

50376
1994
245

N° d'ordre : 1369

20 102 580
50376
1994
245

THESE

présentée à
L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE

pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE
spécialité
LASERS, MOLECULES, RAYONNEMENT ATMOSPHERIQUE

par
Vincent GIRAUD

"Caractéristiques des Propriétés Optiques et Microphysiques des Cirrus : Utilisation de l'Imagerie Satellite"

Soutenue le 28 Octobre 1994 devant la commission d'examen :

M.	Y. FOUQUART	Professeur à l'Université de Lille I, LOA,	Président
Mme.	G. SEZE	Chargée de Recherches au CNRS, LMD,	Rapporteur
M.	P. WENDLING	Professeur, DLR, Munich (Allemagne)	Rapporteur
M.	J.F. GAYET	Ingénieur au CNRS, LaMP,	Rapporteur
M.	J.L. BOULAY	Ingénieur à l'ONERA, Paris	Examineur
M.	J.C. BURIEZ	Professeur à l'Université de Lille I, LOA,	Examineur
M.	F. PAROL	Maître de Conférences à l'Université de Lille I, LOA	Examineur

U.F.R. de Physique Fondamentale
LABORATOIRE D'OPTIQUE ATMOSPHERIQUE

à mes Parents

à Claudette

Je remercie l'ensemble des personnes qui, à titre divers, m'ont permis ou m'ont aidé à entreprendre et à réaliser le travail décrit dans les pages qui suivent.

Et, en particulier :

Je tiens à adresser mes remerciements à Maurice Herman pour son accueil au sein du Laboratoire d'Optique Atmosphérique de l'Université de Lille 1 dont il a la direction. Cet accueil a été parfaitement prolongé par l'ensemble du personnel LOA, que tous ses membres reçoivent ici le témoignage de mon amitié.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance à Yves Fouquart pour la confiance et le soutien qu'il m'a manifestés en m'accueillant dans son équipe et en me confiant le sujet de cette thèse. Ses multiples interventions m'ont permis de constamment recentrer mon étude dans un contexte scientifique clairement défini. De plus, je suis très honoré qu'il ait présidé mon jury. Je tiens également à exprimer ma profonde gratitude à Jean Claude Buriez et Frédéric Parol. Leurs conseils, et leurs encouragements quotidiens ont permis l'aboutissement rapide de ce travail. Qu'ils soient de plus remerciés pour leur participation au jury de cette thèse.

Geneviève Sèze a mis à ma disposition l'expérience du LMD pour l'identification des nuages sur les images satellites, je tiens à lui adresser de vifs remerciements, d'autant plus qu'elle a bien voulu rapporter sur l'ensemble de mon travail. Peter Wendling et Jean François Gayet ont eut également la gentillesse de se charger de la lourde tâche de critiquer ce mémoire. Je leur en suis très reconnaissant.

Que l'Office National d'Etudes et de Recherches Aérospatiales (ONERA) soit remercié pour le soutien financier qu'il m'a accordé.

Enfin, j'exprime également ma sympathie aux amis qui m'ont soutenu depuis l'ONERA, ainsi qu'à ceux qui, à la croisé des couloirs du P7, ont su me "supporter" - dans les deux sens du terme - dans les moments les plus difficiles...

Résumé :

Caractéristiques Optiques et Microphysiques des Cirrus : Utilisation de l'imagerie Satellite.

Les simulations de l'impact climatique des nuages ont, en particulier, mis en évidence le rôle critique des cirrus sur le bilan radiatif de la Terre. La prise en compte de façon réaliste de ce type de nuages dans les modèles de circulation générale (GCM) n'est pas encore possible, principalement à cause du manque d'observation de la microphysique des cirrus à l'échelle du globe. De plus, les caractéristiques microphysiques assimilables dans ces modèles sont nécessairement représentatives d'une microphysique simplifiée qui doit néanmoins permettre de simuler l'influence des cirrus sur le rayonnement. C'est cette microphysique qu'il est nécessaire d'observer à l'échelle de la planète.

C'est dans cette perspective que ce travail a été effectué. Il consiste en l'élaboration d'une procédure de traitement permettant (i) la détection des cirrus et (ii) la recherche de leurs caractéristiques microphysiques, à partir des mesures du radiomètre AVHRR embarqué sur les satellites NOAA.

Sur les images AVHRR, les pixels couverts par des cirrus sont détectés par une méthode de classification statistique (Nuées Dynamiques). Elle permet de différencier les principaux types de nuages à partir de leurs propriétés spectrales (visible et infrarouge) et spatiales (variances sur 9 pixels voisins dans le visible et l'infrarouge).

Sur les zones couvertes par des cirrus, nous recherchons une caractéristique microphysique qui permet de simuler au mieux le rayonnement mesuré dans les deux canaux de l'AVHRR situés dans la fenêtre infrarouge thermique (10-12 μm). Pour chaque zone, cette caractéristique est représentative de la microphysique des parties semi-transparentes du cirrus le plus froid et qui possède les particules les plus petites. Si nous assimilons la forme des cristaux à des sphères de glace, la caractéristique microphysique ainsi obtenue permet de déduire le diamètre effectif des particules.

Notre procédure de traitement a été appliquée sur un ensemble de 21 images représentatives de conditions météorologiques de latitudes moyennes. Sur ces images, nous avons observé, dans certains cirrus, des zones de forte concentration de très petites particules. Les cristaux les plus petits, de diamètre effectif compris entre 10 et 20 μm , ont été observés seulement pour des cirrus de température supérieure à 230 K.

Abstract :

Cirrus Cloud Optical and Microphysical Characteristics Derived From Satellite Data.

In the context of a global climate change, simulations of cloud radiative forcing shows that cirrus clouds play a key role in the Earth radiation budget. In order to improve the modelling of cirrus clouds in General Circulation Models (GCM), observations of global cloud microphysical properties would be sought. However, GCM are not able to take into account the complexity of the real cloud microphysics. In fact, a simple microphysical model is needed to simulate the impact of cirrus cloud on the climate. This is that kind of microphysics that one needs to observe at planetary scale.

In this prospect, we develop a processing scheme (i) to detect cirrus clouds and (ii) to determine a simplified microphysical property, by using radiometric AVHRR data on NOAA satellite.

To detect cloudy AVHRR pixels, a cloud classification scheme based on histogram clustering analyses is applied. This classification takes into account spectral (visible and infrared) and spatial (local standard deviation in the 3x3 neighborhoods of the pixel) properties of the pixels.

To retrieve a microphysical characteristic of cirrus clouds over a given field of view, we investigate data from the two infrared AVHRR channels in the atmospheric window (10-12 μm). For each field of view, the derived microphysical characteristic is related to the semi-transparent part of the coldest cirrus cloud that has the smallest particles. Assuming that cirrus clouds are composed of ice spheres, the effective diameter of the particles can be deduced from the microphysical characteristic.

We have applied our treatment on 21 AVHRR images which are representative of midlatitude meteorological conditions. On these pictures, some cirrus cloud region with a high concentration of very small particles are evidenced.

SOMMAIRE

Page

INTRODUCTION **9**

CHAPITRE I **15**

Les Cirrus : observations "in-situ" et méthodes de télédétection de leurs caractéristiques optiques et microphysiques.

1. Introduction.	15
2. Les cirrus : généralités.	17
2.1 Modes de formation des cirrus.	17
2.2 Structure et texture des cirrus.	20
2.2.1 Organisation des cirrus à grandes échelles.	20
2.2.2 Organisation des cirrus à l'échelle du nuage.	21
2.3 Type de cristaux de glace observés dans les cirrus.	22
3. Observations satellitaires des cirrus : généralités.	28
3.1 Introduction.	28
3.2 Satellites météorologiques couramment utilisés.	29
3.3 Techniques satellitaires d'observation des cirrus.	31
4. Différence de Température de brillance (BTD) entre les canaux 4 et 5 de l'AVHRR : Théorie.	37
4.1 Simulation de la mesure satellitaire dans l'infrarouge thermique.	37
4.2 Signature des cirrus semi-transparents dans les canaux 4 et 5.	41
4.3 Caractéristiques microphysiques des cirrus semi-transparents : interprétation de la BTD.	50
4.3.1 Définition du modèle microphysique radiativement équivalent.	50
4.3.2 Dimensions optiquement équivalentes des cristaux de glace.	51
5. Conclusion	60

CHAPITRE II **63****Reconnaissance des Nuages sur les Images AVHRR/NOAA.**

CHAPITRE III **67****Téledétection des caractéristiques microphysiques des cirrus. Application à l'imagerie AVHRR.**

1. Introduction.	67
2. Méthodologie	69
2.1 Principe : rappels	69
2.2 Contraintes	70
3. Exemple de diagrammes BTD expérimentaux.	72
3.1 Description des observations.	72
3.2 Observations de pavés carrés de 50 pixels de côté.	80
3.3 Observation sur des pavés carrés de 100 pixels de côté.	82
3.4 Observations sur des pavés carrés de 200 pixels de côté.	83
4. Procédure de traitement systématique des images.	84
4.1 Description de la procédure de traitement systématique.	86
4.1.1 Sélection des zones exploitables.	86
4.2.2 Ajustement des paramètres.	90
4.1.3 Validation des résultats.	92
4.2. Procédure de traitement systématique appliquée à un cas particulier.	94
4.3 Conclusion.	99
5. Traitement systématique appliqué aux 21 images.	101
5.1 "Point de vue statistique".	101
5.1.1 Types de zones observées.	101
5.1.2 Propriétés des cirrus observées sur les pavés.	103
5.1.3 Discussion.	109
5.2 "Point de vue descriptif".	111
5.2.1 Description de la situation synoptique du 18 Octobre 1989.	111
5.2.2 Propriétés des cirrus observés le 18 Octobre 1989.	119
6. Conclusion.	125

CONCLUSION **127**

Reconnaissance des Nuages sur les Images Satellites

1. Introduction.	133
2. "Nuées Dynamiques" : Météosat	137
2.1 Généralités	137
2.2 Classification des images Météosat durant ICE.	141
3. "Nuées Dynamiques" : AVHRR	144
3.1 Généralités :	144
3.2 Classification des images AVHRR pleine résolution	147
3.2.1 Détermination des classes par les "Nuées Dynamiques"	147
3.2.2 Dénomination des classes obtenues par trois tirages indépendants	150
3.2.3 Comparaison des trois classifications	154
3.3 Conclusion.	160
4. Influence de la résolution spatiale du radiomètre sur la classification.	162
4.1 Construction des images Basse Résolution Spatiale.	162
4.2 Détermination des classes par les "Nuées Dynamiques".	164
4.3 Comparaison avec la classification pleine résolution.	165
4.3.1 Distribution des centres de gravité	165
4.3.2 Distribution des pixels dans les différentes classes	171
4.3.3 Distribution spatiale des différentes classes dans les images	174
4.4 Conclusion.	180
5. Classification par une méthode de seuils	182
5.1 Principe	182
5.2 Comparaison avec la classification issue des "Nuées Dynamiques".	184
6. Conclusion	190

Liste des Images AVHRR Utilisées

INTRODUCTION

Introduction

Parmi les composants atmosphériques, les nuages qui diffusent absorbent et émettent du rayonnement, jouent un rôle capital dans l'évolution du système climatique de la planète. L'extension spatiale et temporelle de certains types de nuages, tels les strato-cumulus de la basse atmosphère et les cirrus de la haute troposphère leur confère un impact climatique très important. Cet impact est souvent le résultat du déséquilibre de processus antagonistes : les cirrus, suivant leur épaisseur et les conditions d'éclairement, peuvent contribuer soit à un refroidissement de la planète, soit au contraire à un réchauffement de celle-ci. Leur altitude élevée, qui entraîne un contraste important des températures d'émission de la surface et du nuage, favorise l'effet de serre, tandis que leur albédo

- Introduction -

peut arrêter une grande partie du rayonnement solaire. Les cirrus sont donc parmi les acteurs principaux dans le rôle de modulateur du climat. La connaissance limitée que nous en avons rend toutefois leur mise en scène très difficile dans les modèles numériques de simulation du climat.

La couverture moyenne par des cirrus est de 12.6 % au dessus des océans et de 23.4 % au dessus des terres émergées (Warren et al., 1986 ; 1988). Malgré la fréquence d'occurrence considérable de ce type de nuages, ils n'ont que peu été étudiés jusqu'à ces dernières années essentiellement du fait de difficultés expérimentales. Leur altitude élevée rend délicates les mesures aéroportées, et si la télédétection semble le moyen le plus adapté pour les étudier, leur aspect semi-transparent a pendant longtemps constitué un problème pour l'interprétation des images satellites. Ceci explique pourquoi autant leur cycle de vie (formation et dissipation) que leurs propriétés microphysiques sont encore très mal connus de nos jours.

Les progrès effectués en modélisation numérique du climat permettent d'appréhender des phénomènes de plus en plus complexes. Pourtant on se heurte maintenant au fait que les modèles ne peuvent gérer le rôle des cirrus de façon réaliste. Il est nécessaire que les modèles puissent représenter les cirrus, ce qui exige de connaître leurs conditions de formation et leur cycle dynamique, de caractériser leurs propriétés microphysiques en fonction de paramètres explicitement calculés par les modèles et enfin de calculer l'impact sur le bilan radiatif. Pour pallier à cette demande, depuis une quinzaine d'années, de nombreux programmes d'études internationaux ont été dédiés à l'étude de ces nuages. On peut citer les programmes **FIRE** et **FIRE II** (**F**irst **I**SCCP (**I**nternational **S**atellite **C**loud **C**limatology **P**roject) **R**egional **E**xperiment) - Cox et al., 1987; Starr, 1987 - aux Etats Unis, ainsi que **ICE** (**I**nternational **C**irrus **E**xperiment, 1989) - Raschke et al., 1990 - en Europe et plus récemment **EUCREX** (**E**Uropean **C**loud and **R**adiation **E**xperiment) (Raschke, 1992). Cet effort se poursuit aujourd'hui avec notamment la récente mise en place de la campagne internationale **EUCREX 94** en Bretagne.

La première approche pour caractériser les propriétés microphysiques des nuages, et donc des cirrus, a été de regrouper toutes les informations "in-situ" collectées durant les différentes

- Introduction -

campagnes de mesures afin de concevoir un catalogue qui permet de caractériser tous les types de nuages qui ont été sondés par des avions instrumentés (Gayet et al., 1992). Aujourd'hui, cette base de données regroupe des mesures aéroportées réalisées, lors des campagnes Internationales qui se sont déroulées depuis le début des années 70 jusqu'à nos jours, par des laboratoires européens tels que le **LaMP** (**L**aboratoire de **M**étéorologie **P**hysique) en France, le **MRF** (**M**eteorological **R**esearch **F**light) en Angleterre ou encore le **DLR** (**D**eutsche **F**orschungsanstalt für **L**uft und **R**aumfahrt) en Allemagne. Cette base de données a été enrichie par l'incorporation des mesures microphysiques rassemblées par la **FAA** (**F**ederal **A**eronautic **A**dministration) aux états Unis (Jeck, 1988). La réalisation de cette banque de données a permis de regrouper plus de 3500 événements comportant notamment des informations quantitatives sur la microphysique observée (valeurs de masse et concentration des particules de nuage) mais aussi des informations sur la situation météorologique présente lors de l'analyse et un rappel du contexte scientifique. Ces observations sont inégalement réparties en altitude et en type de nuages. Elles correspondent aussi à des lieux géographiques différents, à des saisons différentes, à des situations météorologiques différentes. L'exploitation de cette base de données dans l'optique d'une étude généraliste n'est pas encore envisageable. Le nombre d'échantillons disponibles limite souvent la portée des conclusions d'une analyse statistique appliquée à un type de nuage dans des situations précises. Ces observations restent donc ponctuelles, biaisées par un échantillonnage résultant de multiples contraintes expérimentales. De plus, elles ne renseignent pas sur l'extension des systèmes nuageux dont quelques éléments seulement ont été sondés.

L'essor des satellites météorologiques offre une opportunité unique d'observation de la terre et de son atmosphère à l'échelle globale. La multiplication de canaux donnant la mesure de la quantité de rayonnement quittant l'atmosphère dans des longueurs d'onde comprises entre 3 et 15 μm est un avantage considérable pour l'étude des nuages de haute altitude. Pour de telles longueurs d'onde, et en dehors des bandes spectrales où l'absorption par certains gaz atmosphériques est forte (vapeur d'eau, gaz carbonique, ozone ...), le rayonnement issu de l'atmosphère sans nuage provient essentiellement des basses couches. Il contraste avec le rayonnement atmosphérique issu de

- Introduction -

couches de haute altitude, donc très froides, en présence de cirrus. L'exploitation de ce contraste est à la base de la plupart des techniques de télédétection des cirrus par satellite (Inoue, 1985, 1987 ; Ackerman, 1989 ...). En particulier, Inoue (1985, 1987) utilise les canaux 4 (11 μm) et 5 (12 μm) du radiomètre **AVHRR** (**A**dvanced **V**ery **H**igh **R**esolution **R**adiometer) embarqué sur les satellites météorologiques de la **NOAA** (**N**ational **O**ceanic and **A**tmospheric **A**dministration). La différence de températures radiatives mesurée entre ces deux canaux (T4-T5) permet également de caractériser les propriétés microphysiques des cirrus (Parol et al., 1991). Il est évident que la mesure satellite ne permet pas de décrire avec précision la taille et la forme de chaque particule présente dans le cirrus. Toutefois, cette mesure permet de valider la microphysique moyenne radiativement cohérente avec le signal satellite.

L'imagerie satellite vient donc à point nommé pour pallier aux limites de la mesure "in-situ". L'obtention de caractéristiques microphysiques cohérentes avec les propriétés radiatives des nuages est un atout majeur en vue d'une exploitation dans les modèles de simulation du climat. Le travail qui est présenté dans ce mémoire consiste à l'élaboration et l'exploitation d'une stratégie d'observation systématique des cirrus semi-transparents à grandes échelles spatiales et temporelles.

Pour cette étude, nous avons réuni toutes les images satellites disponibles **AVHRR/NOAA 11** et **METEOSAT** acquises durant la campagne ICE 89 (images du 10 au 20 Octobre 1989). Si quelques cas particuliers ont été nécessaires à la validation de la méthode, nous nous sommes davantage orientés vers une étude climatologique des propriétés microphysiques des cirrus.

Après une brève analyse des conditions de formation des cirrus et de leurs caractéristiques microphysiques observées par des moyens aéroportés, nous nous sommes plus particulièrement intéressés, dans le premier chapitre, aux propriétés optiques des cristaux de glace qui les composent. L'observation des caractéristiques optiques des particules nuageuses nous a permis de montrer une dépendance spectrales dans les fenêtres atmosphériques 3 - 5 et 8 - 14 μm . Une méthode de télédétection des caractéristiques microphysiques des cirrus utilisant cette dépendance spectrale est

- Introduction -

proposée dans ce premier chapitre. Nous discutons alors le choix qui nous a conduit à l'utilisation des canaux à 11 et 12 μm du radiomètre AVHRR sur le satellite NOAA11.

La mise en place de cette technique a nécessité l'élaboration d'un premier outil pour détecter les pixels couverts par des cirrus sur les images AVHRR. Desbois et al. (1982) puis Sèze et Desbois (1987) ont appliqué une méthode de classification statistique à des images Météosat. Cette méthode est basée sur le principe des "nuées dynamiques" appliquées aux caractéristiques spectrales et spatiales des images. Outre son indépendance avec le signal T4-T5 de l'AVHRR, elle offre l'avantage d'être sans à priori sur les propriétés des nuages et peut être facilement transportée d'une région du globe à une autre. Nous avons retenu et adapté cette méthode de classification pour l'appliquer aux images du type AVHRR. L'annexe 1 décrit comment cette technique a été adaptée au cas particulier de ces images. Dans cette annexe, nous discutons de l'effet de la résolution spatiale sur le type de nuages classifiés, enfin, les résultats obtenus par la classification statistique sont comparés avec ceux déduits d'une classification par seuils, comme celle proposée par Inoue (1987). Les principaux résultats sont résumés dans le deuxième chapitre.

Le chapitre 3 décrit la mise en place de la technique de télédétection de la microphysique équivalente des cirrus à partir des canaux 4 et 5 du radiomètre AVHRR. Ce chapitre, débute par une étude de sensibilité qui permet d'appréhender les limites de la méthode et ainsi de figer son champ d'application. Les images AVHRR/NOAA11 disponibles sur la période du 10 au 20 Octobre, dont la liste est fournie dans l'annexe 2, sont ensuite traitées de façon systématique.

CHAPITRE 1

Les Cirrus : observations "in-situ" et méthodes de télédétection de leurs caractéristiques optiques et microphysiques.

Cirrus (1830) : mot lat. signif. "échevelé" ; "nuage qui s'effiloche". *Dictionnaire Etymologique et Historique du Français* - Ed. Larousse.

1. Introduction.

Par analogie avec son sens dans la langue latine, les météorologues ont voulu caractériser les nuages d'aspect filamenteux par le nom : "Cirrus". Dans ce mémoire, et je crois dans l'esprit des chercheurs en physique de l'atmosphère, les cirrus définissent des nuages fibreux présents à très

- Chapitre I -

haute altitude, constitués en majorité, sinon en totalité, de cristaux de glace. Cette définition est en accord avec celle proposée par l'Organisation Mondiale de la Météorologie (1956, 1969).

La recherche en physique de l'atmosphère a longtemps considéré les cirrus comme des nuages non impliqués directement dans les problèmes de la météorologie. Ils étaient principalement étudiés pour leur aptitude à déclencher la phase glace dans les nuages bas par insémination par leurs précipitations. L'intérêt pour l'étude de ce type de nuage a pris une importance considérable lorsque leur influence sur les processus de transferts radiatifs est apparue capitale. Une importante motivation est maintenant formulée pour caractériser leur structure microphysique et définir leur rôle sur l'équilibre climatique de la planète.

Pour accroître la précision des modèles numériques de simulation du climat, les cirrus doivent être considérés dans les échanges d'énergie dans l'atmosphère. Pour cela, il est nécessaire d'obtenir une paramétrisation des propriétés optiques et microphysiques des cirrus adaptée à la résolution spatiale couramment employée dans les modèles. La taille typique des pas de grilles dans les modèles est de 10 à 100 kilomètres. C'est l'imagerie satellitaire qui paraît aujourd'hui le moyen le mieux adapté pour fournir les observations les plus facilement assimilables dans ce type de modèles.

Les premières observations "in-situ" dans les cirrus ont montré une forte hétérogénéité de leurs caractéristiques optiques et microphysiques, et ceci à des échelles d'observation variées. Nous tenterons, dans la première section de ce chapitre, de décrire ces hétérogénéités à partir des phénomènes physiques susceptibles de modifier la microphysique dans les cirrus. Nous souhaitons ainsi mieux comprendre comment les caractéristiques moyennes de ces nuages, caractéristiques accessibles à la télédétection spatiale ou à la modélisation à grande échelle (> 10 Km), peuvent être issues de processus présents à des échelles bien plus petites.

La mesure du rayonnement issu de l'atmosphère est à la base des techniques de télédétection spatiale. La deuxième partie de ce chapitre montre les difficultés d'interprétation de cette mesure dans le cas particulier de l'étude des cirrus. Les moyens satellitaires actuellement disponibles

- Chapitre I -

sont décrits et les méthodes de télédétection des cirrus et de leurs caractéristiques optiques et/ou microphysiques sont commentées.

La dernière section de ce chapitre développe la théorie qui permet d'interpréter la différence de température de brillance entre les deux canaux dans l'infrarouge thermique de l'AVHRR, observable en présence de cirrus semi-transparents, par une microphysique radiativement équivalente.

2. Les cirrus : généralités.

Les premières descriptions précises des cirrus, autant sur le plan du contenu en particules de glaces que sur le plan dynamique sont dûes en particulier à Heymsfield qui a caractérisé la dynamique et la microphysique dans les cirrus uncinus (Heymsfield 1975,a ,b ,c). Pendant la même période, les travaux de Platt ont permis d'identifier les caractéristiques optiques de ces nuages (Platt, 1973, 1975, 1978 ; Platt et al., 1979 ; Platt et Dilley, 1979 ; Platt et al., 1987). Une synthèse de ces observations peut être consultée dans la revue de Liou (1986).

Les premiers résultats des campagnes de mesures FIRE (1986) aux Etats Unis et ICE (1989) en Europe ont permis d'approfondir les connaissances sur les caractéristiques microphysiques, dynamiques et radiatives des cirrus. Dans ce paragraphe, nous souhaitons donner un aperçu des contraintes physiques qui permettent la formation des cirrus et gouvernent leurs caractéristiques tant dynamiques que microphysiques et donc radiatives.

2.1 Modes de formation des cirrus.

Un nuage, quelque soit son type ou sa famille, ne peut se former que s'il existe une quantité suffisante d'eau, sous forme de vapeur, dans l'atmosphère. Les cirrus n'échappent pas à cette règle. Pour qu'un cirrus apparaisse, il faut que la haute troposphère (altitude comprise entre 6 et 12 Km) contienne une quantité d'eau trop importante pour que celle-ci reste à l'état gazeux. Il est nécessaire que la sursaturation de l'air par rapport à la glace ou à l'eau soit atteinte. Cette sursaturation peut être

- Chapitre I -

provoquée soit par refroidissement de la masse d'air - mélange de deux masses d'air ou ascendance d'une masse d'air - , soit par un apport de vapeur d'eau extérieure à la masse d'air. C'est le mécanisme d'apparition de la sursaturation qui va différencier les types de cirrus observables.

Les phénomènes locaux, d'instabilités dynamique ou thermique à petite échelle, vont permettre la formation de cirrus du type cirrus uncinus, fibratus, floccus. Ces cirrus sont caractérisés par une faible étendue spatiale et souvent prolongés par une zone de précipitation en forme de "virgules". Les ascendances beaucoup plus lentes qui se produisent à grande ou méso échelle (fronts chauds à l'avant d'une perturbation, ondes orographiques, ...) vont favoriser l'apparition de cirrus spatialement étendus. Ces cirrus, voilant souvent une grande partie du ciel, sont les cirrostratus, cirrus undulatus ou cirrocumulus. L'injection de vapeur d'eau ou de cristaux de glace à très haute altitude est produite par des situations à convection profonde (fronts froids, lignes de grains, cumulonimbus, ...). Les cirrus spissatus sont créés par ce type de situations. Leur microphysique est extrêmement dépendante de la quantité d'eau présente dans les couches inférieures. C'est le mode de formation privilégié des cirrus associés à la zone de convection intertropicale.

Les contraintes provoquées par le passage d'avions à haute altitude donnent naissance à un type de cirrus tout à fait spécifique. Le passage de l'avion favorise l'apparition de particules de glace en apportant, par la combustion de ses moteurs, la vapeur d'eau et les noyaux glaçogènes nécessaires. Dans certaines conditions, l'avion joue simplement le rôle de catalyseur pour apporter, par la turbulence qu'il provoque, l'énergie nécessaire pour que la phase glace apparaisse spontanément dans une couche déjà sursaturée. Ce type de cirrus, "traînée de condensation", persistera plus ou moins longtemps après le passage de l'avion suivant les conditions météorologiques. Si celles-ci sont favorables, couches instables ou humides, les traînées de condensation pourront s'étendre sur plusieurs kilomètres de large et persister durant plusieurs heures après le passage de l'appareil. Parfois, les particules peuvent croître suffisamment pour précipiter et ensemercer des couches plus basses, modifiant ainsi la microphysique des nuages d'altitudes

- Chapitre I -

inférieures, voire dans certaines conditions provoquant la formation d'un cirrus plus stable dans les couches inférieures.

Lorsque la sursaturation, par rapport à la glace ou l'eau, de la masse d'air est devenue suffisante, sursaturation obtenue par l'un des procédés précédemment décrits, des embryons de particules peuvent apparaître. La nucléation homogène, apparition spontanée d'un embryon de particule de glace sans l'intervention de particules étrangères, nécessite une sursaturation de l'air par rapport à la glace beaucoup trop importante pour être naturellement possible dans l'atmosphère. L'apparition de la phase glace dans les cirrus passe donc nécessairement par l'intermédiaire d'aérosols. Les embryons de cristaux de glace proviennent soit de la déposition de vapeur d'eau sur des aérosols insolubles (noyaux glaçogènes), soit de la congélation de gouttelettes d'eau surfondue après dilution de particules hygroscopiques, qui ont servi de noyaux de condensation (CCN). Ces embryons de particules de glace croissent par déposition de vapeur d'eau ou par coalescence. Les modes d'apparition de la phase eau ou glace dans les nuages, ainsi que la croissance des particules, sont traités dans de nombreux ouvrages développant la physique des nuages. On citera pour référence le livre de Mason (1957).

Les modes de formation et de croissance des particules dans les nuages induisent des différences sur leurs formes et leurs tailles. Des études de croissance de particules de glace dans des chambres froides à température et humidité contrôlées ont permis de mettre en évidence les différentes formes de cristaux observables en fonction de la température. En fait, ce n'est pas la température qui impose directement la forme des cristaux mais plutôt la différence entre la densité de vapeur d'eau dans l'air ambiant et la densité de vapeur d'eau à la surface du cristal qui privilégie certaines directions de croissance de celui-ci.

2.2 Structure et texture des cirrus.

2.2.1 Organisation des cirrus à grandes échelles.

Les cirrus sous nos latitudes moyennes sont généralement associés à des systèmes spatialement étendus d'échelles synoptiques (≈ 1000 Km). Ils montrent des structures persistantes à des échelles comprises entre 10 et 100 Km, et parfois davantage. Ils sont le plus souvent organisés en bandes de nuages, soit parallèles soit perpendiculaires à la direction du vent (à leurs niveaux). Des "touffes" isolées de cirrus peuvent aussi être observées. Ces structures variées de cirrus constituent des indicateurs visibles, par le biais de l'organisation et des variations de leurs épaisseurs et de leurs densités, du forçage dynamique ou de la vapeur d'eau disponible à leurs niveaux.

L'observation de 12 scènes acquises par le satellite Landsat par Kuo et al. (1988) a permis de caractériser la structure et la texture horizontale de plusieurs types de cirrus. Ils ont montré la présence d'un nombre important de cellules de diamètres compris entre 0.1 et 1.5 Km. Ils ont observé que ces cellules possédaient des structures caractéristiques notablement distinctes de celles observables pour des cellules de plus grandes dimensions. Ceci suggère que les processus microphysiques actifs dans des cirrus de faible étendue spatiale sont différents de ceux qui sont présents dans des nuages plus étendus. Dans cette étude, les auteurs ont caractérisé la forme horizontale typique des couches de cirrus en calculant le rapport entre la longueur du grand axe et la longueur du petit axe de la cellule (i.e. rapport d'asymétrie). Ce rapport est voisin de 2 pour des cellules de petite dimension, comprise entre 0.6 et 1 Km. Pour des cellules plus étendues, ce rapport peut être beaucoup plus important, souvent supérieur à 10. Cette étude montre que ce sont les cirrus du type cirrostratus qui possèdent le rapport d'asymétrie le plus important.

Les descriptions des systèmes de cirrus montrent le plus souvent une organisation de ces nuages en plusieurs couches. Une couche individuelle de cirrus n'est pas très épaisse, souvent moins de 500 mètres. On observe parfois une couche de cirrus stable, très fine (≈ 100 m) près de la tropopause. En général, les systèmes de cirrus sont caractérisés par la présence d'un nuage primaire

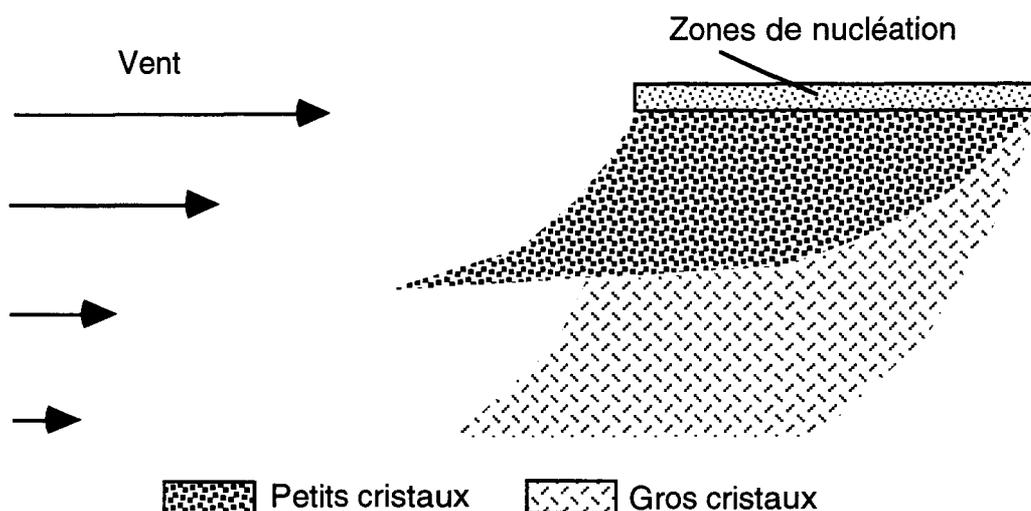
- Chapitre I -

situé juste sous la tropopause. Les précipitations issues de ce premier cirrus peuvent donner naissance, sous certaines conditions, à des cirrus d'altitude moins élevée. En effet, dans la zone de précipitation du cirrus primaire, l'évaporation des cristaux de glace va, d'une part apporter de l'humidité à cette région, et d'autre part perturber son équilibre thermique par le dégagement de chaleur latente. Ceci offre des conditions favorables à l'apparition d'un deuxième cirrus, généralement très instable et à faible étendue spatiale. Les précipitations du cirrus primaire peuvent aussi donner naissance à une couche de cirrus beaucoup plus stable. Lorsque les précipitations du cirrus primaire parviennent à une couche d'atmosphère sursaturée par rapport à la glace ou à l'eau, l'arrivée de cristaux de glace dans cette couche, particules évidemment fortement glaçogènes, va provoquée l'apparition de la phase glace, un nouveau cirrus peut se former.

2.2.2 Organisation des cirrus à l'échelle du nuage.

La microphysique des cirrus générés par le soulèvement d'une masse d'air humide est fortement corrélée avec la vitesse de l'ascendance. La vitesse verticale de l'air ne dépasse pas $1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ pour des échelles méso-synoptiques (≈ 100 à 1000 Km). Ces vitesses, très faibles, associées à des mouvements de grandes échelles ne sont pas suffisantes pour compenser la vitesse de chute des particules de taille supérieure à $100\ \mu\text{m}$. Celles-ci vont précipiter lentement vers des couches moins élevées. La sédimentation des particules de glace est l'un des processus majeur dans l'évolution de la microphysique de ce type de cirrus et dans la distribution verticale de la taille des particules dans le cirrus. Seule la turbulence à petite échelle peut lutter contre ce phénomène de stratification verticale de la taille des cristaux de glace.

En présence de cisaillement de vent - dépendance verticale de la force du vent -, la stratification verticale des particules de glace peut s'accompagner d'une séparation horizontale des particules suivant leurs dimensions (Brown, 1991). La modification du trajet vertical des cristaux de glace, par entraînement en présence de cisaillement de vent, dépend de leur vitesse de chute, donc de leur taille. Cela induit une accumulation de petites particules "au vent" du nuage, illustrée par le schéma suivant :



Les observations "in-situ" permettent d'identifier les zones où les processus microphysiques et dynamiques mis en jeu sont différents. On peut différencier les zones où la nucléation est prépondérante, les zones de croissance ou d'évaporation des particules ou les régions où le cisaillement de vent a séparé les particules suivant leurs tailles. Le calcul de moyennes microphysiques sur des longueurs d'échantillonnages supérieures à 60 km fait disparaître ce type d'observation. Dans ce cas, seule la stratification verticale de la microphysique reste observable (Brown, 1991).

2.3 Type de cristaux de glace observés dans les cirrus.

Le type, la taille et la teneur en glace de particules obtenues lors d'observation "in-situ" par différents chercheurs sont reportés dans le tableau 1, issu de la revue de Liou (1986). Dans ce tableau, le type de nuage ainsi que la situation synoptique sont notés pour chaque observation. La première observation "in-situ" de ce tableau date de 1944, elle a été effectuée par Weickmann et publiée en 1945. La similitude des caractéristiques décrites par les différents auteurs est remarquable. Toutes les observations font référence à des particules de formes classiques : plaquettes ou colonnes, mais aussi à des particules beaucoup plus typiques associées au cirrus : les "rosettes". Les dimensions des cristaux varient de quelques micromètres à plusieurs milliers de micromètres (20-2000 μm) et le contenu en glace est compris entre 0.001 et 0.50 g/m^3 .

- Chapitre I -

Investigator	Cloud type	Synoptic condition	Composition
Weickmann (1945, 1949)	cirrostratus, cirrocumulus	—	column, bundle of columns L ~100–300 μm IWC ~0.01 g m^{-3}
Heysmsfield and Knollenberg (1972)	cirrus uncinus, cirrostratus, anvil	—	bullet rosette, column (75%), plate (25%) L ~600–1000 μm IWC ~0.15–0.25 g m^{-3}
Hobbs et al. (1975)	cirrus, cirrostratus (~6–7 km)	upper level trough, frontal system	bullet, column, plate L ~100–700 μm IWC ~0.01–0.1 g m^{-3}
Heysmsfield (1975)	cirrus uncinus cirrostratus	Temp. ~ -19--58°C, strong wind shear	bullet rosette, column, plate L ~20–2000 μm IWC ~0.15–3 g m^{-3} L ~20–500 μm IWC ~0.01–0.15 g m^{-3}
Heysmsfield (1977)	stratiform ice clouds	Temp. ~ -10--60°C frontal system jet stream	bullet rosette, column, thick plate L ~300–600 μm IWC ~0.001–1 g m^{-3}
Varley et al. (1978–1980)	thin cirrus, cirrostratus (~8–9 km)	upper level trough high pressure system	bullet rosette, column, plate L ~20–2000 μm IWC ~0.001–0.05 g m^{-3}

Tableau 1 : Observations aéroportées de la composition et de la structure des cirrus (K. N. Liou, 1986).

La figure 1, d'après Heysmsfield (1975a) montre, pour deux types de cirrus, le spectre dimensionnel des particules de glaces obtenu par des observations aéroportées. Le spectre observé au voisinage de la base d'un cirrus uncinus possède un deuxième mode propre représentant des particules de taille supérieure à 500 μm . La mesure a été effectuée dans une région de précipitation du cirrus. Ce deuxième mode représente les précipitations. Le spectre obtenu au sommet du cirrostratus ne possède pas de deuxième mode, il représente des particules toujours inférieures à 500 μm

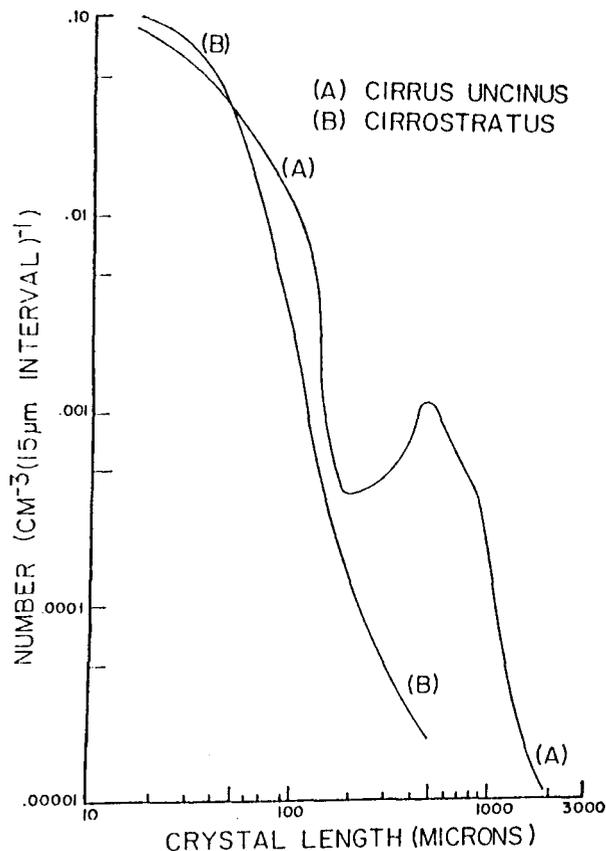


Figure 1 : Spectres dimensionnels des particules obtenus proches de la base de la "tête" d'un cirrus uncinus (A) et près du sommet d'un cirrostratus (B). (Heymsfield 1975a)

A partir d'hologrammes obtenus pendant la traversée, à 3 niveaux de vol différents (7, 7.6 et 8.2 Km), d'un cirrus frontal épais lors de la campagne de mesures ICE, Krupp (1991) a reconstitué la forme et la taille des particules de dimension supérieure à 20 μm . Ses résultats sont présentés sur la figure 2. La stratification verticale du type de cristaux présents dans le cirrus est clairement illustrée. Cette figure montre, sur un cas réel, la structure verticale des caractéristiques microphysiques d'un type particulier de cirrus.

International Cirrus Experiment Mission ICE 215

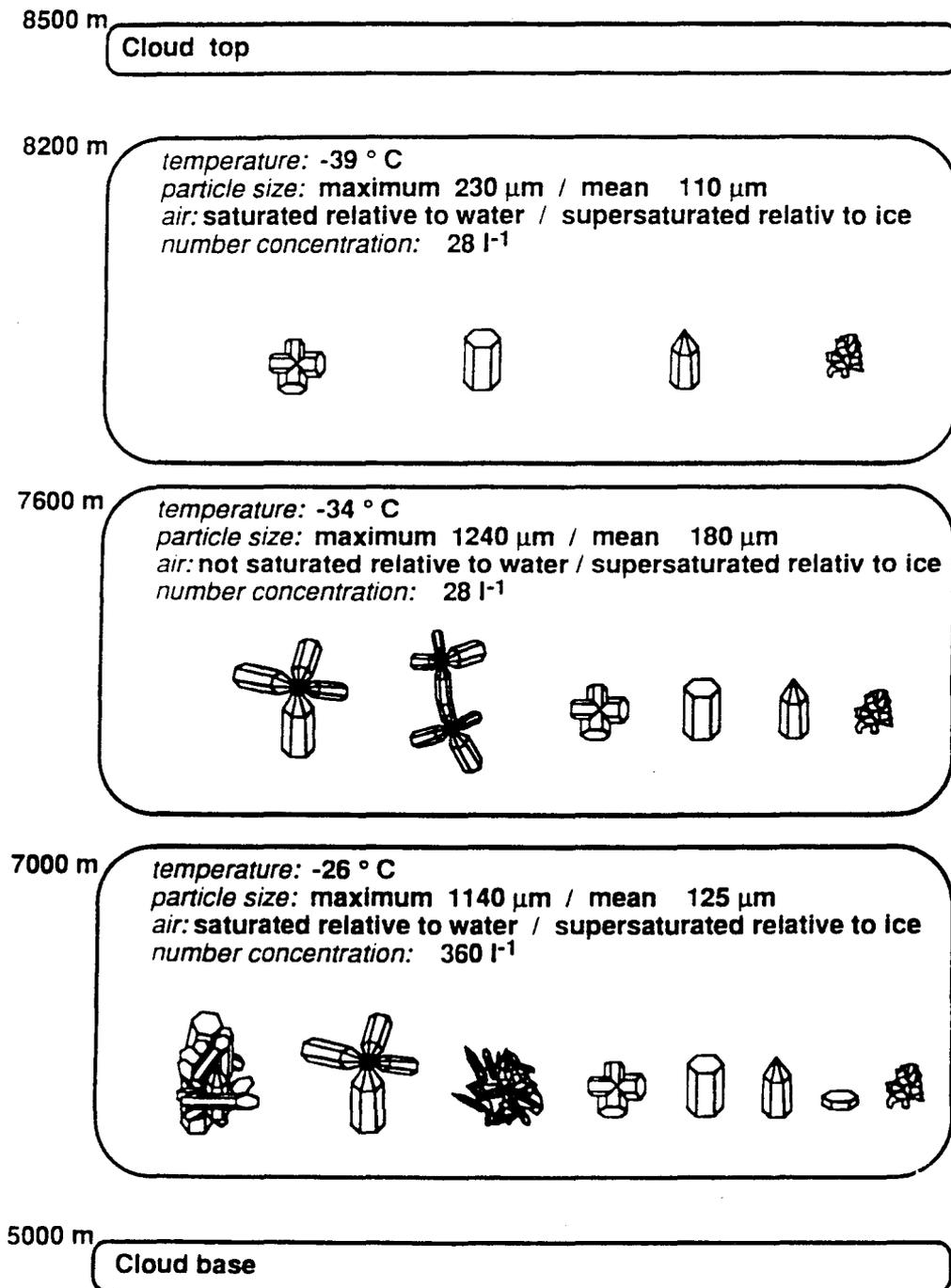


Figure 2 : Type de particules obtenues par holographie lors de la traversée à 3 niveaux différents dans un cirrus frontal épais. (Krupp, 1991)

- Chapitre I -

Si on consulte la base de données microphysiques développée à l'ONERA (Office National d'Etude et de Recherche Aérospatiale) (Delannoy et Giraud, 1993) rapportant plus de 300 observations aéroportées localisées entre 6000 et 10000 mètres d'altitude, de plusieurs types de cirrus, on note une bonne cohérence avec les caractéristiques montrées dans le tableau 1. Cette base de données précise en particulier que les cirrus et cirrostratus observés sont caractérisés par un contenu massique maximal compris entre 0.05-0.20 g.m⁻³, les valeurs les plus couramment rencontrées étant comprises entre 0.01 et 0.05 g.m⁻³. On remarque que ce contenu massique décroît lorsque l'altitude d'observation du cirrus augmente. De plus, cette masse est principalement distribuée sur les particules de tailles supérieures à 100 µm et de concentration comprise entre 10 et 50 particules par litre. L'obtention de la concentration des particules de tailles inférieures à 10 µm est délicate et peu précise à partir de moyens aéroportés conventionnels.

La figure 3, basée sur les données de Heymsfield et Platt (1984), confirme la variation du contenu en glace dans le nuage en fonction de sa température, donc de son altitude. Ce contenu diminue lorsque la température diminue, ou l'altitude augmente. La diminution du contenu en glace pour les couches troposphériques les plus hautes vient d'une part que la quantité de vapeur d'eau disponible dans l'atmosphère se raréfie lorsque l'altitude augmente, et d'autre part que les particules les plus lourdes ont quitté les couches supérieures du nuage par sédimentation. La base de données microphysiques ayant montré que la masse est principalement portée par les particules de taille supérieure à 100 µm, il est probable que ce type de particules ne puissent se maintenir à de très hautes altitudes.

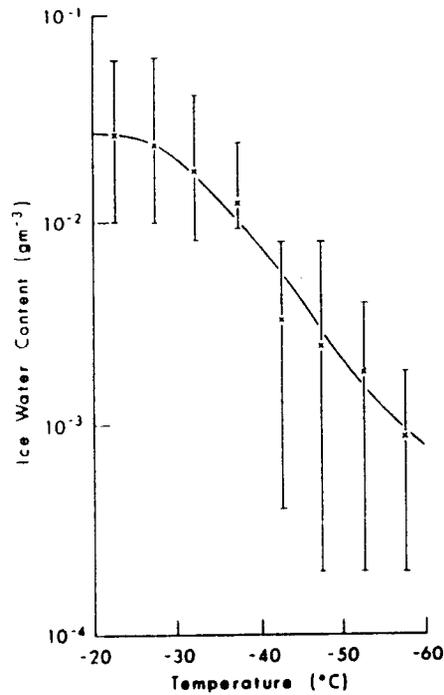


Figure 3 : Teneur en glace - IWC - en fonction de la température du nuage. Les mesures sont de Heymsfield et Platt (1984). La courbe représente la meilleure interpolation entre les données.

Le contenu en glace permet de résumer de façon macroscopique les propriétés microphysiques des cirrus. Il permet de caractériser les cirrus sans entrer dans les détails d'une microphysique extrêmement variée tout en illustrant la dépendance de cette microphysique avec l'altitude du nuage. Ce paramètre est généralement utilisé pour comparer les modélisations numériques des cirrus avec les observations in-situ.

3. Observations satellitaires des cirrus : généralités.

3.1 Introduction.

Les observations "in-situ" des cirrus permettent d'appréhender les processus physiques de petites échelles (≤ 100 m) présents dans les cirrus. Les mesures effectuées à partir de capteurs du type PMS (Particle Measurement System, Knollenberg, 1970) caractérisent la taille, la concentration et la forme (en deux dimensions) des particules nuageuses de dimension supérieure à $50 \mu\text{m}$ tout au long de la trajectoire de l'avion. Les sondes FSSP (Forward Scattering Spectrometer Probe) permettent d'obtenir la dimension des particules par la mesure de leur diffusion avant, grâce aux sondes 2DC la forme des particules peuvent être déduites par l'analyse de leur ombre sur une rangée de photodiode lorsque elles sont éclairées par un faisceau laser. Les observations effectuées par des lidars ou des radiomètres aéroportés permettent d'étendre les observations au delà du niveau de vol de l'avion. Toutefois, ce type d'observations est ponctuel dans le temps et spatialement très localisé. L'étude de l'influence des cirrus sur le bilan énergétique de la planète nécessite la connaissance des propriétés optiques, et donc microphysiques, des cirrus à l'échelle globale et sur de longues périodes. C'est pourquoi les études satellitaires des cirrus se multiplient depuis quelques années.

La mission originelle de l'imagerie satellite est l'observation journalière à l'échelle globale des conditions météorologiques et environnementales sous la forme de données quantitatives directement assimilables par les programmes numériques de prévision du temps. L'imagerie satellitaire est maintenant couramment employée pour des études à vocation météorologique ou environnementale. La diversité des canaux actuellement ou prochainement disponibles sur les radiomètres en orbite permet de multiplier les méthodes de télédétection appliquées à des phénomènes atmosphériques variés.

Les satellites sont donc rapidement apparus comme un moyen incontournable pour l'étude des cirrus à grandes échelles spatiales et temporelles, bien que la spécificité même de ce type de nuage ait rendu difficile l'interprétation des images pendant de nombreuses années.

3.2 Satellites météorologiques couramment utilisés.

Johnson et al. (1994) décrivent de façon détaillée les principaux satellites d'observation de la Terre à finalité météorologique en orbite à ce jour autour de notre planète. Pour illustrer les possibilités offertes par la majorité des satellites actuels, nous décrivons dans ce paragraphe deux satellites, d'orbite très différente et ayant à leur bord des radiomètres de caractéristiques distinctes. Ces deux satellites permettent des observations complémentaires de la Terre. Il s'agit d'une part du satellite Météosat 4 déployé par l'ESA (European Space Agency) et d'autre part du satellite NOAA 11 (National Oceanic and Atmospheric Administration). Sur ce dernier, le radiomètre AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) deuxième génération a été mis en place.

Ces deux types de satellite se différencient tout d'abord par l'orbite qu'ils suivent autour de la Terre. Le premier, Météosat 4 fait partie de la famille des satellites mis en orbite géostationnaire. Cette famille regroupe les satellites mis sur une orbite dans le plan équatorial à une altitude d'environ 35 800 Km. A cette altitude, la période de révolution du satellite est égale à la période de rotation de la Terre. Le satellite paraît alors comme fixé sur un point au dessus de l'équateur. Le radiomètre utilisé sur Météosat 4 permet l'acquisition d'une image toutes les 30 minutes dans trois bandes spectrales. Le premier canal mesure la quantité de rayonnement solaire réfléchi dans la bande spectrale comprise entre 0.4 et 1.1 μm , le troisième canal, 10.5 - 12.5 μm observe le rayonnement tellurique qui quitte le système Terre-atmosphère dans la fenêtre atmosphérique. L'originalité de ce radiomètre est due à la mesure du rayonnement dans la bande spectrale 5.6 - 7.0 μm . Dans cette région, l'absorption par la vapeur d'eau est très importante. L'angle d'ouverture du radiomètre dans les canaux infrarouges est de 0.008°, ce qui permet une résolution de 5 Km sous le satellite. Cette résolution se dégrade lorsque les observations s'éloignent de la ligne équatoriale pour voisiner les 7 à 8 Km sous nos latitudes. Dans le domaine spectral visible, canal 1, la mise en place de deux capteurs décalés rend la résolution deux fois plus précise. L'avantage des satellites géostationnaires est la fréquence élevée de l'observation d'un même point de la surface. Les radiomètres sur Météosat permettent l'acquisition d'une image toutes les demi-heures. La couverture de l'ensemble de la planète par des satellites

- Chapitre I -

géostationnaires est assurée par plusieurs satellites de l'ESA ainsi que par des satellites Américains (Geostationary Operational Environmental Satellite), Indiens (Indian National Satellite System) et Japonais (Geostationary Meteorological Satellite) qui ont des caractéristiques semblables.

La deuxième famille de satellites généralement utilisés pour des études à caractère météorologique sont des satellites mis sur une orbite polaire, comme le satellite NOAA 11. Leurs altitudes sont comprises entre 700 et 800 Km, et leurs périodes de révolution entre 98 et 102 minutes. Le plan orbital de ce type de satellites est légèrement incliné par rapport à une véritable orbite polaire Nord-Sud. Cette inclinaison introduit une lente précession, d'environ un degré par jour, de la trajectoire du satellite dans le plan orbital. Grâce à cette précession, l'heure solaire locale à laquelle le satellite croise le plan équatorial a la propriété d'être sensiblement constante tout au long de l'année. Ces satellites sont dits héliosynchrones, ce qui signifie que les observations d'un même point de la Terre par un satellite de ce type sont effectuées dans des conditions d'éclairement relativement constantes. Le satellite NOAA 11 est dédié à l'observation des phénomènes météorologiques. Il est utilisé pour détecter la présence de neige ou de glace au sol, ainsi que pour estimer la couverture nuageuse, la température de la mer et obtenir des profils verticaux de la température et de l'humidité dans l'atmosphère (Rao et al. 1990). Les images d'orbites consécutives se recoupent pour permettre l'observation de chaque point de la Terre au moins deux fois par jour, fréquence insuffisante dans bien des cas pour des observations à application météorologique. Un des radiomètres mis en place sur NOAA 11 est l'AVHRR dans sa version la plus récente. Ce radiomètre délivre une image dans cinq canaux différents avec une résolution de 1100 mètres (au nadir) dans chaque canal. Il possède : un canal dans le visible (0.58 - 0.68 μm , canal 1), un canal dans le proche infrarouge (0.72 - 1.1 μm , canal 2), un canal dans l'infrarouge moyen (3.55 - 3.93 μm , canal 3) et deux canaux dans l'infrarouge thermique (10.3 - 11.3 μm et 11.5 - 12.5 μm , respectivement canal 4 et canal 5). Le balayage angulaire du radiomètre est de $\pm 54^\circ$, les images représentent donc à la surface une bande d'une largeur d'environ 3000 Km. Plusieurs satellites de ce type sont actuellement en service autour de la Terre, avec des passages à l'équateur à des heures solaires locales (HSL) décalées, le satellite NOAA 11 croise l'équateur à 7h30 HSL. Les satellites de la série des NOAA sont inclus dans le

- Chapitre I -

programme POES (Polar-orbiting Operational Satellite). Les satellites Américains DMSP (Defense Meteorological Satellite Program) ont des caractéristiques et des missions très voisines. D'autres types de satellites possédant une orbite polaire sont employés pour des études géographiques. Leur résolution est sensiblement plus importante, et les bandes spectrales qu'ils privilégient sont situées dans le domaine visible. Il s'agit des satellites du type Landsat et SPOT (Satellite Pour l'Observation de la Terre). Un des avantages du radiomètre AVHRR est sa résolution spatiale identique dans les cinq canaux. Cette homogénéité de la résolution d'une bande spectrale à l'autre a facilité le développement d'algorithmes multispectraux tels que ceux utilisés pour l'estimation de la température de la mer (Robinson et al., 1984 ; McClain et al., 1985). D'autres applications utilisent l'information multispectrale pour l'identification et la classification nuageuse (Arking et Child, 1985 ; Inoue, 1987 ; d'Entremont, 1986 ; Saunders et Kriebel, 1988).

L'observation du système Terre-atmosphère par des plates-formes satellites est maintenant variée tant sur le plan spectral (plusieurs canaux dans le domaine spectral visible et dans les fenêtres atmosphériques infrarouges) que spatial (résolution de quelques mètres à plusieurs kilomètres). Les fréquences d'observation de chaque point de la Terre permettent d'appréhender les variations temporelles des phénomènes météorologiques. Toutefois, l'observation des cirrus avec ces moyens satellitaires est resté pendant longtemps très problématique.

3.3 Techniques satellitaires d'observation des cirrus.

Les cirrus nous apparaissent depuis le sol comme des nuages très fins d'aspect filamenteux qui se détachent faiblement du bleu du ciel. Ils diffusent peu le rayonnement solaire. Depuis l'espace, les cirrus contrastent faiblement avec les conditions atmosphériques claires pour des observations dans le domaine spectral des courtes longueurs d'onde.

Les cirrus étant des nuages de très haute altitude, leur température d'émission devrait être beaucoup plus froide que la température d'émission du système Terre-atmosphère. Pourtant, dans

- Chapitre I -

certaines bandes spectrales infrarouges que nous identifierons par la suite, les températures d'émission de la Terre observées par ciel clair peuvent être basses. De plus, les cirrus étant souvent semi-transparents (émissivité inférieure à 1) leur température d'émission est plus chaude que la température de leur environnement. Leur détection, et à fortiori la télédétection de leurs propriétés optiques et microphysiques, à partir de mesures radiométriques dans l'infrarouge est d'autant plus facile que la température du cirrus contraste avec la température observée pour une atmosphère claire.

La température du système Terre-atmosphère, sans couvert nuageux, observée depuis l'espace dépend d'une part de l'émissivité de la surface et d'autre part de l'absorption du rayonnement pendant la traversée de l'atmosphère. Pour les grandes longueurs d'onde, l'émissivité du sol est voisine de 1, surtout au dessus de la mer (i.e. la surface peut être considérée comme un corps noir). La température de la surface que l'on observerait en l'absence d'atmosphère est très proche de sa température physique. Par contre, si les phénomènes d'absorption atmosphériques sont importants, la température observée par ciel clair est beaucoup plus faible que la température de la surface. Cette température peut devenir équivalente à la température observée en présence de cirrus. Il est évidemment bien difficile d'interpréter la présence de cirrus dans de telles conditions.

Pour estimer l'impact de l'absorption par les gaz atmosphériques sur le rayonnement tellurique qui émerge au sommet de l'atmosphère, nous avons calculé avec le programme Lowtran 7 (Kneysys et al, 1988) la luminance issue de l'atmosphère pour un cas particulier. Nous avons utilisé un profil atmosphérique du type US Standard 1976 (Mc Clatchey, 1971). La surface est supposée émettre comme un corps noir - émissivité égale à 1 - à la température de 288.2 K. Seule l'absorption par les gaz de l'atmosphère a été prise en compte. Les résultats sont présentés sur la figure 4, tracés en trait fort. Les luminances équivalentes pour la température de corps noir égale à 288.2 K sont tracées en traits pointillés, elles sont représentées en traits fins pour des températures de corps noirs égales à 200, 225, 250, 275 et 300 K. Si nous supposons que les cirrus ont une émissivité égale à 1, ils émettent à des températures comprises entre 225 et 250 K suivant leurs altitudes. La figure 4

- Chapitre I -

permet, d'ores et déjà, de délimiter le domaine où le rayonnement tellurique peut être utilisé pour une télédétection satellitaire des nuages de haute altitude. La luminance issue de l'atmosphère doit toujours être nettement supérieure à la luminance produite par un corps noir à la température de 250 K.

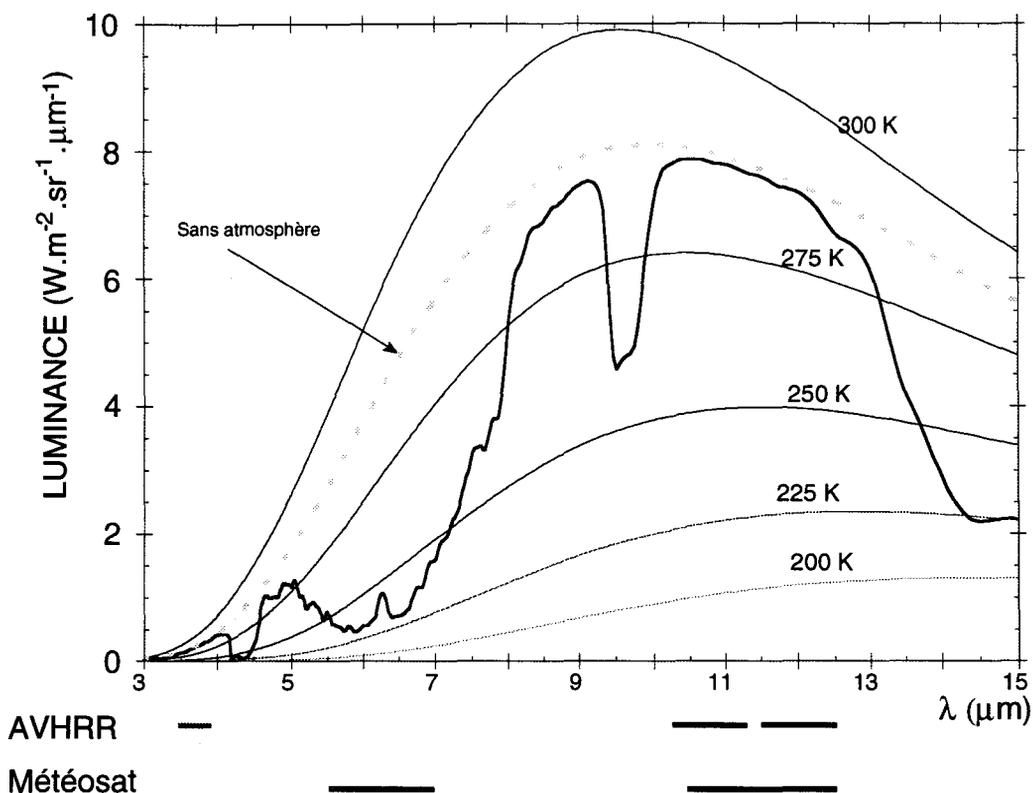


Figure 4: Dépendance spectrale de la luminance émergente au sommet de l'atmosphère pour une surface émettant comme un corps noir à la température de 288.2 Kelvin (trait fort). L'atmosphère considérée est du type US Standard 1976. Les luminances émises par un corps noir à 288.2 Kelvin (trait pointillé), et à 200, 225, 250, 275 et 300 Kelvin (traits fins) sont superposées. Les canaux infrarouges du radiomètre en orbite sur Météosat et du radiomètre AVHRR sur NOAA 11 sont symbolisés sous la courbe.

Pour des longueurs d'onde supérieures à 13.5 μm, la figure 4 montre que l'absorption conjuguée de la vapeur d'eau et du gaz carbonique est très importante. Le rayonnement dans la région spectrale comprise entre 5.1 et 7.6 μm est sévèrement absorbé par la vapeur d'eau. Pour les longueurs d'onde comprises entre 4 et 4.6 μm, c'est l'absorption par le gaz carbonique qui atténue la luminance, tandis que l'ozone intercepte le rayonnement entre 9.25 et 10 μm.

- Chapitre I -

Les canaux spectraux infrarouges utilisés par le radiomètre sur Météosat et le radiomètre AVHRR sur NOAA sont symbolisés sur la figure 4. Cette figure permet de montrer que les canaux 4 et 5 de l'AVHRR, comme le canal 3 sur Météosat sont dans une région spectrale où l'absorption par les gaz atmosphériques est faible (fenêtre atmosphérique). La luminance mesurée dans ces canaux en présence de cirrus devrait fortement contraster avec celle mesurée en atmosphère claire. Le canal 3 de l'AVHRR est lui aussi situé dans une fenêtre atmosphérique. Par contre, la forte absorption due à la vapeur d'eau dans la région spectrale étudiée par le canal 2 de Météosat abaisse la quantité de rayonnement issue de l'atmosphère à une valeur équivalente à l'émission d'un corps noir à la température d'environ 230 K dans les conditions atmosphériques précédemment décrites. La présence d'un cirrus ne modifiera de façon notable le rayonnement mesuré dans ce canal que si le cirrus est très élevé et est opaque (très épais). Le rayonnement observé dans ce canal provient de l'émission propre de l'atmosphère ou des nuages. L'émission de la surface ne parvient pas à traverser l'atmosphère. La température de brillance obtenue informe sur l'altitude des couches accessibles à la mesure radiométrique dans ce canal. Suivant les conditions nuageuses et la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère, les couches accessibles à la mesure satellitaire dans la bande d'absorption de la vapeur d'eau seront plus ou moins profondes.

Les cirrus restent donc particulièrement "discrets" si on observe l'atmosphère à partir d'une mesure du rayonnement quittant l'atmosphère dans le domaine visible ou dans l'infrarouge. Ceci est dû à leur aspect semi-transparent aux rayonnements électromagnétiques (faible pouvoir réfléchissant du rayonnement solaire direct et émissivité inférieure à 1). On peut difficilement étudier les cirrus en utilisant une seule mesure radiométrique. De nombreux chercheurs se sont maintenant orientés vers l'interprétation de la différence de la modification du rayonnement tellurique par les cirrus entre deux bandes spectrales distinctes dans la fenêtre atmosphérique.

Szejwach (1982) a utilisé les canaux 2 et 3 de Météosat pour déterminer l'émissivité et la température des cirrus. Une approche similaire a été proposée par Pollinger et Wendling (1984) pour déterminer l'altitude des cirrus optiquement fins à partir des mesures dans les canaux à 6.3 et 11 μm .

- Chapitre I -

Plus récemment Liou (1990b) a développé une technique pour retrouver la température et l'épaisseur optique de l'enclume des cumulonimbus tropicaux. Il utilise les données radiométriques dans les bandes à 6.5 et 10.5 μm issues du radiomètre à visée verticale descendante et à champ étroit embarqué sur l'avion stratosphérique ER-2 de la NASA. Ce radiomètre, sur ER-2, possède des caractéristiques très voisines de celles du radiomètre en orbite sur Météosat.

Les méthodes d'interprétation des luminances issues de deux canaux, l'un dans la fenêtre atmosphérique 8-12 μm et l'autre dans la bande d'absorption de la vapeur d'eau centrée sur 6.4 μm permettent avec une précision acceptable de retrouver la température des cirrus si ils sont à de très hautes altitudes, par exemple les enclumes de cumulonimbus tropicaux. Dans le cas de cirrus de latitudes moyennes le faible contraste qui existe entre la température d'émission de l'atmosphère et la température d'émission propre des cirrus ne permet pas l'obtention fiable des caractéristiques des cirrus.

Inoue (1985) a été le premier à montrer, en utilisant des données de l'AVHRR sur NOAA 7¹, que la température du sommet des cirrus et leur émissivité effective infrarouge peuvent être dérivées de la différence de température de brillance (BTD²) entre les canaux 4 et 5 de l'AVHRR. Wu (1987) a montré que les propriétés d'absorption et de diffusion des particules de glace sont très variables dans la bande spectrale 8 - 12 μm . Elle a conduit une étude théorique pour montrer la possibilité de déterminer la couverture nuageuse, la température et l'émissivité des cirrus à partir des deux canaux centrés respectivement sur 10.75 et 12.34 μm . Parol et al (1991) ont montré que la BTD entre les canaux 4 et 5 de l'AVHRR est liée à la microphysique des cirrus. Lin et Coackley (1993) utilisent sur des cas particuliers la BTD pour déduire la taille effective des particules (eau/glace) dans le cirrus, ainsi que l'émissivité infrarouge effective et la fraction de pixel couverte par le cirrus. Plus récemment, Baum et al. (1994) soulèvent le problème des couches nuageuses multiples, ils proposent d'étudier ce type de situation avec l'aide du radiomètre HIRS-2 qui permet de calculer l'altitude et l'émittance des couches de nuageuses inférieures à partir d'une technique utilisant le canal à 15 μm , canal dans la

¹La configuration du radiomètre AVHRR sur NOAA 7 est identique à sa configuration sur NOAA 11.

² Abréviation de "Brightness Temperature Difference" en anglais.

- Chapitre I -

bande d'absorption du gaz carbonique. Dans cette étude effectuée de nuit au dessus de l'océan, ils caractérisent la granulométrie moyenne des cirrus en utilisant les BTD entre les canaux 4 et 5 et entre les canaux 3 et 4. Brogniez et al (1994) étudient les caractéristiques optiques d'un cas de cirrus fins observés durant ICE le 18 Octobre 1989. Un modèle de microphysique équivalente a été obtenu. Il permet de représenter à la fois les observations au sol de la variation angulaire du rayonnement solaire diffusé à $0.85 \mu\text{m}$ et les observations satellites de la température de brillance dans les canaux 4 ($11 \mu\text{m}$) et 5 ($12 \mu\text{m}$) de l'AVHRR sur NOAA 11.

La méthode de télédétection la plus sensible aux caractéristiques optiques et microphysiques des cirrus est la BTD. Les premiers résultats décrits par différents auteurs utilisant les canaux 4 et 5 de l'AVHRR sont encourageants. Dans la suite de ce chapitre, nous développerons la théorie qui permet d'expliquer et d'interpréter la BTD comme une caractéristique de la microphysique radiativement équivalente dans les cirrus.

4. Différence de Température de brillance (BTD) entre les canaux 4 et 5 de l'AVHRR : Théorie.

4.1 Simulation de la mesure satellitaire dans l'infrarouge thermique.

Le satellite météorologique est une plate-forme d'observation de la Terre sur laquelle sont embarqués différents radiomètres. Ces radiomètres mesurent, en général pour plusieurs bandes spectrales, l'énergie incidente dans leur champ de vue. Après étalonnage, l'énergie mesurée par un radiomètre dans les canaux infrarouges thermiques est traduite soit en luminance ($W.m^{-2}.sr^{-1}.cm$), soit en température de brillance (K).

La luminance équivalente $I_i(\theta)$ mesurée par le radiomètre dans le canal i s'écrit :

$$I_i(\theta) = \frac{\int_0^{\infty} I_{\lambda}(\theta) f_{\lambda}^i d\lambda}{\int_0^{\infty} f_{\lambda}^i d\lambda} \quad (1.1)$$

où $I_{\lambda}(\theta)$ est la luminance monochromatique émergente au sommet de l'atmosphère dans la direction θ du satellite et f_{λ}^i la fonction de transmission du canal i considéré. La luminance mesurée par le radiomètre peut être traduite en température de brillance qui est la température à laquelle un "corps noir" - émissivité égale à 1 - émettrait la luminance $I_i(\theta)$ dans la bande passante du canal i :

$$I_i(\theta) = B_i(T_i) \quad (1.2)$$

où T_i représente la température de brillance dans le canal i et B_i est la fonction de Planck pondérée par la fonction de transmission du radiomètre, calculée sur la bande passante du canal i .

Cette température dépend des conditions atmosphériques présentes dans le champ de vue élémentaire du satellite.

- Chapitre I -

Dans la section 3.3, nous avons montré que les canaux 4 et 5 de l'AVHRR sont situés dans une région spectrale où l'absorption par les gaz atmosphériques est faible. Dans la fenêtre atmosphérique, 8-12 μm , l'absorption du rayonnement est due principalement à la présence de vapeur d'eau, mise à part la bande d'absorption de l'ozone centrée sur 9.6 μm . La vapeur d'eau atmosphérique est principalement concentrée dans les basses couches de l'atmosphère. Nous pouvons donc supposer que l'absorption par la vapeur d'eau au dessus des cirrus, nuages d'altitude élevée, est négligeable dans l'interprétation du rayonnement parvenant au radiomètre satellitaire dans la fenêtre atmosphérique. Pour étudier le rayonnement mesuré dans les canaux à 11 (canal 4) et 12 μm (canal 5) du radiomètre AVHRR, nous supposons donc que les cirrus forment l'ultime barrière au rayonnement qui s'échappe de l'atmosphère. Cette hypothèse permet d'énoncer deux conséquences importantes pour la suite de l'interprétation des mesures dans les deux canaux infrarouges thermiques de l'AVHRR :

(i) la luminance incidente montante à la base des cirrus est donc égale à la luminance observée au sommet de l'atmosphère en l'absence de cirrus. On note cette luminance I_i^{cl} ;

(ii) la luminance incidente descendante au sommet des cirrus est négligeable.

Dans ces conditions, et si nous considérons une scène couverte par un cirrus homogène et isotherme, la luminance observée dans le champ de vue du radiomètre, pour le canal i et dans la direction θ , s'exprime par la relation :

$$I_i(\theta) = (1-N) I_i^{cl}(\theta) + N \left[\int_0^{\pi/2} t_i(\theta, \theta') I_i^{cl}(\theta') \sin(\theta') d\theta' + \mathcal{E}_i(\theta) B_i(T^{nua}) \right] \quad (1.3)$$

Le premier terme de la relation (1.3) représente la luminance issue de la partie claire du pixel satellitaire, N est la fraction de pixel couverte par le cirrus. Le deuxième terme représente la contribution de la partie nuageuse. Cette contribution est due à deux effets. D'une part, une partie du rayonnement issue des basses couches de l'atmosphère est transmise par le cirrus, $t_i(\theta, \theta')$ représente la fonction de transmission du cirrus dans la direction du satellite pour une luminance incidente à la base du cirrus dans la direction θ' , d'autre part, le nuage, si on le suppose isotherme,

- Chapitre I -

émet à sa propre température T^{nuage} , $\mathcal{E}_i(\theta)$ caractérise l'émittance moyenne dans le canal i du nuage dans la direction θ du satellite. Dans le cas où le cirrus peut être assimilé à un milieu purement absorbant (i.e. lorsque la diffusion est négligée), son émissivité se réduit à l'émissivité d'absorption :

$$\mathcal{E}_i^{\text{abs}}(\theta) = 1 - \exp\left(-\frac{K_i^{\text{abs}} W}{\cos(\theta)}\right)$$

où W est le contenu en glace intégré sur l'épaisseur du nuage, et K_i^{abs} le coefficient d'absorption moyen de la couche de cirrus.

La différence entre l'émittance qui prend en compte tous les effets dus à la diffusion, et l'émittance d'absorption dépend de l'angle d'observation, de la taille et de la forme des particules, ainsi que de l'épaisseur optique due à l'absorption (δ_{abs}). Platt et Stephens (1980) ont montré, pour des observations à $11.5 \mu\text{m}$ au nadir, que cette différence est négligeable pour des cirrus fins, $\delta_{\text{abs}} < 0.1$, et tend vers une différence maximale d'environ 15 % pour des cirrus d'épaisseur optique voisine de $\delta_{\text{abs}} = 1$.

L'équation (1.3) peut se simplifier en considérant que le rayonnement incident à la base du nuage est isotrope. Cette hypothèse a été justifiée par Parol et al. (1991) pour les canaux 4 et 5 de l'AVHRR. Elle reste à vérifier pour l'utilisation de canaux différents. La transmittance directionnelle du cirrus dans le canal i dans la direction d'observation du satellite est alors définie par :

$$\bar{t}_i(\theta) = \int_0^{\pi/2} t_i(\theta, \theta') \sin(\theta') d\theta' \quad (1.4)$$

La loi de Kirchhoff permet d'écrire cette transmittance à partir de l'émittance et de la réflectance directionnelle définie comme en (1.4) :

$$\bar{t}_i(\theta) = 1 - \bar{r}(\theta) - \mathcal{E}_i(\theta) \quad (1.5)$$

- Chapitre I -

La luminance mesurée par le satellite, équation (1.3), pour un rayonnement isotrope à la base du cirrus prend la forme :

$$I_i(\theta) = [1 - N (\mathcal{E}_i(\theta) + \bar{r}_i(\theta))] I_i^{cl} + N \mathcal{E}_i(\theta) B_i(T^{nua}) \quad (1.6)$$

On peut introduire le concept d'émittance équivalente (Cox, 1976) qui permet d'éviter la référence explicite à la réflectance de la couche nuageuse :

$$\mathcal{E}_i^{eq}(\theta) = \mathcal{E}_i(\theta) + \bar{r}_i(\theta) = 1 - \bar{t}_i(\theta) \quad (1.7)$$

Si nous reportons les quantités équivalentes précédemment définies dans l'équation (1.6), l'équation gouvernant le transfert radiatif du rayonnement tellurique dans une atmosphère horizontalement homogène et partiellement couverte par un cirrus devient :

$$I_i(\theta) = [1 - N \mathcal{E}_i^{eq}(\theta)] I_i^{cl} + N \mathcal{E}_i^{eq}(\theta) B_i(T_i^{nua^{eq}}) \quad (1.8)$$

L'utilisation de l'émittance équivalente dans l'équation (1.6) induit un ajustement de la température du nuage que nous devons considérer. Cette température de nuage, que nous appellerons "température équivalente" est alors définie comme la température que posséderait le nuage s'il pouvait être considéré comme un milieu purement absorbant (i.e. sans diffusion). Cette température est liée à la température physique du nuage par la fonction de Planck et les émittances réelles et équivalentes du nuage :

$$B_i(T_i^{nua^{eq}}) = \frac{\mathcal{E}_i(\theta)}{\mathcal{E}_i^{eq}(\theta)} B_i(T^{nua}) \quad (1.9)$$

La température équivalente, $T_i^{nua^{eq}}$, dépend de la quantité de rayonnement diffusé par les particules dans le nuage. La faculté qu'a une particule de glace à diffuser la lumière est fonction de la longueur d'onde du rayonnement incident. La température équivalente est donc dépendante du domaine spectral d'observation (i.e. du canal i considéré). Si la diffusion multiple, dans le cirrus, est négligeable, la température équivalente du cirrus devient très proche de sa température de brillance.

- Chapitre I -

Des observations fournies par un radiomètre infrarouge à haute résolution spatiale (High-spectral resolution Interferometer Sounder (HIS)) embarqué sur l'avion ER-2 durant la campagne de mesure FIRE, utilisées simultanément avec des mesures lidar, ont permis de mettre en évidence la variabilité spectrale de l'émissivité équivalente des cirrus dans la fenêtre infrarouge. Ackerman et al. (1990) montrent à partir de plusieurs observations de cirrus que les émissivités équivalentes des cirrus ont tendance à augmenter avec la longueur d'onde. De plus, leurs observations montrent que cette émissivité est dans la plus grande partie des cas comprise entre 0.4 et 0.9 (50 % des observations).

Ces observations ont des conséquences capitales sur l'interprétation de la luminance issue de pixels totalement couverts par des cirrus, équation (1.8) avec $N=1$. Les émissivités équivalentes des cirrus étant fréquemment inférieures à 1, les luminances observées depuis satellite ne peuvent pas, dans la majorité des cas, être interprétées directement en température de cirrus. De plus, la température de brillance déduite de la mesure satellite infrarouge de pixels couverts par un cirrus dépend de la bande spectrale d'observation.

Pour prendre en compte la diffusion dans le nuage, l'émittance équivalente est approchée par la relation :

$$\epsilon_i^{eq}(\theta) \approx 1 - \exp\left(-\frac{K_i^{eq} W}{\cos(\theta)}\right) \quad (1.10)$$

$K_i^{eq} W$ représente "l'épaisseur optique équivalente" du cirrus. C'est l'épaisseur optique que l'on observerait si les effets de la diffusion étaient inclus dans la couche de nuage. K_i^{eq} permet de créer un ajustement pour introduire l'effet de la diffusion multiple du nuage comme une modification de l'épaisseur optique du cirrus.

4.2 Signature des cirrus semi-transparents dans les canaux 4 et 5.

Dans la section précédente, nous avons développé la formulation de la luminance mesurée par un radiomètre dans une bande spectrale située dans la fenêtre atmosphérique de l'infrarouge

- Chapitre I -

thermique, pour une direction d'observation θ . Nous considérons à présent les mesures radiométriques simultanées, d'angle de visée θ , dans deux bandes spectrales de la même fenêtre atmosphérique : les canaux 4 et 5 de l'AVHRR, canaux centrés respectivement sur les longueurs d'onde 11 et 12 μm . Comme nous l'avons déjà souligné, de nombreux auteurs ont observé des températures de brillance différentes entre ces deux canaux 4 et 5 sous certaines conditions et en particulier en présence de cirrus semi-transparents. Dans ce paragraphe, nous énumérons quelles sont les situations qui provoquent une différence de température de brillance (BTD - Brightness Temperature Difference) entre les canaux 4 et 5 de l'AVHRR, et nous montrons les variations de cette BTD en fonction des caractéristiques des cirrus (température, épaisseur et microphysique) et de leur environnement proche (atmosphère ^{et/ou} surface).

Pour une atmosphère sans nuage, la température de brillance du système Terre-atmosphère observée depuis l'espace dans le canal 4 est supérieure à celle observée dans le canal 5. C'est principalement la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère, essentiellement dans les basses couches, qui joue un rôle perturbateur sur le rayonnement reçu dans les deux canaux 4 et 5. La vapeur d'eau absorbe une partie du rayonnement émis par la Terre dans la fenêtre atmosphérique. Ce rayonnement est alors émis par l'atmosphère à des températures plus basses que la température de la surface. L'absorption due à la vapeur d'eau est plus importante dans le canal 5 que dans le canal 4. La baisse de température de brillance dans le 5^{ième} canal est donc accentuée et provoque une BTD de l'ordre de 1 à 2 K suivant la quantité de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère et l'altitude de la couche humide.

Les températures de brillance observables dans les canaux 4 et 5 (T_4 et T_5) lorsque les pixels sont totalelement couverts ($N=1$) par un nuage élevé (l'absorption de l'atmosphère au dessus du nuage est négligeable) parfaitement opaque au rayonnement issu de la surface et des couches atmosphériques comprises entre la surface et le nuage ($\mathcal{E}_4^{\text{eq}} = \mathcal{E}_5^{\text{eq}} = 1$) sont déduites de la relation (1.9) :

- Chapitre I -

$$\begin{cases} B_4(T_4) = B_4(T_4^{\text{nua}^{\text{eq}}}) = (1 - \bar{r}_4(\theta)) B_4(T^{\text{nua}}) \\ B_5(T_5) = B_5(T_5^{\text{nua}^{\text{eq}}}) = (1 - \bar{r}_5(\theta)) B_5(T^{\text{nua}}) \end{cases} \quad (1.11)$$

Si de plus, ce nuage est purement absorbant ($\bar{r}_4(\theta) = \bar{r}_5(\theta) = 0$), les températures de brillance observées sont rigoureusement identiques dans les deux canaux et égales à la température d'émission propre du nuage³. Dans le cas où la diffusion multiple dans le nuage n'est pas négligeable, la dépendance spectrale de cette diffusion entraîne une BTD entre les canaux 4 et 5 même pour l'observation d'une scène parfaitement couverte par un cirrus opaque. Cette BTD est généralement positive (Parol et al., 1991). Minnis et al. (1993) montrent que la diffusion dans les cirrus épais peut abaisser la température identifiée comme leur température d'émission propre de plusieurs Kelvin dans les deux canaux.

L'aspect filamentaire des cirrus décrit dans la première section de ce chapitre se traduit sur les images satellites par une semi-transparence de certaines zones. Dans ces zones, le rayonnement émis par la surface n'est pas totalement intercepté par le cirrus. Les températures de brillance observées dans les canaux 4 et 5 peuvent être décrites par les relations issues de l'équation (1.8) :

$$\begin{cases} B_4(T_4) = I_4(\theta) = [1 - N \mathcal{E}_4^{\text{eq}}(\theta)] I_4^{\text{cl}} + N \mathcal{E}_4^{\text{eq}}(\theta) B_4(T_4^{\text{nua}^{\text{eq}}}) \\ B_5(T_5) = I_5(\theta) = [1 - N \mathcal{E}_5^{\text{eq}}(\theta)] I_5^{\text{cl}} + N \mathcal{E}_5^{\text{eq}}(\theta) B_5(T_5^{\text{nua}^{\text{eq}}}) \end{cases} \quad (1.12)$$

Les températures de brillance dans les canaux 4 et 5 (T_4 et T_5) ne sont pas indépendantes. En effet, l'équation (1.10) permet de lier les émissivités équivalentes pour les deux bandes spectrales 4 et 5 de l'AVHRR par l'expression :

$$\mathcal{E}_5^{\text{eq}}(\theta) \approx 1 - [1 - \mathcal{E}_4^{\text{eq}}(\theta)]^{\beta^{\text{eq}}} \quad (1.13)$$

où β^{eq} est le rapport des épaisseurs optiques équivalentes dans les canaux 4 et 5.

³La température d'émission propre d'un nuage correspond à une altitude qui dépend des profils verticaux dans le nuage, du contenu en glace d'une part, et de la distribution dimensionnelle des particules d'autre part.

- Chapitre I -

D'après l'équation (1.10) et pour une même scène observée simultanément sous le même angle dans les deux canaux 4 et 5, ce rapport est égal au rapport des coefficients d'absorption équivalente des particules dans le nuage :

$$\beta^{eq} = \frac{K_5^{eq}}{K_4^{eq}} \quad (1.14)$$

Dans le cas où la diffusion dans le cirrus est négligeable, ce rapport devient $\beta = \frac{K_5^{abs}}{K_4^{abs}}$, qui est le rapport des coefficients d'absorption. β dépend de l'absorption par les particules présentes dans le nuage dans les deux canaux 4 et 5 de l'AVHRR. β^{eq} est un coefficient ajusté qui prend en compte les propriétés de diffusion des particules. Il dépend à la fois des propriétés de diffusion et des propriétés d'absorption des particules dans les deux canaux.

A partir des relations (1.11) et (1.13), la température de brillance observable dans le canal 5 est liée, en présence de cirrus, à la température de brillance dans le canal 4 observée dans la même direction, par la relation :

$$B_5(T_5) \approx NB_5(T_5^{nua^{eq}}) - (N-1)B_5(T_5^{cl}) + N \left(B_5(T_5^{cl}) - B_5(T_5^{nua^{eq}}) \right) \left[\frac{(N-1)B_4(T_4^{cl}) + B_4(T_4) - NB_4(T_4^{nua^{eq}})}{N(B_4(T_4^{cl}) - B_4(T_4^{nua^{eq}}))} \right]^{\beta^{eq}} \quad (1.15)$$

Dans cette relation les propriétés de l'atmosphère sans cirrus sont décrites par les températures de brillance T_4^{cl} et T_5^{cl} . Quand au cirrus, il est équivalent à un milieu purement absorbant émettant à la température équivalente $T_4^{nua^{eq}}$ dans le canal 4 et $T_5^{nua^{eq}}$ dans le canal 5. Il possède des particules dont le rapport des coefficients d'absorption équivalente est égale à β^{eq} . La fraction du pixel couverte par le cirrus est fixée à N.

Les figures 5 à 8 illustrent, pour différentes situations hypothétiques, la relation non linéaire (équation 1.15) entre les températures de brillance dans les canaux 4 et 5 lorsque l'épaisseur optique du cirrus varie. La représentation utilisée, la BTD (T_4-T_5) en fonction de la température de brillance

- Chapitre I -

comprises entre 1 et 1.75. Le choix de telles valeurs de β^{eq} (supérieures à 1) est justifié dans la section suivante. La scène considérée est totalement couverte ($N=1$) par un cirrus dont la température d'émission équivalente est égale à 230 K dans les deux canaux. L'atmosphère, hors cirrus, émet comme un corps noir à la température de 285 K dans le canal 4 et 284 K dans le canal 5. Les températures d'émission de l'atmosphère claire et d'émission propre du cirrus étant identiques pour tous les cas constituant cette figure, la température de brillance dans le canal 4 fixe la valeur de l'émissivité effective quelque soit la valeur de β^{eq} . Sur cette figure on peut noter pour des émissivités équivalentes comprises entre 0.4 et 0.8 la forte dépendance de la BTD avec β^{eq} . Pour une émissivité équivalente fixée la BTD augmente avec β^{eq} . Plus les caractéristiques optiques des particules constituant le cirrus sont différentes dans les canaux 4 et 5, plus la BTD est importante. Pour des particules ayant les mêmes caractéristiques optiques dans les canaux 4 et 5, la BTD est faible et ne dépasse que très légèrement la BTD observable sans le cirrus. Quelque soit la valeur de β^{eq} , la BTD est maximale pour une émissivité équivalente voisine de 0.6.

La figure 6 montre des résultats obtenus dans des conditions identiques à celles précédemment décrites, pour une seule valeur de β^{eq} (1.5) et pour 4 taux de couverture de pixel. On remarque que la BTD diminue lorsque la couverture nuageuse des pixels diminue. L'effet dû à la semi-transparence du cirrus est progressivement effacé quand le taux de couverture nuageuse diminue, i.e. lorsque l'influence des couches inférieures devient prépondérante. La température apparente du cirrus, température réalisée pour une émissivité équivalente égale à 1, est d'autant plus chaude que la couverture par le cirrus est partielle. De plus, la couverture partielle fait apparaître une BTD positive même lorsque le cirrus est optiquement épais (opaque).

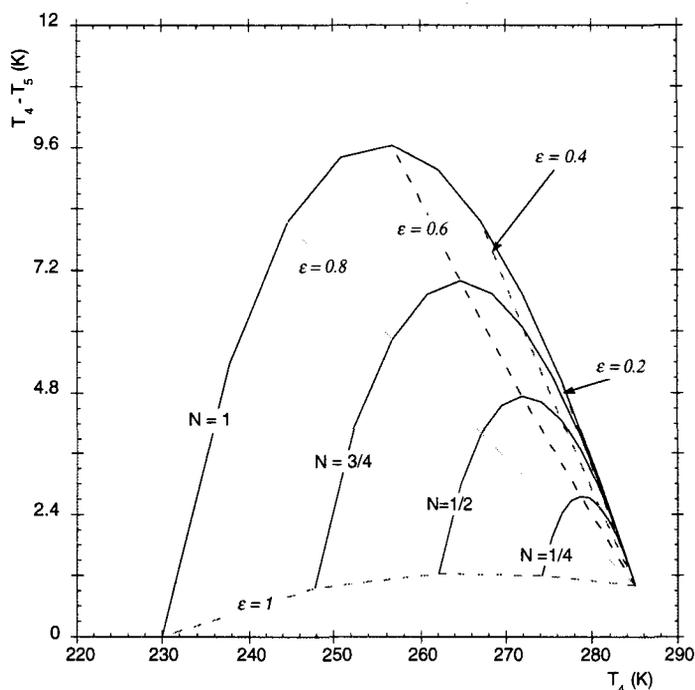


Figure 6 : Identique à la figure 5, pour quatre valeurs du taux de couverture nuageuse (N) et pour un rapport des coefficients d'absorption équivalente β^{eq} égal à 1.5.

La figure 7 est construite à partir de calcul effectués pour des conditions atmosphériques, hors cirrus, identiques aux conditions précédemment décrites. 5 températures équivalentes de cirrus ont été considérées, β^{eq} est fixé à 1.5 dans tous les cas et la couverture par le cirrus est supposée totale ($N=1$). La figure 7 montre que pour une même émissivité, la BTD est d'autant plus élevée que la température équivalente du cirrus est froide excepté lorsque le cirrus est parfaitement opaque, cas où la BTD reste nulle quelque soit la température du cirrus.

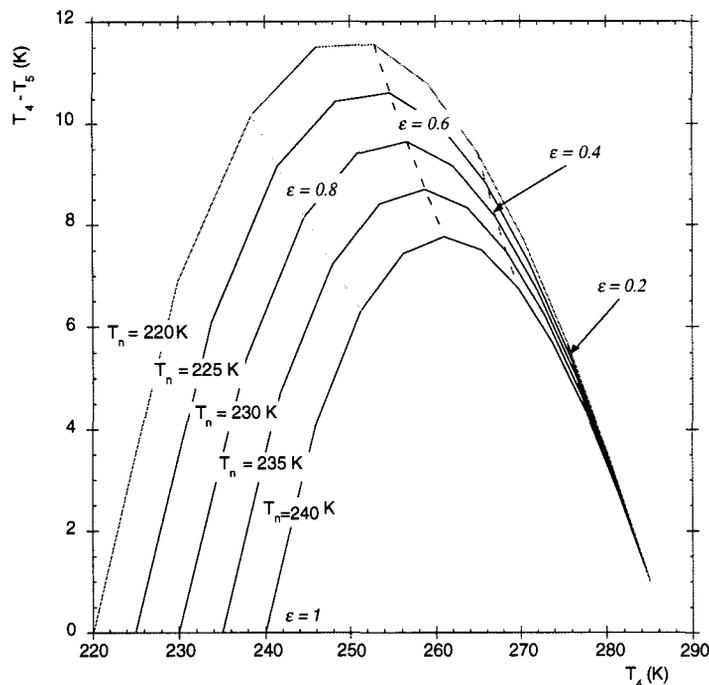


Figure 7 : Identique à la figure 5, pour six valeurs de la température d'émission du cirrus et pour un rapport des coefficients d'absorption β^{eq} égal à 1.5.

Pour illustrer la sensibilité de la BTD aux conditions atmosphériques sous le cirrus, nous avons simulé la présence d'un deuxième cirrus semi-transparent sur une couche d'altitude plus basse. Le cirrus le plus élevé émet à la température de 230 K, et possède un β^{eq} de 1.5 (comme dans les cas précédents). Nous avons attribué au cirrus inférieur une valeur de β^{eq} de 1.1 et une température d'émission de 250 K dans les deux canaux. Les courbes représentant la BTD en fonction de la température de brillance dans le canal 4 pour 6 valeurs d'émissivité équivalente du cirrus inférieur sont reportées sur la figure 8. Une émissivité nulle de la couche inférieure représente l'absence de cirrus sous-jacent, dans ces conditions la BTD observable est maximale. Lorsque l'émissivité du cirrus inférieur augmente, c'est à dire lorsque les conditions hors cirrus supérieur sont plus froides, les BTD deviennent de plus en plus faibles. Le contraste des températures de brillance entre les conditions sans et avec cirrus supérieur diminue, ce qui atténue la BTD, comme dans le cas précédent où la température d'émission du cirrus supérieur n'est pas très froide.

- Chapitre I -

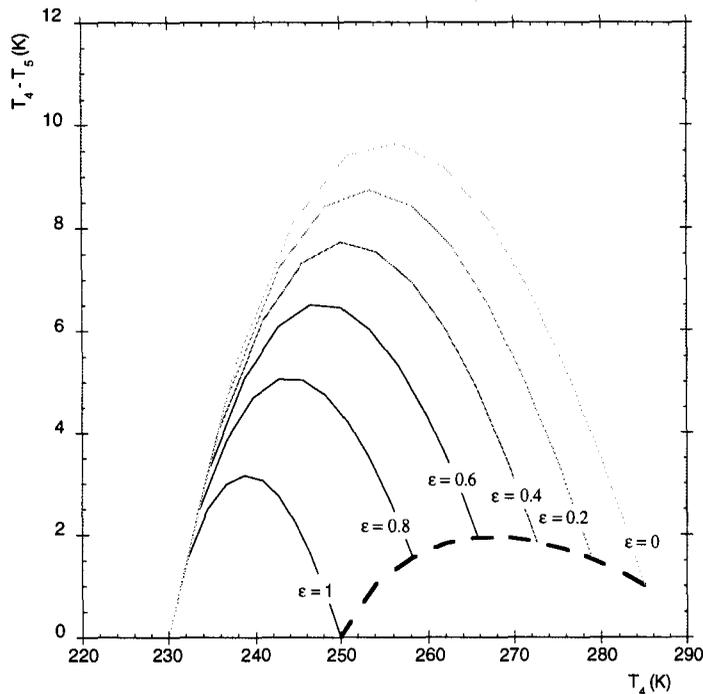


Figure 8 : Identique à la figure 5, pour deux couches de nuages superposées. Les courbes représentant la BTD en fonction de T_4 pour le nuage supérieur sont tracées pour différentes valeurs d'émissivité du nuage inférieur. Les caractéristiques du cirrus supérieur sont identiques à celles décrites dans les figures précédentes ($T_{4n}=T_{5n}=230$ K ; $\beta^{eq}=1.5$), tandis que le nuage inférieur a les caractéristiques suivantes : $T_{4n}=T_{5n}=250$ K et $\beta^{eq}=1.1$. Les conditions atmosphériques claires sont toujours identiques aux conditions des figures précédentes.

Pour résumer les indications fournies par les calculs précédemment décrits, on doit remarquer que la BTD observée est d'autant plus grande que le contraste, entre les températures de brillance de l'atmosphère hors cirrus et les températures apparentes d'émission du cirrus, est important. La couverture partielle a pour effet de diminuer ce contraste en entraînant une baisse de BTD. Les BTD maximales sont observées pour des émissivités voisines de 0.6 et un rapport des coefficients d'absorption équivalente important.

Il est important de rappeler que les simulations présentées dans cette section sont rigoureuses dans le cas où les cirrus peuvent être considérés comme des milieux purement absorbants. La diffusion dans le nuage est prise en compte de façon approchée dans l'équation 1.10 en introduisant le concept d'épaisseur optique équivalente.

4.3 Caractéristiques microphysiques des cirrus semi-transparents : interprétation de la BTD.

4.3.1 Définition du modèle microphysique radiativement équivalent.

Dans le paragraphe précédent le paramètre β^{eq} qui lie les propriétés optiques moyennes des particules d'un cirrus semi-transparent avec la BTD observable entre les canaux infrarouges thermiques à 11 et 12 μm de l'AVHRR a été défini. Ce paramètre n'est pas directement utilisable, il est difficile de l'insérer dans des modèles climatiques ou de simulation du transfert radiatif. En effet β^{eq} est attaché au choix des bandes spectrales utilisées. Il est donc nécessaire de l'interpréter par une grandeur plus universelle. Les modèles climatiques ou de simulation des nuages utilisent, la plupart du temps, les propriétés microphysiques des nuages sous forme de caractéristiques dimensionnelles des particules qui les composent. Les paramètres les plus couramment utilisés sont le rayon effectif de la distribution dimensionnelle des particules et le contenu en glace du nuage (IWC en g.m^{-3} - Ice Water Content -) ou le contenu en glace intégré sur une colonne de nuage (IWP en g.m^{-2} - Ice Water Path). Le rayon effectif est défini dans la suite de cette section.

Dans la première partie de ce chapitre, nous avons illustré l'importante diversité du type de particules (tailles et formes) que l'on peut observer dans un cirrus. Cette diversité se traduit par des caractéristiques optiques tout aussi variées (Heinzenberg et al., 1994). La seule mesure du rayonnement transmis ou émis par un cirrus semi-transparent dans deux canaux infrarouges ne permet pas de détailler avec rigueur cette complexité. Dans la suite de ce mémoire nous utilisons une microphysique dite "microphysique radiativement équivalente" qui malgré sa formulation forcément simple a pour ambition de préciser une caractéristique à partir de laquelle il est possible de calculer la distribution angulaire et spectrale du rayonnement qui agrée au mieux aux observations disponibles. L'information ainsi obtenue ne correspond donc pas obligatoirement à la réalité très complexe de la microphysique observée dans les cirrus, mais permet de paramétrer son influence sur le transfert radiatif.

- Chapitre I -

Dans ce paragraphe, après avoir rappeler quelques définitions sur les caractéristiques optiques des particules, nous définissons une relation entre le paramètre β^{eq} et la dimension des particules qui permet la meilleure représentation de la microphysique radiativement équivalente. Dans le cas de particules sphériques, β^{eq} est directement lié à leur rayon. Si on considère des particules non sphériques, particules certainement plus proches de la réalité, quelle est la dimension de la particule la plus sensible au paramètre β^{eq} ? A titre d'exemple, nous considérons des cylindres de glace de très grande longueur. Nous les supposons aléatoirement orientés dans l'espace. La prise en compte d'un tel modèle microphysique permet d'approcher la non sphéricité des particules. Dans les cirrus les particules non sphériques sont probablement orientées suivant des directions privilégiées, l'orientation aléatoire dans l'espace des cylindres que l'on considère donne les degrés de liberté nécessaires pour représenter la diversité des formes des particules par un modèle de particule à forme unique.

4.3.2 Dimensions optiquement équivalentes des cristaux de glace.

Les propriétés optiques des cristaux de glace dépendent en premier lieu de l'indice complexe de réfraction de la glace. Une compilation de la partie réelle (n_r) et de la partie imaginaire (n_i) de cet indice a été effectuée par Warren (1984) pour des longueurs d'onde qui s'étendent de l'ultraviolet jusqu'aux micro-ondes. Les valeurs moyennes qui correspondent aux bandes spectrales infrarouge de l'AVHRR utilisées sont reportées dans le tableau suivant :

Canal	λ (μm)	n_r	n_i
4	10.8	1.090	0.177
5	11.9	1.265	0.410

- Chapitre I -

Les principales caractéristiques optiques des particules de glace sont définies par :

(i) la section efficace d'extinction qui est la somme des sections efficaces d'absorption et de diffusion, $\sigma_{\lambda}^{\text{ext}} = \sigma_{\lambda}^{\text{abs}} + \sigma_{\lambda}^{\text{diff}}$. Ces sections efficaces (d'extinction, d'absorption ou de diffusion) sont liées aux coefficients et aux facteurs d'efficacité. Par exemple, pour l'extinction, on a la relation :

$$K_{\lambda}^{\text{ext}} = N\sigma_{\lambda}^{\text{ext}} = NSQ_{\lambda}^{\text{ext}}$$

où N est le nombre total de particules par unité de volume, S est la surface de capture des photons par une particule, K_{λ}^{ext} est l'efficacité optique d'extinction et Q_{λ}^{ext} le coefficient efficace d'extinction. Le coefficient efficace d'extinction tend vers 2 lorsque les particules sont grandes devant la longueur d'onde du rayonnement qui les éclaire (Van de Hulst, 1957), et/ou lorsque la partie imaginaire de l'indice de réfraction est importante (Liou et Hansen, 1971). Dans ces conditions, les calculs des propriétés optiques peuvent être effectués pour des particules de formes complexes telles que des colonnes ou des plaquettes hexagonales. Les techniques employées sont par exemple, le lancer de rayons (Brogniez, 1992), ou la théorie de la diffusion anormale (Ackerman et Stephens, 1987 ; Stephens et al., 1990). Toutefois, les simplifications qui sont effectuées au travers de ces deux méthodes ne sont pas justifiées pour les petites particules dans le domaine spectral infrarouge. Liou et Hansen (1971) montrent l'importance des erreurs commises par la technique du lancer de rayons tandis que Mitchell et Arnott (1994) montrent les limites de la théorie de la diffusion anormale. C'est pourquoi, dans la suite de ce paragraphe, nous étudions plus particulièrement des formes simples (sphériques ou cylindriques) pour lesquelles un calcul exact est possible.

(ii) l'albédo de diffusion simple - $\omega_{\lambda} = \frac{\sigma_{\lambda}^{\text{diff}}}{\sigma_{\lambda}^{\text{ext}}} = \frac{K_{\lambda}^{\text{diff}}}{K_{\lambda}^{\text{ext}}}$ - qui est la fraction du rayonnement

diffusé sur le rayonnement éteint par les particules (absorption plus diffusion),

(iii) Le facteur d'asymétrie g_{λ} , qui est le premier moment de la fonction de phase de diffusion $P_{\lambda}(\Theta)$. $P_{\lambda}(\Theta)$ donne la probabilité qu'un photon soit diffusé dans une direction faisant un angle Θ avec la direction incidente. g_{λ} , varie entre -1 et +1, la valeur 0 correspond à une dispersion isotrope, +1 à

- Chapitre I -

une diffusion totale dans la direction de propagation du rayon incident et -1 à une rétro-diffusion totale. Les calculs de diffusion dans les nuages nécessitent la connaissance complète de la fonction de phase $P_{\lambda}(\Theta)$. Pour certains calculs approchés, tels que les méthodes à deux flux, la connaissance du facteur d'asymétrie g_{λ} est suffisante.

La paramétrisation des caractéristiques optiques des cristaux de formes variées est capitale pour les applications attachées à la mise en place de modèles de transfert radiatif dans les cirrus. Pour limiter les calculs des propriétés optiques des cristaux de glace, calculs souvent trop coûteux en temps, il s'est avéré nécessaire de définir une paramétrisation de ces propriétés dépendant seulement d'une dimension radiativement équivalente du cristal, quelque soit sa forme. C'est pourquoi, de nombreux auteurs ont cherché à paramétrer les propriétés optiques de particules hexagonales, colonnes ou plaques, orientées aléatoirement dans l'espace par des sphères équivalentes possédant soit le même volume, soit la même surface, suivant le type de caractéristiques optiques qu'ils cherchent à représenter.

Liou (1974) et Stephens (1980) ont montré que la fonction de phase dans l'infrarouge thermique est dépendante de la forme des particules. Ils ont montré que la section efficace d'extinction des particules est sensible à leur surface projetée sur un plan perpendiculaire à la direction de propagation du rayonnement (ombre de la particule). Cette hypothèse a été retenue par de nombreux chercheurs soucieux de simplifier le calcul des propriétés optiques des particules en les paramétrisant dans les programmes de calcul du transfert radiatif (Kinne et Liou 1989, Takano et Liou 1989, Ebert et Curry 1992, Sun et Shine, 1994).

Takano et Liou (1989) montrent que l'utilisation de sphères équivalentes en surface à des hexagones conduit à une surestimation du facteur d'asymétrie tandis que l'albédo de diffusion simple se trouve sous-estimé pour des longueurs d'onde dans le proche infrarouge. Sun et Shine (1994) choisissent de décrire les sections efficaces d'extinction et le facteur d'asymétrie par des sphères équivalentes en surface aux hexagones, tandis que l'albédo de diffusion simple est représenté par des sphères de même volume.

- Chapitre I -

Le paramètre que nous souhaitons exploiter β^{eq} est, par définition, très sensible à l'efficacité optique d'absorption des particules. D'après Bryan et Latimer (1969), le meilleur paramètre pour comparer l'efficacité optique d'absorption des particules de différentes formes est leur épaisseur "moyenne", égale au rapport entre leur volume V et leur section géométrique transverse S . Cette section est égale à πr^2 dans le cas d'une sphère de rayon r . Une particule de forme quelconque, de volume V et de section S , est ainsi "comparable" à une sphère de rayon :

$$r = \frac{3 V}{4 S} \quad (1.16)$$

Pour des particules convexes, aléatoirement orientées dans l'espace, la section S moyenne est égale au quart de la surface totale de la particule (Van de Hulst, 1957, p. 111). Des cylindres de rayon R , de hauteur h très grande devant R , aléatoirement orientés dans l'espace, sont ainsi "comparables" à des sphères de rayon :

$$r = \frac{3}{4} \frac{\pi R^2 h}{\left(\frac{2 \pi R h}{4} \right)} = \frac{3}{2} R \quad (1.17)$$

Dans le cas d'une distribution en taille des particules, V représente le volume moyen des particules et S leur section moyenne. Une distribution de sphères est "comparable" à des sphères identiques de rayon "effectif" défini par (Hansen et Travis, 1974) :

$$r_e = \frac{3 V}{4 S} = \frac{\int_0^{\infty} n(r) r^3 dr}{\int_0^{\infty} n(r) r^2 dr} \quad (1.18)$$

où $n(r)$ est le nombre de particules dont le rayon est compris entre r et $r+dr$.

- Chapitre I -

Une distribution de cylindres aléatoirement orientés dans l'espace , caractérisée par un nombre $n(r)$ de cylindres dont le rayon est compris entre R et $R+dR$ et dont la hauteur $h(R)$ est très grande devant R est "comparable" à des cylindres identiques de rayon :

$$R_e = \frac{\int_0^{\infty} n(R)R^2h(R)dR}{\int_0^{\infty} n(R)Rh(R)dR} \quad (1.19)$$

ou encore à des sphères de rayon :

$$r_e = \frac{3}{2}R_e \quad (1.20)$$

Nous avons effectué une telle comparaison entre une distribution de sphères de glace et une distribution de cylindres de glace aléatoirement orientés dans l'espace. Les distributions $n(r)$ et $n(R)$ sont représentées par une fonction Gamma modifiée (Deirmandjan, 1969). Par simplicité, la longueur $h(R)$ des cylindres a été choisie indépendante du rayon R (et toujours grande devant celui-ci). Le coefficient d'absorption, qui est le paramètre optique le plus important dans le domaine infra-rouge thermique et dans l'interprétation du paramètre β^{eq} , a été calculé par la théorie de Mie pour les sphères et à l'aide de la méthode préconisée par Van de Hulst (1957) et développée par Brogniez (1992) pour des cylindres. Plus précisément, dans le cas des sphères, on calcule les sections efficaces d'absorption $\sigma_{abs}(r)$ alors que dans le cas des cylindres on calcule les sections efficaces d'absorption par unité de longueur $C(R) = \sigma_{abs}(r)/h(R)$. En notant ρ la masse volumique de la glace ($\rho=917 \text{ kg.m}^{-3}$), le coefficient d'absorption K_{abs} (exprimé en $\text{m}^2.\text{kg}^{-1}$) est alors obtenu, dans le cas des sphères, à partir de :

$$K_{abs} = \frac{\int_0^{\infty} n(r)\sigma_{abs}(r)dr}{\rho \int_0^{\infty} n(r)\frac{4\pi}{3}r^3dr} \quad (1.21)$$

- Chapitre I -

et, dans le cas des cylindres, à partir de :

$$K_{abs} = \frac{\int_0^{\infty} n(R)C_{abs}(R)dR}{\rho \int_0^{\infty} n(R)\pi R^2 dR} \quad (1.22)$$

L'utilisation d'une distribution dimensionnelle de particules permet de lisser les fluctuations qui sont caractéristiques d'une diffusion ou de l'absorption par une particule unique. Les sphères et les cylindres sont comparés pour un même rayon effectif de leur distribution dimensionnelle.

La figure 9 montre le coefficient d'absorption K_{abs} en fonction du rayon effectif d'une distribution de particules. Ce coefficient est représenté pour les deux canaux (4 et 5) de l'AVHRR et pour deux types de particules : des sphères d'une part et des cylindres infiniment longs aléatoirement orientés dans l'espace, d'autre part. Sur la figure 9, on peut noter que le coefficient d'absorption est

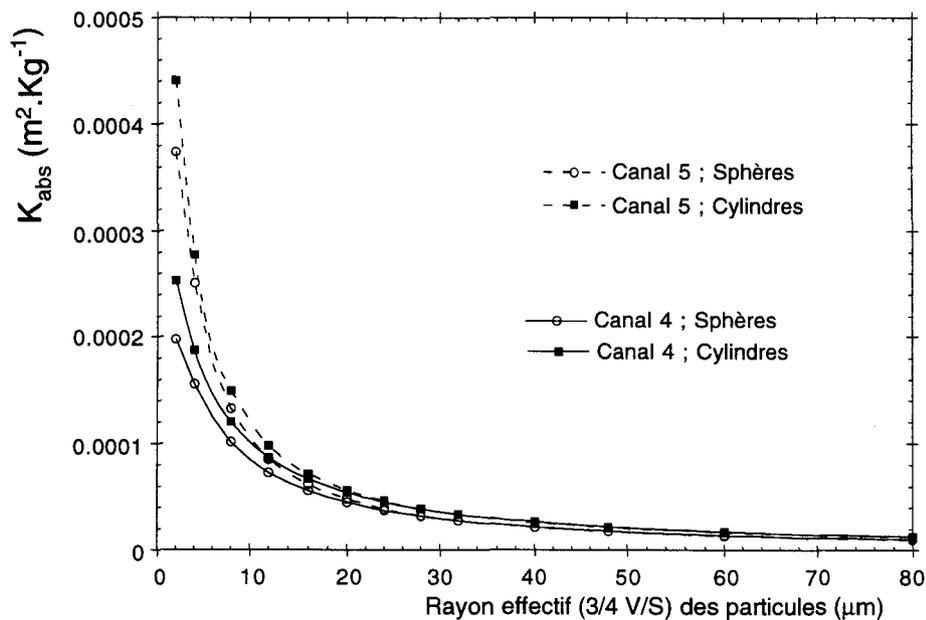


Figure 9 : Coefficients d'absorption fonction du rayon effectif de particules sphériques ou cylindriques (infiniment longues et aléatoirement orientées dans l'espace) pour les deux longueurs d'onde caractéristiques des canaux 4 ($\lambda=10.8 \mu m$) et 5 ($\lambda=11.9 \mu m$) de l'AVHRR.

- Chapitre I -

plus important dans le canal 4 que dans le canal 5. Surtout pour les petites particules. Pour des distribution de particules de rayon effectif supérieur à 25 μm , le pouvoir d'absorption des particules est sensiblement identique dans les deux canaux. Quelque soit le rayon effectif de la distribution des particules, l'absorption du rayonnement par les cylindres, dans l'un des canaux 4 ou 5, est toujours plus importante que l'absorption par les sphères. Cette différence, qui reste faible dans tous les cas, est tout de même plus importante pour les plus petites particules.

La connaissance de l'absorption du rayonnement par les particules est capitale dans l'interprétation de la dimension microphysique radiativement équivalente en taille réelle de particule, toutefois, pour une interprétation précise, il est nécessaire de considérer aussi les propriétés diffusantes des particules. Van de Hulst (1974, 1980) et King (1981) montrent que les caractéristiques diffusantes des particules peuvent être représentées par le paramètre de similitude :

$$s_\lambda = \sqrt{\frac{1 - \omega_\lambda}{1 - \omega_\lambda g_\lambda}} \quad (1.23)$$

où ω_λ , l'albédo de simple diffusion et g_λ , le facteur d'asymétrie sont définis précédemment.

Ce paramètre prend des valeurs comprises entre 0, pour les particules non absorbantes, et 1, pour des particules non diffusantes. Il se limite à $\sqrt{1 - \omega_\lambda}$ pour des particules diffusant le rayonnement de façon isotropique. Parol et al. (1991) suggèrent d'utiliser le principe de similitude pour représenter β^{eq} à partir de sa valeur lorsque la diffusion est négligée, β , et le paramètre de similitude, s :

$$\beta^{eq} \approx \frac{(1 - \omega_5 g_5)(1 - \omega_4)}{(1 - \omega_4 g_4)(1 - \omega_5)} \beta \equiv \frac{s_4^2 k_{abs,5}}{s_5^2 k_{abs,4}} \quad (1.24)$$

Parol et al. (1991) montrent, par des simulations numériques, que l'équation 1.24 permet de caractériser correctement le paramètre β^{eq} pour des sphères constituées d'eau liquide ou de glace et pour des cylindres aléatoirement orientés dans l'espace.

La figure 10 montre les variations du paramètre de similitude en fonction du rayon effectif de distributions de sphères de glace et de cylindres pour les longueurs d'onde caractéristiques des

- Chapitre I -

canaux 4 et 5 de l'AVHRR. Le paramètre de similitude des particules cylindriques apparaît toujours inférieur à celui des sphères, quelque soit la dimension des particules et le canal considéré. Cela est probablement dû à une diffusion beaucoup plus isotropique des particules cylindriques par rapport aux particules sphériques. Cette différence due à la forme des particules est d'autant plus prononcée que les particules considérées sont petites. Le paramètre de similitude varie peu pour les sphères en fonction de leur rayon. La différence entre les paramètres de similitude des deux canaux est sensiblement constante en fonction du rayon des particules sphériques. Pour de telles particules, la diffusion introduite dans la description du paramètre β^{eq} , équation 1.24, se résume alors à un facteur d'échelle constant sur le rapport des coefficients d'absorption dans les deux canaux. Par contre, la figure 10 montre que dans les deux canaux, et pour des rayons effectifs de distribution de particules cylindriques supérieurs à environ 20 μm , le paramètre de similitude décroît. Cette baisse est plus rapide dans le canal 5 que dans le 4.

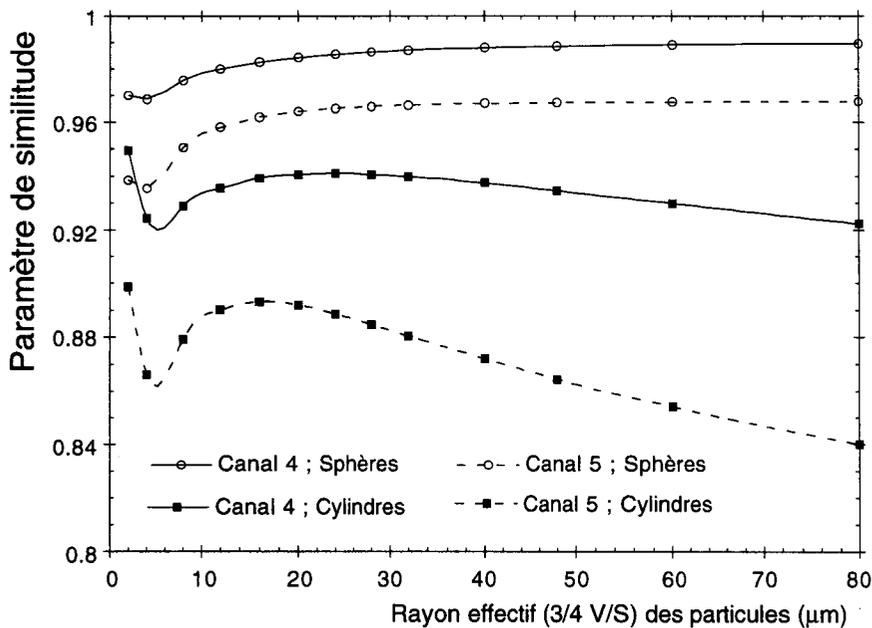


Figure 10 : Identique à la figure 9 pour le paramètre de similitude.

La figure 11 montre le paramètre β^{eq} , obtenu à partir de l'équation 1.24, en fonction du rayon effectif de distributions de particules sphériques d'une part, et cylindriques, d'autre part. Pour des particules de rayon effectif inférieur à 15 μm , β^{eq} est comparable pour les sphères et les

- Chapitre I -

cylindres, il diminue rapidement lorsque le rayon effectif augmente. Pour des particules de dimension supérieure, β^{eq} devient dépendant du type de particule que l'on considère. Lorsque l'on considère des particules, qu'elles soient sphériques ou cylindriques, de rayon effectif important, supérieur à 25 μm , nous avons constaté que les coefficients d'absorption sont équivalents dans les deux canaux infrarouge thermique de l'AVHRR. Sans prendre en compte la diffusion par les particules, le paramètre microphysique devrait être égal à 1 pour de telles particules. La diffusion joue un rôle différent suivant la forme des particules. En effet, le facteur d'échelle, introduit dans l'équation 1.24, ne se stabilise pas à la même valeur pour les deux types de particules que l'on a considérés. Pour les particules sphériques de rayon effectif supérieur à 40 μm , β^{eq} se stabilise à une valeur constante d'environ 1 comme si la diffusion était négligée, les paramètres de similitude dans les canaux 4 et 5 sont comparables pour de telles particules. Par contre les particules cylindriques de même rayon effectif possèdent une valeur constante de β^{eq} voisine de 1.15.

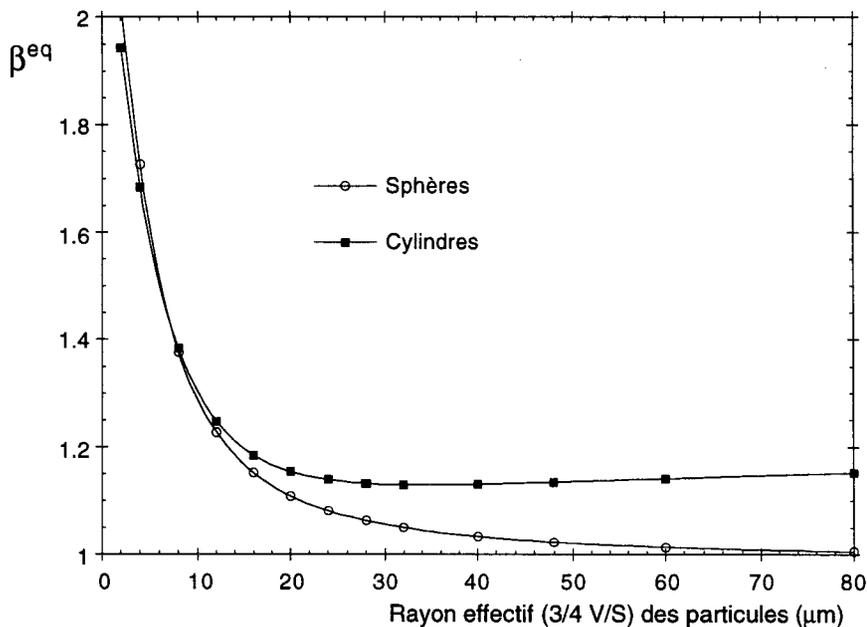


Figure 11 : Paramètre caractéristique de la microphysique radiativement équivalente en fonction du rayon effectif de distribution de particules sphériques et de particules cylindriques très longues aléatoirement orientées dans l'espace.

5. Conclusion

Les mesures "in-situ", par des moyens aéroportés, illustrent la grande variété des particules de glace présentes dans les cirrus. Les cristaux de glace observés dans les cirrus ont des dimensions comprises entre 50 et 2000 μm , les formes les plus souvent reconnues sont des plaques hexagonales, des colonnes hexagonales, des "rosettes" ou des formes très complexes (agglomérats de cristaux). La sédimentation des cristaux, parfois couplée avec des cisaillements de vent, tend à les séparer en fonction de leur taille verticalement et horizontalement. Les particules les plus petites et apportant le moins de contenu en glace sont situées dans la majorité des cas au sommet du nuage. Les cirrus sont très souvent organisés en bandes de nuages de très grande étendue persistant pendant de longues périodes. Les observations ont montré une importante hétérogénéité spatiale de la microphysique des cirrus à l'échelle de quelques centaines de mètres.

Les mesures "in-situ" permettent d'appréhender les processus physiques qui gèrent la microphysique aux petites échelles, dans les cirrus. Néanmoins, c'est la présence des cirrus à de très grandes échelles spatiales et leur durée de vie importante qui leur confèrent un rôle prépondérant sur les échanges d'énergie entre le système Terre-atmosphère et l'espace. Pour étudier l'impact de ce type de nuage sur le bilan radiatif de la planète, il est nécessaire de concevoir des observations à l'échelle globale et répétées dans le temps. C'est l'imagerie satellitaire qui permet de prolonger les observations "in-situ" vers des observations à une échelle plus compatible avec les études du bilan radiatif.

L'aspect semi-transparent des cirrus interdit l'utilisation directe des observations satellitaires dans les bandes spectrales conventionnelles. Leur impact instantané dans le visible et dans l'infrarouge n'est pas suffisant pour permettre une interprétation précise des mesures satellitaires. Par contre, la dépendance spectrale de la modification du rayonnement tellurique issu de l'atmosphère permet, dans certains cas, de détecter les cirrus et de caractériser leur microphysique par une microphysique radiativement équivalente. Cela permet de reproduire au mieux leurs propriétés

- Chapitre I -

radiatives. La méthode d'absorption différentielle utilisant deux canaux dans la fenêtre infrarouge thermique a déjà été appliquée sur les images acquises par le radiomètre AVHRR en orbite sur les satellite NOAA par Inoue (1985, 1987). Parol et al. (1991) puis Brogniez et al. (1994) ont interprété, sur une zone près de Nordholtz (Allemagne) de l'image AVHRR acquise par le satellite NOAA 11 le 18 Octobre 1989, la différence de température de brillance entre les canaux 4 et 5 de l'AVHRR comme un effet dû à la microphysique radiativement équivalente du cirrus. Dans ce chapitre, la théorie nous a montré que la différence de température de brillance entre les canaux 4 (11 μm) et 5 (12 μm) de l'AVHRR est observable pour des cirrus d'émissivité comprise entre 0.1 et 0.9 s'ils sont principalement constitués de particules dont les propriétés radiatives sont comparables à celles de distributions de particules de glace sphériques de rayon effectif inférieur à 40 μm . Des distributions de particules sphériques ou cylindriques aléatoirement orientées dans l'espace, de même rayon effectif inférieur à 15 μm , auront un effet semblable sur la BTD observable des cirrus. Par contre, des distributions de particules cylindriques de rayon effectif important favorisent une BTD plus élevée que celle observable pour des distributions de particules sphériques de même rayon effectif.

Cette technique de télédétection des propriétés optiques et microphysiques des cirrus par interprétation des différences de température de brillance dans deux bandes spectrales est applicable à tout radiomètre en orbite mesurant le rayonnement émis par la Terre et son atmosphère dans deux bandes spectrales situées dans une fenêtre atmosphérique et pour lesquelles les coefficients d'absorption des particules de glace sont différentes. La mise en orbite de radiomètres plus performants, du type MODIS, par exemple, est donc particulièrement attendue. En effet, MODIS est prévu pour être mis en orbite héliosynchrone sur la plate-forme satellite EOS (Earth Observing System ; King et al., 1992). Son lancement est annoncé pour le courant de cette décennie. MODIS fournira des images dans 36 bandes spectrales comprises entre 0.4 et 14.5 μm . 17 bandes spectrales (canaux 20 à 36) seront dédiées à la mesure du rayonnement dans le domaine infrarouge. Ces 17 canaux auront tous une résolution identique égale à 1 Km, au nadir. La présence de nombreuses bandes spectrales dans des régions où l'atmosphère claire est peu absorbante permettra d'étendre la

- Chapitre I -

technique T4-T5 de l'AVHRR à ce type de radiomètre en multipliant les combinaisons de canaux possibles.

Dans ce mémoire, la méthode bispectrale utilisée pour caractériser la microphysique radiativement équivalente des cirrus est appliquée aux images acquises durant la période de l'expérience ICE 89 dans les bandes spectrales centrées sur 11 et 12 μm , respectivement canaux 4 et 5, par le radiomètre AVHRR en orbite sur le satellite héliosynchrone NOAA 11.

CHAPITRE 2

Reconnaissance des Nuages sur les Images AVHRR/NOAA

Pour analyser les propriétés, microphysiques ou radiatives, des cirrus par l'exploitation de données satellites, une première étape consiste à reconnaître le type de couverture nuageuse de chaque pixel sur les images. Il est clair que la technique de classification nuageuse des pixels employée doit être particulièrement sensible à la présence de cirrus, et en particulier à la détection de pixels couverts par des parties semi-transparentes de cirrus. La méthode que nous avons mis en place sur les images AVHRR est longuement décrite et testée dans l'Annexe 1. Ce chapitre résume le principe de cette classification ainsi que les principaux résultats détaillés en Annexe 1.

Desbois et al. (1982) puis Sèze et Desbois (1987) ont développé une méthode de classification statistique pour étudier la couverture nuageuse à partir de l'imagerie Météosat. Raffelli et Sèze (1992) ont utilisé cette méthode pour classifier les images Météosat acquises durant la période de l'expérience ICE'89. Cette méthode est basée sur le principe des "nuées dynamiques" appliqué

- Chapitre II -

aux caractéristiques spectrales et spatiales des images. Elle permet de classifier chaque pixel d'un champ de radiance en type de nuage en considérant les propriétés spectrales du pixel et les variances locales autour de ce même pixel dans le visible et dans la fenêtre infrarouge.

Nous avons adapté cette méthode de classification aux données AVHRR. Le premier canal AVHRR est utilisé pour caractériser les propriétés dans le visible de chaque pixel, les propriétés dans la fenêtre infrarouge sont obtenues en moyennant les canaux 4 et 5. Le radiomètre AVHRR permet une résolution spatiale supérieure à celle issue du satellite Météosat. Il était particulièrement tentant d'utiliser la pleine résolution pour une description détaillée des champs de nuages sur les images. Cependant, nous avons veillé à ce que la classification AVHRR reste compatible avec la classification Météosat en vue d'une utilisation complémentaire des deux satellites. Cette compatibilité ne pouvant être clairement démontrée par une confrontation directe des images classifiées des deux satellites pour des raisons de difficultés de navigation et de non simultanété des images, nous avons simulé la résolution Météosat en dégradant les images AVHRR. La comparaison des classifications obtenues avec la pleine résolution et la résolution dégradée au format Météosat a montré une représentation plus détaillée des champs de nuages morcelés, à pleine résolution, sans altérer la reconnaissance des nuages de grandes étendues spatiales du type cirrus ou nuages stratiformes.

Inoue (1987) propose une technique de seuils basée sur la différence de température de brillance (BTD) entre les canaux à 11 et 12 μm du radiomètre AVHRR. Cette méthode de classification n'est pas sans à priori quant aux propriétés microphysiques des cirrus. En effet, dans la dernière partie du premier chapitre nous avons montré que la BTD dépend fortement de la microphysique radiativement équivalente des cirrus. Rappelons que c'est cette dépendance que nous envisageons d'exploiter pour caractériser la microphysique équivalente des cirrus. C'est pourquoi, nous nous sommes orientés vers une technique de classification des images indépendante de la BTD. Les images AVHRR pleine résolution classifiées par la méthode des "Nuées Dynamiques" ont été comparées avec celles classifiées par la méthode de seuils des BTD. De cette confrontation deux atouts majeurs, quant à l'utilisation de la méthode des "Nuées Dynamiques", ont pu être mis en

- Chapitre II -

évidence. La séparation des cirrus et des bords de nuages semble cohérente par la méthode statistique alors que cette séparation est impossible par la méthode de seuils. Les cirrus semi-transparents qui possèdent une microphysique équivalente telle que la BTD observable est faible ne sont pas détectés par la méthode préconisée par Inoue (1987).

Toutes les images AVHRR de jour, disponibles entre le 10 et le 20 Octobre 1989, voisines de la zone de la campagne de mesures ICE (International Cirrus Experiment) ont été classifiées par la méthode des "Nuées Dynamiques" en considérant les images pleine résolution. Cela représente un ensemble de 21 images, recensées dans l'annexe 2. Elles sont utilisées, dans la suite de notre étude, pour détecter les pixels couverts par des cirrus, et pour connaître l'environnement immédiat de ces cirrus. Les images Météosat, pour la même période, classifiées par Raffaelli et Sèze (1992) entre 9 et 15 heure GMT, soit un ensemble de 70 images, permettent de suivre l'histoire des cirrus étudiés, et donnent une vue synoptique des systèmes nuageux dans laquelle évoluent les cirrus que nous étudions.

CHAPITRE 3

Téledétection des caractéristiques microphysiques des cirrus. Application à l'imagerie AVHRR.

1. Introduction.

Dans le premier chapitre de ce mémoire, nous avons simulé les températures de brillance mesurées dans l'infrarouge thermique par le radiomètre AVHRR. Ces simulations nous ont permis d'expliquer la différence de température de brillance (BTD) que l'on observe entre les canaux 4 et 5 de l'AVHRR pour des pixels couverts par des cirrus semi-transparents. Nous avons montré que cette BTD dépend non seulement de l'émissivité du nuage, mais aussi des conditions présentes sous le cirrus, de la température à l'altitude du cirrus, et du rapport β^{eq} des épaisseurs optiques du cirrus

- Chapitre III -

dans les deux canaux. Dès 1985, Inoue a montré, en utilisant un modèle simple de cirrus purement absorbant, qu'un rapport des épaisseurs optiques égale à 1.08 permet de représenter correctement les BTD. Celles-ci ont été observées sur 860 pixels qui correspondent à l'étude de 8 cas de cirrus. Sur un cas particulier, Parol et al. (1991) ont trouvé des valeurs de β^{eq} comprises entre 1.0 et 1.18. Rappelons que ce paramètre β^{eq} est lié aux dimensions des particules dans le nuage. Cette relation a été décrite dans le premier chapitre pour des particules sphériques et des cylindres aléatoirement orientés dans l'espace. Notons que β^{eq} n'est qu'un indice de la taille réelle des particules dans le nuage. Il caractérise une dimension de particule "radiativement équivalente" permettant de simuler les températures de brillance observées dans les canaux AVHRR de l'infrarouge thermique. Toutefois, un cirrus pour lequel β^{eq} est élevé, possède, pour des cristaux de même forme, des particules en moyenne plus petites que celles présentes dans un cirrus pour lequel β^{eq} est proche de 1.

L'exploitation de cette théorie pour déterminer les propriétés des cirrus sur une image AVHRR n'est possible que sur les zones où certaines conditions d'homogénéité du cirrus et de son environnement sont réalisées. Lin et Coakley (1993) ont exploité des situations présentant une seule couche de nuage, tandis que, Bryan et al. (1994) ont étudié, sur quelques cas particuliers, des situations présentant plusieurs couches de nuages. Dans notre étude, nous souhaitons réaliser la télédétection des propriétés des cirrus pour un nombre important de situations. Une procédure de traitement systématique a été appliquée à 21 images AVHRR acquises de jour entre le 10 et le 20 Octobre 1989, la liste de ces images peut être consultée dans l'annexe 2.

La première partie de ce chapitre expose les conditions nécessaires pour que β^{eq} soit déductible d'un ensemble de pixels couverts par des cirrus semi-transparents. Un exemple d'observations réalisées sur une région couverte par des cirrus est présenté dans la deuxième partie de ce chapitre. Cette étude de cas particuliers nous permet d'énumérer, dans la troisième partie, un certain nombre de critères permettant de vérifier qu'une zone d'observation est exploitable. Dans la quatrième partie de ce chapitre nous décrivons une procédure de traitement systématique qui permet :

- Chapitre III -

- (i) de sélectionner les zones exploitables sur une image,
- (ii) de déterminer, sur ces zones, les caractéristiques des cirrus les plus hauts et dont le paramètre β^{eq} est le plus élevé,
- (iii) de valider les résultats obtenus.

Cette procédure est testée sur des cas particuliers dans le cinquième paragraphe. Les résultats obtenus sur les 21 images sont discutés dans la dernière section de ce chapitre.

2. Méthodologie

2.1 Principe : rappels

Les températures de brillance observées dans les canaux 4 et 5 de l'AVHRR ne sont pas indépendantes. Dans le premier chapitre, nous avons écrit la relation (1.15) qui lie ces deux températures en présence de cirrus. Dans cette relation, les propriétés du nuage sont décrites par le taux de couverture (N), la microphysique radiativement équivalente (β^{eq}), et les températures du cirrus dans les deux canaux ($T_4^{nua^{eq}}$ et $T_5^{nua^{eq}}$).

Considérons l'observation d'un pixel totalelement couvert par un cirrus semi-transparent. Si des pixels voisins sont totalement libres de cirrus, et d'autres, au contraire, totalement couverts par une partie opaque de ce même cirrus, alors la relation (1.15) montre que β^{eq} est entièrement déterminé par les observations dans les deux canaux 4 et 5 de l'AVHRR :

$$\beta^{eq} = \ln \left(\frac{B_5(T_5) - B_5(T_5^{nua^{eq}})}{B_5(T_5^{cl}) - B_5(T_5^{nua^{eq}})} \right) \Bigg/ \ln \left(\frac{B_4(T_4) - B_4(T_4^{nua^{eq}})}{B_4(T_4^{cl}) - B_4(T_4^{nua^{eq}})} \right) \quad (3.1)$$

Rappelons que B_i ($i=4, 5$) représente la fonction de Planck pondérée par la fonction de transmission du canal AVHRR considéré (4 ou 5). Les températures de brillance que l'on observerait sans cirrus sont représentées par T_i^{cl} et les températures équivalentes du cirrus par $T_i^{nua^{eq}}$, T_i correspond à la température de brillance lorsque le pixel est totalement couvert par un cirrus semi-transparent.

2.2 Contraintes

Les températures équivalentes des cirrus $T_i^{\text{nuage}^{\text{eq}}}$ sont observables seulement dans les parties opaques des cirrus (cf. chapitre 1), c'est à dire dans les zones où aucun rayonnement émis par les couches inférieures n'est transmis par le nuage vers l'espace. Ces températures correspondent aux températures les plus froides que l'on puisse observer pour un cirrus donné, car elles correspondent à une altitude très proche du sommet du nuage. De plus, si le cirrus est considéré comme un milieu purement absorbant, ces températures sont identiques dans les deux canaux (4 ou 5). La différence de température que l'on peut observer en présence d'un cirrus opaque et étendu est due à un phénomène de réflexion par le nuage. Cette différence de température entre les canaux 4 et 5 est généralement positive et faible (Parol et al., 1991).

Le rayonnement montant à la base du cirrus est supposé identique à celui observable en l'absence de cirrus. Les conditions de ciel clair sont particulièrement déterminantes pour l'obtention de β^{eq} lorsque le cirrus est très fin. Toutefois, la présence de cirrus fins affecte peu les températures de la surface. Par contre, si le nuage est épais, la modification apportée aux températures de la surface peut être plus importante, mais le paramètre β^{eq} devient peu sensible aux conditions de surface.

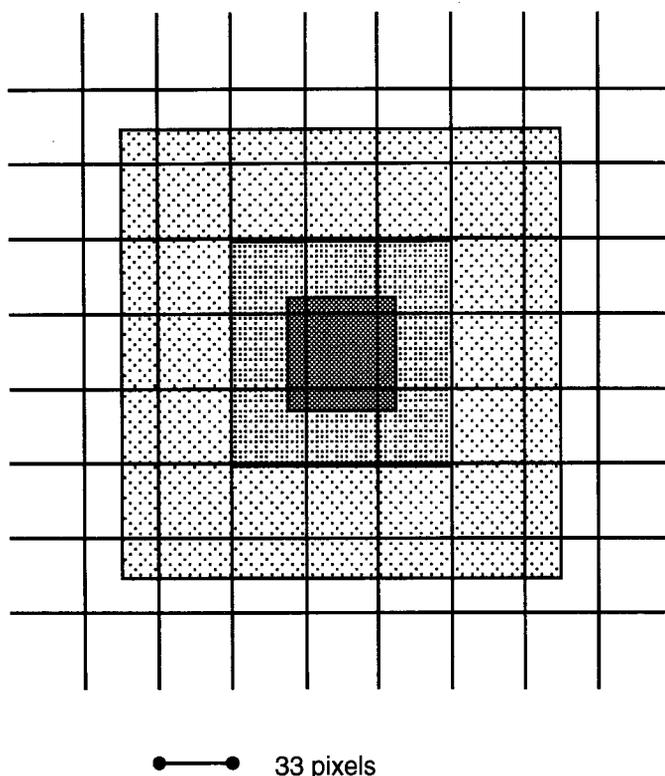
En résumé, une valeur de β^{eq} peut être déterminée pour un pixel totalement couvert par un cirrus semi-transparent si, à proximité, on peut observer une zone dépourvue de cirrus et une zone totalement couverte par un cirrus opaque à la même altitude.

Dans l'équation 3.1, la diffusion du rayonnement par le cirrus est prise en compte de façon approchée, or la quantité de rayonnement diffusé par un cirrus dépend de son épaisseur optique, donc de son émissivité. β^{eq} doit donc être considéré comme une moyenne intégrée sur une émissivité du cirrus variant de 0 à 1. En pratique, ceci nécessite l'observation d'un même cirrus possédant toutes les émissivités possibles comprises entre 0 et 1 pour calculer un β^{eq} moyen indépendant de l'émissivité du nuage.

- Chapitre III -

Pour réunir toutes les conditions nécessaires à l'obtention de β^{eq} associé à un cirrus, nous réunissons les propriétés d'un ensemble de pixels voisins. La classification nuageuse décrite dans le chapitre 2 appliquée aux images nous permet de différencier les pixels couverts par les cirrus. Lorsque les conditions sont favorables, c'est à dire, lorsqu'un nombre suffisant de pixels couverts par des cirrus de différentes émissivités et de pixels sans cirrus est observable, on tente de déduire les caractéristiques du cirrus. La valeur de β^{eq} que l'on obtient est attribuée à l'ensemble des pixels couverts par le cirrus. En pratique, nous cherchons à attribuer les caractéristiques microphysiques "moyennes" avec un pas de grille sur les images de 33 pixels¹. Pour élargir la zone, et ainsi faciliter la recherche des températures de l'atmosphère sans cirrus, d'une part, et des températures des cirrus opaques, d'autre part, nous considérons des pavés de différentes tailles. Trois dimensions de pavés carrés ont été utilisées. Ces pavés regroupent respectivement 50x50, 100x100 et 200x200 pixels. Le schéma 1 illustre la répartition des pavés de différentes tailles utilisés pour déterminer le rayon effectif des particules qui définit une caractéristique de la microphysique équivalente que l'on attribue à la zone centrale, carrée de 33 pixels de large.

¹Rappelons qu'un pixel représente un carré au sol de 1.1 Km de côté au sol.



Shéma 1 : Répartition des pavés utilisée pour le calcul de la microphysique équivalente sur les images. Les différents pavés (50X50 ; 100X100 et 200X200 pixels) utilisés sont superposés (carrés de grisés différents). Le pas d'échantillonnage des images est de 33 pixels.

3. Exemple de diagrammes BTD expérimentaux.

3.1 Description des observations.

Les propriétés radiométriques de chacun des pixels contenu dans un pavé d'observation peuvent être visualisées dans un diagramme montrant la BTD en fonction de la température de brillance dans le canal 4. Sur de tels diagrammes, les cirrus ont une signature typique en forme "d'arche". Le pied froid de l'arche caractérise la température de la partie opaque des cirrus, le pied chaud est représentatif des températures de brillance pour l'atmosphère sans cirrus. Des exemples de signatures théoriques de cirrus ont été discutés dans le premier chapitre. La visualisation de nombreux diagrammes expérimentaux nous a montré des signatures variées et parfois très complexes. C'est à partir de la visualisation de ces diagrammes expérimentaux que nous avons pu proposer une stratégie pour exploiter de façon automatique les nombreuses images disponibles.

- Chapitre III -

Les figures 1, 2 et 3 montrent des exemples de signatures expérimentales de cirrus extraites de l'image numéro 16 référencée en annexe 2. La figure 4 représente l'image Météosat (17 Octobre 1989 ; slot 25), classifiée par les "Nuées Dynamiques", qui coïncide avec la date et l'heure d'acquisition de l'image AVHRR. La zone d'observation, repérée sur la figure 4, est située au centre de la mer du Nord. On note la présence sur cette zone de cirrus liés à une importante perturbation.

Les figures 1, 2 et 3 représentent les diagrammes BTM fonction de T4 pour différents pavés carrés d'observation de respectivement 50, 100 et 200 pixels de côté. Les nuages présents dans chacun des pavés sont montrés dans la figure 5. Celle-ci représente les 16 vignettes de 200 pixels de côté issues de l'image AVHRR classifiée à partir des "Nuées Dynamiques", classification décrite dans le deuxième chapitre. Sur chacune des vignettes, nous avons signalé par des carrés blancs les pavés de 50 et 100 pixels de côté. Les centres de deux pavés consécutifs sont séparés de 33 pixels en ligne, pour les diagrammes et les vignettes repérés par une lettre commune, et de 33 pixels en colonne pour ceux et celles de même chiffre, quelque soit la taille du pavé considérée. Le décalage entre deux pavés consécutifs étant inférieur à la taille du pavé, un même pixel peut être visualisé dans plusieurs diagrammes voisins. Les pixels répétés dans plusieurs diagrammes sont d'autant plus nombreux que la dimension des pavés est importante. La classification nuageuse est utilisée pour détecter les cirrus ainsi que leur environnement. Sur les diagrammes présentés dans les figures 1, 2 et 3, les cirrus (toutes les classes cirrus confondues²) sont représentés en bleu, les nuages épais d'altitude faible (classes "Bas épais" et "Moyens épais" de la classification) en rouge, et les pixels sans couverture nuageuse (classes "Terre" et "Mer") en vert. Dans le chapitre 2, la comparaison des classifications issues des "Nuées Dynamiques", d'une part, et d'une méthode inspirée par Inoue (1985), d'autre part, a révélé que les bords de nuage possèdent, dans l'infrarouge thermique, des propriétés proches de celles des cirrus. En particulier, les bords de nuage sont caractérisés par une BTM non nulle due à la couverture partielle des pixels. Pour ne pas dégrader la signature seulement

²La classe "Multicouches" a été assimilée à un type de cirrus recouvrant généralement des nuages d'altitude inférieure

- Chapitre III -

dûe aux cirrus, nous n'avons pas pris en compte les pixels classés bords de nuage (classes "Bords fins" et "Bords" de la classification) dans les diagrammes.

T4-T5

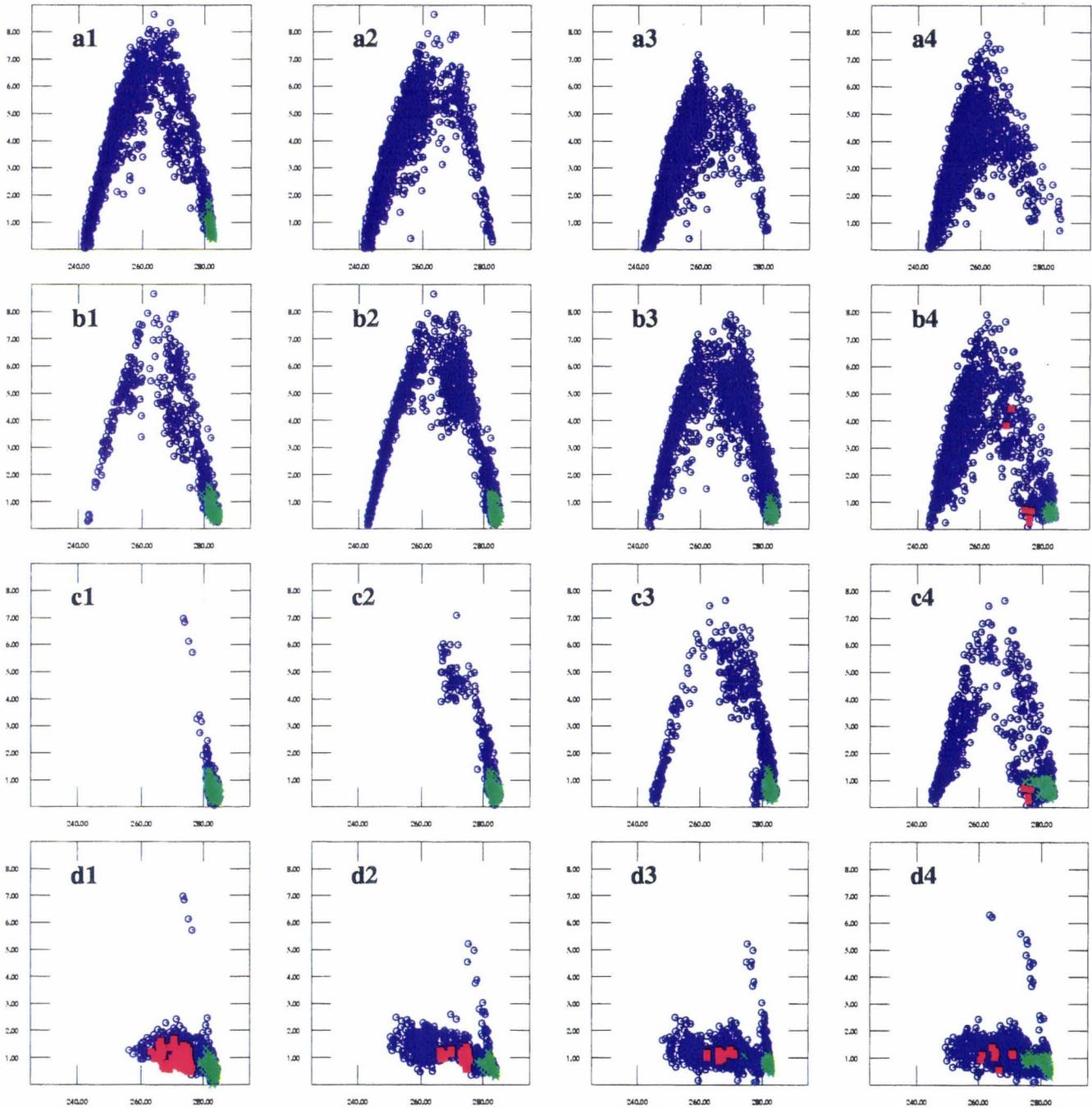


Figure 1 : Diagrammes représentant la différence de température de brillance entre les canaux AVHRR 4 et 5 (BTD) en fonction de la température de brillance dans le canal 4. Les cercles bleus correspondent aux pixels classés cirrus par la classification issue des "Nuées Dynamiques" appliquée aux images AVHRR, les cercles rouges aux pixels classés nuages épais d'altitude basse ou moyenne, tandis que les verts représentent les pixels sans aucun couvert nuageux (atmosphère claire). Chacun des diagrammes est construit à partir de l'ensemble des pixels qui appartiennent à un pavé carré de 50 pixels de côté.

T4-T5

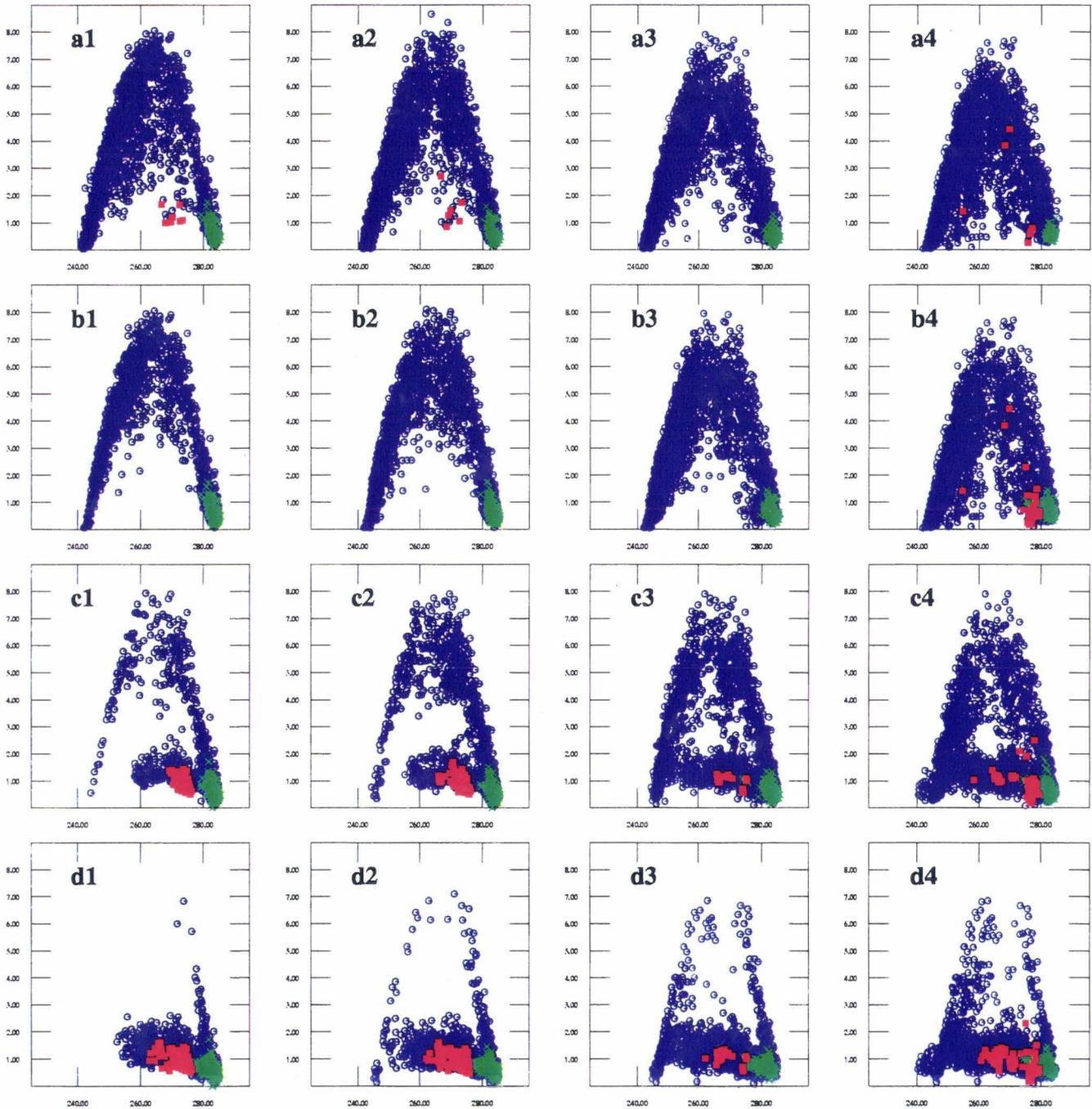
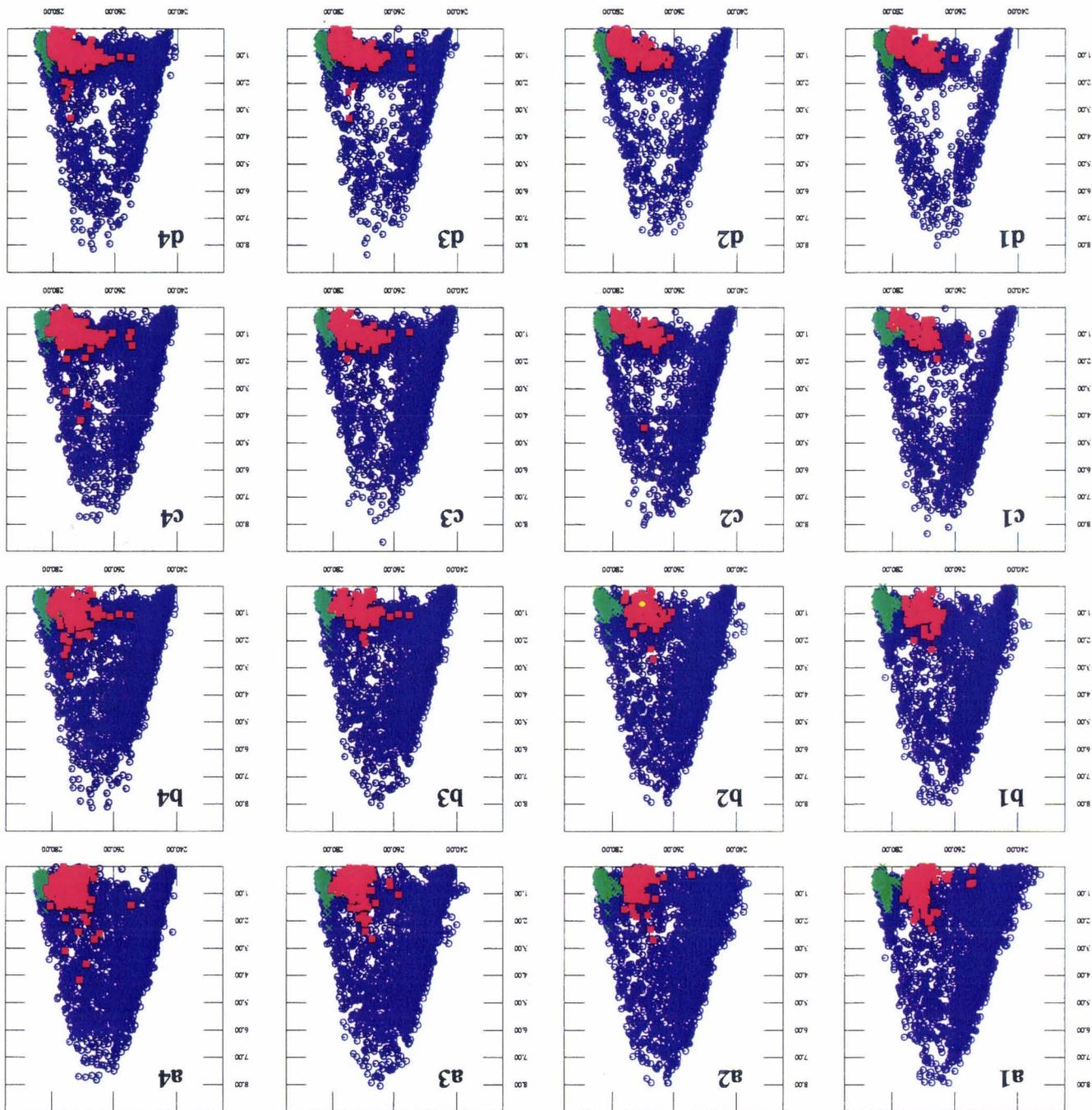


Figure 2 : Identique à la figure 1, pour des pavés carrés de 100 pixels de côté.

Figure 3 : Identique à la figure 1, pour des pavés carrés de 200 pixels de côté.



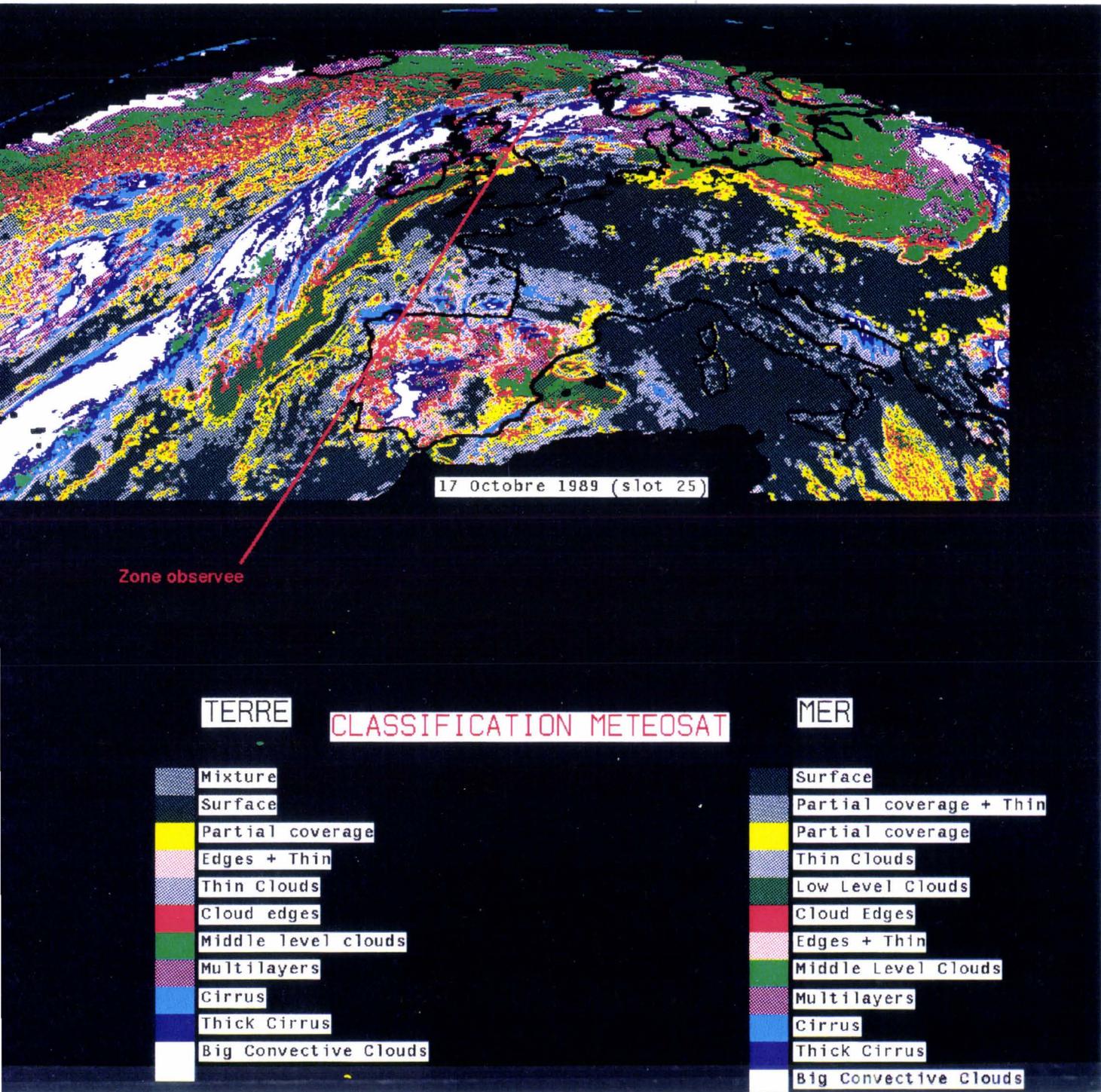


Figure 4 : Image Météosat II du 17 Octobre 1989, slot numéro 25, classifiée par la méthode dite des "Nuées Dynamique". La croix précise la zone extraite pour l'analyse d'un cas particulier de cirrus.

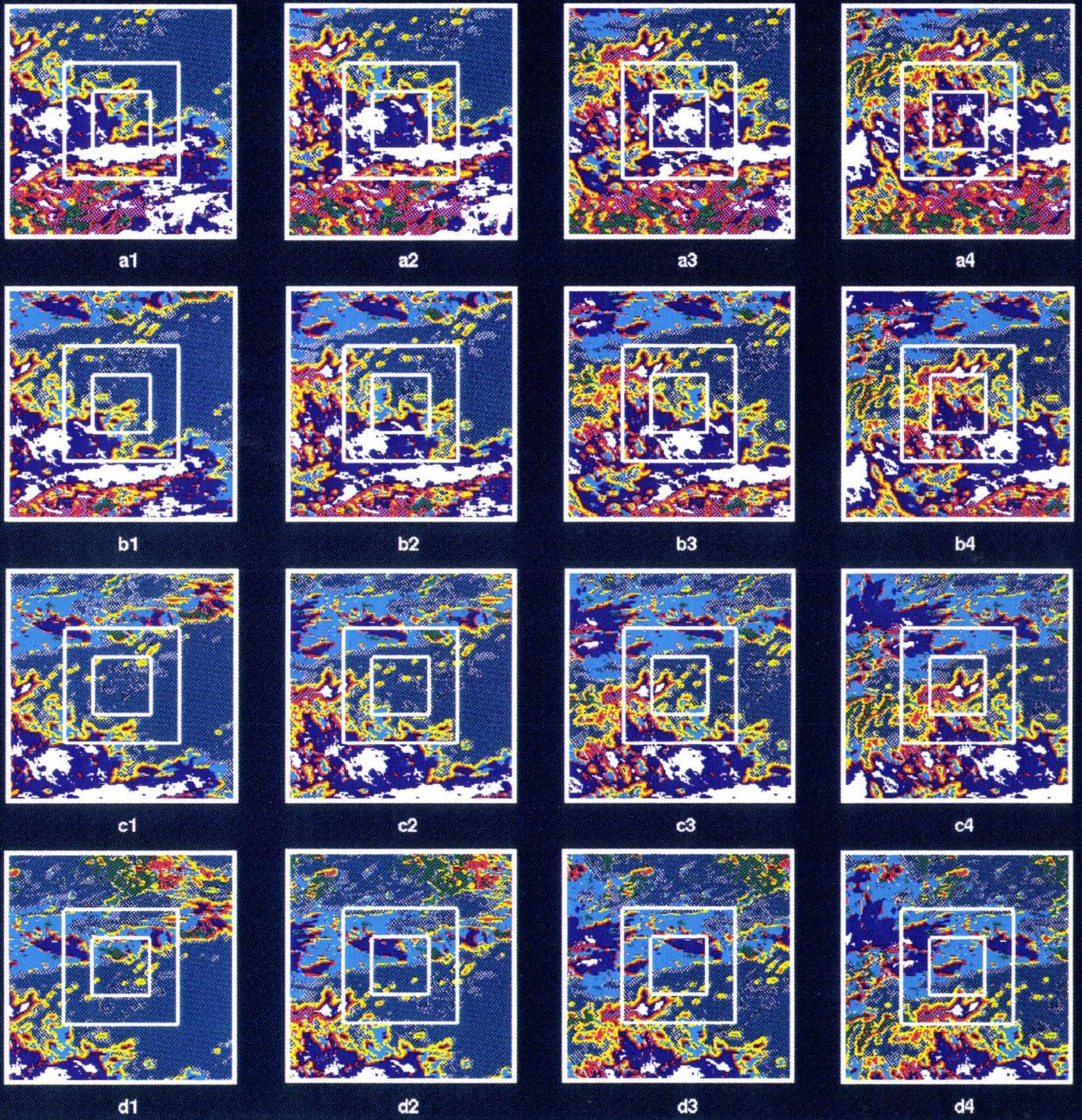


Figure 5 : Chacune des vignettes représente un échantillon, pavé carré de 200 pixels de côté, de l'image AVHRR du 17 Octobre 1989 classifiée par la méthode des "Nuées Dynamiques", le code des couleurs utilisé est rappelé sur la figure 16. Ces portions d'images sont celles qui sont utilisées pour l'élaboration des diagrammes présentés sur la figure 3. Elles comprennent les portions d'images utilisées pour les diagrammes des figures 1 et 2, respectivement pavés carrés de 50 et 100 pixels de côté soulignés d'un carré blanc sur les vignettes. La distance entre les centres de deux vignettes voisines est de 33 pixels sur l'image AVHRR originale.

3.2 Observations de pavés carrés de 50 pixels de côté.

La figure 1 montre les diagrammes obtenus sur des pavés qui représentent au sol une superficie d'environ 50 Km². Ces pavés sont soulignés par le rectangle blanc le plus petit superposé sur chacune des vignettes de la figure 5. Chacun des diagrammes regroupe les propriétés dans l'infrarouge thermique de 2500 pixels.

Les arches montrées sur la figure 1 sont souvent incomplètes. Sur les zones a2, a3 et a4 aucun pixel n'a été détecté par la classification comme non couvert ou comme couvert par des nuages épais de basse altitude. Ceci se traduit sur les diagrammes par l'absence du pied chaud. La figure 5 montre que ces zones sont effectivement totalement couvertes par des cirrus ou des bords de nuages. Les propriétés radiatives hors cirrus n'étant visibles sur aucun de ces trois pavés, notre méthode n'est pas applicable.

Les pieds froids sont absents des arches obtenues sur les pavés c1, c2, et d1 à d4. Il est vrai que sur les vignettes correspondantes de la figure 5, on n'observe pas de pixels classés cirrus épais (classe représentée en blanc) ce qui confirme l'absence de cirrus opaque sur ces zones. Sans cette information sur la température d'émission propre du nuage, nous ne pourrions pas déterminer les caractéristiques microphysiques des cirrus.

Les signatures montrées sur les quatre diagrammes de la ligne "d" de la figure 1 sont notablement différentes de celles observées sur les autres. On peut repérer sur chacun de ces 4 diagrammes deux départs d'arches distincts. L'arche principale, représentée par un nombre plus important de pixels, est caractérisée par de très petites valeurs de BTD (inférieures à 2.5 K). Si on consulte les vignettes correspondantes sur la figure 5, on note que la zone d'observation est centrée sur un cirrus déconnecté de l'ensemble des cirrus pris en compte sur les autres pavés. Les fortes valeurs de BTD présentes sur les diagrammes des lignes "a", "b" et "c" sont associées à des cirrus très structurés formant de multiples cellules, alors que les BTD plus faibles observées sur les zones repérées sur la ligne "d" sont associées à une couche de cirrus de structure spatiale apparemment

- Chapitre III -

plus homogène. Le double départ des arches dans les diagrammes "d" montre clairement que, sur la zone couverte par les pavés de 50 pixels de côté, deux types de cirrus de propriétés différentes coexistent.

Sur cet exemple, seuls les pavés a1, b2, b3, b4, c3 et c4 permettent de réunir toutes les informations nécessaires pour que les arches soient complètes. Pour que la variation de la BTD en fonction de la température de brillance dans le canal 4 puisse être correctement décrite par la relation 3.1, il est toutefois impératif :

- (i) que les températures de brillance en absence de cirrus soient constantes sur toute la zone,
- (ii) que les pixels classés cirrus aient la même température (cirrus de même altitude),
- (iii) que ces pixels soient totalement couverts,
- (iv) que β^{eq} ait la même valeur pour tous les pixels couverts par un cirrus semi-transparent.

Les pieds froids des arches complètes montrés sur la figure 1 sont en générale très localisés sur les diagrammes. La température des zones de cirrus opaque est constante sur l'ensemble de chaque pavé. Hormis les diagrammes b4 et c4, le pied chaud des arches est lui aussi clairement identifiable. La température de la mer et les propriétés de l'atmosphère hors cirrus sont donc homogènes. Les diagrammes a1, b2 et c3 montrent une faible dispersion des pixels autour d'une arche principale. Cette faible dispersion permet de justifier, d'une part, qu'il n'existe pas de forte variation des températures sous les cirrus semi-transparentes et, d'autre part, que le taux de couverture est identique pour tous les pixels classés cirrus qui possèdent la même température de brillance dans le canal 4. Enfin, la forme globale des arches montrée sur les diagrammes a1, b2 et c3 vérifie la relation 3.1. Par exemple, l'arche du diagramme a1 peut être simulée avec un β^{eq} compris entre 1.5 et 1.6, une température de brillance dans le canal 4 observée hors cirrus de l'ordre de 284 K et une température attribuée aux parties opaques du cirrus d'environ 243 K. La représentation fidèle des arches par la relation 3.1 ainsi que la faible dispersion des deux pieds permettent de conclure que β^{eq} et le taux de couverture des pixels sont constants sur toute la zone. Pour que le taux de couverture des pixels ne varie pas sur une zone aussi étendue il est certainement très proche de 1. Nous avançons donc l'hypothèse que les pixels classés cirrus sur la zone a1 sont totalement couverts

- Chapitre III -

et peuvent tous être caractérisés par le même β^{eq} . C'est le contenu intégré en glace qui varie d'un pixel à l'autre. Cette remarque s'applique également aux zones b2 et c3. Par contre, pour les zones telles que la zone b3, la dispersion des points dans le diagramme est importante, nous ne pouvons donc pas généraliser la conclusion précédente à l'ensemble des pavés décrivant une arche complète.

La dimension des pavés de 50 pixels de côté ne permet pas, dans de nombreux cas, de rassembler suffisamment d'informations pour l'obtention de β^{eq} . L'étendue spatiale importante des cirrus rend cette dimension de pavé souvent inadaptée pour réunir à la fois des pixels sans cirrus et des pixels couverts par des parties opaques de cirrus. Nous avons tenté, dans un premier temps, de calculer les conditions sous les cirrus ^{ou}/et la température des cirrus par une extrapolation des arches incomplètes. Nous n'avons obtenu que trop rarement des résultats satisfaisants par cette méthode.

3.3 Observation sur des pavés carrés de 100 pixels de côté.

Il est nécessaire d'augmenter la taille des pavés pour espérer réunir toutes les informations nécessaires à la détermination de β^{eq} sur un nombre plus important de cirrus. Dans un premier temps, nous avons doublé la dimension des pavés. La figure 2 montre des diagrammes construits à partir de pavés carrés de 100 pixels de large. Les zones précédemment décrites sont insérées dans ces pavés. Sur notre exemple, la prise en compte des pixels sur des zones deux fois plus étendues a deux effets :

(1) Prolongement des arches incomplètes :

Les pavés a2, a3 et a4 possèdent maintenant des pixels non couverts par des cirrus ou des bords de nuage. Sur les diagrammes correspondant, le pied chaud des arches est apparu. Sur les zones b1, c1 et c2, c'est au contraire la prise en compte de pixels couverts par des cirrus épais qui permet de visualiser le pied froid des arches. Sur ces pavés, toutes les informations sont maintenant réunies pour que β^{eq} soit calculable. Certaines arches, telles que celles présentes sur les diagrammes a1, b2, b3 et b4 sont renforcées. C'est principalement la définition du pied froid qui a été précisée.

- Chapitre III -

(2) Augmentation de la dispersion des pixels dans les diagrammes :

Le doublement de la taille des pavés entraîne une dispersion des propriétés des pixels visible sur l'ensemble des diagrammes. Sur de nombreux pavés, nous ne pouvons plus supposer que la variation de la température de brillance d'un pixel à l'autre, couvert par des cirrus, ne soit due qu'à la variation du contenu en glace intégré. Les cirrus apparaissent très hétérogènes sur notre exemple à cette échelle d'observation. L'utilisation de pavés de dimension aussi importante peut aussi réunir sur un même diagramme des cirrus de caractéristiques différentes. Sur les pavés des lignes "c" et "d", le cirrus possédant une faible BTD est maintenant superposé au cirrus pour lequel la BTD est beaucoup plus importante. Une valeur moyenne de β^{eq} ne permet de caractériser aucun de ces deux cirrus.

Pour que toutes les informations nécessaires soient observables, la prise en compte d'un environnement étendu pour la télédétection des caractéristiques microphysiques des cirrus est incontournable. Il faut toutefois parvenir à gérer les hétérogénéités des cirrus qui apparaissent sur des zones d'observations étendues.

3.4 Observations sur des pavés carrés de 200 pixels de côté.

Enfin, pour visualiser les diagrammes observables à très grande échelle, nous avons doublé une nouvelle fois la taille des pavés (pavés de 200 par 200 pixels). Les 16 diagrammes de la figure 3 montrent maintenant des pixels très dispersés à partir desquels il est difficile de mettre en évidence une signature de cirrus unique.

Des pixels classés nuages bas ou moyens épais sont observés sur les 16 pavés. Ceux repérés sur les zones des lignes "a", "b" et "c" sont couverts par des nuages du même type que ceux visualisés sur la ligne "d" de la figure 1. Leur BTD non nulle et leur présence très ponctuelle au voisinage immédiat du cirrus repéré comme particulièrement stable nous permettent de supposer que ces pixels sont plutôt couverts par une partie de cirrus semi-transparents exceptionnellement homogène. Par contre, les pixels reconnus comme couverts par des nuages bas ou moyens épais sur les pavés de la ligne "a" sont issus d'un deuxième système de nuage et leur BTD est nulle. Ces pixels

- Chapitre III -

sont effectivement couverts par des nuages épais de faible altitude. Leur présence ne permet plus de définir de façon fiable les conditions sous les cirrus étudiés, le pied chaud n'est plus accessible.

La prise en compte des pixels appartenant à une zone étendue introduit des hétérogénéités qui dégradent considérablement la signature des cirrus. Ces hétérogénéités sont dûes :

- soit à la coexistence de plusieurs cirrus, ou cellules de cirrus, d'altitude (pavés a1 et a2) et/ou de microphysique différente (pavés des lignes "c" et "d"),
- soit à des conditions atmosphériques variables sous le cirrus, présence de nuages bas dans certaines parties de la zone étudiée (pavés sur la ligne "a"), et/ou température de la surface fortement variable.

4. Procédure de traitement systématique des images.

Afin d'acquérir l'expérience nécessaire pour définir une procédure de traitement automatique permettant de caractériser les propriétés microphysiques des cirrus à partir des images AVHRR, nous avons visualisé un nombre très important de diagrammes sur des pavés de dimensions variées. Parmi ces diagrammes, seul un nombre très réduit a montré une arche non ambiguë telle que celle présentée en a1 sur la figure 1. On contourne l'absence de l'un des pieds de l'arche par l'utilisation d'un pavé de taille plus grande, mais cette solution aboutit à la dispersion des pixels sur les diagrammes, problème plus difficile à résoudre.

La figure 6 représente la superposition de plusieurs signatures théoriques de cirrus. Elle a été construite à partir des simulations décrites dans le premier chapitre de ce mémoire. On a superposé :

- les arches théoriques de cirrus dont la température est comprise entre 230 et 250 K, et le paramètre β^{eq} compris entre 1 et 1.5,
- les arches qui correspondent à des taux de couverture des pixels compris entre 0 et 1,
- les arches qui représentent un cirrus au dessus d'une deuxième couche de nuage dont l'émissivité est comprise entre 0 et 1.

- Chapitre III -

Le recouplement des signatures observé au centre du diagramme montre l'ambiguïté d'interprétation inévitable qui apparaît lorsque l'on réunit des observations de cirrus de caractéristiques différentes sur un même diagramme.

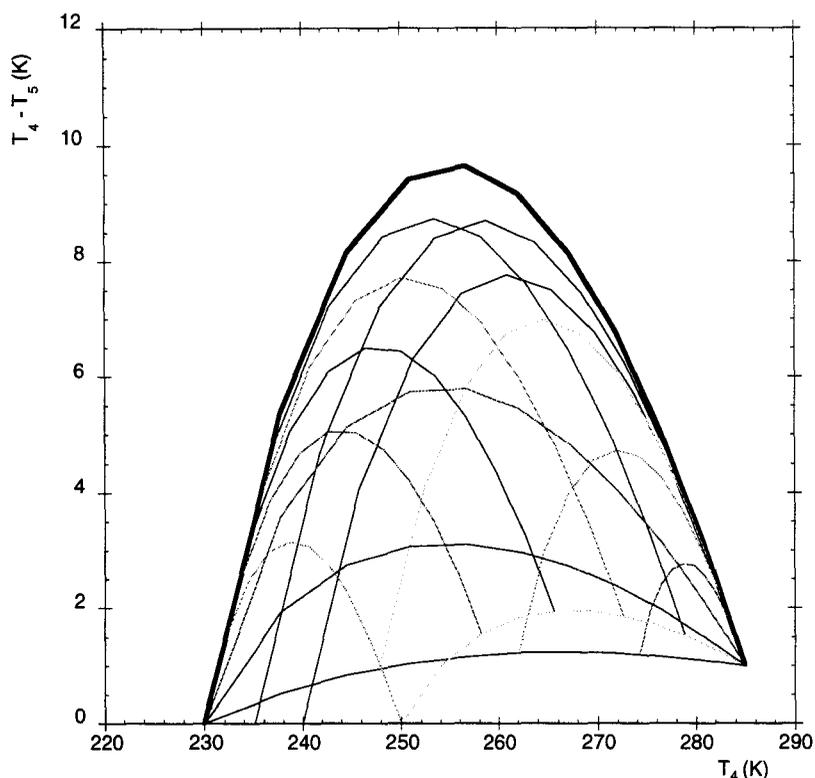


Figure 6 : Superposition de différentes signatures théoriques de cirrus dans un diagramme montrant la BTd en fonction de la température de brillance dans le canal 4.

Sur la figure 6, on remarque que la signature correspondant aux BTd les plus importantes (l'enveloppe) peut être reconnue sans ambiguïté. Celle-ci est associée au cirrus le plus froid qui possède le paramètre β^{eq} le plus important, pour lequel le taux de couverture des pixels est égal à 1 et les conditions sous le nuage sont les plus chaudes

Lin et Coakley (1993) ont sélectionné des zones présentant des pixels couverts par une seule couche de cirrus, sans nuage inférieur, sur des images AVHRR. Ils ont déduit les propriétés de ce cirrus en utilisant les pixels possédant les BTd les plus fortes pour une émissivité de nuage donnée. Cette technique leur a permis de s'affranchir de la dispersion due aux pixels partiellement couverts par le cirrus. Nous proposons d'étendre l'utilisation de cette arche pour étudier les cirrus les

- Chapitre III -

plus froids qui possèdent le β^{eq} le plus élevé, sur des zones d'observation qui permettent la réunion de toutes les informations nécessaires.

Il est important de noter que, par cette méthode, nous caractérisons, sur une zone, le cirrus ou la partie de cirrus la plus froide qui possède la valeur de β^{eq} maximale. D'après les calculs effectués dans le premier chapitre, ceci revient à déterminer la dimension effective des zones possédant les plus petites particules.

4.1 Description de la procédure de traitement systématique.

La procédure de traitement appliquée à un ensemble de pixels présents sur une zone d'observation s'effectue en trois étapes successives. La première étape consiste en la sélection des zones exploitables. Dans une deuxième étape, les caractéristiques des cirrus sont déduites sur ces zones après la sélection des pixels qui correspondent à l'arche extrême (BTD maximale quelque soit les températures de brillance observées dans le canal 4). Enfin, dans une dernière étape, on valide les caractéristiques obtenues.

4.1.1 Sélection des zones exploitables.

Avant de traiter un ensemble de pixels pour une zone déterminée, une série de tests est effectuée pour déterminer si toutes les informations nécessaires sont correctement représentées. Les tests sont décrits, dans la suite de ce paragraphe, dans l'ordre dans lequel ils sont appliqués.

1. Présence de cirrus

La première vérification qui s'impose est d'identifier, à l'aide de la classification, si des pixels couverts par des cirrus sont présents en nombre suffisant sur la zone observée. Si les pixels appartenant à une des différentes classes cirrus de la classification issue des "Nuées Dynamiques" représentent moins de 5 % de l'ensemble des pixels de la zone, le pavé est considéré comme inexploitable : la signature des cirrus ne peut pas être suffisamment documentée.

- Chapitre III -

2. Températures du pied "chaud"

Pour définir les luminances incidentes sous les cirrus, nous recherchons les pixels de la zone qui sont clairs ou couverts par des nuages épais d'altitude basse ou moyenne. Si de tels pixels existent, 100 au minimum, nous calculons les températures de brillance moyennes dans les canaux 4 et 5 de l'AVHRR à partir des 5 % de ces pixels dont les températures sont les plus chaudes. Ces températures moyennes caractérisent, dans une première approximation, les propriétés hors cirrus.

3. Températures du pied "froid"

Les pixels caractéristiques des parties les plus épaisses des cirrus les plus hauts sont identifiés. Pour cela, on considère les 5 % des pixels classés cirrus qui ont les températures de brillance les plus froides. Parmi ces pixels, on sélectionne les 5 % qui ont les BTD les plus faibles. Si le nombre final de pixels conservés est supérieure à 5, la moyenne des températures de brillance de ces pixels est attribuée aux cirrus épais les plus hauts de la zone.

4. BTD du pied "froid"

L'objectif de cette étude est de déterminer β^{eq} , il est donc nécessaire d'estimer l'impact sur ce paramètre d'une imprécision sur la température des cirrus. La figure 7a montre, en fonction de l'émissivité des cirrus les plus épais supposés observables sur une zone, les valeurs de β^{eq} que l'on obtient si on suppose que leur émissivité est égale à 1. Pour effectuer ces simulations, nous avons retenu : 4 valeurs théoriques de β^{eq} , des températures de brillance de l'atmosphère claire égales à respectivement 285 et 284 K dans respectivement les canaux 4 et 5 de l'AVHRR, et une température de nuage égale à 230 K. La diffusion dans le nuage a été négligée. Ces simulations montrent qu'une erreur d'interprétation de l'opacité des cirrus conduit à une sous estimation de β^{eq} , sous estimation d'autant plus importante que β^{eq} est élevé (l'erreur commise est nulle pour $\beta^{eq} = 1$). Pour que l'erreur commise sur la détermination de β^{eq} soit inférieure à 0.1, même lorsque β^{eq} est élevé, il est nécessaire que les cirrus épais observés aient une émissivité supérieure à 0.95. L'émissivité des cirrus n'est pas accessible à ce stade du traitement, il est nécessaire de trouver une caractéristique directement observable qui permette de juger de l'opacité des cirrus épais. La figure 7b illustre les mêmes simulations que la figure 7a. Les résultats obtenus sont, sur cette nouvelle figure, présentés

- Chapitre III -

en fonction du rapport entre la BTD observée pour les parties les plus épaisses des cirrus et la BTD maximale observable. Si ce rapport est inférieur à 0.2, l'erreur commise sur le paramètre β^{eq} est jugée acceptable (de l'ordre de 0.1 pour un paramètre β^{eq} égal à 1.5). Ces simulations nous permettent de définir un test pour contrôler l'opacité des cirrus épais observés. Nous considérons que si la BTD observée dans les parties les plus épaisses des cirrus (pixels où la température est la plus froide et la BTD minimale) est au moins 5 fois plus faible que la BTD maximale observée sur le pavé, les cirrus épais sont effectivement opaques et la zone est considérée exploitable pour la suite du traitement.

Les deux tests suivant ont pour but de vérifier que les températures déterminées sont cohérentes avec les propriétés de l'ensemble des pixels couverts par les cirrus.

5. Vérification de la cohérence du pied "chaud".

Les pixels appartenant à une des classes cirrus ne doivent pas posséder des températures de brillance plus chaudes que la température obtenue pour l'atmosphère hors cirrus. Sinon, cette température ne correspond pas aux conditions sous le cirrus. Ce test permet d'éliminer les pavés où, par exemple, le pied chaud est associé à des nuages bas alors que certains pixels couverts par des cirrus semi-transparents sont au dessus de zones claires.

6. Température associée au maximum de BTD.

On vérifie aussi que le maximum de BTD n'est pas observé à une température de brillance voisine, à 5 K près, de la température de l'atmosphère sous le cirrus ou de la température des cirrus opaques (ce maximum doit être observé pour une émissivité voisine de 0.6, cf. chapitre 1).

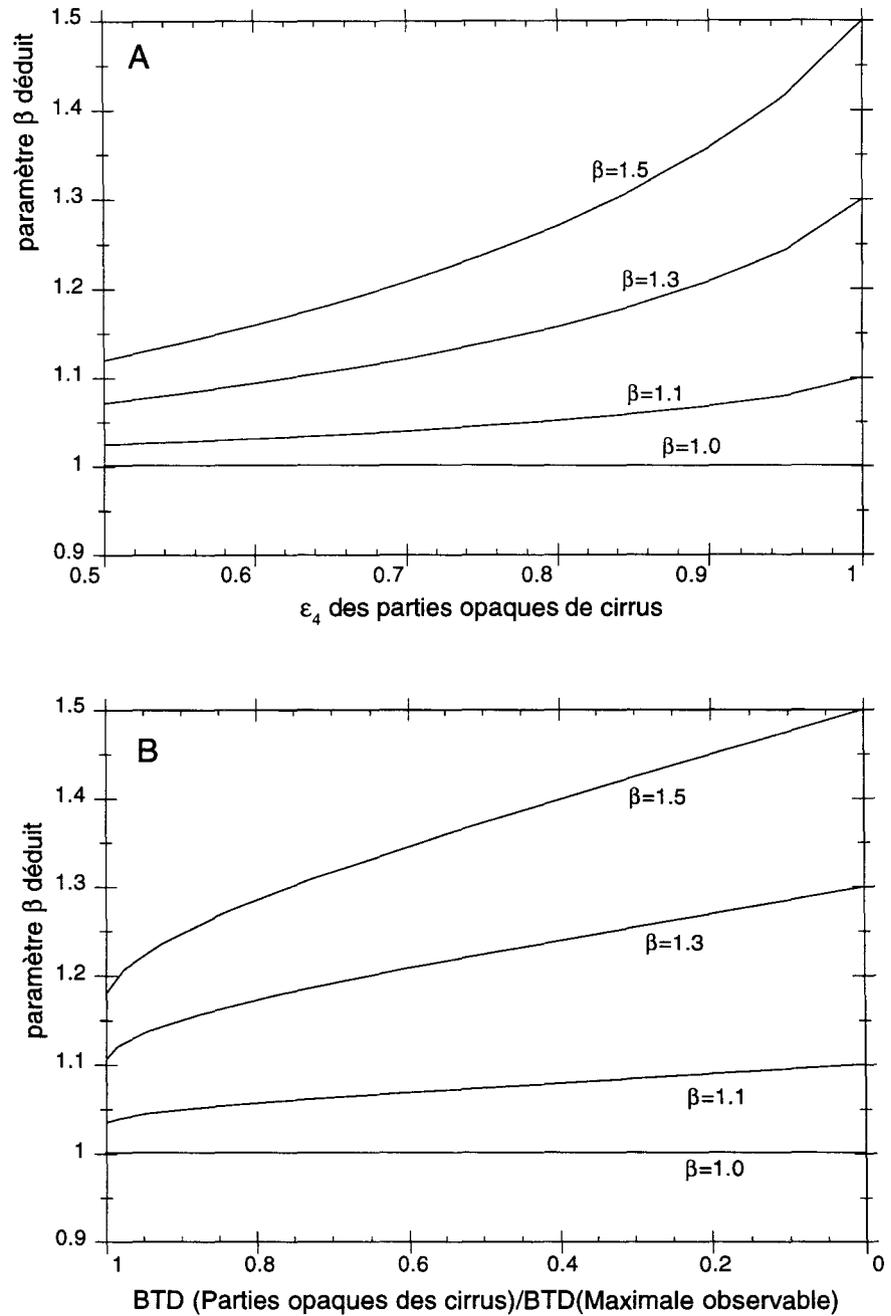


Figure 7 : Paramètres β^{eq} obtenus si l'émissivité considérée pour les parties opaques du nuage est inférieure à 1, en fonction, d'une part, de l'émissivité réelle du cirrus épais (A), et d'autre part, du rapport entre la BTDR observable dans les parties épaisses du nuage et la BTDR maximale observable. Les simulations utilisées considèrent 4 paramètres β^{eq} différents, les températures de l'atmosphère claire sont respectivement égales à 285 et 284 K dans respectivement les canaux 4 et 5 de l'AVHRR, le taux de couverture des pixels est égal à 1, le cirrus est considéré comme un milieu purement absorbant.

- Chapitre III -

Le tableau 2 résume l'ensemble des critères appliqués pour sélectionner les zones exploitables pour la suite du traitement, ainsi que les codes correspondants. Dès qu'un des tests révèle l'absence d'une information, ou la présence d'informations incompatibles, la zone est éjectée de la procédure de traitement, on lui attribue un code compris entre 1 et 6. Les zones qui peuvent être utilisées sont codées par un 0.

Codes	Observations
0	Les conditions nécessaires sont totalement réalisées.
1	Pas ou peu de cirrus observables.
2	Pas de pixels sans cirrus, ni de pixels couverts par des cirrus opaques.
3	Pas de pixels sans cirrus.
4	Pas de pixels couverts par des cirrus opaques.
5	Existence de pixels couverts par des cirrus plus chauds que les conditions observées hors cirrus.
6	Maximum de BTD pour des pixels couverts par des cirrus ayant des propriétés voisines de celles observées dans les parties opaques ou hors cirrus.

Tableau 2 : Codage et description des différents tests effectués lors de la sélection des zones exploitables.

4.2.2 Ajustement des paramètres.

La zone étudiée étant jugée exploitable, nous déduisons de la variation de la BTD maximum, en fonction de T4, le rapport β^{eq} le plus grand du cirrus le plus froid du pavé étudié. Les pixels de la zone classés cirrus sont distribués dans 20 classes équidistantes en températures de brillance dans le canal 4. Ces classes de température sont bornées, d'une part, par la température qui caractérise les propriétés de l'atmosphère sous le cirrus, et d'autre part, par celle qui correspond aux parties opaques les plus froides des cirrus de la zone. Dans chacune des 20 classes, on sélectionne 5% des pixels. Ces pixels sont ceux qui possèdent les BTD les plus fortes dans une classe donnée.

- Chapitre III -

Les caractéristiques du cirrus sont obtenues en ajustant l'arche théorique décrite par la relation 3.1 pour qu'elle représente au mieux les pixels sélectionnés.

L'ajustement est effectué en deux temps. Les deux étapes ont pour principe de minimiser, par une régression curviligne utilisant le critère de moindres carrés (Levenberg, 1943 ; méthode mise en place au LOA par Bernard Bonnel), l'écart quadratique entre les luminances simulées par l'équation 3.1 et les luminances observées dans les canaux 4 et 5 sur les pixels sélectionnés. Dans le premier calcul, seul le paramètre β^{eq} est ajusté, les températures des 2 pieds de l'arche sont fixes. Dans la deuxième étape, non seulement β^{eq} , mais aussi les 2 pieds de l'arche sont simultanément ajustés. L'ajustement effectué dans la première étape est initialisé par $\beta^{eq} = 1.5$. Les résultats de cette étape sont utilisés pour initialiser l'ajustement de la deuxième étape. Les BTD des deux pieds de l'arche ne sont ajustés dans aucune des deux étapes.

La première étape privilégie les températures du nuage et de l'atmosphère hors cirrus par rapport à la signature due aux cirrus. Les températures étant fixes, la courbe ajustée doit impérativement passer par ces valeurs. Cette étape permet d'identifier le paramètre β^{eq} qui justifie le mieux ces températures tout en simulant correctement les variations de la BTD observée en fonction de la température dans le canal 4. Dans le cas où la signature des cirrus est particulièrement mal définie, ou dans le cas où les températures correspondent mal aux conditions des pixels observés, le processus itératif d'ajustement ne converge pas. Si l'ajustement s'avère possible, on injecte la valeur de β^{eq} obtenue dans le deuxième processus de minimisation.

L'ajustement effectué dans la deuxième étape n'est plus entravé par des valeurs de températures fixes, le poids attribué à la forme de la signature du cirrus, donc au paramètre β^{eq} , est plus fort. C'est réellement la signature des cirrus qui est prise en compte. Si cette signature est correctement décrite, ce deuxième ajustement doit converger rapidement vers un résultat compatible avec celui obtenu lors de la première étape.

- Chapitre III -

Le tableau 3 donne les codes attribués aux zones pour lesquelles l'une des deux étapes n'a pas abouti.

Codes	Observations
7	Le premier ajustement n'a pas convergé.
8	Le deuxième ajustement n'a pas convergé.

Tableau 3 : Codes attribués aux zones pour lesquelles un des deux ajustement n'a pas convergé.

4.1.3 Validation des résultats.

La dernière partie de la procédure concerne la vérification de la cohérence des résultats obtenus à partir des deux étapes nécessaires à l'ajustement. Les paramètres issus de l'ajustement doivent permettre une représentation assez fidèle de la variation de la BTD en fonction de la température de brillance dans le canal 4 pour les pixels caractéristiques du cirrus que nous étudions. La distance moyenne entre la courbe théorique, définie par l'équation 3.1 en utilisant les paramètres ajustés d'une part, et les observations d'autre part, doit être faible. Si cette distance est deux fois supérieure ($0.5 \text{ W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\text{cm}$) à l'erreur radiométrique couramment admise pour le radiomètre AVHRR (Steyn-Ross et al., 1992), les résultats ne sont pas validés.

Les deux techniques d'ajustement employées dans chacune des étapes privilégient des caractéristiques différentes de la signature des cirrus. Un bon accord entre les deux permet de souligner la robustesse de cette signature, donc la cohérence et l'unicité des résultats. Une différence trop importante entre les résultats des deux étapes sur au moins un paramètre montre que ce paramètre ne peut être clairement défini à partir du jeu de données utilisées. Soit les températures utilisées lors de la première analyse sont erronées, ce qui entraîne des différences certaines lorsque l'on privilégie la forme de la signature, soit certains paramètres sont mal représentés par l'ensemble des observations et les deux ajustements ne convergent pas vers la même valeur. En pratique, nous validons les résultats si la différence entre les paramètres obtenus par les deux ajustements est

- Chapitre III -

inférieure à 0.1 pour β^{eq} , et inférieure à 5 K pour les températures. Ces valeurs définissent la précision que l'on peut admettre sur les paramètres ajustés.

Les résultats de la validation sont codés par un nombre compris entre 10 et 14, reporté dans le tableau 4. Les pavés qui ont permis une détermination fiable des caractéristiques des cirrus ont le code 10.

Codes	Observations
10	Les ajustements sont satisfaisants.
11	Ecart moyen important entre les points expérimentaux et la courbe théorique ajustée ($>0.5 \text{ W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\text{cm}$).
12	Ecart important entre β^{eq} déduit et β^{eq} obtenu lors de l'ajustement intermédiaire.
13	Ecart important entre les températures des cirrus opaques observées et déduites ($>5\text{K}$).
14	Ecart important entre les températures des zones sans cirrus observées et déduites ($>5\text{K}$).

Tableau 4 : Codes et description des différents tests effectués lors de la validation des résultats de l'ajustement.

4.2. Procédure de traitement systématique appliquée à un cas particulier.

Appliquons la procédure de traitement aux diagrammes expérimentaux observés sur une partie de l'image numéro 16 et discutés dans la deuxième section de ce chapitre. Les résultats obtenus sont reportés dans le tableau 3 pour chacune des vignettes montrée sur la figure 5, et les trois dimensions de pavés utilisées.

Pavé	Code	β^{eq}	T(hors cirrus)	T(cirrus)	
a1	50x50	10	1.62	283.1 (0.6)	243.1 (0.0)
	100x100	10	1.58	284.0 (0.5)	242.6 (-0.1)
	200x200	11	/	/	/
a2	50x50	3	/	/	/
	100x100	12	/	/	/
	200x200	12	/	/	/
a3	50x50	3	/	/	/
	100x100	10	1.52	285.7 (0.5)	243.1 (-0.2)
	200x200	10	1.56	284.3 (0.5)	242.9 (-0.2)
a4	50x50	3	/	/	/
	100x100	10	1.52	285.1 (0.6)	244.0 (-0.2)
	200x200	10	1.56	284.3 (0.5)	243.3 (-0.2)
b1	50x50	4	/	/	/
	100x100	10	1.60	284.2 (0.5)	243.4 (0.0)
	200x200	10	1.58	283.7 (0.5)	242.7 (-0.1)
b2	50x50	10	1.66	284.9 (0.5)	245.3 (0.1)
	100x100	10	1.63	284.6 (0.5)	243.2 (-0.2)
	200x200	10	1.57	284.0 (0.5)	242.8 (-0.1)
b3	50x50	10	1.68	284.5 (0.6)	246.1 (0.1)
	100x100	10	1.60	284.5 (0.5)	243.7 (-0.2)
	200x200	10	1.55	284.3 (0.5)	243.2 (-0.1)
b4	50x50	10	1.55	284.1 (0.6)	244.4 (0.1)
	100x100	10	1.60	284.1 (0.6)	244.3 (-0.2)
	200x200	10	1.55	284.3 (0.5)	243.4 (-0.1)
c1	50x50	1	/	/	/
	100x100	10	1.57	284.2 (0.5)	244.9 (0.8)
	200x200	10	1.60	283.6 (0.5)	243.2 (-0.2)
c2	50x50	1	/	/	/
	100x100	10	1.66	284.4 (0.5)	247.5 (0.3)
	200x200	10	1.59	283.8 (0.5)	243.3 (-0.1)
c3	50x50	4	/	/	/
	100x100	11	/	/	/
	200x200	10	1.56	284.0 (0.6)	243.3 (-0.1)
c4	50x50	10	1.58	283.3 (0.6)	246.8 (0.2)
	100x100	11	/	/	/
	200x200	10	1.55	284.0 (0.5)	243.5 (-0.2)
d1	50x50	4	/	/	/
	100x100	4	/	/	/
	200x200	10	1.62	283.5 (0.5)	244.8 (-0.2)
d2	50x50	4	/	/	/
	100x100	11	/	/	/
	200x200	10	1.60	283.7 (0.5)	244.6 (-0.2)
d3	50x50	4	/	/	/
	100x100	11	/	/	/
	200x200	10	1.56	283.8 (0.5)	244.5 (-0.2)
d4	50x50	4	/	/	/
	100x100	11	/	/	/
	200x200	10	1.57	283.7 (0.5)	244.6 (-0.2)

Tableau 5 : Résultats de la procédure de traitement systématique appliquée aux 16 pavés extraits de l'image N° 16. Sont reportés : le code du critère (cf. tableaux 2 à 4), le paramètre β^{eq} calculé, ainsi que les températures déduites hors cirrus et du cirrus. Les BTD des deux pieds des arches sont notées entre parenthèses. Pour chaque zone, on a reporté les résultats obtenus pour des pavés de 50, 100 et 200 pixels de côté (de haut en bas).

- Chapitre III -

Sur les 16 pavés carrés de 50 pixels de côté la procédure a abouti seulement 5 fois, des arches incomplètes ont été observées à 11 reprises. Ceci rappelle, comme nous l'avons dit précédemment, que le manque d'information pénalise souvent l'utilisation de pavés de petite taille. Par contre, lorsque des arches sont totalement observées, les caractéristiques déduites sont fiables.

Dans le tableau 5, on remarque que les zones d1 à d4 n'ont pu être exploitées qu'à partir des observations sur les pavés de 200 pixels de côté. Sur ces zones, si on considère des pavés de 100 pixels de côté, la présence, déjà signalée dans la 3^{ième} section de ce chapitre, de deux cirrus possédant des propriétés différentes perturbe le déroulement de la procédure de traitement. Sur la figure 2, les diagrammes qui correspondent à ces pavés montrent que le cirrus qui possède les BTD les plus importantes est représenté par un nombre limité de pixels. Ce nombre est insuffisant pour que la signature du cirrus dont le β^{eq} est le plus grand soit correctement isolé de la signature du deuxième cirrus. Les résultats de la procédure n'ont pas permis de représenter en même temps les caractéristiques des deux cirrus, et ils n'ont pas été validés (code 11 dans le tableau 5). Par contre, sur les zones de 200 pixels de côté, suffisamment de pixels couverts par le cirrus possédant le β^{eq} le plus important sont observés pour que la description de ce cirrus soit correctement prise en compte dans le traitement. Sur les plus petits pavés, comme nous pouvons le remarquer sur la figure 1, c'est principalement le deuxième cirrus qui est observable, mais aucune partie opaque n'ayant pu être mise en valeur, la procédure n'a pas pu rechercher ses caractéristiques (code 4).

La figure 3 montre que les arches observées sur les 16 pavés de 200 pixels de côté sont complètes, les propriétés des cirrus ont donc pu être recherchées sur ces 16 pavés. Les résultats obtenus ont été validés pour 14 d'entre eux, seules les zones a1 et a2 n'ont pas permis de définir les caractéristiques des cirrus. Nous avons trouvé des valeurs de β^{eq} comprises entre 1.55 et 1.62 et des températures de nuages variant entre 242.8 et 244.8 K.

La figure 8 montre la répartition des pixels sélectionnés pour calculer la valeur maximale de β^{eq} dans chacun des pavés de 200 pixels de côté. Sur cette figure, les pixels utilisés pour définir les

- Chapitre III -

propriétés des deux pieds des arches apparaissent en rouge pour le pied froid et en vert pour le pied chaud. Les pixels caractéristiques de la signature des cirrus tel que β^{eq} soit maximum sont représentés en bleu. Ces derniers pixels, qui possèdent les BTD les plus fortes, appartiennent, sur notre exemple, en majorité au même cirrus (noté A sur la figure 8) ; notons que ce cirrus est présent dans les 16 pavés. La prise en compte de pixels appartenant au même cirrus quelque soit la zone d'observation explique la faible dispersion des résultats obtenus : sur les 16 pavés, seul le cirrus "A" a été caractérisé par la procédure de traitement.

La figure 8 montre que les pixels, qui décrivent l'arche que nous cherchons à caractériser, sont sélectionnés, lors de la procédure de traitement, dans les parties de cirrus classés "cirrus fins", "cirrus" ou "cirrus épais" (en blanc sur la figure). Les pixels permettant de déduire les températures du cirrus sont quant à eux, extraits des zones de cirrus classées "hauts épais" (en jaune). Cette dernière classe de cirrus ne fournit pas de pixel présents dans la description même de la signature des cirrus. On ne peut donc pas étendre la valeur de β^{eq} obtenue sur les parties semi-transparentes du cirrus aux parties épaisses. On constate que les pixels sélectionnés sur les parties semi-transparentes du cirrus "A" sont en majorité sur la bordure supérieure du cirrus. Ceci est dû à la présence de nuages bas (visibles sur l'image 5) dans la partie inférieure des pavés, donc certainement sous la partie inférieure du cirrus, qui a pour effet de diminuer les BTD observables dans cette zone de nuage. C'est pourquoi, la recherche des pixels présentant des BTD maximales n'a pas permis de considérer la bordure inférieure du cirrus. Notons enfin que les pixels en bordure immédiate des cirrus ne sont pas considérés dans le traitement puisqu'ils sont classés bords de nuage (en noir sur les vignettes), ceci limite la prise en compte dans le traitement de pixels partiellement couverts.

Le cirrus noté "C" sur les vignettes est celui qui possède des BTD très faibles, la figure 5 montre qu'il est pourtant principalement constitué de cirrus semi-transparentes. Les propriétés de ce cirrus ne sont jamais prises en compte par le traitement car elles sont masquées par les propriétés du cirrus "A" qui possède des BTD plus importantes.

- Chapitre III -

Les caractéristiques des cirrus obtenues sur les pavés a1 et a2 n'ont pas été validées par la procédure de traitement (cf. tableau 5). Les diagrammes correspondant à ces zones, montrés sur la figure 3, présentent une excroissance anormale de l'enveloppe des points au niveau du pied froid. Observons la répartition des pixels sélectionnés par le traitement sur les vignettes a1 et a2 de la figure 8 : les pixels utilisés pour définir l'arche extrême (en bleu, sur la figure) sont répartis sur le cirrus "A", comme pour les autres pavés ; par contre, les pixels pris en compte pour définir la température du nuage (en rouge) sont associés à un cirrus différent noté "B", dans le coin inférieur droit des vignettes. Le cirrus "B" est donc plus froid que le cirrus "A", mais il possède des BTD plus faibles. Le cirrus le plus froid ne possède pas une signature extrême sur ces deux zones, c'est pourquoi, la procédure de traitement n'a pas permis de le caractériser correctement. Les BTD associées au cirrus "B" sont plus faibles que celles du cirrus "A", soit parce que β^{eq} est plus faible, soit parce que les conditions sous le cirrus sont plus froides. Cette dernière hypothèse paraît justifiée sur notre exemple, si l'on observe les images classifiées de la figure 5. En effet, comme nous l'avons précédemment remarqué, des nuages bas sont présents dans la partie inférieure des zones a1, a2 et a3.

Sur le pavé a3, les pixels du cirrus "B" qui sont utilisés ne sont pas suffisamment nombreux pour influencer de façon notable la détermination des propriétés du cirrus "A".

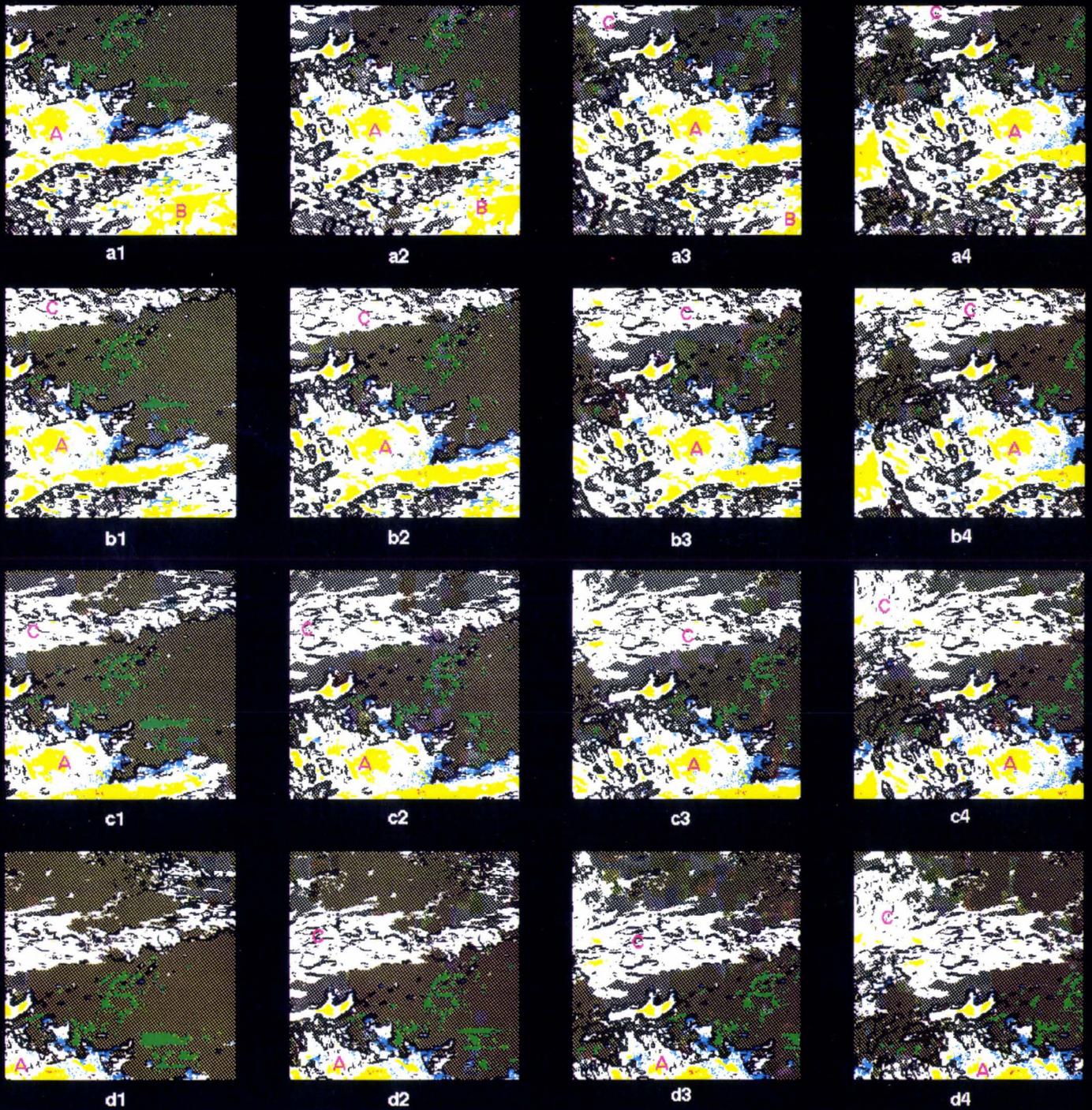


Figure 8 : Visualisation des pixels utilisés pour déterminer la valeur maximale de β^{eq} sur chaque pavé de 200 pixels de côté. Une classification simplifiée est utilisée : tous les cirrus sont en blanc, les nuages "Hauts épais" en jaune, les bords de nuage en noir et les pixels non couverts par des nuages de hautes altitudes en gris. Les pixels utilisés pour décrire la signature du cirrus sont représentés en vert pour le pied chaud, en rouge pour le pied froid et en bleu pour l'enveloppe des arches.

- Chapitre III -

Les zones qui ont pu être analysées à partir de différentes tailles de pavés (par exemple, b2, b3, b4) montrent une légère dérive des paramètres déduits par la procédure de traitement. En général, plus la taille des pavés est importante, plus la température associée aux cirrus devient froide, la température des conditions sous le cirrus, chaude, et le paramètre β^{eq} , petit. La prise en compte de pavés plus étendus augmente la dispersion des pieds des arches. Le traitement utilisant les températures extrêmes des pieds favorise la prise en compte de températures plus basses pour la température du nuage et plus élevées pour la température de l'atmosphère hors cirrus. Ces différences de température entraînent une baisse du paramètre β^{eq} déterminé. Ces différences sont toutefois relativement faibles, par exemple, sur le pavé b2 on observe un écart sur la température du nuage de 2.5 K, un écart de 0.9 K sur la température de l'atmosphère claire et une baisse de 0.09 du paramètre β^{eq} lorsque l'on compare les résultats obtenus sur des pavés de 50 pixels de large avec ceux obtenus sur des pavés 4 fois plus larges. Ces variations sont suffisamment faibles pour que l'on puisse négliger la dépendance des résultats issus de notre procédure de traitement vis à vis de la taille des pavés que l'on considère.

4.3 Conclusion.

Une série de tests est utilisée pour sélectionner les zones qui permettent de visualiser, dans un diagramme montrant la BTD en fonction de la température de brillance dans le canal 4, des signatures caractéristiques des cirrus complètes. L'exploitation de ces zones permet de caractériser le paramètre β^{eq} des cirrus les plus hauts s'ils possèdent les BTD les plus élevées en fonction de la température de brillance dans le canal 4. Les pixels qui décrivent la signature définie par la valeur de β^{eq} maximale sont extraits des parties semi-transparentes des cirrus. β^{eq} est donc représentatif de la microphysique dans ces zones. Il ne permet pas de caractériser les zones de cirrus très épaisses. La valeur de β^{eq} obtenue par cette méthode est la valeur maximale observable sur les cirrus de la zone, elle correspond aux plus petites particules présentes.

Des critères sont utilisés pour sélectionner les cas où β^{eq} est obtenu avec une précision supérieure à 0.1. Les températures des nuages sont validées à plus ou moins 5 K. La procédure de



- Chapitre III -

traitement systématique a été validée sur de nombreux cas permettant d'illustrer des situations variées. La région étudiée sur l'image numéro 16 ne constitue qu'un exemple parmi les nombreuses régions testées. Nous avons veillé à ce que les pavés présentant des caractéristiques anormales soient spontanément rejetés au cours du déroulement de la procédure. Seuls les résultats non ambigus sont validés.

5. Traitement systématique appliqué aux 21 images.

La méthode de traitement systématique présentée, illustrée et validée dans le paragraphe précédent est appliquée à l'ensemble des 21 images AVHRR acquises par le satellite NOAA 11 durant la période couvrant la campagne de mesure ICE (du 10 au 20 Octobre 1989). Les propriétés des cirrus sont recherchées en observant des zones de différentes tailles, pavés de 50, 100 et 200 pixels, centrées sur une grille représentant sur les images un pas de 33 pixels en ligne comme en colonne. Pour chaque taille de pavé, le traitement est appliqué 77691 fois pour couvrir l'ensemble des 21 images.

Les caractéristiques des cirrus obtenues sont discutées dans ce paragraphe en considérant deux points de vue particuliers. Le premier point de vue, "statistique", consiste à regrouper tous les résultats pour illustrer les propriétés globales des cirrus présents sur les images. Pour le deuxième point de vue, "descriptif", nous observons la répartition des différentes zones où le traitement donne des résultats fiables pour lier la caractéristique microphysique déduite au contexte météorologique associé au cirrus observé.

5.1 "Point de vue statistique".

5.1.1 Types de zones observées.

La figure 9 montre le pourcentage des pavés concernés par chacun des tests effectués lors du traitement systématique des 21 images, pour les 3 tailles de pavés considérées. Les différents codes utilisés sur les figures 9A et 9B sont décrits dans la section précédente et rappelés dans les tableaux 2 à 4. Les résultats des tests effectués lors de la sélection des pavés exploitables sont montrés sur la figure 9A. Les pavés pour lesquels l'ajustement n'a pas convergé sont inclus dans cette figure (code 7 et 8). La figure 9B montre les tests de validité effectués lorsque le pavé à été jugé exploitable et les deux ajustements ont abouti. La figure 9B ne reprend donc que les pavés représentés par le code 0 de la figure 9A.

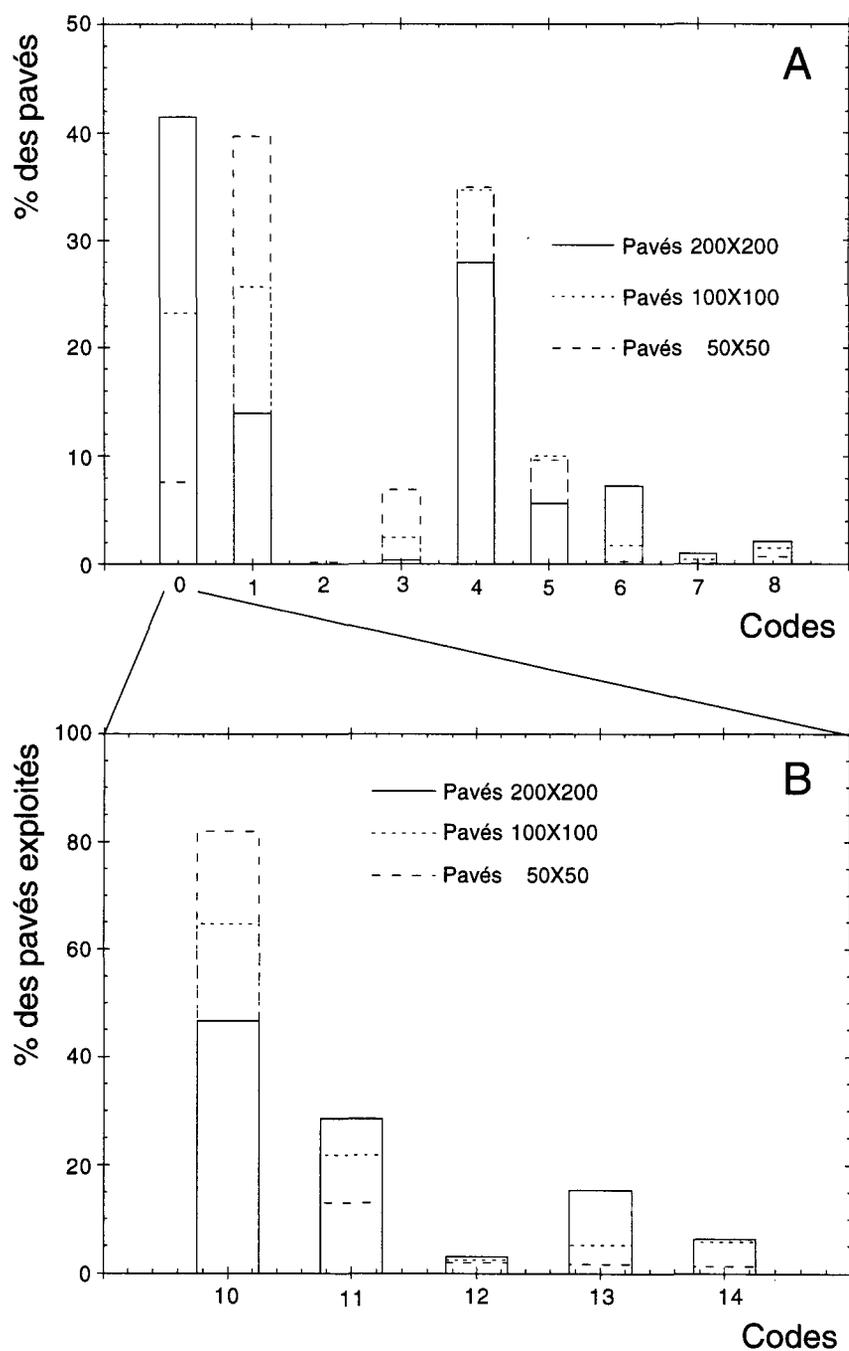


Figure 9 : Pourcentage de pavés présentant l'une des caractéristiques définie et codée dans le tableau 1. Toutes les images référées en annexe 2 ont été cumulées.

- Chapitre III -

Sur la figure 9A, on note que les caractéristiques des cirrus sont obtenues sur 7.6 % des pavés de 50 pixels de côté. C'est l'absence d'un nombre suffisant de pixels couverts par des cirrus (40 % des cas) qui pénalise le plus souvent l'utilisation de cette taille de pavé. Pour les pavés 4 fois plus larges, l'exploitation est possible dans 42 % des cas, 14 % des pavés de 200 pixels de côté ne sont pas suffisamment couverts par les cirrus. Les cirrus semi-transparents sont présents sur de nombreux pavés, mais les parties opaques de cirrus ont été plus rarement observées. Entre 28 % des cas, pour les pavés les plus grands, et 35 %, pour les plus petits, ont été rejetés à cause de l'absence de pixels couverts par des cirrus épais.

Plus de 80 % des pavés de 50 pixels de côté exploitables ont permis de déduire de façon fiable les caractéristiques des cirrus contre moins de 50 % pour les pavés 4 fois plus étendus. Cette remarque rappelle l'hétérogénéité inévitable associée aux observations sur de grandes étendues spatiales. Le nombre de fois où la procédure de traitement systématique a permis l'obtention de caractéristiques de cirrus fiables est de respectivement 4348, 10119 et 12546 sur des pavés de respectivement 50, 100 et 200 pixels de côté.

5.1.2 Propriétés des cirrus observées sur les pavés.

La figure 10 montre, pour les 3 tailles de pavés, la fréquence d'observation de β^{eq} sur les zones qui ont permis une interprétation fiable des caractéristiques des cirrus. Les valeurs extrêmes de β^{eq} sont comprises entre 1.0 et 1.7. Quelque soit la taille du pavé d'observation, les valeurs de β^{eq} les plus souvent observées sont comprises entre 1.05 et 1.2, ce qui est en accord avec les observations effectuées par Inoue (1985) ou Parol et al. (1991) sur des cas particuliers. Toutefois, cette figure montre que des valeurs de β^{eq} notablement plus importantes ont surtout été observées lorsque l'on considère des pavés de petite taille. Par contre, on observe un peu plus souvent des valeurs de β^{eq} comprises entre 1.1 et 1.15 lorsque des pavés de grande taille sont utilisés. Ceci ne peut pas être attribuée à un effet direct de la taille des pavés utilisés. En effet, le fait de n'utiliser dans l'analyse que les pixels dont la BTD est maximale privilégie les grands β^{eq} . Sur une zone de grande étendue, la méthode conduit à déterminer le β^{eq} le plus élevé, même si plusieurs types de cirrus y

- Chapitre III -

coexistent. L'observation de β^{eq} en moyenne plus petits pour des cirrus sur des zones étendues ne peut donc provenir de la taille des pavés que de façon indirecte. Les cirrus nécessitant une zone d'observation importante n'ont pas les mêmes propriétés microphysiques que les cirrus pour lesquels une zone faiblement étendue est suffisante.

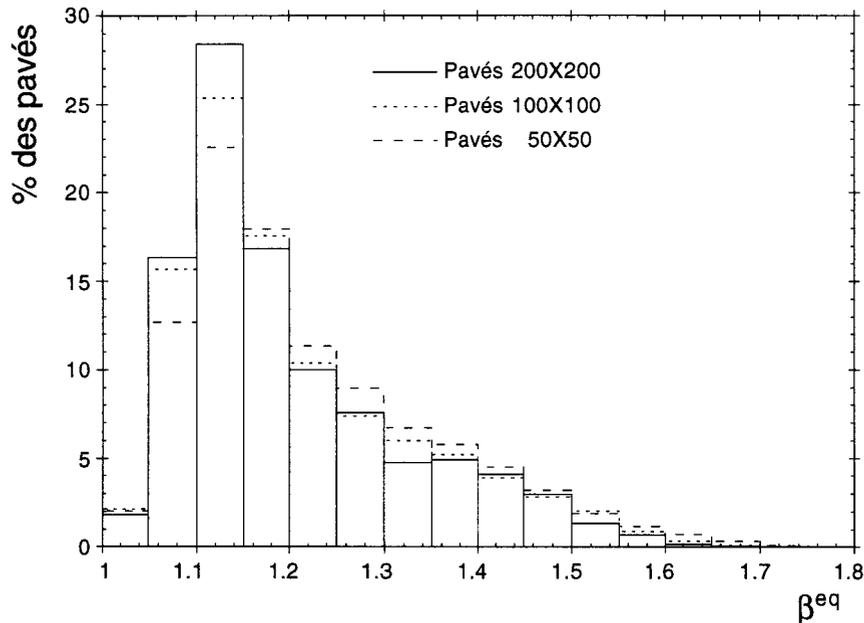


Figure 10 : Fréquence d'observation du paramètre caractéristique de la microphysique radiativement équivalente (β^{eq}) des cirrus sur les pavés carrés de 50, 100 et 200 pixels de côté. Les 21 images AVHRR utilisées (cf. annexe 2) sont cumulées.

Dans le premier chapitre de ce mémoire, nous avons calculé les dimensions de particules sphériques et cylindriques qui permettent d'interpréter β^{eq} . La figure 10 montre donc que nous n'avons jamais observé de particules d'épaisseur moyenne inférieure à $5 \mu\text{m}$ ($\beta^{eq} > 1.75$). La valeur de β^{eq} la plus souvent observée est de l'ordre de 1.15, elle correspond soit à des particules sphériques de rayon voisin de $15 \mu\text{m}$, soit à des particules non sphériques, des cylindres par exemple, de dimension beaucoup plus importante. Si on assimile les particules à des sphères, on peut noter que des sphères de rayon supérieur à $35 \mu\text{m}$ ($\beta^{eq} < 1.05$) sont rares. Mais les valeurs de β^{eq} inférieures à 1.2 peuvent correspondre à des particules non sphériques de dimension importante qu'il n'est pas possible de chiffrer par notre méthode.

- Chapitre III -

En couplant des mesures radiatives effectuées au sol et depuis satellite, Brogniez et al. (1994) ont déterminé les dimensions de particules non sphériques. Ils ont caractérisé la microphysique de cirrus observés près de Nordholtz le 18 Octobre 1989 par des cristaux hexagonaux orientés aléatoirement dans l'espace et présentant une longueur de l'ordre de 10 à 20 μm et un diamètre (du cercle incluant l'hexagone) de l'ordre de 200 à 500 μm .

La figure 11 montre une statistique analogue à celle de la figure 10 mais pour les températures de nuages telles qu'elles sont déduites du traitement. On observe une grande dispersion, en effet, on obtient des températures comprises entre 210 et 260 K avec une très forte probabilité d'observation de cirrus à des températures comprises entre 235 et 250 K, la probabilité diminuant pour des températures plus froides. La prise en compte de pavés de petite taille favorise l'obtention de températures comprises entre 235 K et 250 K ou plus précisément donne plus rarement accès aux cirrus possédant des températures plus froides.

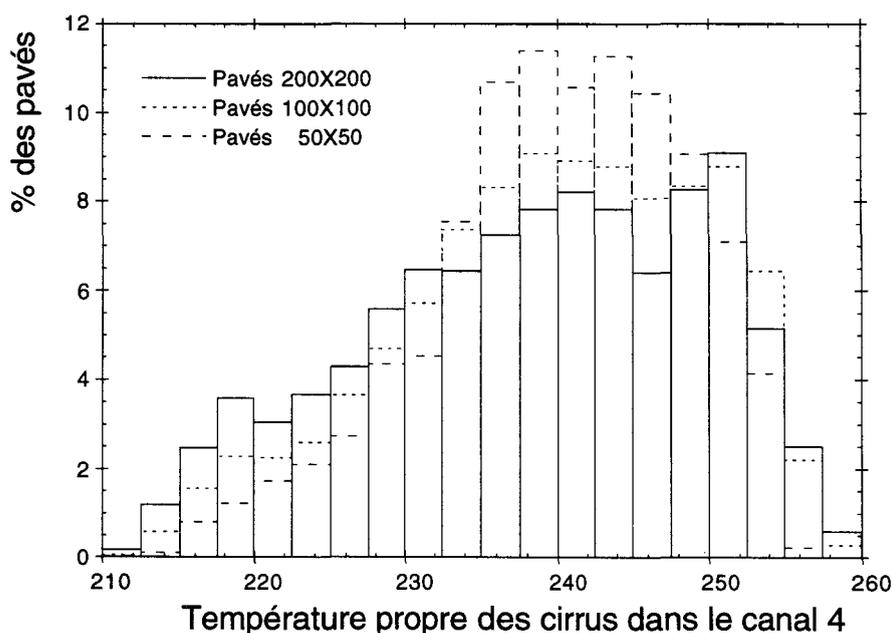


Figure 11 : Identique à la figure 10 pour la statistique sur la température des cirrus.

Les cirrus qui peuvent être caractérisés à partir de pavés de petite taille sont certainement les cirrus spatialement les moins étendus puisque toutes les informations nécessaires sont réunies

- Chapitre III -

sur des petites zones. Par contre, les cirrus qui nécessitent une observation sur de grandes zones sont spatialement plus étendus. La figure 11 montre que les cirrus caractérisés à partir des pavés de petite taille ont des températures généralement comprises entre 235 et 245 K. Les observations de cirrus beaucoup plus froids par des pavés de petite taille sont rares, contrairement aux observations effectuées sur des pavés de taille plus importante où l'observation de température de cirrus inférieure à 230 K est encore fréquente. Cette remarque peut résulter d'un biais de la méthode : plus la zone d'observation est élargie, plus on a de chance d'observer des températures plus froides.

La figure 12 montre la répartition de β^{eq} , en fonction de la température du cirrus. Cette figure représente le cumul de tous les résultats validés par la procédure de traitement obtenu sur les 21 images AVHRR et pour 3 dimensions de pavés. Elle regroupe un total de 26913 caractéristiques de cirrus. Les iso-contours représentent la densité des pavés pour lesquels les cirrus ont été caractérisés par un couple constitué, d'une part du paramètre β^{eq} , et d'autre part de la température de nuage. Par exemple, 50 % des cirrus observés sont groupés dans la région de la figure encerclée par l'iso-contour 0.5.

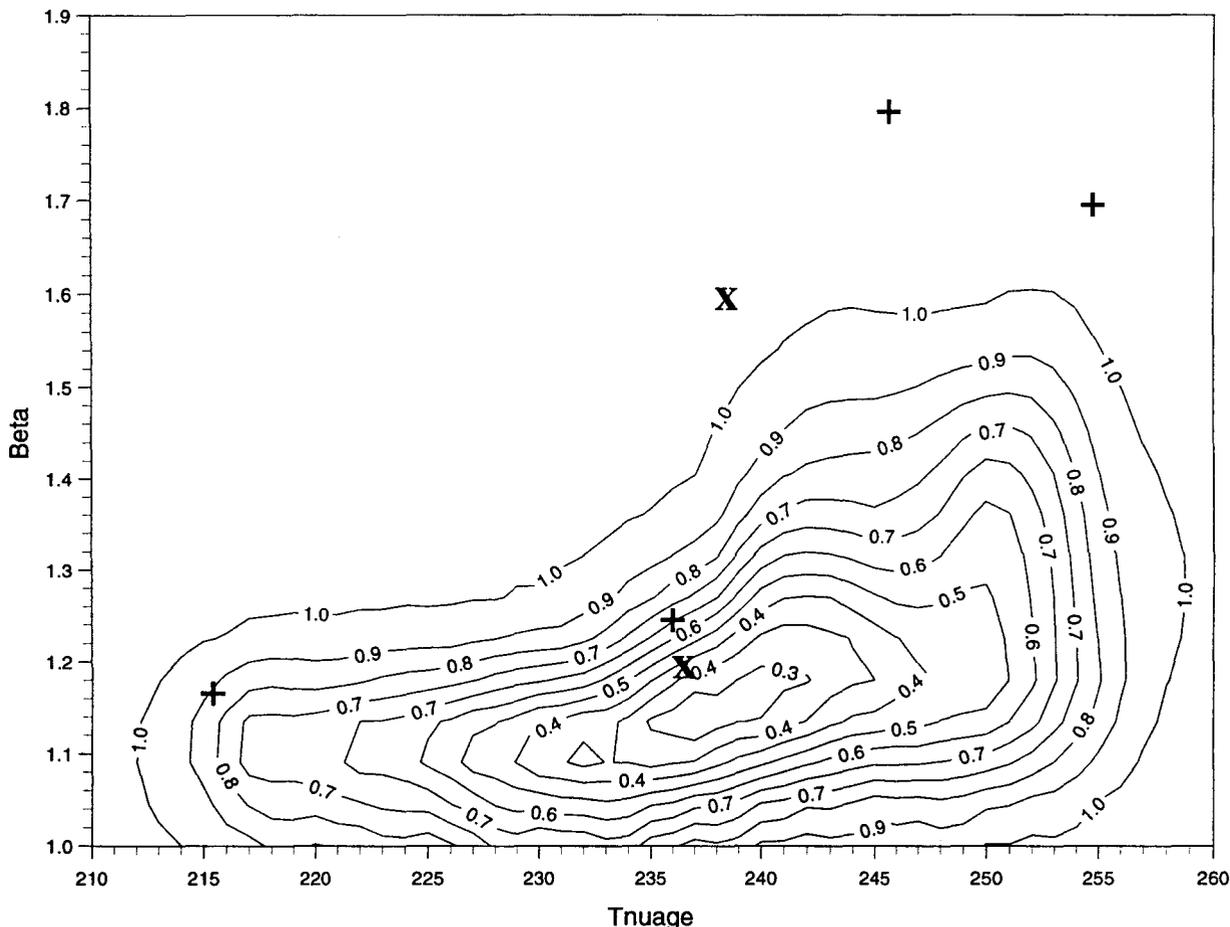


Figure 12 : Répartition des paramètres β^{eq} obtenus en fonction de la température du cirrus simultanément déduite. Les iso-contours représentent le cumul de tous les pavés, quelque soit leurs tailles, qui ont permis de déterminer de façon fiable les caractéristiques des cirrus. Les 21 images listées en annexe 2 sont considérées. Les symboles représentent les observations effectuées par Lin et Coakley (1993), sur des images au format LAC (x) et au format GAC (+).

Sur cette figure, on retrouve les valeurs extrêmes de β^{eq} et de la température des cirrus précédemment discutées, ainsi que l'importante dispersion de la température des nuages. Les cirrus les plus souvent observés sont caractérisés par une température de nuage de l'ordre de 240 K et un paramètre β^{eq} voisin de 1.15. Rappelons que β^{eq} n'est qu'un indice de la dimension réelle des particules dans le nuage : des pavés, pour lesquels β^{eq} est important, contiennent en moyenne, et pour une forme de particule donnée, des particules plus petites que celles des pavés pour lesquels β^{eq} est plus faible (plus proche de 1). La répartition des observations présentées sur la figure 12 montre donc que la probabilité de rencontrer, en moyenne, des particules très petites est plus

- Chapitre III -

importante si le cirrus est relativement chaud. Nous n'avons, sur toutes les images qui ont été traitées, jamais rencontré de paramètre β^{eq} supérieur à 1.3 pour des températures de nuage inférieures à 230 K, tandis que pour des températures plus "chaudes", supérieures à 235 K, nous avons observé des valeurs de β^{eq} plus importantes, pouvant atteindre 1.60. A titre indicatif, et en utilisant un modèle microphysique constitué d'une distribution de sphères de glace, nous pouvons considérer que la dimension des particules pour des températures de nuage inférieures à 230 K est toujours supérieure à 10 μm , tandis que pour des nuages plus chauds, cette dimension de particule minimale est environ de 5 μm ($\beta^{eq}=1.6$).

Rappelons que la figure 12 représente le cumul des calculs obtenus à partir des 3 dimensions de pavé utilisées, la distributions des résultats obtenues pour une seule dimension de pavé conduit à des observations similaires.

Sur la figure 12, nous avons superposé les observations effectuées par Lin et Coakley (1993). Leur traitement est très voisin de celui utilisé dans ce mémoire. Les données qu'ils ont utilisées sont issues des images AVHRR acquises par le satellite NOAA 9 (la configuration du radiomètre AVHRR embarqué sur NOAA 9 est identique à celle du radiomètre AVHRR en orbite sur NOAA 11). Lin et Coakley ont traité, d'une part, 2 zones couvertes par des cirrus sur une image acquise au cours du mois de Novembre 1986 au dessus du Wisconsin, de jour, au format LAC (résolution de l'ordre du kilomètre), et d'autre part, 4 régions présentant des cirrus, sur 2 images (2 zones par images) acquises pendant le mois de Novembre 1985 au dessus de la côte Ouest Africaine, 20° N et 10° W, de nuit, au format GAC (résolution dégradée égale à environ 4 kilomètres). Ils ont sélectionné ces régions avec une attention particulière pour ne considérer que des zones ne présentant qu'une seule couche de nuage : le cirrus. La surface des zones qu'ils ont étudiées est respectivement (64 Km)² et (128 Km)², pour les formats LAC et GAC. Ils ajustent directement le rayon effectif des particules sphériques et la température des nuages qui représentent le mieux les observations des valeurs de luminance dans les canaux 4 et 5 de l'AVHRR à partir d'un modèle de transfert radiatif utilisant la théorie de Mie et l'approximation d'Eddington. Pour des raisons de

- Chapitre III -

compatibilité, nous avons traduit les rayons effectifs calculés par Lin et Coakley par une valeur équivalente du paramètre β^{eq} en utilisant la courbe présentée sur la figure 7 du premier chapitre de ce mémoire. Sur la figure 12, les résultats obtenus par Lin et Coakley à partir des images au format LAC sont représentés par un "x", respectivement par un "+" pour les images au format GAC.

Les dimensions de particule les plus petites observées par Lin et Coakley sont équivalentes à des paramètres β^{eq} élevés que nous n'avons pas observés. Toutefois, la non concordance de temps et d'espace des cirrus observés ainsi que la différence des moyens mis en œuvre (format des images et méthode de traitement) peuvent expliquer certains écarts absolus entre ces observations et les nôtres. Néanmoins, la tendance est respectée. En effet, les plus petites particules observées par Lin et Coakley correspondent à des températures de nuage supérieures à 235 K, et la taille des particules, attribuée au cirrus le plus froid (215.4 K) qu'ils ont étudié est supérieure à 10 μm (14.5).

5.1.3 Discussion.

Les observations "in-situ" ont montré une stratification verticale de la microphysique dans les cirrus, la concentration en petites particules étant prédominante au sommet des nuages. L'information microphysique qu'on peut déduire d'images satellitaires intègre les variations verticales de la microphysique réelle dans le nuage. La stratification verticale de la microphysique dans un même cirrus n'est donc pas accessible à la télédétection satellitaire. Pourtant, la figure 12 montre que la microphysique observable depuis satellite évolue de façon sensible pour des températures de nuage comprises entre 231 et 238 K. Le changement rapide de β^{eq} indique soit une évolution brutale de la forme des particules, soit une modification très sensible de la distribution dimensionnelle des particules.

Cette évolution du type de microphysique en fonction de la température a déjà été décrite par plusieurs auteurs. Sassen et al. (1989) montrent, sur l'étude de trois cas particuliers de cirrus, une transition de la structure des cristaux de glace entre 228 et 233 K. Ils interprètent cette rupture comme un changement de particules assimilables à des colonnes en particules assimilables à des "rosettes".

- Chapitre III -

Les mesures effectuées à partir d'un lidar à $0.693 \mu\text{m}$ par Platt et Dilley (1981), sur un ensemble de 22 cirrus, ont montré un changement brutal de comportement pour des températures comprises entre 228 et 233 K. Ce changement a été attribué à une modification du type de particules, changement de la phase ^{ou}/et changement du spectre dimensionnel des particules dans cette région. Heymsfield et Platt (1984) ont montré que la concentration des particules de glace augmente rapidement entre 233 et 238 K, et qu'elle est accompagnée par une modification importante du type de particules. Pour de telles températures, un taux de nucléation élevé a été prévu et validé à partir des mesures de Sassen et Dodd (1988) ; ces observations sont aussi reportées par Sassen et al. (1989). Cette nucléation serait le résultat de congélation homogène de gouttelettes d'eau surfondues. Des expériences effectuées par DeMott et Rogers (1990) dans une chambre à nuage ont montré un accroissement considérable du taux de nucléation entre 239 et 234 K qui serait principalement dû à la congélation homogène. La concentration des particules de glace peut aussi augmenter pour des températures relativement plus chaudes, probablement à cause d'un apport d'humidité plus important comme Sassen et al. (1989) l'ont montré pour des températures comprises entre 241 et 248 K, sur le cirrus étudié le 8 mars.

Plus récemment (EUCREX workshop, Lille :13-15 Septembre 1994), Wendling a présenté des mesures aéroportées effectuées dans un cirrus engendré par l'arrivée d'un système frontal au dessus des Alpes. L'utilisation d'un nouvel instrument basé sur l'étude de l'empreinte des particules laissée après leur impact sur un film (Hallet, 1976), lui a permis d'observer des petits cristaux pratiquement sphériques de dimension comprise entre 5 et $20 \mu\text{m}$, avec une concentration de l'ordre de 5 cm^{-3} .

Toutes ces observations et simulations montrent qu'un taux de production de particules de glace relativement important est souvent présent lorsque la température est comprise entre 233 et 239 K. Cette production est généralement attribuée à la congélation homogène de gouttelettes d'eau surfondues formées par nucléation hétérogène sur des noyaux de condensation hygroscopiques.

- Chapitre III -

L'observation de très petites particules lorsque la température du nuage est supérieure à 235 K peut donc être associée à la présence de zones où le taux de nucléation par congélation homogène est très important. Les cirrus présents à des altitudes beaucoup plus élevées ne montrent pas de telles zones. Il est probable que les processus de nucléation soient différents pour des températures très basses.

5.2 "Point de vue descriptif".

L'étude précédente a montré la variété des propriétés (altitude et caractéristique microphysique) des cirrus que l'on a observées sur l'ensemble des 21 images traitées. Dans cette section, nous tentons de lier ces propriétés et le contexte météorologique dans lequel les cirrus évoluent. Pour cela, nous étudions la journée du 18 Octobre 1989 pour laquelle deux images AVHRR acquises lors de deux passages consécutifs du satellite NOAA 11 ont été traitées. Il s'agit des images 18 et 19 référencées en annexe 2. Différentes conditions météorologiques génératrices de cirrus sont réunies sur ces deux images.

Toutes les images présentées dans cette section sont naviguées et présentées suivant la même projection Mercator. Les contours des continents sont tracés à titre indicatif pour faciliter le repérage géographique des zones observées. L'image N°18 est centrée sur l'Europe, tandis que l'image N°19, acquise 80 minutes plus tard, recouvre l'Ouest de l'Europe et une partie de l'Atlantique. L'Ouest de l'Europe (de l'Est de la France jusqu'à l'Ouest de l'Irlande) est visible sur les deux images.

5.2.1 Description de la situation synoptique du 18 Octobre 1989.

La figure 13 montre les analyses météorologiques de surface et à 300 hPa du 18 Octobre 1989 à 12 heure TU. Sur la carte à 300 hPa, figure 13a, on note la présence du courant Jet orienté S/O-N/E au nord de la Mer du Nord. Sur la carte de surface, figure 13b, un front chaud est localisé à l'ouest de l'Angleterre, il est orienté N-S/O et est connecté à un front froid qui part du sud de l'Irlande et longe les côtes du Portugal. Ce système frontal est lié à une perturbation peu active centrée au nord ouest de l'Espagne. La carte de surface montre aussi un front froid orienté O-E situé au nord de

- Chapitre III -

la Mer du Nord. Ces systèmes frontaux sont fortement influencés par la présence d'une zone de haute pression (1027 hPa) sur l'Europe de l'Est. Cet anticyclone s'affaiblit légèrement en se déplaçant lentement vers l'est.

Au cours de la journée, la formation de cirrus sur la mer du Nord est provoquée par une advection sud-ouest d'air humide le long de la partie la plus au sud du courant Jet (Hennings, 1990). Les radiosondages de Norderney et de Sylt montrent l'advection d'air humide dans des couches au dessus de 7Km d'altitude. A 10:17 TU, le radiosondage de Norderney montre une humidité relative par rapport à l'eau de 40 % entre 9 et 10.5 Km et la tropopause juste en dessous du niveau 12 Km. Trois heures plus tard, à 13:32 TU, l'humidité relative a notablement augmentée, elle est supérieure à 60 % entre 8 et 9 Km. Les observations notées sur la carte à 300 hPa à 12 TU montrent que l'humidité relative par rapport à la glace ne dépasse pas 50 % le long du courant Jet entre l'Angleterre et la Suède.

Au centre de l'Atlantique, une dépression (963 hPa) est observable sur la carte de surface. Le resserrement des isobares montre que cette dépression est plus active que celle qui aborde les côtes Européennes. Les fronts associés à cette dépression sont partiellement occlus.

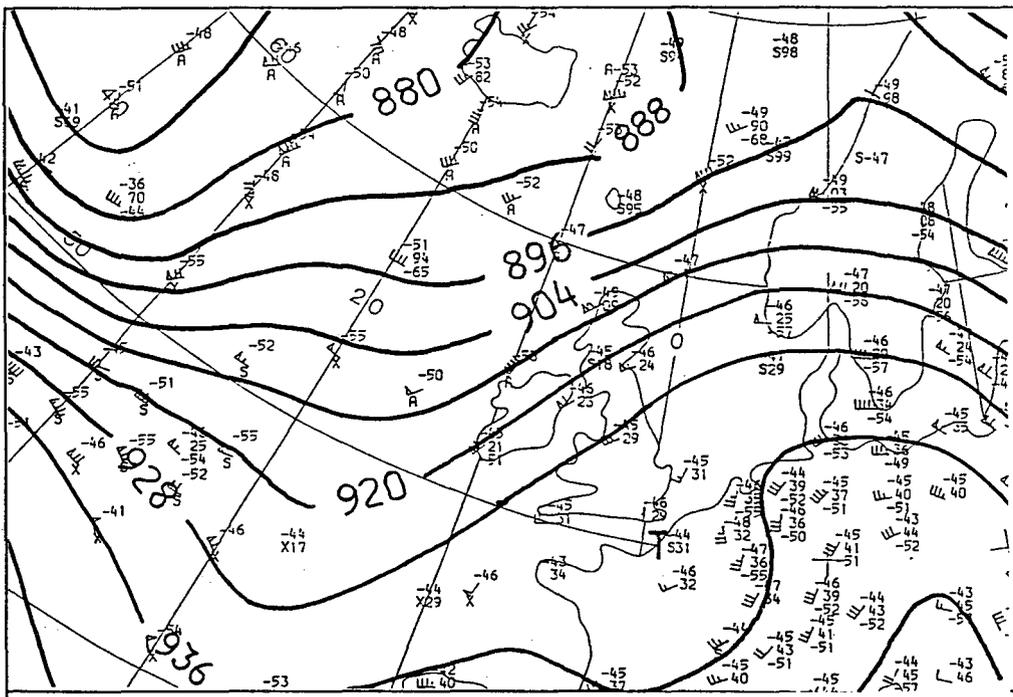
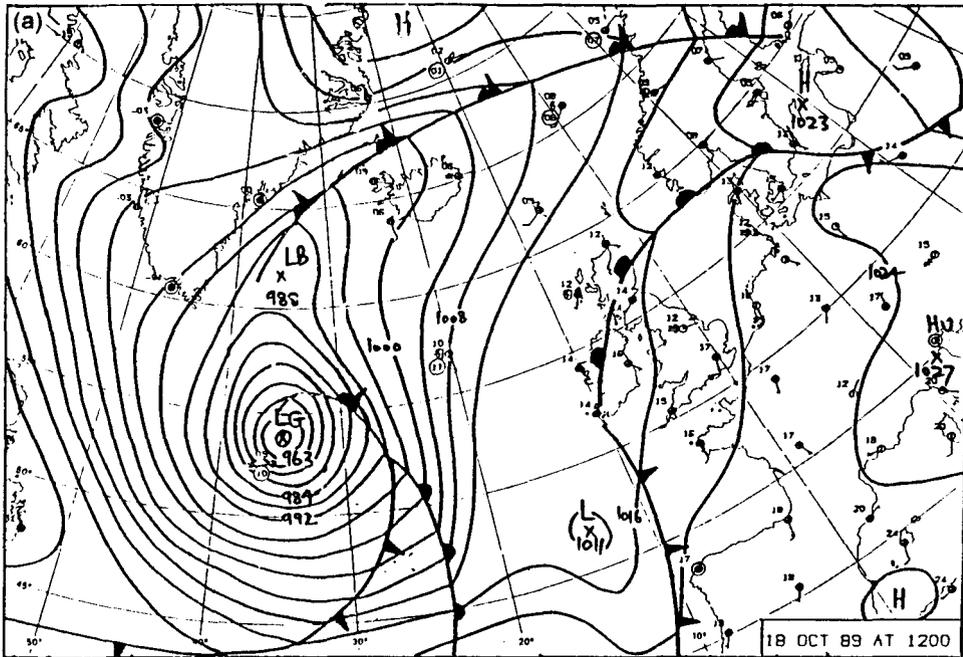


Figure 13 : Analyse météorologique de surface (a) et à 300 hPa (b) à 1200 GMT le 18 Octobre 1989.

- Chapitre III -

Les figures 14 et 15 représentent les systèmes nuageux à grande échelle tels qu'ils sont vus dans respectivement les canaux 1 (0.58 - 0.68 μm) et 4 (10.3 - 11.3 μm) du radiomètre AVHRR. Les nuages associés aux fronts observés sur les cartes météorologiques apparaissent brillants dans le canal 1 (réflectance supérieures à 30 %) et froids dans le canal 4 (température inférieure à 230 K). Les températures les plus froides sont observées pour les nuages liés à la perturbation Atlantique (inférieures à 225 K).

La figure 16 montre le résultat de la classification par les "Nuées Dynamiques", présentée dans le deuxième chapitre de ce mémoire, appliquée aux images 18 et 19. On repère sans difficultés les deux principaux systèmes nuageux. Une bande de nuage hauts et épais traverse les deux images dans la direction SO-NE en recouvrant l'Ecosse et l'Irlande, elle se transforme en cirrus et cirrus épais étirés dans sa partie la plus au Nord en s'orientant dans une direction plus O-E. Ce système nuageux est lié, d'une part, au front chaud de la perturbation peu active centrée au N/O de l'Espagne et, d'autre part, dans sa partie la plus au nord, à la présence du courant Jet et du front froid. Une animation des images Météosat classifiées nous a montré que ce système nuageux s'enroule autour de la zone de haute pression centrée sur l'Europe et que les cirrus progressent lentement en direction de l'Europe de l'Est.

La classification a mis en évidence la présence de cirrus fins au centre de l'Europe, ces cirrus sont invisibles dans le canal 1 (figure 14a), il ne présente pas un contraste important avec la surface dans le canal 4 (figure 15a).

La présence des pixels classés bords de nuage qui dessinent les Alpes est douteuse, il s'agit plutôt d'une mauvaise interprétation de zone enneigée. Par contre, au dessus de la France et des Pyrénées la présence de nuages très déchirés, par endroit hauts épais, représente une zone de convection profonde couverte par des cumulus et des cumulonimbus.

- Chapitre III -

La perturbation active de l'Atlantique est constituée en majorité de nuages hauts épais. Une coupe Est Ouest de cette perturbation permet d'identifier dans l'ordre :

- des zones couvertes par des cirrus fins, puis des cirrus et des cirrus épais,
- une large région totalement couverte par des nuages hauts épais,
- une zone de couches multiples de nuages, probablement des cirrus fins au dessus de nuages bas,
- une couverture en nuages épais de basse ou moyenne altitude,
- une région présentant une succession de bords de nuages et de ciel clair caractéristiques de ciel de traîne.

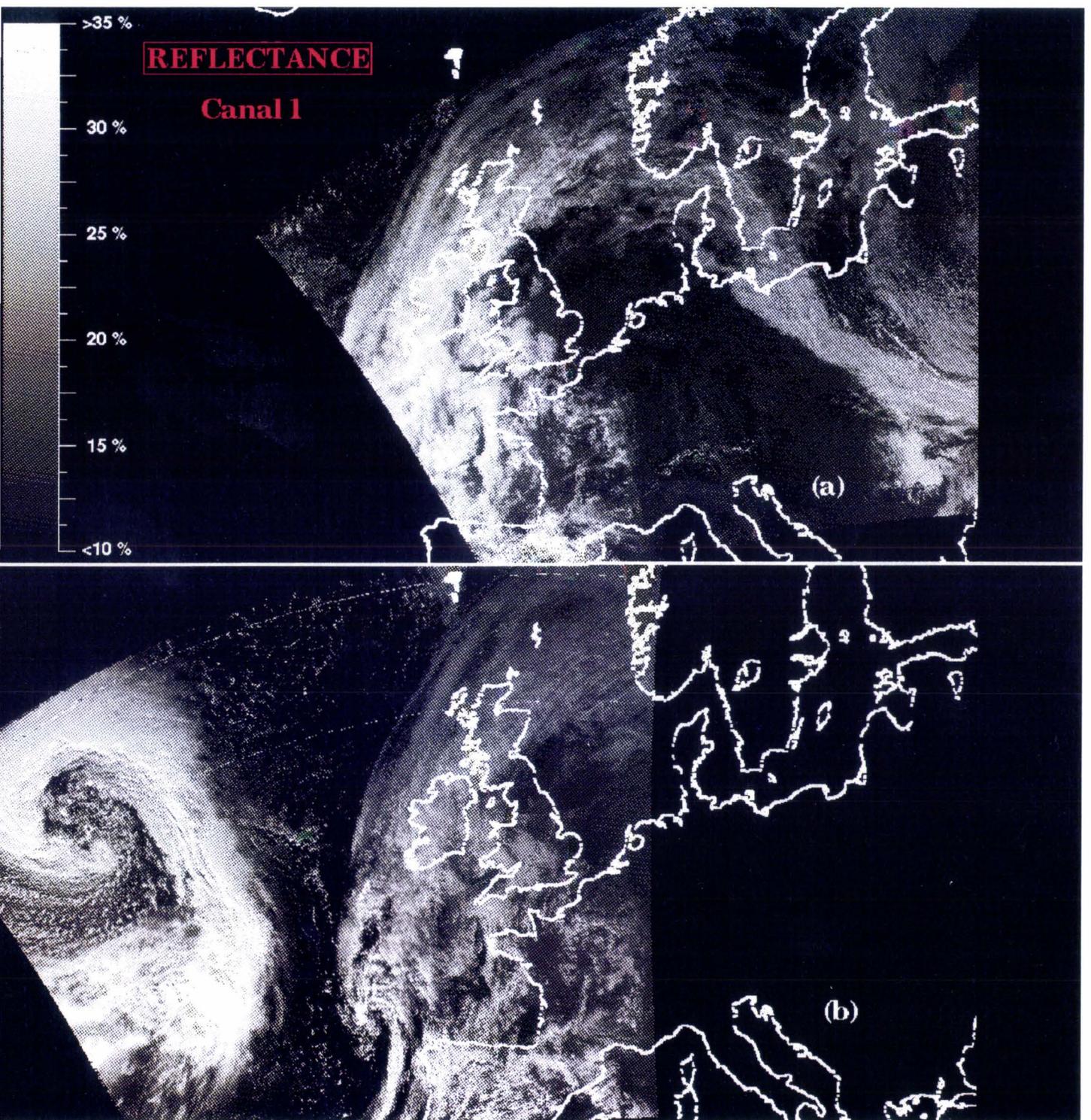


Figure 14 : Réflectance observée dans le canal 1 de l'AVHRR NOAA 11, pour les images à 12:22 (a) et à 14:03 (b) du 18 Octobre 1989. Les nuages apparaissent en blanc.

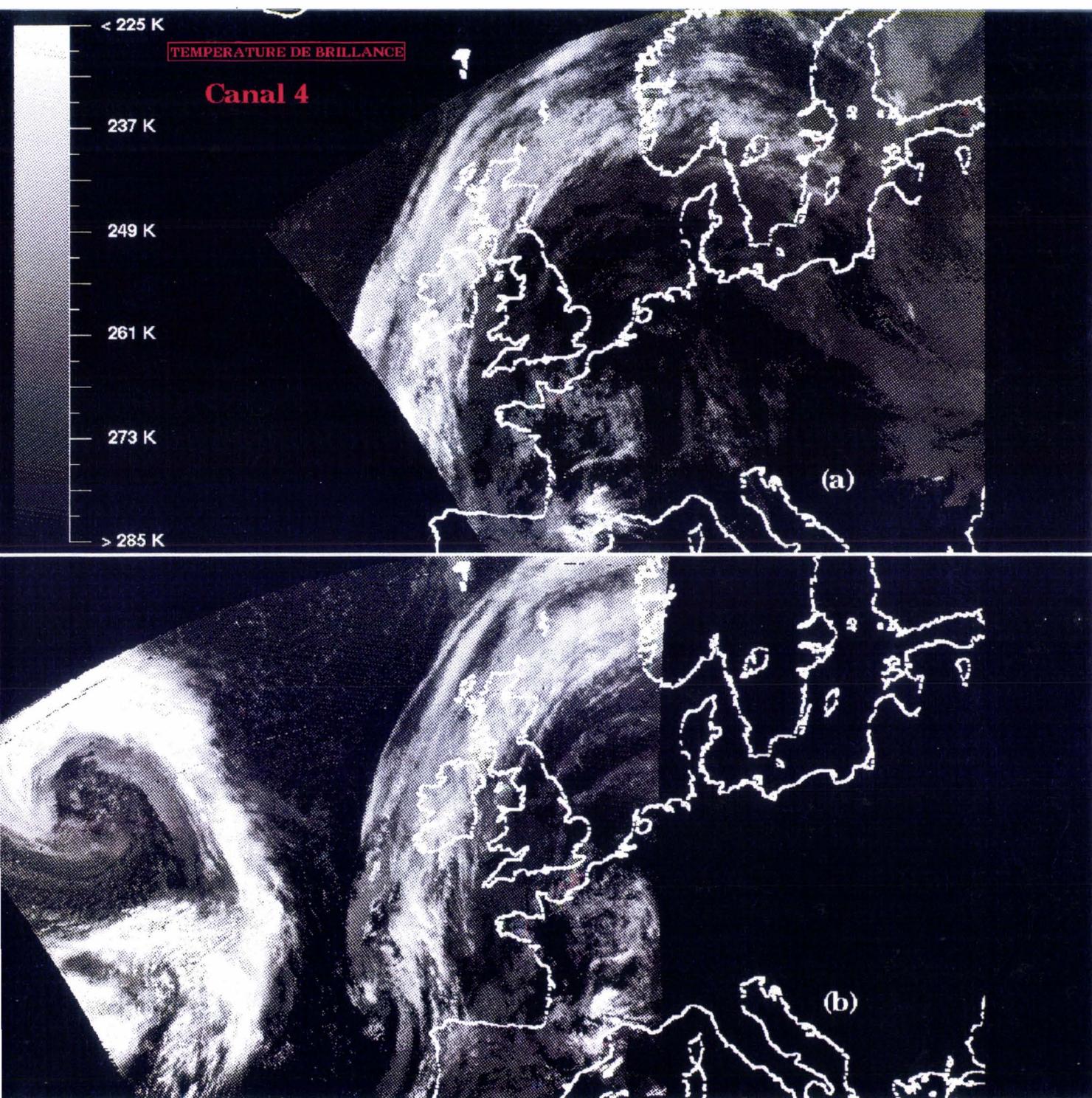


Figure 15 : Température de brillance observée dans le canal 4 de l'AVHRR NOAA 11, pour les images à 12:22 (a) et à 14:03 (b) du 18 Octobre 1989. Les nuages apparaissent en blanc.

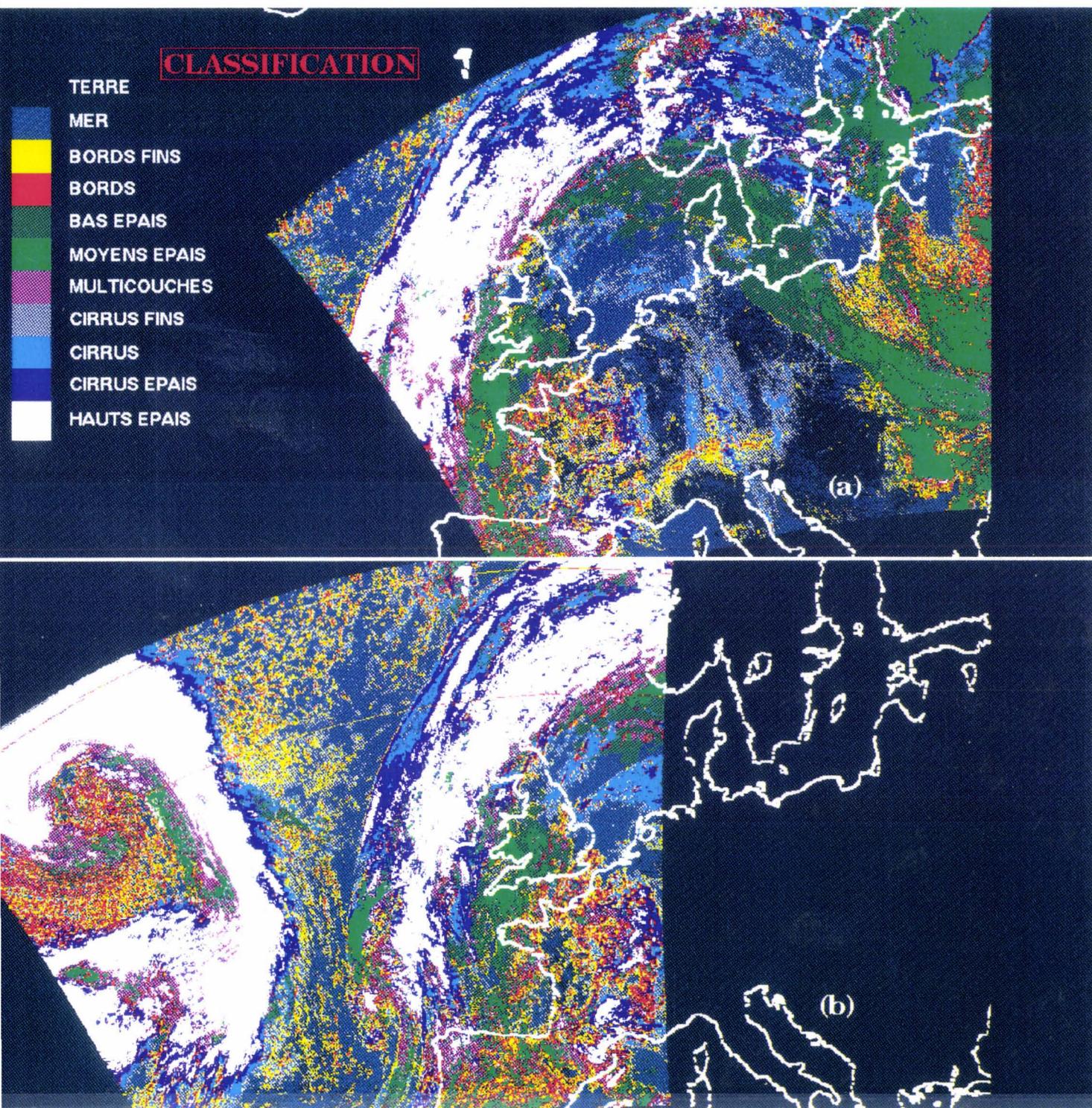


Figure 16 : Classification par les "Nuées Dynamiques" des images AVHRR NOAA 11 des images à 12:22 (a) et à 14:03 (b) du 18 Octobre 1989.

5.2.2 Propriétés des cirrus observés le 18 Octobre 1989.

Les caractéristiques des cirrus des images 18 et 19 sont déterminées en appliquant la procédure de traitement précédemment décrite. Les mesures des canaux 4 et 5 de l'AVHRR sont réunies sur des pavés de 50 pixels de côté. Si, sur un pavé, une information manque pour que la procédure aboutisse, on réunit les mesures sur des pavés 2 fois plus larges, et si c'est nécessaire, on étend les observations à des pavés de 200 pixels de côté.

La figure 17 montre β^{eq} en fonction de la température du nuage obtenus sur les images N°18 et N°19 du 18 Octobre 1989. Ces cirrus sont associés aux systèmes nuageux décrits dans le paragraphe précédent. Nous retrouvons, sur la figure 17, les propriétés déjà observées lors du cumul des résultats des 21 images (cf. figure 12), c'est à dire, l'existence de zones caractérisées par des particules très petite dimension (5 à 10 μm) lorsque la température des nuages est supérieures à 230 K. Sur la figure 17, on remarque aussi que les zones où de très petites particules ont été observées sont plus nombreuses sur l'image N°18 que sur l'image N°19.

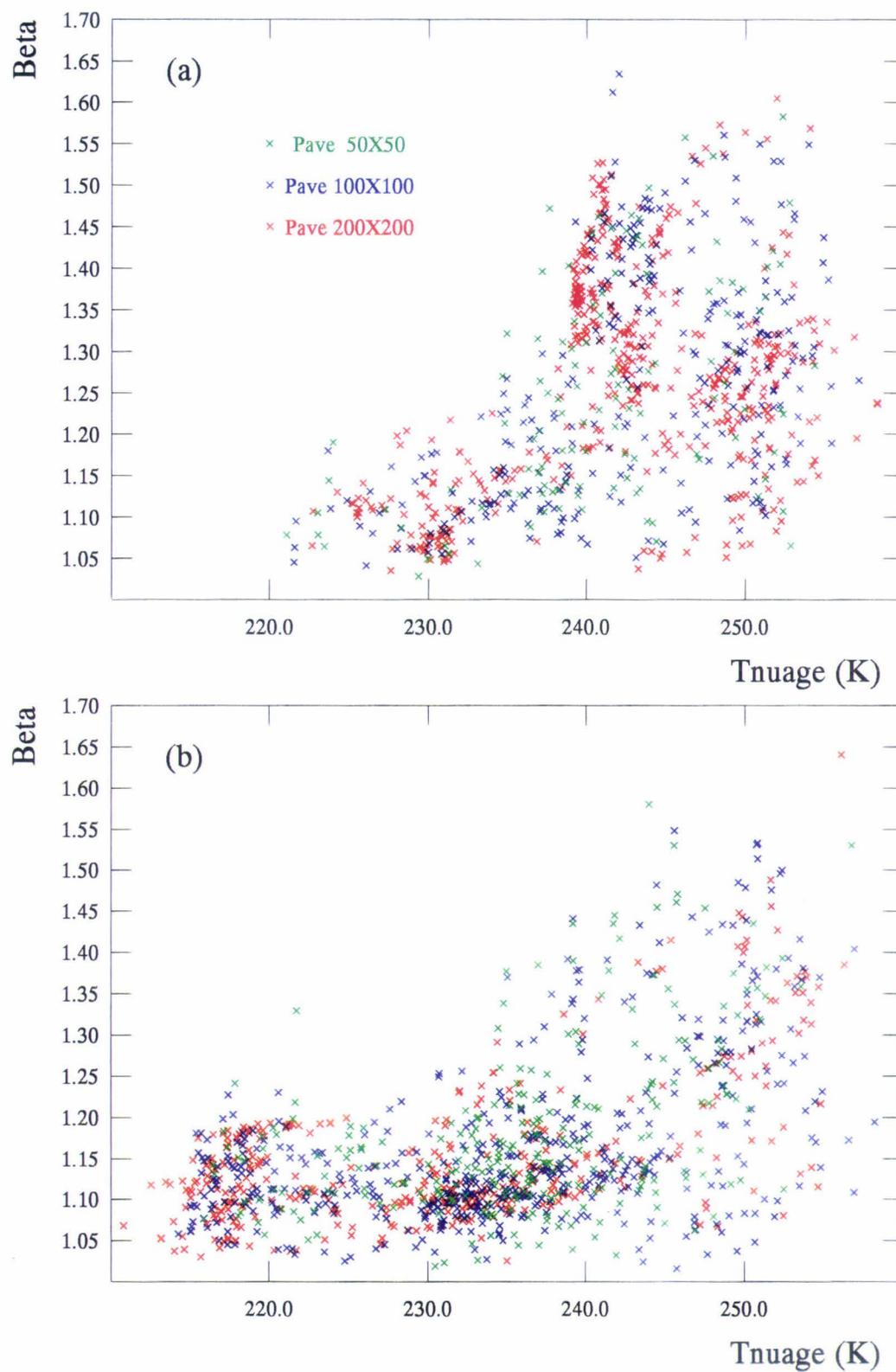


Figure 17 : β^{eq} en fonction de la température des cirrus obtenus sur les images AVHRR N°18 (a) et N°19 (b) du 18 Octobre 1989.

- Chapitre III -

Les figures 18 et 19 montrent respectivement les cartes de température et de β^{eq} obtenues sur les images AVHRR N°18 (12:22) et N°19 (14:03) du 18 Octobre 1989. Sur ces figures, nous avons reporté sur des zones de 33 pixels de côté, les caractéristiques déduites par la procédure de traitement, quelque soit la taille de pavé utilisée. Les pixels couverts par des cirrus pour lesquels le calcul n'a pas été possible sont représentés en blanc.

Sur la figure 18, on note que les cirrus associés à la perturbation atlantique (visible sur la carte 18b), sont plus froids que ceux liés aux systèmes nuageux qui s'étend à l'ouest et au nord de l'Europe (visible sur les deux cartes 18a et 18b).

Comme nous l'avons vu sur l'analyse des champs de pression en surface, figure 13a, la perturbation atlantique est très creusée. Les fronts associés à cette perturbation, et plus particulièrement le front froid, induisent des conditions favorables au développement et au maintien des cirrus de hautes altitudes. C'est à l'arrière de la perturbation que l'on observe les températures de cirrus les plus froides (<225 K). Les cirrus à l'avant du front chaud sont à des températures légèrement plus chaudes, comprises entre 225 et 235 K. Sur la figure 16b, le regroupement des observations à des températures comprises entre 215 et 225 K correspond donc aux cirrus du front froid de la perturbation atlantique. Cette figure montre que ces cirrus possèdent un β^{eq} compris entre 1. et 1.2, ce qui correspond à des dimensions de particules sphériques comprises entre 13 et 50 μm ou à des particules non sphériques de taille supérieure. La figure 19b confirme l'absence de petites particules (< 15 μm) dans cette perturbation.

Le système nuageux à l'Ouest et au Nord de l'Europe qui s'enroule autour de la zone de haute pression centrée sur l'Europe peut être séparé en deux parties : une partie qui forme une bande de nuages orientée Nord-Sud (visible sur les images à 12:22 et à 14:04) qui est en relation avec le front chaud peu actif de la perturbation centrée au nord ouest de l'Espagne, et un ensemble de cirrus au Nord de l'Europe (visible seulement sur l'image à 12:22) associé au front froid orienté Ouest Est, et repris dans le courant Jet, au nord de la mer du Nord. Les cirrus présents sur le bord Ouest du premier ensemble de nuages sont les plus froids de ce système nuageux, et ceci sur les deux images.

- Chapitre III -

La figure 19 montre qu'ils possèdent des particules de dimension relativement importante, le β^{eq} est voisin de celui observé sur la perturbation atlantique. Par contre, si on pénètre dans le système nuageux et que l'on s'approche du bord Est, certains cirrus possèdent des températures plus chaudes (≈ 240 K) et des β^{eq} de l'ordre de 1.3 (particules sphériques $\approx 13 \mu\text{m}$).

Rappelons qu'une animation des images Météosat du 18 Octobre 1989 nous a montré que les cirrus du nord de l'Europe avancent lentement en direction de l'Europe de l'Est. C'est dans cette région que l'on trouve des cirrus relativement chauds avec des particules particulièrement petites. Les températures de cirrus sont comprises entre 250 et 235 K elles sont le plus souvent voisines de 240 K. Les dimensions minimales des particules que l'on observe dans ces cirrus sont de l'ordre de $6 \mu\text{m}$ ($\beta^{\text{eq}} \approx 1.5$), de nombreuses zones possèdent des particules de l'ordre de 7 à $10 \mu\text{m}$ ($1.4 > \beta^{\text{eq}} > 1.3$). Deux raisons principales, probablement couplées, peuvent être évoquées pour expliquer les caractéristiques des cirrus dans cette région :

(i) de nombreux cirrus sont en cours de formation, c'est pourquoi nous observons des zones de nucléation faisant apparaître de très petites particules dans des cirrus verticalement peu étendus, donc relativement chauds,

(ii) la proximité des hautes pressions limite la quantité de vapeur d'eau disponible au niveau des cirrus, la croissance des cristaux de glace s'en trouve ralentie.

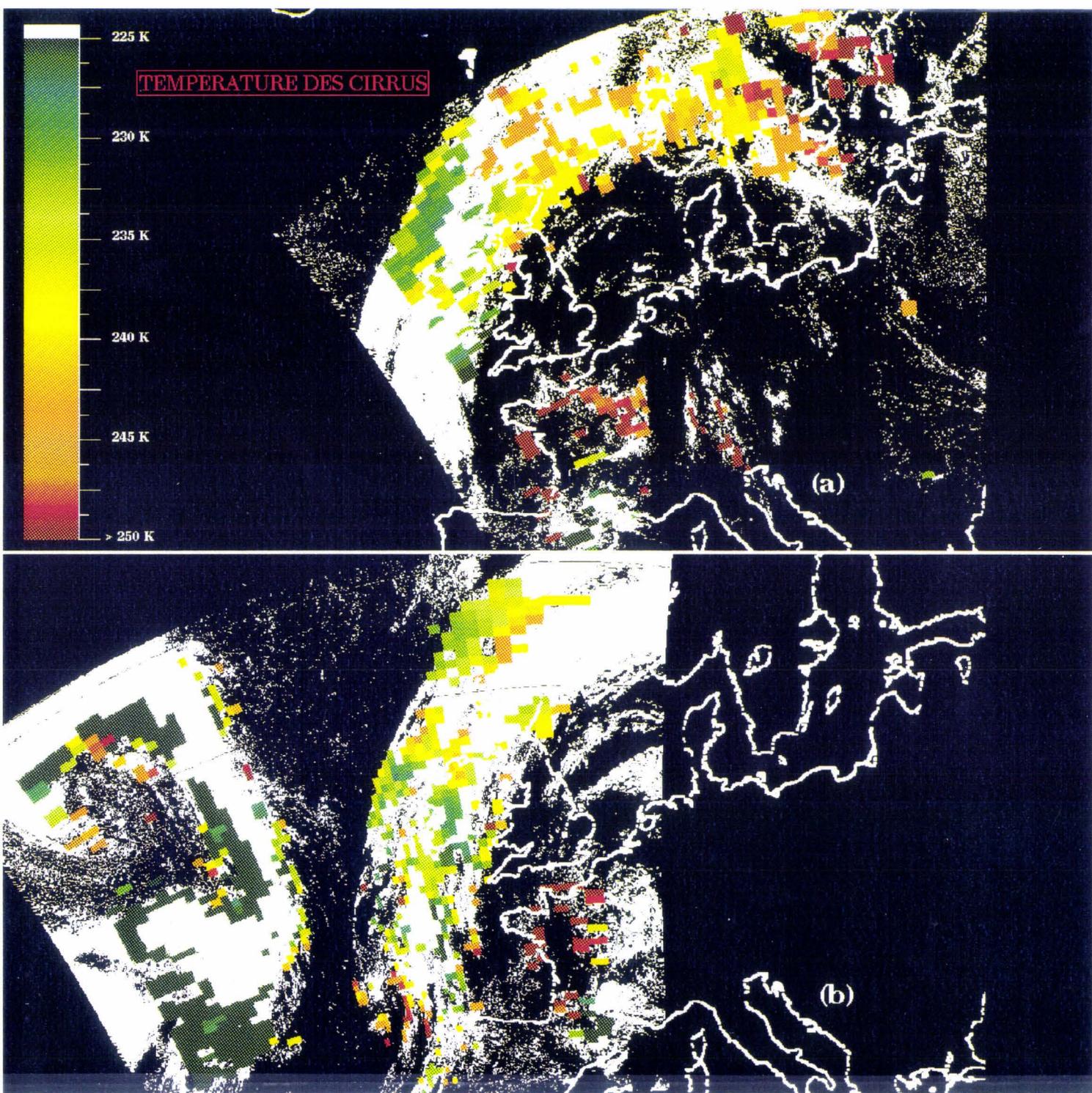


Figure 18 : Température des cirrus sur les images AVHRR à 12:22 (a) et à 14:03 (b) du 18 Octobre 1989.

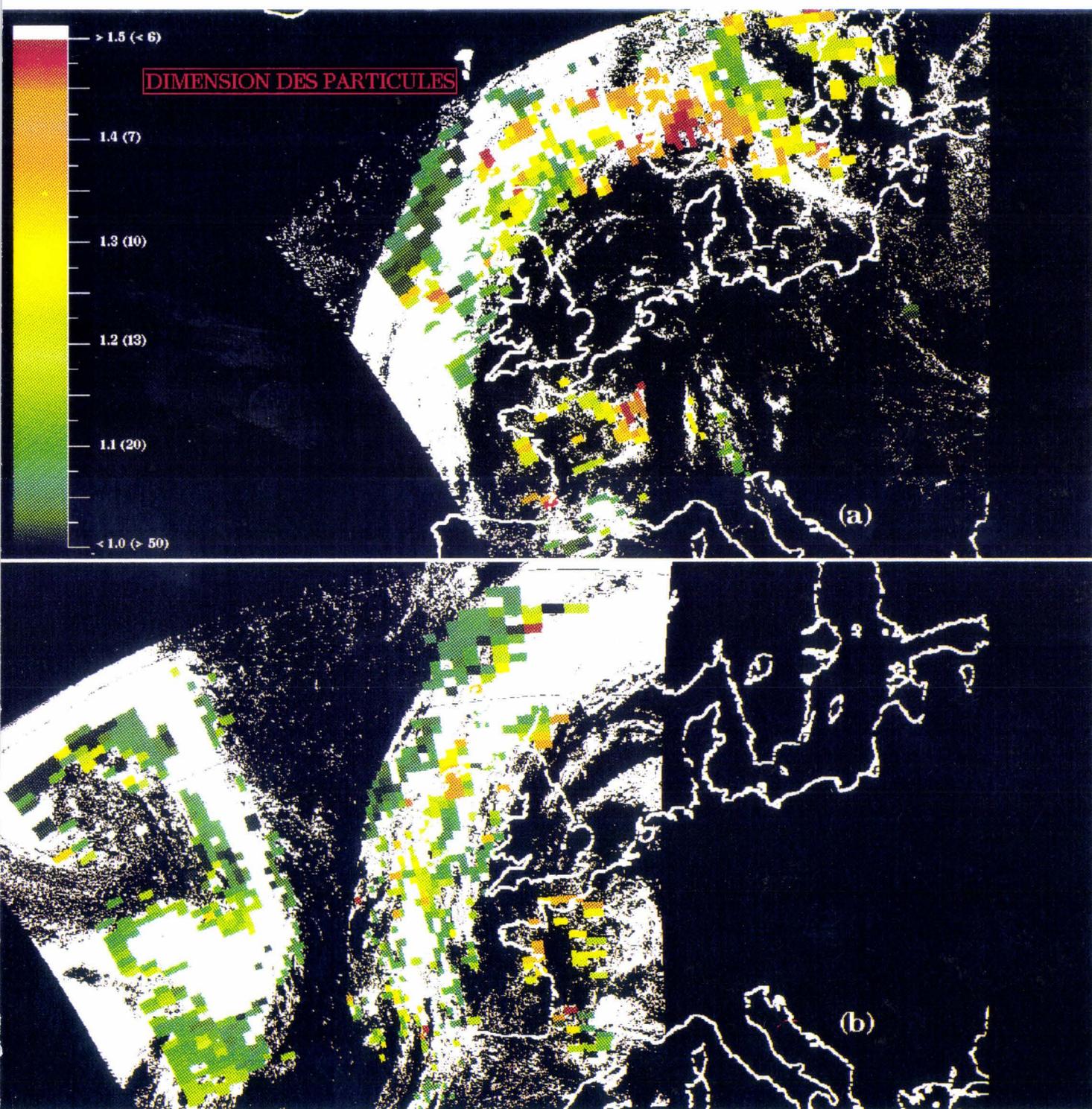


Figure 19 : Caractéristiques microphysiques (β^{60}) des cirrus sur les images à 12:22 (a) et à 14:03 (b) du 18 Octobre 1989.

6. Conclusion.

L'analyse des propriétés radiatives dans les canaux infrarouges thermiques du radiomètre AVHRR, d'une région couverte par des cirrus d'émissivités variées, permet de déterminer la température du cirrus le plus froid de la région et le paramètre β^{eq} qui caractérise la dimension des plus petites particules. La température du nuage est obtenue à partir des zones opaques du cirrus le plus élevé de la région, alors que l'on calcule β^{eq} en prenant en compte les parties semi-transparentes de celui-ci.

Les températures des cirrus observées sur les 21 images énumérées en annexe 2 sont comprises entre 210 et 260 K, la température moyenne est d'environ 235 K. Les valeurs de β^{eq} obtenues varient entre 1 et 1.7, ce qui, si on assimile les particules à des sphères, correspond à des rayons supérieurs à 4 μm . Toutefois, les particules observées sont en général supérieures à 10 μm , des cristaux de plus petites tailles n'ont été observés que pour des températures de cirrus supérieures à 230 K. La présence de si petites particules correspond certainement à des zones où le taux de production par nucléation homogène (congélation de gouttelettes d'eau surfondues) est très élevé.

Sur une journée particulière, le 18 Octobre 1989, nous avons observé des cirrus possédant de très petites particules associés à des systèmes frontaux peu actifs influencés par la proximité de zones de haute pression. Les cirrus plus froids et constitués de particules de dimension supérieure à 10 μm sont généralement liés à des systèmes frontaux plus développés. Ces observations ont pu être renouvelées durant la période étudiée, sur plusieurs situations similaires.

CONCLUSION

CONCLUSION

De nombreuses études ont mis en évidence l'influence des nuages sur le bilan radiatif de la planète et l'évolution possible du climat (Ramanathan, 1987 ; Ramanathan et al., 1989 ; Mitchell et al., 1989 ; etc.). Les nuages modifient à la fois le rayonnement solaire et le rayonnement tellurique par absorption, diffusion et émission. L'intensité de ces processus dépend de l'épaisseur, du taux de couverture, de l'altitude, de la géométrie et des propriétés microphysiques des nuages.

Parmi les nuages, les cirrus dont l'étendue spatiale particulièrement importante est couplée à une persistance de longue durée, jouent un rôle privilégié dans les échanges d'énergie entre le système Terre-atmosphère et l'espace. Leur prise en compte rigoureuse dans des modèles climatiques n'est pas encore possible à cause de la méconnaissance de la concentration des particules, de leur forme

- Conclusion -

et de leur dimension, ainsi que d'une incapacité à calculer les propriétés optiques de particules de formes complexes et à représenter l'hétérogénéité des cirrus. Actuellement, c'est une description simplifiée des caractéristiques microphysiques qui est utilisée pour déterminer le forçage radiatif des cirrus. Cette description aboutit à la définition d'une microphysique "radiativement équivalente" qui doit permettre, malgré sa formulation forcément simple, de calculer la distribution angulaire et spectrale du rayonnement émergeant de la planète.

Ebert et Curry (1992), ainsi que Fu et Liou (1993) paramétrisent les propriétés radiatives des cirrus à partir de leur teneur en glace intégrée dans le nuage (IWP) du diamètre effectif (D_e) de la distribution dimensionnelle des cristaux de glace. Ils ont montré que le forçage climatique des cirrus est très sensible à la taille des particules. La majorité des cas étudiés par Fu et Liou montre que le réchauffement dû à l'effet de serre des cirrus dans l'infrarouge est nettement plus important que le refroidissement dû à leur albédo dans le domaine visible. Toutefois, cette tendance peut s'inverser si de nombreuses petites particules sont prises en compte ($D_e=25 \mu\text{m}$ pour une quantité de glace $\text{IWP}>50 \text{ gm}^{-2}$).

Les modèles de simulation du forçage radiatif des cirrus ayant montré une grande sensibilité à la microphysique, il est nécessaire de concevoir des observations fréquentes et cohérentes à l'échelle planétaire permettant de déduire cette microphysique. Compte tenu de l'extrême variabilité des cirrus et des difficultés d'observation "in situ", la réponse au problème posé ne peut pas être une étude statistique basée sur des observations aéroportées. Le seul moyen permettant une étude des cirrus à l'échelle globale est évidemment le satellite.

La détection des cirrus et la recherche de leurs propriétés microphysiques, à partir de mesures satellitaires constituent le travail qui a été présenté dans ce mémoire.

Parmi les instruments d'observation actuellement disponibles sur les satellites, le radiomètre AVHRR sur les plate-formes NOAA s'est révélé, de par sa couverture spatiale et temporelle et la diversité de ses bandes spectrales le plus adapté à notre étude. Il possède notamment deux canaux spectraux situés dans la fenêtre atmosphérique infrarouge (10-12 μm), domaine où, d'après les

- Conclusion -

modèles, les cirrus ont une influence importante. La prise en compte des mesures dans un seul canal permet de déterminer l'émissivité des cirrus si on connaît, part ailleurs, la température du nuage, le taux de couverture des pixels et la température hors cirrus. L'analyse de la différence de température de brillance (BTD ou T_4-T_5) entre les deux canaux infrarouge de l'AVHRR permet d'obtenir plus d'informations sur les propriétés des cirrus. Cette BTD, détectable dans les parties semi-transparentes des cirrus, est en effet sensible à la microphysique lorsque les particules sont de dimension inférieure à 100 μm . Pour les régions couvertes par des cirrus, l'utilisation de cette BTD nous a permis de déterminer la caractéristique microphysique radiativement équivalente des particules les plus petites observables dans les parties semi-transparentes des cirrus.

Si on suppose que les cirrus sont constitués de particules sphériques, cette caractéristique microphysique représente le diamètre effectif D_e des particules. Pour des particules non sphériques : le diamètre effectif peut être approché en considérant des sphères dont le rapport entre le volume et la surface projetée est identique à celui des particules. La teneur en glace est obtenue à partir de l'émissivité du cirrus. L'observation satellitaire bispectrale infrarouge permet donc, en principe, l'observation d'une microphysique radiativement équivalente directement assimilable dans les modèles. Toutefois, cette méthode (i) est limitée à l'étude des parties semi-transparentes et (ii) ne permet que la détermination de la dimension effective minimale des particules sur une zone donnée.

Pour déterminer les caractéristiques microphysiques des cirrus à partir de l'imagerie satellitaire, le premier problème que nous avons dû résoudre a été la détection des pixels couverts par des cirrus sur les images AVHRR. La méthode la plus simple à mettre en œuvre, décrite par Inoue (1987), consiste en une technique de seuil sur la différence de température entre les canaux 4 et 5 de l'AVHRR (BTD) en fonction de la température de brillance dans le canal 4. Cette méthode part du principe que les cirrus semi-transparentes, et seulement ceux-ci, possèdent une BTD importante. Nous avons cependant montré que les cirrus semi-transparentes dont les particules sont radiativement équivalentes à des sphères de diamètre supérieur à 100 μm présentent une BTD pratiquement nulle. De plus, des pixels partiellement couverts par des nuages bas ou moyens peuvent être également caractérisés par une BTD non négligeable. Pour palier à ces biais inhérents à la méthode proposée

- Conclusion -

par Inoue, nous avons employé une méthode de classification nuageuse statistique développée par Desbois et al. (1982) pour Météosat. Cette méthode différencie plusieurs types de nuages à partir de leur propriétés spectrales (visible et infrarouge) et spatiales (variances sur 9 pixels voisins dans le visible et l'infrarouge).

Cette méthode permet effectivement une meilleure séparation des pixels couverts par des cirrus semi-transparents des pixels partiellement couverts.

L'influence de la résolution spatiale du radiomètre utilisé a été testée. Nous avons montré qu'une dégradation de la résolution AVHRR à la résolution Météosat n'est pas très pénalisante. Toutefois, on a noté une meilleure détectabilité des cirrus très fins, et une meilleure séparation des pixels partiellement couverts lorsque la pleine résolution est utilisée.

La classification utilisée n'est qu'une première étape vers une classification qui pourrait être plus adaptée aux informations disponibles sur AVHRR avec par exemple prise en compte de la BTD.

Notre méthode de recherche des caractéristiques microphysiques des cirrus semi-transparents a été appliquée aux 21 images AVHRR acquises de jour par le satellite NOAA 11 entre le 10 et le 20 Octobre 1989. Sur de nombreuses zones, d'étendues variables, couvertes par des cirrus semi-transparents, nous avons calculé la dimension effective minimale des particules de glace. Si nous considérons un modèle microphysique constitué d'une distribution de sphères de glace, nous avons observé, pour des températures de nuage inférieures à 230 K des particules de diamètre toujours supérieur à 20 μm , tandis que pour des nuages plus chauds, nous avons observé des particules plus petites, jusqu'à 10 μm . Des particules de diamètre supérieur à 70 μm n'ont été observées que rarement (2% des zones pour lesquelles toute la procédure de traitement a abouti) ; toutefois, ces particules ont été assimilées à des sphères et il est probable qu'elles soient en fait des particules non sphériques de dimension plus importante.

Rappelons que Fu et Liou (1993) ont montré que le forçage radiatif dû aux cirrus s'inverse lorsque de nombreuses petites particules sont observables. La mise en évidence de zone de très petites particules dans les cirrus est, d'un point de vue radiatif, particulièrement intéressante.

- Conclusion -

La modification du type de microphysique, observée pour des températures de nuage voisines de 230 K, est probablement due à un changement de mode de nucléation, et/ou de croissance, des particules en fonction de la température du nuage. L'étude de la situation synoptique du 18 Octobre 1989 sur l'Atlantique et l'Europe montre que les cirrus possédant des petites particules sont plutôt associés à des phénomènes météorologiques peu actifs. Néanmoins, ces observations ne correspondant qu'à une journée particulière, toute généralisation serait abusive.

Malgré les limites de la méthode, il sera intéressant de l'appliquer à d'autres types de cirrus. En effet, nous n'avons caractérisé que les cirrus semi-transparents de latitudes moyennes sur une période déterminée. Par exemple, les cirrus des régions tropicales sont beaucoup plus froids que sous nos latitudes moyennes, et leur formation n'est pas liée aux mêmes types de conditions météorologiques. Il sera donc utile d'étendre notre étude à ces cirrus pour observer si leurs caractéristiques microphysiques sont différentes.

La fréquence d'observation d'une même région par un satellite polaire (NOAA) est mal adaptée au suivi de l'évolution des cirrus. La mise en place d'un radiomètre de type AVHRR sur la plate-forme géostationnaire (Météosat 2^{ème} génération) devrait faciliter le suivi temporel des cirrus.

Les techniques utilisant des mesures satellites passives se sont avérées peu encourageantes pour caractériser les parties épaisses des cirrus qui sont pourtant très souvent présentes et dont l'impact radiatif est très important. La mise en place de lidars et de radars sur les plate-formes satellitaires devrait permettre définir plus clairement l'impact climatique des cirrus.

ANNEXE 1

ANNEXE 1

Reconnaissance des Nuages sur les Images Satellites

1. Introduction.

Depuis le début des années 1980, de nombreux travaux stimulés par le programme ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) ont permis le regroupement et le développement d'algorithmes de détection des nuages à partir de mesures satellitaires visibles et infrarouges. Ce programme a pour but d'établir une climatologie des nuages et de dériver leurs propriétés afin de caractériser leur distribution et leur variation ainsi que leur impact sur le bilan radiatif de la planète (Schiffer et Rossow, 1983). ISCCP utilise pour cela les luminances mesurées par divers satellites pour couvrir la quasi totalité de la surface du globe. La diversité du type de mesures satellites disponibles à traiter, a demandé l'élaboration et la réunion de méthodes variées de détection de nuages.

- Annexe 1 -

La majorité des méthodes de détection de nuage utilisant des mesures dans les domaines visible et infrarouge thermique du spectre électromagnétique peuvent être séparées en deux types.

Dans un premier type de méthodes, la scène élémentaire - pixel - observée par le capteur satellitaire est toujours identifiée comme totalement claire ou totalement nuageuse. Le second type de méthodes permet d'identifier les pixels partiellement couverts et ainsi d'estimer la nébulosité à une échelle inférieure à celle du pixel. On citera par exemple les "méthodes d'échelle" qui suppose que la luminance mesurée depuis satellite est proportionnelle à la nébulosité (Saunders et Kriebel, 1988 ; Coakley et Bretherton, 1982 ; Stowe et al., 1988). On peut aussi citer les méthodes qui s'appuient sur un modèle de transfert radiatif (Arking et Childs, 1985 ; d'Entremont, 1986). Les méthodes d'échelle sont souvent très restrictives, limitées à des surfaces homogènes et à des scènes où les nuages ne forment qu'une seule couche. Quant aux méthodes utilisant un code de transfert radiatif, elles sont très lourdes à mettre en œuvre et nécessitent souvent un impressionnant lot de données exogènes. C'est pourquoi, dans le reste de cette étude nous ne ferons appel qu'à des méthodes que l'on peut classer dans le premier grand groupe de méthodes de détection de nuage, détection des pixels totalement clairs ou nuageux.

Les plus simples de ces méthodes, en apparence, et certainement les plus utilisées, sont les méthodes de seuils. Pour chaque pixel de l'image, les propriétés de l'atmosphère claire sont définies à priori, avec une fourchette d'incertitude, dans les canaux visible et infrarouge. Cette incertitude prend en compte d'une part les erreurs de mesure et d'autre part la difficulté de prévoir quelles sont les propriétés de l'atmosphère claire en un lieu donné et à une date particulière. Pour un pixel donné, si les propriétés observées dans le canal visible ^{et/ou} dans le canal infrarouge thermique sortent des bornes de tolérance (seuils) fixées pour l'atmosphère claire, le pixel est considéré comme nuageux. Suivant les propriétés de ce pixel nuageux, on attribuera son couvert à un type de nuage plutôt qu'à un autre. Le principal inconvénient d'une telle méthode vient du fait que les propriétés de l'atmosphère claire sont souvent fortement variables spatialement et temporellement et ne peuvent pas être connues avec une grande rigueur par avance. Les pixels nuageux possédant des propriétés

- Annexe 1 -

proches de celles observables pour une atmosphère claire, couverture de cirrus semi-transparents ou de bords de nuages par exemple, sont difficilement détectés (Rossow et al, 1985). En ne considérant que les valeurs dans les canaux visible et infrarouge thermique le type de couverture est difficilement identifiable. L'utilisation d'un radiomètre multispectral du type AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) permet de multiplier les tests pour la détection des nuages grâce à un nombre important de canaux, en particulier dans la fenêtre infrarouge thermique (8 - 14 μm). Inoue (1985) a utilisé la différence de température entre les deux canaux de l'infrarouge thermique, notés T4-T5, de l'AVHRR pour détecter les cirrus semi-transparents. Il a montré que lorsqu'un pixel est couvert de cirrus, la différence T4-T5 est plus importante que celle présente en atmosphère claire. Saunders et Kriebel (1988), dans leur algorithme de détection des nuages inclus dans APOLLO (AVHRR Processing Over Land cLoud and Ocean) ont appliqué un total de 5 seuils différents pour leur classification de jour, dont un seuil sur la différence de température entre les deux canaux infrarouge thermique.

Une autre technique d'identification, aujourd'hui très répandue, consiste en une approche statistique des propriétés de tout un ensemble de pixels représentatif d'un maximum de situations observables. On reconnaît sur cet ensemble les propriétés moyennes de chaque type de surface ou de nuage avant de reprendre les propriétés de chaque pixel et de les attribuer à un des types statistiquement définis. Rossow et al. (1985) ont effectué une comparaison de plusieurs techniques de classification et ont montré que les méthodes statistiques sont plus fiables que les méthodes de seuils pour la détection des pixels contaminés par des cirrus semi-transparents ou par des bords de nuages. Un des atouts de cette méthode est la possibilité d'attribuer un nom à chacune des classes statistiques. Outre la possibilité de discriminer les pixels nuageux des pixels clairs, cette technique permet d'attribuer un type de couverture à chaque pixel.

Le but de notre travail est d'analyser les propriétés des cirrus et en particulier de déterminer leur caractéristique microphysique observable depuis satellite. Pour cette étude, et dans le cadre de la campagne ICE (International Cirrus Experiment), les données du radiomètre AVHRR en orbite sur le

- Annexe 1 -

satellite héliosynchrones NOAA 11 (National Oceanic and Atmospheric Administration) ainsi que les images Météosat ont été acquises sur la période du 10 au 20 Octobre 1989. La première étape obligée de cette étude est de détecter les pixels des images couverts par des cirrus. La classification nuageuse des données Météosat acquises durant ICE a été effectuée par Raffaelli et Sèze (1992) par une méthode statistique qui a déjà été validée et utilisée depuis de nombreuses années (Desbois et al, 1982 ; Sèze et Desbois, 1987). Ces images classifiées permettent de suivre l'évolution temporelle - une image toutes les demi heures - des bancs de cirrus. La reconnaissance par cette méthode des différents types de nuage permet d'illustrer le contexte météorologique dans lequel évolue le cirrus observé. Le type de nuage, ou de surface dans le cas d'une atmosphère claire, présent dans l'environnement proche du cirrus peut alors être utilisé. Pour que la classification nuageuse des images AVHRR soit compatible avec celle appliquée aux images Météosat, nous avons adopté ce type de méthode statistique pour notre étude et effectué, en parallèle de la classification des images Météosat, une classification similaire sur les données AVHRR. Cette détection des nuages utilisant les mesures dans le canal visible, seules les images AVHRR de jour ont été traitées.

Dans une première section, nous rappelons le principe de la méthode statistique des "Nuées Dynamiques" appliquée sur 4 paramètres, et utilisée par Sèze et Desbois (1987) sur les images Météosat. Après avoir adapté cette méthode à l'imagerie AVHRR, nous illustrons l'apport de la résolution spatiale de l'AVHRR sur la classification. Dans la dernière partie de cette annexe, la classification par la méthode statistique est confrontée avec une classification par seuils sur les différences de température entre les canaux 4 (11 μm) et 5 (12 μm) de l'AVHRR (Inoue, 1987).

2. "Nuées Dynamiques" : Météosat

2.1 Généralités

L'idée de base exploitée par les méthodes statistiques de classification est d'identifier et de regrouper sur une ou plusieurs images les pixels ayant des caractéristiques voisines. Chaque groupement de pixels forme une classe à laquelle on donne un nom suivant les propriétés moyennes des pixels dans la classe. Ces regroupements sont observables dans un espace à plusieurs dimensions, chaque dimension représentant une caractéristique du pixel. Ils forment des sous domaines dans cet espace.

L'identification des sous domaines dans un espace à plusieurs dimensions est effectuée dans ce mémoire par l'utilisation de la méthode dite des "Nuées Dynamiques". Cette méthode a l'avantage de calculer le centre de gravité (au sens de distance Euclidienne) des sous domaines de l'espace ainsi que l'écart type autour de ce centre, sans aucune aide ou orientation donnée par l'utilisateur. Elle fait appel à un processus itératif initialisé par un choix aléatoire de sous domaines. Seul le nombre maximal de classes identifiables, ou encore le nombre de sous domaines initiaux, doit être évalué par avance. Après chaque itération, on recherche les N pixels les plus proches du centre de gravité des sous domaines déterminés à l'itération précédente. On attribue alors comme nouveau centre de sous domaine le centre de gravité des N pixels que l'on vient de déterminer. Ce recentrage autour de ces N pixels permet de définir un nouveau groupe de centres de gravité que l'on réajuste à l'itération suivante en recherchant les N nouveaux pixels les plus proches. Les zones d'accumulation sont définitivement déterminées lorsque les centres de gravité n'évoluent plus d'une itération à l'autre. Au cours des itérations successives, certaines classes se rapprochent les unes des autres et peuvent parfois fusionner en une seule. Le nombre de classes final sera toujours inférieur ou égal au nombre de classes maximum que l'on a introduit pour initialiser l'analyse.

Le nombre de classes ainsi que la position des centres de gravité ne sont pas uniques. Ils dépendent du choix des classes initialement introduites. Cela constitue un inconvénient majeur dans

- Annexe 1 -

l'utilisation de cette méthode (Diday et Simon, 1980). Pour définir la classification la plus probable et la plus représentative, l'analyse doit être effectuée plusieurs fois avec des conditions initiales différentes. Les classes obtenues pour chacune des analyses seront toutefois voisines. On choisira le résultat de l'analyse qui aura permis un compromis entre un nombre maximal de classes et un critère de convergence minimal. Le critère de convergence est égal à la distance cumulée entre les pixels appartenant à une classe et le centre de gravité associé à la classe. On opte donc pour une solution dans laquelle les centres de gravité sont bien séparés et les classes sont relativement compactes.

Les "Nuées Dynamiques" permettent de distribuer les pixels d'une image en un nombre fini de classes, il s'agit ensuite de reconnaître le type de nuage ou de surface représenté par chacune des classes. Les critères permettant de nommer les classes en type de nuages ou de surface sont, d'une part, les valeurs des différentes caractéristiques moyennes des noyaux (centre de gravité de la classe), et d'autre part, l'écart type autour de ces noyaux (extension de la classe). Certains sous domaines sont très compacts, celui représentant la classe mer, par exemple, a des propriétés très stables, tandis que d'autres sous domaines plus dispersés illustrent une variabilité naturelle importante au sein d'une même classe.

Une fois les centres de gravité des différents sous domaines identifiés, la classification d'une image est effectuée pixel à pixel. Chaque pixel de l'image est projeté dans l'espace à plusieurs dimensions utilisé lors de la recherche des sous domaines. On attribue à chaque pixel le numéro de la classe dont le centre de gravité est le plus proche en distance Euclidienne.

Desbois et al (1982) ont appliqué ce concept pour classer des images Météosat à partir de mesures radiométriques dans les trois canaux : visible (0.4-1.1 μm), vapeur d'eau (5.7-7.1 μm) et infrarouge thermique (10.5-12.5 μm). Puis Sèze et Desbois (1987) ont introduit des notions de cohérences spatiales et ont cumulé les informations d'un groupe d'images s'étendant sur une période de plusieurs jours. Les propriétés spatiales des pixels permettent de mieux séparer les nuages homogènes, tels que les nuages épais étendus, des nuages morcelés qui entraînent une couverture partielle du pixel, ou des nuages semi-transparents qui ont une variabilité spatiale importante, surtout

- Annexe 1 -

dans l'infrarouge. La prise en compte d'un grand nombre de pixels permet de donner à la classification la possibilité de reconnaître un plus grand nombre de situations variées. Le nombre de pixels utilisés peut être augmenté en cumulant plusieurs images. Il est toutefois nécessaire de veiller à ce que l'accumulation des images n'entraîne pas de biais dans l'identification des classes. Des nuages ou des surfaces de même type possèdent des propriétés différentes suivant la région étudiée ou l'heure d'observation du fait de la variation de l'angle solaire d'une heure à l'autre ou d'une région à l'autre.

Sèze et Desbois (1987) ont appliqué la méthode de classification à un cumul d'images Météosat s'étendant sur la période du 22 juillet au 10 août 1983. Une seule image par jour a été utilisée, toujours à la même heure pour ne pas introduire de biais systématiques résultant des variations des propriétés des nuages dans le domaine visible qui sont fonction de l'éclairage solaire. Seule une partie des 40 par 120 pixels a servi à la classification afin de s'affranchir là encore des effets d'angles solaires qui dépendent du lieu géographique pour une même heure. Chaque pixel des 20 images sélectionnées est caractérisé par 4 paramètres distincts : 2 qui illustrent la dépendance spectrale du pixel (mesures dans les canaux visible et infrarouge) et 2 qui soulignent ses propriétés spatiales (variance locale visible et variance locale infrarouge). Les variances locales dans les canaux visible et infrarouge attribuées à un pixel résultent du calcul de la variance sur ses 9 plus proches voisins dans le même canal.

La méthode des "Nuées Dynamiques" permet de rechercher le centre de gravité des différentes classes obtenues à partir des 4 paramètres qui sont : la valeur du compte numérique infrarouge, la valeur du compte numérique visible, ainsi que la variance locale infrarouge et la variance locale visible. Les critères de reconnaissance des classes à partir de la valeur du centre de gravité sont résumés dans le tableau 1. Les centres de gravité chauds et sombres représenteront la surface ou les nuages très fins et les classes de pixels partiellement couverts. Par contre, si les classes sont brillantes et froides, elles se rapporteront à des types de nuages hauts et épais tels que les cirrus épais, les enclumes de cumulonimbus ou les cumulonimbus. Les cirrus et les bords de

- Annexe 1 -

nuages seront attribués aux classes possédant une brillance et une température moyennes. Les classes brillantes mais modérément froides seront typiques des nuages bas ou moyens épais. Des variances spatiales visibles et infrarouges faibles seront les caractéristiques des surfaces ou des nuages épais alors que de fortes variances spatiales caractériseront plutôt des pixels partiellement couverts par des nuages hauts épais. Les cirrus au dessus des sols seront repérés par une variance spatiale infrarouge importante et une variance locale visible moyenne à faible, suivant la densité du cirrus. Les nuages bas ou moyens posséderont quant à eux une variance spatiale infrarouge moyenne mais une variance spatiale visible assez importante. A partir des valeurs des centres de gravité calculées avec les 4 paramètres, on peut donc, en combinant les différentes propriétés spatiales et spectrales, distinguer les principaux types de nuages observables depuis l'espace.

	Chaud	Moyen	Froid
IR	- Surface, - Nuages très fins.	- Cirrus, - Couverture partielle, - Bords de nuages, - Epais de basse altitude.	- Cirrus épais, - Cumulonimbus.

	Sombre	Moyen	Brillant
Vis	- Surface, - Nuages très fins, - Couverture partielle.	- Cirrus, - Bords de nuages, - Epais de basse altitude.	- Cumulonimbus, - Multicouches, - Epais d'altitude moyenne.

	Faible	Moyenne	Forte
σ IR	- Surface (mer), - Nuages épais (bas, moyens ou hauts).	- Surface (terre), - Cirrus, - Multicouches.	- Bords de nuages, - Couverture partielle, - Cirrus fins.

	Faible	Moyenne	Forte
σ Vis	- Surface.	- Cirrus, - Nuages épais (bas, moyens ou hauts).	- Bords de nuages, - Couverture partielle, - Multicouches.

Tableau 1 : Propriétés qualitatives des nuages observables depuis satellite des 4 paramètres utilisés par la méthode des "Nuées Dynamiques, canal infrarouge (IR), canal visible (Vis), variance locale infrarouge (σ IR) et variance locale visible (σ Vis).

2.2 Classification des images Météosat durant ICE.

Raffaelli et Sèze (1992) ont appliqué la méthode décrite par Sèze et Desbois (1987) pour classifier les images Météosat 4 de jour obtenues durant la campagne de mesure ICE entre les 10 et 20 Octobre 1989. La classification a été effectuée sur une zone géographique importante couvrant tout l'Atlantique Nord et l'Europe (soit une zone de 500X1000 pixels) ce qui a nécessité d'effectuer une normalisation d'angle solaire dans le canal visible. De plus, les propriétés des surfaces terrestres dans les canaux visible et infrarouge thermique sont très différentes de celles que l'on peut observer sur mer depuis satellite. Pour que la méthode de classification ne soit pas biaisée par ces différences, deux classifications différentes ont été effectuées : l'une au dessus de la terre (masque sur la mer) et l'autre au dessus de la mer (masque sur la terre). Toutes les images de jour (entre 9 et 15 heure GMT) à raison d'une par demi-heure ont été classifiées par la méthode des "Nuées Dynamiques", mais seules les images de 12 heures l'ont été en initialisant l'analyse par un tirage aléatoire. Les autres images ont été classifiées en initialisant les "Nuées Dynamiques" par les centres de gravité obtenus pour l'heure précédente, l'après midi, ou pour l'heure suivante, le matin. Cela permet une classification pour chaque heure de la journée tout en limitant les erreurs dûes à la variation de l'éclairement solaire d'une heure à l'autre. L'initialisation des "Nuées Dynamiques" par la classification faite à une heure voisine permet de limiter le temps de calcul mais surtout de conserver les mêmes types de classes d'une heure à l'autre en ajustant les centres de gravité. La cohérence de la classification d'une heure à l'autre est un atout non négligeable pour le suivi des masses nuageuses.

Pour ne pas favoriser de façon incontrôlée les propriétés d'un paramètre au détriment d'un autre, il faut veiller à ce que les données aient une dynamique semblable, or les canaux visible et infrarouge du satellite Météosat 4 ne sont pas codés sur une dynamique identique. Les luminances infrarouges sont codées par des comptes numériques (valeurs entières) compris entre 0 et 255, tandis que les comptes numériques servant à coder les valeurs dans le canal visible ne vont que de 0 à 63. Les "canaux" en variance spatiale, visible et infrarouge, possèdent une dynamique encore plus faible. Le codage dans le canal visible a donc été étendu à 256 valeurs tandis que les variances

- Annexe 1 -

locales infrarouges ont été multipliées par 30 et les variances locales visibles par 30/4 permettant ainsi une dynamique semblable, valeurs comprises entre 0 et 255, de toutes les données. Pour gérer l'influence des paramètres sur la classification (mise en relief des propriétés d'un paramètre par rapport à un autre), on effectue un recentrage des comptes numériques pour chacun des paramètres autour du compte numérique moyen, puis on attache un poids à chacun des paramètres. Raffaelli et Sèze ont ajusté des poids qui rendent la classification plus sensible aux propriétés spectrales des pixels qu'à leurs propriétés spatiales. L'ordre d'importance décroissant des quatre paramètres qu'ils ont choisis est le suivant (la valeur des poids attribuée à chaque canal est indiquée entre parenthèses) :

- valeur dans le canal infrarouge (1)
- valeur dans le canal visible (0.857)
- variance spatiale infrarouge (0.7)
- variance spatiale visible (0.47)

La méthode des "Nuées Dynamiques", appliquée aux images Météosat de 12 heure GMT entre le 11 et le 20 Octobre 1989, a permis d'identifier 12 classes différentes sur mer et 11 classes sur terre. Une description des centres de gravité des classes est donnée dans les tableaux 2 et 3 pour, respectivement, la classification sur mer et la classification sur terre.

- Annexe 1 -

Classe	Vtot	IR	Vis	σ_{IR}	σ_{Vis}	Nom de la classe
1	0.0102	142	18	18	2	Clares
2	0.0171	138	26	27	24	Couv. Part. + Fins
3	0.0610	131	38	45	44	Couv. Part.
4	0.0362	128	24	59	18	Très fins
5	0.0660	122	80	22	32	Bas épais
6	0.0973	116	73	50	48	Bords de nuages
7	0.1237	115	42	71	45	Bords + Fins
8	0.0603	102	101	36	30	Moyens épais
9	0.0556	91	48	67	33	Cirrus
10	0.1872	89	104	62	43	Multicouches
11	0.0600	67	76	54	31	Cirrus épais
12	0.0902	49	106	31	21	Hauts épais

Tableau 2 : Classification obtenue sur mer par la méthode des "Nuées Dynamiques" pour les images Météosat de la période de ICE. Les classes sont rangées par ordre décroissant de la température.

Ont été reportés :

- La variance totale autour du centre de gravité pour chaque classe (Vtot)
- Les comptes numériques des quatre paramètres : canal infrarouge (IR), canal visible (Vis),

variance infrarouge (σ_{IR}) et variance visible (σ_{Vis})

- Le nom du type de nuage ou de surface attribué à la classe (dernière colonne)

Classe	Vtot	IR	Vis	σ_{IR}	σ_{Vis}	Nom de la classe
1	0.0799	147	45	49	16	Mélanges
2	0.0250	146	46	26	12	Clares
3	0.1198	131	59	42	33	Couv. Part.
4	0.1498	124	63	63	47	Bords + Fins
5	0.0470	121	49	67	17	Fins
6	0.0622	110	90	51	44	Bords de nuages
7	0.1272	103	115	27	29	Moyens épais
8	0.2118	97	119	53	42	Multicouches
9	0.1127	87	59	69	27	Cirrus
10	0.1069	68	89	54	31	Cirrus épais
11	0.2054	54	106	31	22	Hauts épais

Tableau 3 : Idem tableau 2 sur terre.

3. "Nuées Dynamiques" : AVHRR

3.1 Généralités :

L'imagerie AVHRR se différencie de l'imagerie Météosat tant sur le plan des bandes spectrales utilisées que sur le plan de la résolution spatiale des radiomètres. Or ce sont deux paramètres pour lesquels la méthode de classification basée sur l'interprétation des propriétés spectrales et spatiales de chaque pixel est très sensible.

Les canaux utilisés sur AVHRR sont choisis pour permettre, soit de retrouver les propriétés utilisées par la classification sur Météosat, soit pour mieux cibler certaines propriétés qui ne sont pas accessibles sur Météosat. Pour conserver une classification compatible avec celle de Météosat, nous avons choisi, comme pour ce satellite, d'utiliser les mesures, d'une part, dans un canal visible, et d'autre part, dans un canal infrarouge thermique. La résolution du radiomètre AVHRR est voisine du kilomètre au nadir tandis que celle de Météosat est de l'ordre de 6 à 7 kilomètres sous nos latitudes. On souhaite conserver la résolution du radiomètre AVHRR, utile pour notre étude sur les cirrus. Pour conserver une cohérence dans l'utilisation simultanée des images AVHRR et Météosat classifiées lors du suivi temporel, il est nécessaire de connaître l'impact de la résolution sur la classification. Une comparaison directe des images AVHRR pleine résolution et Météosat classifiées est difficilement contrôlable. Les problèmes liés à la navigation des images AVHRR ainsi que les bandes spectrales légèrement différentes risquent de masquer l'effet propre de la résolution sur la classification. Pour s'affranchir de ces difficultés, nous avons classifié les images AVHRR en conservant la pleine résolution, d'une part, et en la dégradant jusqu'à une résolution voisine de celle de Météosat, d'autre part. La comparaison de ces deux classifications permet d'isoler l'effet dû à la seule résolution spatiale.

Le canal visible sur Météosat couvre la région spectrale comprise entre 0.5 et 0.9 μm . Le radiomètre AVHRR donne accès à deux canaux différents dans cette bande spectrale. Le premier mesure le rayonnement reçu entre 0.58 et 0.68 μm , le deuxième entre 0.72 et 1.10 μm . Pour les

- Annexe 1 -

nuages optiquement épais, la réponse est quasiment identique dans ces deux bandes spectrales. Par contre, la terre réfléchit beaucoup plus dans le deuxième canal que la mer et des variations spatiales importantes sont observées sur terre, ce qui témoigne une grande variabilité du rayonnement réfléchi dans ce canal au dessus des zones terrestres sans nuage. Pour limiter l'impact des variations des propriétés du sol clair ou couvert par de fins nuages sur la classification, on préfère utiliser le premier canal. Le satellite Météosat étant géostationnaire, il est facile de naviguer les images pour former un masque terrestre, et de contrôler les effets de surface sur la classification. Le satellite NOAA est défilant, le masque terrestre devrait être navigué pour chaque image. Le choix du canal peu sensible aux propriétés de la surface se justifie si l'on envisage une classification sans connaissance à priori du type de surface (terre ou mer). Contrairement à ce qui a été fait sur Météosat, une seule classification sur terre comme sur mer est appliquée. Sur les images AVHRR classifiées, la bonne continuité des classes observée au voisinage des côtes justifiera cette solution.

Le radiomètre embarqué sur Météosat mesure le rayonnement thermique issu de l'atmosphère dans la gamme des longueurs d'onde comprises entre 10.5 et 12.5 μm . Sur NOAA, le rayonnement dans l'infrarouge thermique est accessible dans deux bandes spectrales distinctes : 10.3-11.3 μm et 11.5-12.5 μm . Pour se rapprocher de la mesure infrarouge Météosat, on utilisera la température de brillance moyenne sur les deux canaux.

Sur Météosat, la mesure dans les différents canaux est codée en compte numérique, valeur entière comprise entre 0 et 64 dans le canal visible et entre 0 et 255 dans l'infrarouge. La dynamique du canal visible est étendue à des valeurs comprises entre 0 et 255 avant la classification sur Météosat. Il convient d'effectuer une opération analogue sur AVHRR pour homogénéiser la dynamique dans les différents canaux. Deux sources différentes nous ont permis d'obtenir la totalité des images AVHRR/NOAA 11 disponibles pour la période qui nous intéresse. Une première source, le SATMOS (Service d'Archivage et de Traitement Météorologique des Observations Spatiales) à Lannion, nous a fourni des images directement calibrées en réflectance dans les canaux visibles et en température de brillance dans les canaux infrarouges. Le second groupe d'image provient de

- Annexe 1 -

l'université de DUNDEE en Grande-Bretagne. Il s'agit d'images brutes codées en compte numérique compris entre 0 et 1023. La réflectivité étant directement proportionnelle au compte numérique délivré par les radiomètres, un facteur d'échelle est suffisant pour ramener la réflectance du premier canal d'AVHRR à un compte numérique similaire à celui de Météosat (codage sur 256 valeurs entières). Dans l'infrarouge thermique, la mesure radiométrique est proportionnelle non pas à la température mais à la luminance infrarouge émise par le système Terre - atmosphère. Une variation d'un compte numérique représente donc sur Météosat un écart en température d'autant plus important que la température est basse. Pour obtenir des comptes numériques AVHRR compatibles avec le codage du canal infrarouge thermique de Météosat, il est nécessaire de coder les températures de brillance moyennes des deux canaux à 11 et 12 μm de l'AVHRR. Le passage direct de comptes numériques AVHRR en comptes numériques Météosat ferait intervenir les fonctions de transmission des deux instruments. Les images de DUNDEE ont donc été calibrées, dans un premier temps, en température de brillance comme sur les images délivrées par la SATMOS. On utilise ensuite une table de conversion des températures en comptes numériques Météosat pour retrouver une dynamique semblable à celle observée sur Météosat dans le canal infrarouge. La figure 1 illustre la relation entre le compte numérique infrarouge Météosat et la température de brillance.

La classification sur AVHRR est élaborée comme sur Météosat à partir des propriétés spatiales et spectrales d'un ensemble statistique de pixels. Le canal visible choisi est le premier canal de l'AVHRR, une correction solaire lui est appliquée. Comme propriété infrarouge, la moyenne des canaux 4 et 5 est utilisée. Les paramètres variances locales sont construits en utilisant les deux canaux précédemment décrits. Les mêmes poids que ceux utilisés pour la classification des images Météosat sont appliqués sur les quatre paramètres (canaux), après recentrage des comptes numériques.

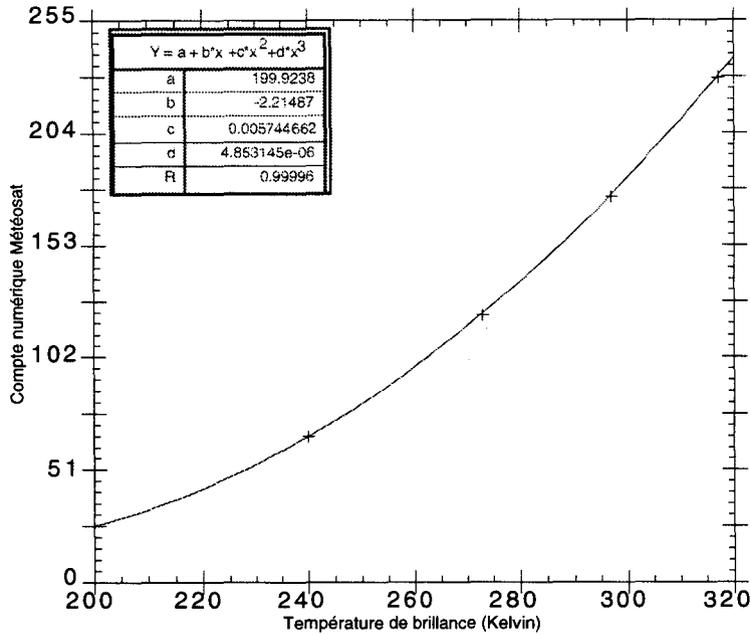


Figure 1 : Courbe d'étalonnage. Codage de la température radiative dans le canal infrarouge thermique de Météosat en comptes numériques (valeurs entières)

3.2 Classification des images AVHRR pleine résolution

3.2.1 Détermination des classes par les "Nuées Dynamiques"

Ayant choisi les canaux AVHRR ainsi que la méthode pour se ramener à une dynamique sur les propriétés spectrales équivalentes à celles de Météosat, nous avons sélectionné un jeu d'images pour appliquer la méthode d'identification des classes par les "Nuées Dynamiques" sur les images NOAA prises durant la période ICE. Les images que l'on a utilisées sont au nombre de 11 et couvrent la période qui s'étend du 10 au 20 Octobre 1989. Nous avons sélectionné une seule image par jour centrée sur l'Europe, ce qui permet de prendre en compte de façon équitable les zones au dessus de la mer et les régions au dessus des terres émergées. La liste des images AVHRR analysées dans notre étude est donnée en annexe 2 de ce mémoire, les images sélectionnées pour la statistique par les "Nuées Dynamiques" sont surmontées d'un astérisque. Pour notre classification, nous

- Annexe 1 -

rappelons que nous ne faisons pas à priori la différence entre les zones sur mer et les zones sur terre, contrairement à ce qui a été fait pour la classification sur Météosat. Les noyaux déterminés sur cet ensemble d'images seront appliqués aux images voisines (Est ou Ouest) pour leur classification. Le satellite NOAA étant héliosynchrone, les images sont toujours prises à la même heure solaire locale (HSL), les variations d'éclairement d'une image à l'autre sont donc négligeables ce qui permet de reporter les caractéristiques statistiques des images centrales sur ces images prises à des latitudes semblables.

Pour limiter le nombre de pixels à prendre en compte lors de la recherche et du calcul des centres de gravité, les images ont été échantillonnées. Seul un pixel sur 20 et une ligne sur 10 ont été conservés. Cet échantillonnage n'enlève rien à l'aspect statistique de la méthode. Les images AVHRR sont acquises par un balayage du radiomètre ligne par ligne perpendiculaire à la direction de déplacement du satellite, les régions sur les bords d'images sont donc vues sous un angle plus grand que celles du centre des images. Un pixel représente une zone géographique d'autant plus vaste qu'il est éloigné du centre de l'image, la résolution voisine du kilomètre carré au nadir atteint environ 25 kilomètres carrés sur les bords Est et Ouest de l'image. Une bande de pixels sur les côtés de chaque image a été retirée de l'ensemble des pixels utilisés pour l'analyse des classes afin de maintenir une résolution spatiale sensiblement constante sur tout l'échantillon. La classification a donc été élaborée à partir d'un échantillon des images de la période considérée comprenant environ 143000 pixels.

Le processus d'identification des classes et du calcul de leur centre de gravité, par la méthode des "Nuées Dynamiques", a été effectué 10 fois. Chaque fois, l'analyse a été initialisée par un tirage au hasard de 15 classes différentes. Le nombre de classes initiales est justifié par le fait que la classification sur Météosat a permis de mettre en évidence 11 à 12 classes distinctes, les paramètres mis en jeu dans la classification restant très voisins de ceux utilisés avec Météosat, le nombre total de classes que l'on peut espérer obtenir devrait être sensiblement le même, bien que nous ne différencions pas la mer et la terre avant la classification proprement dite.

- Annexe 1 -

Le tableau 4 montre les résultats obtenus : le nombre de classes et les critères de convergence pour les 10 tirages successifs. Le critère de convergence est égal à la somme des distances cumulées, sur toutes les classes, entre le centre de gravité de chaque classe et les 1800 pixels les plus proches. Il illustre la compacité du regroupement des pixels autour de chaque classe. On note que sur les 10 classifications effectuées, la convergence a été atteinte 9 fois, ce qui prouve la présence de sous domaines bien marqués dans l'ensemble statistique des pixels des 11 images utilisées. Deux tirages ont séparé l'ensemble des pixels en neuf classes différentes, les tirages 2 et 7, le 7 possède un meilleur critère de convergence que le 2 (76400 par rapport à 77300), et un tirage en 11 classes, le tirage 5. Le tirage à 11 classes possède le critère de convergence le plus faible, 70100. Cela ne signifie pas que le tirage 5 soit le meilleur car plus le nombre de classes est important, plus les pixels sont proches des centres de gravité, et donc plus le critère de convergence est petit.

On s'attarde plus particulièrement sur ces trois tirages afin de comprendre quels mécanismes dans la classification ont permis de séparer ces classes. Mais dans un premier temps, on s'applique à dénommer chacune des classes.

TIRAGE	Nbre de CLASSES	CRITERE
1	8	81400
2	9	77300
3	8	80500
4	5	103000
5	11	70100
6	8	80500
7	9	76400
8	////	////
9	8	81200
10	6	93800

Tableau 4 : Nombre de classes et critères de convergence obtenus par les "Nuées Dynamiques" appliquées à une sélection d'images AVHRR pleine résolution de la période ICE. Chaque tirage correspond à un calcul des "Nuées Dynamiques" initialisées par un tirage aléatoire de 15 classes. Le critère de convergence est égal à la distance cumulée entre les pixels appartenant à une classe et le centre de gravité associé à la classe.

3.2.2 Dénomination des classes obtenues par trois tirages indépendants

Les tableaux 5, 6 et 7 listent les propriétés des différents centres de gravité obtenus par la méthode des "Nuées Dynamiques" pour les trois tirages 5, 2 et 7 respectivement. La première colonne représente le numéro de la classe. Elles sont numérotées dans le sens décroissant de la température de leur centre de gravité. La colonne suivante est la dispersion normalisée de la classe, c'est à dire l'écart type des propriétés des 1800 pixels les plus proches du centre de gravité. Elle renseigne sur la dispersion des pixels d'une classe donnée autour de son centre de gravité. Enfin les quatre colonnes suivantes représentent les comptes numériques moyens des centres de gravité des classes, respectivement dans le canal infrarouge, le canal visible, le "canal" variance locale infrarouge et le "canal" variance locale visible. Certains types de nuages clairement définis peuvent être reconnus à partir des propriétés énoncées précédemment. On se limite à dénommer les classes du tirage 5, tableau 5, sachant que pour les autres tirages la procédure est identique.

- Les classes 1 et 2, sur le tableau 5, possèdent les variances spatiales dans le visible et dans l'infrarouge les plus faibles, ce sont les classes les plus chaudes et les plus sombres. Elles représentent toutes deux des classes de ciel clair (sans couvert nuageux). La classe 1 qui est la plus chaude mais aussi la moins homogène spatialement, surtout dans l'infrarouge, est caractéristique des terres émergées, tandis que la deuxième classe représente plutôt des zones maritimes sans couverture nuageuse, ou des zones terrestres très homogènes et claires. La très faible variance totale autour des centres de gravités de ces deux classes ($V_{tot}=0.0131$ et $V_{tot}=0.0194$) montre qu'elles sont clairement définies et présentent des propriétés stables sur l'ensemble statistique des pixels.
- La classe 11 est relativement homogène spatialement et possède la température la plus froide ainsi qu'une brillance des plus importantes. Elle correspond aux nuages épais les plus hauts (type cirrus épais ou cumulonimbus). La dispersion de la classe autour du centre de gravité

- Annexe 1 -

($V_{tot}=0.1511$) tend à montrer que des nuages semi-transparents au dessus de nuages épais, du type cirrus semi-transparents sur nuages bas, peuvent être inclus dans cette classe.

- Les classes 5 et 8 sont très homogènes spatialement dans l'infrarouge avec des températures moyennes et des réflectivités assez importantes. Ces deux classes correspondent à de pixels totalement couverts par des bancs de nuages épais, situés à des altitudes faibles pour la classe la plus chaude, classe 5 (type strato-cumulus), ou moyennes pour la classe la plus froide, classe 8 (type altostratus ou nimbostratus).
- Les classes 3, 6 et 10 sont caractérisées par leur forte variance locale infrarouge (voisine de 40 comptes numériques) et une variance locale visible beaucoup plus faible que la variance locale infrarouge. Cela trahit la présence de nuages semi-transparents du type cirrus. La classe 3 possède une variance spatiale visible très faible et représente une couverture de cirrus extrêmement fins au dessus du sol ou dans certains cas des pixels partiellement couverts par des nuages fins de niveau moyen. La classe 10 est représentative des cirrus épais (température la plus froide). La classe 6 correspond aux cirrus modérément épais, éventuellement au dessus d'une autre couche de nuages. Ces deux classes sont relativement peu polluées par les pixels partiellement couverts ou par les bords de nuages, elles possèdent une variance locale faible dans le visible.
- Les classes 4 et 7 ont des variances spatiales infrarouges et visibles fortes mais équivalentes, elles caractérisent les pixels partiellement couverts par des nuages bas ou moyens. La classe 7 est très dispersée autour de son centre de gravité ($V_{tot}=0.146$) et possède un signal plus élevé dans le visible que la classe 4 (61 contre 24). Elle est représentative des bords de nuages épais tandis que la classe 4 représente plutôt les bords de nuages fins.
- La classe 9, très dispersée autour de son centre de gravité, V_{tot} est voisin de 0.1046, possède une forte réflectivité et est très froide. Elle possède, de plus, des variances spatiales importantes dans les deux canaux visible et infrarouge. Cette classe est caractéristique de zones avec un système de nuages en couches multiples : cirrus plus ou moins denses au

- Annexe 1 -

dessus de nuages épais d'altitudes moyennes ou basses, ou bord de systèmes frontaux vus sous de faibles incidences.

Les caractéristiques des centres de gravité des quatre paramètres nous permettent de différencier les principaux types de nuages observables par satellite. Toutefois, on a pu noter que les frontières entre certaines classes telles que les classes bords de nuages, couverture partielle ou nuages fortement transparents ne sont pas nettes. Il convient donc de rester très prudent quant à la dénomination de ce type de classe.

- Annexe 1 -

Classe	Vtot	IR	Vis	σ IR	σ Vis	Nom de la classe
1	0.0131	159	16	28	9	Terre
2	0.0194	150	12	12	4	Mer
3	0.0468	143	15	39	14	Cirrus fins
4	0.1016	135	24	59	42	Bords fins
5	0.0694	122	74	24	33	Bas épais
6	0.0945	119	30	42	20	Cirrus
7	0.1460	116	61	59	52	Bords
8	0.0923	107	107	15	28	Moyens épais
9	0.1046	100	117	41	39	Multicouches
10	0.1455	90	64	41	25	Cirrus épais
11	0.1511	67	110	24	20	Hauts épais

Tableau 5 : Classification obtenue par la méthode des "Nuées Dynamiques" initialisée par un tirage de 15 classes au hasard (5^{ième} tirage) appliquée aux images AVHRR pleine résolution durant la période ICE (10 au 20 Octobre 1989).

Classe	Vtot	IR	Vis	σ IR	σ Vis	Nom de la classe
1	0.0182	152	14	14	6	Mer
2	0.0233	150	15	39	14	Terre
3	0.1090	128	35	61	48	Bords fins
4	0.0806	125	24	41	17	Cirrus
5	0.0660	120	65	34	37	Bas épais
6	0.0942	110	102	15	29	Moyens épais
7	0.2172	104	111	43	44	Multicouches
8	0.1471	93	60	45	27	Cirrus épais
9	0.0752	70	110	26	21	Hauts épais

Tableau 6 : Idem tableau 5 pour le 2^{ième} tirage.

Classe	Vtot	IR	Vis	σ IR	σ Vis	Nom de la classe
1	0.0325	152	14	36	11	Terre
2	0.0082	152	14	13	5	Mer
3	0.1085	132	31	61	47	Bords fins
4	0.0493	129	27	40	24	Cirrus
5	0.0990	113	101	15	29	Moyens épais
6	0.0972	107	108	41	44	Multicouches
7	0.1187	102	58	58	39	Bords
8	0.0672	101	62	31	26	Cirrus épais
9	0.1552	70	110	27	21	Hauts épais

Tableau 7 : Idem tableau 5 pour le 7^{ième} tirage.

3.2.3 Comparaison des trois classifications

L'analyse effectuée par les "Nuées Dynamiques" initialisées par le 5^{ème} tirage a permis de séparer les pixels en 11 classes distinctes, tandis que les analyses initialisées par les 2^{ème} et 7^{ème} tirages ont regroupé les pixels en 9 classes différentes. La classification issue du tirage 5 possède deux classes supplémentaires par rapport aux tirages 2 et 7. C'est donc que l'analyse, qui a suivi le tirage 5 a su, soit éclater des classes présentes dans les classifications issues des tirages 2 ou 7, soit en créer de nouvelles. Pour illustrer comment les pixels sont redistribués d'une classification à une autre, nous avons comparé pixel à pixel les images classées à partir des trois classifications précédemment décrites. Nous avons calculé le pourcentage des pixels communs à deux classes issues de deux tirages différents en considérant deux zones géographiques. Pour obtenir une description suffisante de chaque classe, nous avons cumulé dans le temps les propriétés de chacune des zones. Toutes les images NOAA classifiées entre les 10 et 20 Octobre sur ces deux zones ont été utilisées. La première zone considérée est située en mer du Nord. La deuxième se situe sur le nord de la France, elle représente une zone totalement terrestre, tandis que la première est totalement au dessus de la mer. Ces deux régions ont une étendue de 2.5 degrés de large tant en latitude qu'en longitude. Les coins les plus Nord Ouest sont respectivement de 55° Nord et 2.5° Est pour la région au dessus de la mer et 47,5° Nord, 2.5° Est pour la région au dessus de la terre. Les caractéristiques des images classifiées au dessus de chacune des deux régions ont été cumulées sur toute la période du 10 au 20 Octobre. Les deux zones ont été identifiées sur treize images différentes. Toutes les situations possibles, c'est à dire tous les types de nuages identifiés par les classifications, ont ainsi pu être observées sur terre comme sur mer.

Par convention, on appelle n^{ème} classification l'ensemble des classes qui ont été obtenues par la méthode des "Nuées Dynamiques" initialisées par le n^{ème} tirage au hasard des centres de gravité.

- Annexe 1 -

Sur mer, les figures 2a et 2b montrent que presque tous les pixels classés "Mer" par les 2^{ème} ou 7^{ème} classifications appartiennent à la classe "Mer" de la 5^{ème}, et réciproquement. Ces classes appliquées sur des zones maritimes représentent, sans ambiguïté, des pixels sans couverture nuageuse. Sur terre, les pixels clairs de la 5^{ème} classification sont majoritairement présents dans les classes claires équivalentes des 2^{ème} et 7^{ème} classifications. On note que de nombreux pixels identifiés dans les classes "Terre" des 2^{ème} et 7^{ème} classifications sont classés "Cirrus fins" dans la 5^{ème}. Cette remarque s'applique aussi bien sur terre que sur mer. Sur terre, la 5^{ème} classification a permis de différencier les pixels clairs des pixels couverts de cirrus fins. Sur mer, les classes représentatives de la "Terre" des 2^{ème} et 7^{ème} classifications ne sont pratiquement constituées que de pixels présents dans la classe "Cirrus fins" de la 5^{ème} classification. L'absence de classe spécifique aux cirrus fins dans les 2^{ème} et 7^{ème} classifications a provoqué une réorganisation des centres de gravité des classes "Terre". L'examen des tableaux 5, 6 et des figures 4a et 4b montre que la température du centre de gravité des classes "Terre" des 2^{ème} et 7^{ème} classifications a été diminuée pour atteindre une température comprise entre les températures des centres de gravité des classes "Terre" et "Cirrus fins" de la 5^{ème} classification. Les valeurs des variances locales des centres de gravité de la classe "Terre" de la 7^{ème} classification sont comprises entre les valeurs obtenues pour les classes "Terre" et "Cirrus fins" de la 5^{ème}. La 2^{ème} classification a conservé pour la classe "Terre" les variances locales visible et infrarouge attribuées à la classe "Cirrus fins" de la 5^{ème}. Les pixels classés "Cirrus fins" par la 5^{ème} classification présents dans la classe "Terre" de la 2^{ème} classification se trouvent alors plus nombreux que le nombre de ces pixels présents dans la classe "Terre" de la 7^{ème}.

D'une façon générale, et cela sur terre comme sur mer, on peut noter sur les figures 2 et 3 que les sous classes de nuages, c'est à dire des classes faisant apparaître des variations de propriétés à l'intérieur d'un type de nuage beaucoup plus général, par exemple des variations d'épaisseur pour les cirrus ou d'altitude pour les nuages épais, ne sont pas divisées de façon unique d'une classification à l'autre. On retrouve par exemple dans la classe "cirrus" de la 2^{ème} classification des pixels classés "Cirrus fins" ou "Cirrus" dans la 5^{ème}. De même, dans la classe "cirrus" de la

- Annexe 1 -

5^{ème} classification, il existe des pixels qui ont été reconnus comme "cirrus" ou "cirrus épais" dans la 2^{ème} ou la 7^{ème} classification. La pollution de la classe "Terre" de la 2^{ème} classification par des pixels couverts par des nuages très fins a influencé le découpage des classes "cirrus". Si on effectue une relation entre la densité des cirrus et la classe à laquelle ils appartiennent, on remarque que les classes "cirrus" de la 2^{ème} classification sont limitées par des densités plus petites que celles délimitant les classes équivalentes dans la 5^{ème} classification. On retrouve des résultats analogues si on observe la 7^{ème} classification.

Les bords de nuages sont décrits par deux classes distinctes dans la 5^{ème} classification (classes "Bords fins" et "Bords"). On peut observer sur la figure 4b qu'une seule classe réunit les pixels bords de nuages dans la 2^{ème} classification. Les figures 2a et 3a montrent qu'une majorité des pixels classés "Bords" ou "Bords fins" par la 5^{ème} classification se retrouvent dans la classe "Bords" de la 2^{ème}. Une perte de précision de la 2^{ème} classification provoquée par la disparition d'une classe bords de nuages a laissé s'échapper des pixels "Bords fins" de la 5^{ème} dans la classe "Terre" de la 2^{ème} sur terre tandis que des pixels reconnus comme "Bords" par la 5^{ème} sont répercutés dans les classes "Bas épais", "Multicouches" et "Cirrus épais" dans la 2^{ème}.

La 7^{ème} classification n'a pas trouvé de classe "Bas épais". La classe "Moyens épais" de cette classification se redistribue dans les deux classes "Moyens épais" et "Bas épais" de la 5^{ème} classification. Le déséquilibre provoqué par la disparition de la classe "Bas épais" a rendu la classification des nuages épais moins précise. C'est pourquoi, sur les figures 2b et 3b on note que des pixels classés "Cirrus épais" ou "Cirrus" par la 5^{ème} classification sont présents, en minorité toutefois, dans la classe "Moyens épais" de la 7^{ème} classification.

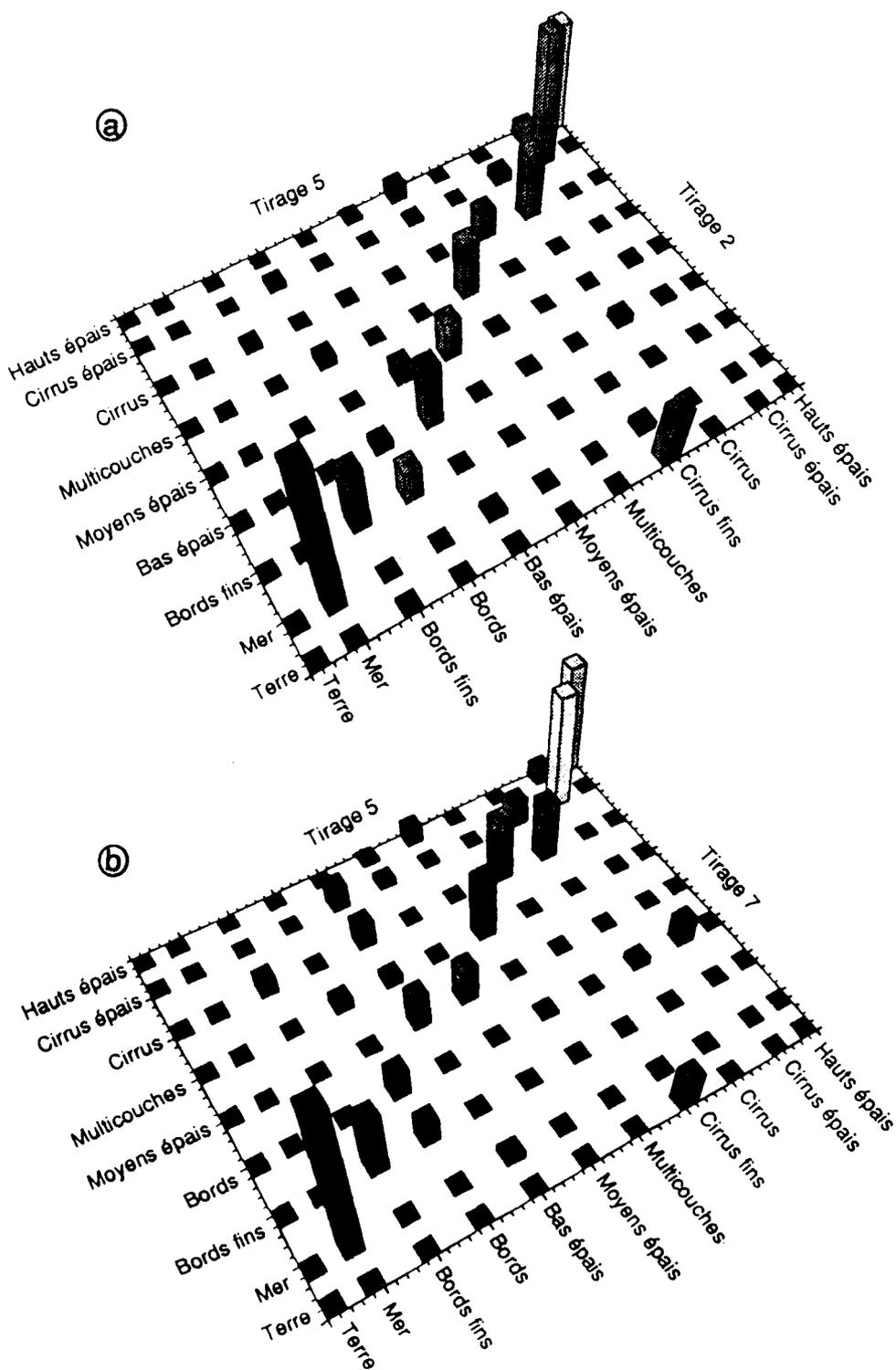


Figure 2 : Pourcentage des pixels communs à deux classes issues de deux analyses différentes par la méthode des "Nuées Dynamiques" appliquée aux images pleine résolution de jour au dessus d'une zone maritime pendant la période du 10 au 20 Octobre 1989. Les comparaisons entre les tirages indépendants 2 et 5 (a) et 7 et 5 (b) sont présentées.

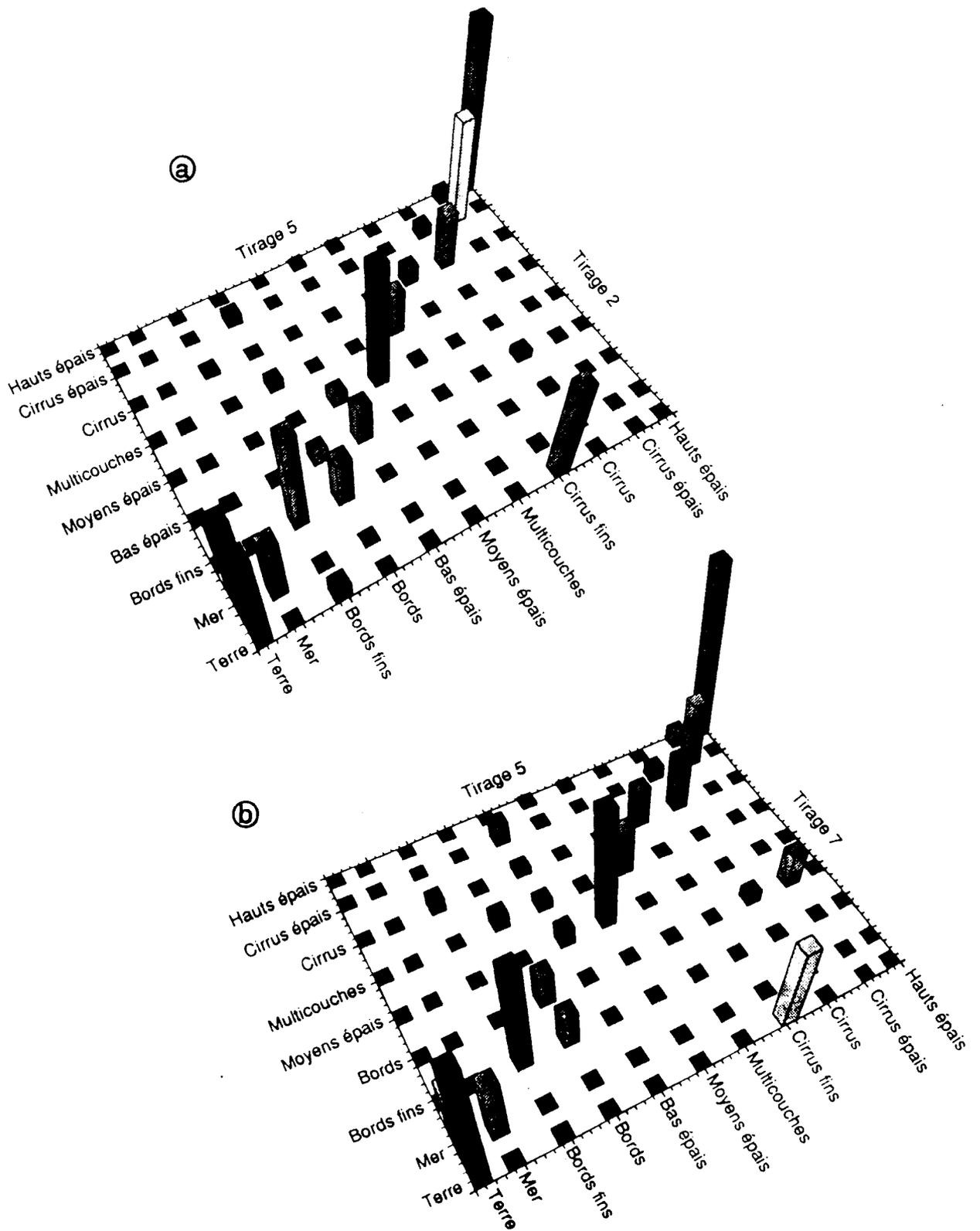


Figure 3 : Idem figure 2 au dessus d'une zone terrestre.

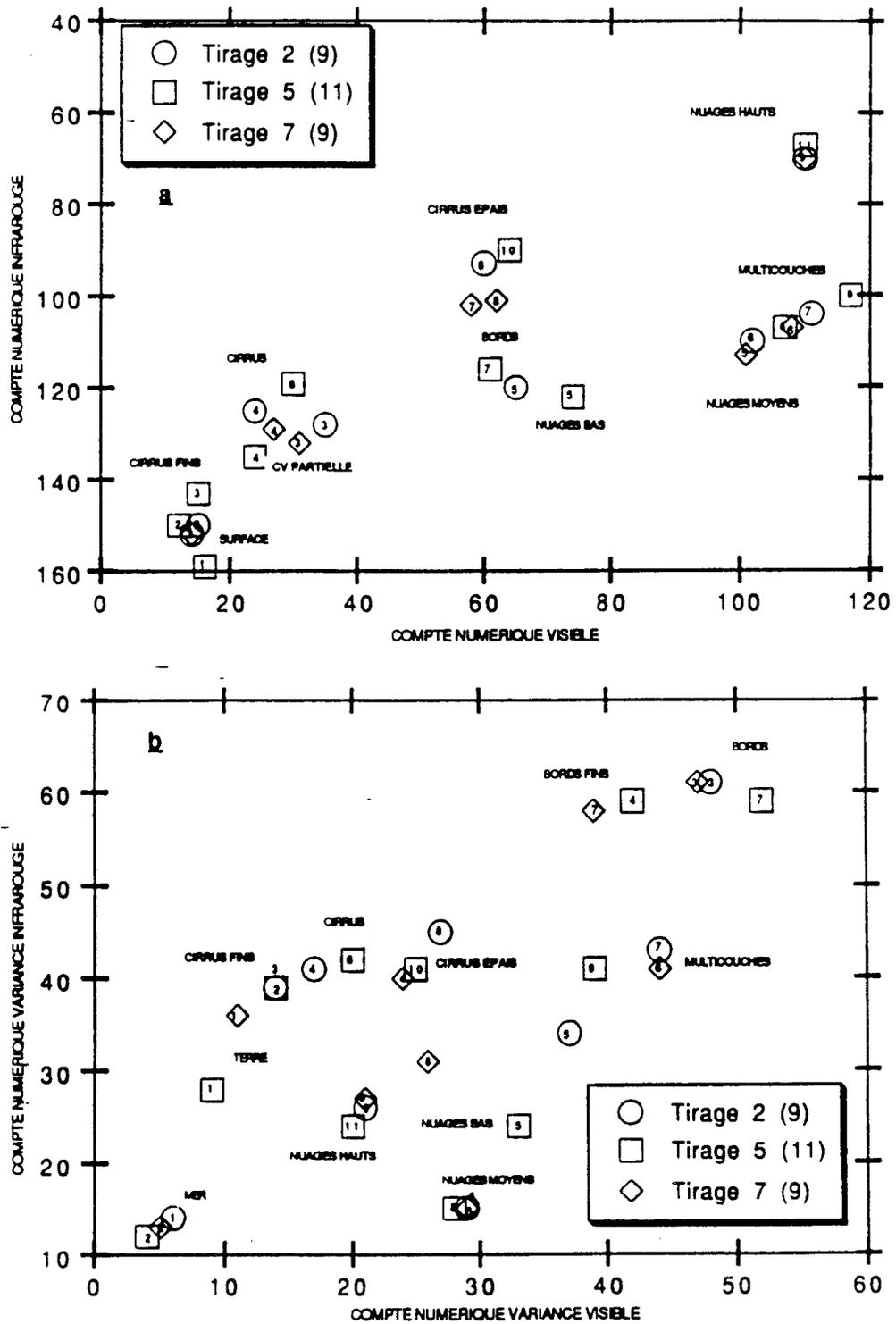


Figure 4 : Répartition dans l'espace spectral, Vis-IR (a), et l'espace spatial, $\sigma_{Vis}-\sigma_{IR}$ (b), des centres de gravité des classes obtenus après analyse par la méthode des "Nuées Dynamiques" des images pleine résolution de jour de la période du 10 au 20 Octobre 1989. Trois analyses initialisées indépendamment sont présentées : tirage 2 (9 classes), tirage 5 (10 classes) et tirage 7 (9 classes).

3.3 Conclusion.

La classification par la méthode des "Nuées Dynamiques" d'un ensemble statistique de pixels caractérisés par quatre paramètres indépendants n'est pas totalement reproductible lorsque l'on modifie les paramètres d'initialisation de l'analyse. Pourtant, le désordre apparent lorsque l'on compare différentes classifications obtenues par des initialisations indépendantes se dissipe lorsque l'on analyse la manière dont les classes sont redistribuées d'une classification à l'autre. On peut résumer les différences en deux types particuliers : soit la classification ne peut pas accéder à une classe spécifique et les pixels sont alors redistribués dans les classes les plus proches, soit ce sont des mouvements à l'intérieur d'une famille générique de classes qui apparaissent.

Dans le premier cas, la disparition de certaines classes d'un tirage à l'autre désorganise la classification. Ces disparitions sont dûes, le plus souvent, à des centres de gravité initiaux mal distribués dans l'espace à quatre dimensions. Les "Nuées Dynamiques" réagissent en ajustant les centres de gravité des classes qui ont les propriétés les plus proches de la classe qui a disparu. Cela provoque une perte de précision sur les caractéristiques physiques des classes qui deviennent un compromis entre plusieurs types de surfaces ou de nuages. Il est à noter que ce réajustement n'assimile pas, en général, dans une même classe des nuages ou des surfaces dont les propriétés sont totalement différentes. Les pixels "libérés" sont souvent "absorbés" par plusieurs classes différentes ce qui n'impose pas la modification profonde d'une seule classe mais favorise une réorganisation "en douceur" de l'ensemble des classes voisines.

Le second cas, mouvement des pixels au sein d'une famille générique de classe, confirme qu'il est très subjectif de vouloir classer les cirrus ou les nuages épais en plusieurs classes distinctes, par exemple, pour les cirrus : classes "Cirrus fins", "Cirrus" ou "Cirrus épais". Dans l'ensemble statistique on trouvera forcément des pixels couverts par des cirrus d'épaisseur très différentes. On a le même problème en considérant l'altitude des nuages épais. L'éclatement de famille générique de classes en plusieurs sous familles est difficilement exploitable, Il permet pourtant une meilleur

- Annexe 1 -

représentation, donc séparation, de chaque famille : meilleure séparation des bords de nuages et des cirrus fins ; ou des nuages moyens épais et des cirrus épais, par exemple.

Les classifications restent dans leur ensemble suffisamment cohérentes pour que la sélection d'une seule classification soit représentative des systèmes présents sur les images. Il est nécessaire de rester prudent lorsque l'on découpe un type de nuage en plusieurs classes, les frontières séparant une classe de l'autre étant très subjectives. Rappelons que pour notre étude, nous recherchons une détection des nuages et une reconnaissance de leur type. La décomposition d'une même famille générique de nuage en plusieurs classes, par exemple, des cirrus en plusieurs épaisseurs, ne sera pas utilisé comme un résultat en soit.

La classification qui accède à un maximum de classes est la classification qui a permis de mieux séparer les différents types de scènes. Nous choisirons, dans la suite de nos discussions, la classification issue du tirage 5. Cette classification est celle qui est la mieux adaptée pour classer les images AVHRR, en conservant la résolution spatiale maximale de l'instrument, pendant la période étudiée.

L'observation d'un grand nombre d'images classifiées par les centres de gravités issus du tirage 5 n'a pas montré de discontinuité de la classification lors du passage de la terre à la mer. La bonne continuité de la classification entre la terre et la mer justifie la prise en compte d'une seule classification, sur terre comme sur mer.

4. Influence de la résolution spatiale du radiomètre sur la classification.

Une des différences principales entre les images AVHRR et Météosat est, comme nous l'avons déjà souligné à maintes reprises, la résolution spatiale. Nous rappelons que le pixel AVHRR sous le satellite NOAA représente une surface au sol d'environ 1 Km² de côté, tandis que sous nos latitudes, le pixel Météosat représente, au sol, une superficie comprise entre 40 et 50 Km².

Il serait très difficile de conclure sur l'influence de la résolution spatiale en comparant directement les images classifiées sur NOAA et sur Météosat. Les erreurs de navigation entre deux satellites d'orbites totalement différentes interdisent bien souvent les comparaisons pixels à pixels d'un satellite à l'autre. La non simultanément des images entraîne de toute façon une dérive des masses nuageuses d'une image à l'autre. De plus les bandes spectrales légèrement différentes sur AVHRR et sur Météosat peuvent également entraîner de légères différences entre les classifications.

Pour décorrélérer les effets de résolution spatiale de ceux des bandes spectrales, l'influence de la résolution sur la classification a été testée en dégradant les données AVHRR. Les images AVHRR ont été classifiées avec une résolution spatiale voisine de celle de Météosat et ont été confrontées aux mêmes images classifiées à la pleine résolution (décrites dans le paragraphe précédent). Cela permet d'approcher les conditions de classification présentes sur le satellite Météosat. La classification effectuée à partir des images AVHRR basse résolution devrait être très proche de la classification directement issue des images Météosat.

4.1 Construction des images Basse Résolution Spatiale.

Le pixel Météosat est approximativement équivalent à un carré au sol constitué de 49 pixels (7x7 pixels) AVHRR sous nos latitudes. Pour construire des images AVHRR de résolution voisine de celle de Météosat on a moyenné les images AVHRR sur des pavés de 7x7 pixels. On a dégradé les images visibles, canal 1 de l'AVHRR, et infrarouge, moyenne des canaux 4 et 5, qui sont utiles pour la

- Annexe 1 -

classification comme nous l'avons vu dans le paragraphe 3.1. Les images ainsi obtenues sont équivalentes à des images que l'on observerait si le radiomètre AVHRR possédait une résolution 49 fois plus faible. Les images variances locales visibles et variances locales infrarouges sont calculées sur des pavés de 3x3 pixels à partir des images basse résolution.

Si on compare les tableaux 8 et 9 qui décrivent les caractéristiques moyennes et les écarts types obtenus dans les quatre canaux servant à la classification pour respectivement les images pleine résolution et basse résolution, on note que les valeurs moyennes des canaux visible et infrarouge dépendent peu de la résolution. La légère différence ne peut s'expliquer que par un échantillonnage un peu différent des images. Les écarts types des canaux visible et infrarouge sont naturellement plus faibles à basse résolution car issus d'une statistique sur un plus petit nombre de pixels à cette résolution qu'à la pleine résolution. La valeur moyenne des variances locales dans le canal infrarouge est multipliée par 1.5 lorsque l'on dégrade la résolution et la moyenne de la variance locale visible par 1.36. Les variances locales s'appliquent sur des zones beaucoup plus importantes lorsque l'on diminue la résolution, il est alors peu étonnant de constater une baisse d'homogénéité lorsque l'on considère des surfaces plus importantes. Par contre la dispersion autour de cette valeur moyenne n'est pas très affectée par la résolution.

Les variations des caractéristiques générales (moyennes et écarts types) des canaux, que nous venons de décrire, lors du changement de résolution, ne sont pas suffisantes pour imposer une modification des poids utiles à la classification. Nous conserverons donc ceux préconisés par Raffaelli et Sèze et utilisés pour la classification des images pleine résolution.

Toutes les images ayant servi à la classification pleine résolution ont été dégradées pour obtenir un ensemble équivalent d'images basse résolution. Nous avons donc effectué une analyse par la méthode des "Nuées Dynamiques" sur cette ensemble d'images. Cette analyse est décrite dans le paragraphe suivant.

CANAL	MOYENNE	ECART TYPE	POIDS
R	124.3	27.5	1.000
Vis	50.1	40.7	0.857
σIR	32.4	18.7	0.700
σVis	23.3	17.0	0.480

Tableau 8 : Caractéristiques globales des quatre canaux de l'ensemble statistique des pixels utilisés pour la classification des images pleine résolution spatiale durant la période ICE (10 au 20 Octobre 1989).

CANAL	MOYENNE	ECART TYPE	POIDS
R	123.6	26.6	1.000
Vis	47.3	37.2	0.857
σIR	47.8	19.7	0.700
σVis	31.8	18.1	0.480

Tableau 9 : Idem tableau 8 pour les images basse résolution spatiale.

4.2 Détermination des classes par les "Nuées Dynamiques".

Pour conserver un maximum de cohérence, les paramètres nécessaires aux "Nuées Dynamiques" pour effectuer le tri des images à résolution réduite ont été choisis les plus proches possible de ceux qui ont été utilisés pour la classification pleine résolution. L'échantillonnage du jeu d'images utilisées, une ligne sur deux et une colonne sur deux, permet d'effectuer la classification sur 120728 pixels. Le nombre de classes initiales est là encore de 15. L'ensemble des images qui a été utilisé pour la classification reste identique, c'est à dire 11 images durant la période du 10 au 20 Octobre 1989 (une image par jour).

La classification appliquée 10 fois au même échantillon de pixels a permis de faire ressortir deux tirages à 10 classes. Les résultats de la classification sont répertoriés dans le tableau 10. Nous avons choisi de conserver le tirage numéro 10. Les deux tirages à 10 classes possèdent des critères de convergence similaires, mais le tirage numéro 10 semble mieux séparer les classes couverture partielle, nuages très fins et bords de nuages. La classification que l'on peut effectuer à partir du tirage 10, décrit dans le tableau 11, est confrontée avec celle obtenue précédemment en considérant la résolution spatiale maximale disponible avec le radiomètre AVHRR.

TIRAGE	Nbre de CLASSES	CRITERE
1	////	////
2	10	55300
3	9	59300
4	9	60200
5	6	73400
6	6	76500
7	8	63500
8	6	76300
9	6	73700
10	10	55500

Tableau 10 : Nombre de classes et critères de convergence obtenus par les "Nuées Dynamiques" appliquées à une sélection d'images AVHRR basse résolution de la période ICE. Chaque tirage correspond à un calcul des "Nuées Dynamiques" initialisées par un tirage aléatoire de 15 classes.

Classe	Vtot	IR	Vis	σ_{IR}	σ_{Vis}	Nom de la classe
1	0.0159	152	13	23	8	Surface
2	0.0340	152	15	49	15	Cirrus fins
3	0.0291	131	26	49	30	Cv Partielle
4	0.0636	131	83	26	32	Bas épais
5	0.0320	130	29	70	49	Bords fins
6	0.0658	115	69	57	50	Bords de nuages
7	0.0475	102	102	33	38	Moyens épais
8	0.1325	98	105	64	53	Multicouches
9	0.0970	96	50	68	39	Cirrus épais
10	0.1263	66	104	42	34	Hauts épais

Tableau 11 : Classification obtenue par la méthode des "Nuées Dynamiques" initialisée par un tirage de 15 classes au hasard (10^{ième} tirage) appliquée aux images AVHRR basse résolution spatiale durant la période ICE (10 au 20 Octobre 1989).

4.3 Comparaison avec la classification pleine résolution.

La comparaison des classifications obtenues à partir des images NOAA pleine résolution (section 3.2) et basse résolution (section 4.2) est effectuée suivant trois critères. Le premier consiste en une observation du déplacement des centres de gravité distribués dans l'espace à quatre dimensions. Le second illustre les changements de classe des pixels lors de la diminution de la résolution. Enfin, on comparera des images classifiées obtenues dans les deux cas pour illustrer comment les champs de nuages sont représentés en fonction de la résolution spatiale d'observation.

4.3.1 Distribution des centres de gravité

- Annexe 1 -

Une première approche consiste à comparer les centres de gravité issus des "Nuées Dynamiques" appliquées aux deux types de résolution. La figure 5a montre que la résolution n'a eu qu'une légère influence sur les propriétés spectrales des classes. Pour un type de classe donné, les faibles variations de comptes numériques d'une résolution à l'autre, peuvent s'expliquer par la variabilité inhérente à la méthode de reconnaissance des classes. Cette variabilité est due à la non reproductibilité de la classification par les "Nuées Dynamiques" discutée dans la section 3.2.3. La bonne cohérence des deux classifications dans le plan spectral, figure 5a (plan visible-infrarouge) permet de reconnaître avec un minimum d'ambiguïté le type de nuage ou de surface commun à chacune des deux résolutions. On doit noter que la classification basée sur les images basse résolution n'a pas permis de distinguer les classes terre. Une seule classe ciel clair - la classe 1 - reste accessible à basse résolution.

Si l'on observe la figure 5b où les centres de gravité des deux résolutions sont représentés dans le plan spatial (variance locale infrarouge en fonction de la variance locale visible) on remarque que toutes les classes qui correspondent à des nuages possédant des variances locales importantes dans les images pleine résolution (classes "Bords fins", "Bords", "Multicouches", "Cirrus fins" et "Cirrus épais") ont vu leur variance locale croître lorsque la résolution spatiale a été dégradée. Seule la classe "Bords" échappe à cette règle. Cette classe étant peu sensible à la diminution de la résolution spatiale, la transition entre deux types de nuages ou entre un nuage et une atmosphère claire doit se produire à une très petite échelle, échelle visiblement inférieure à la pleine résolution AVHRR. Les variances spatiales de la classe "Bords fins" restent sensibles au changement de résolution spatiale. Cette classe contient des pixels très probablement contaminés par des cirrus très fragmentés ou très fins, laissant apparaître une dépendance à la résolution d'observation.

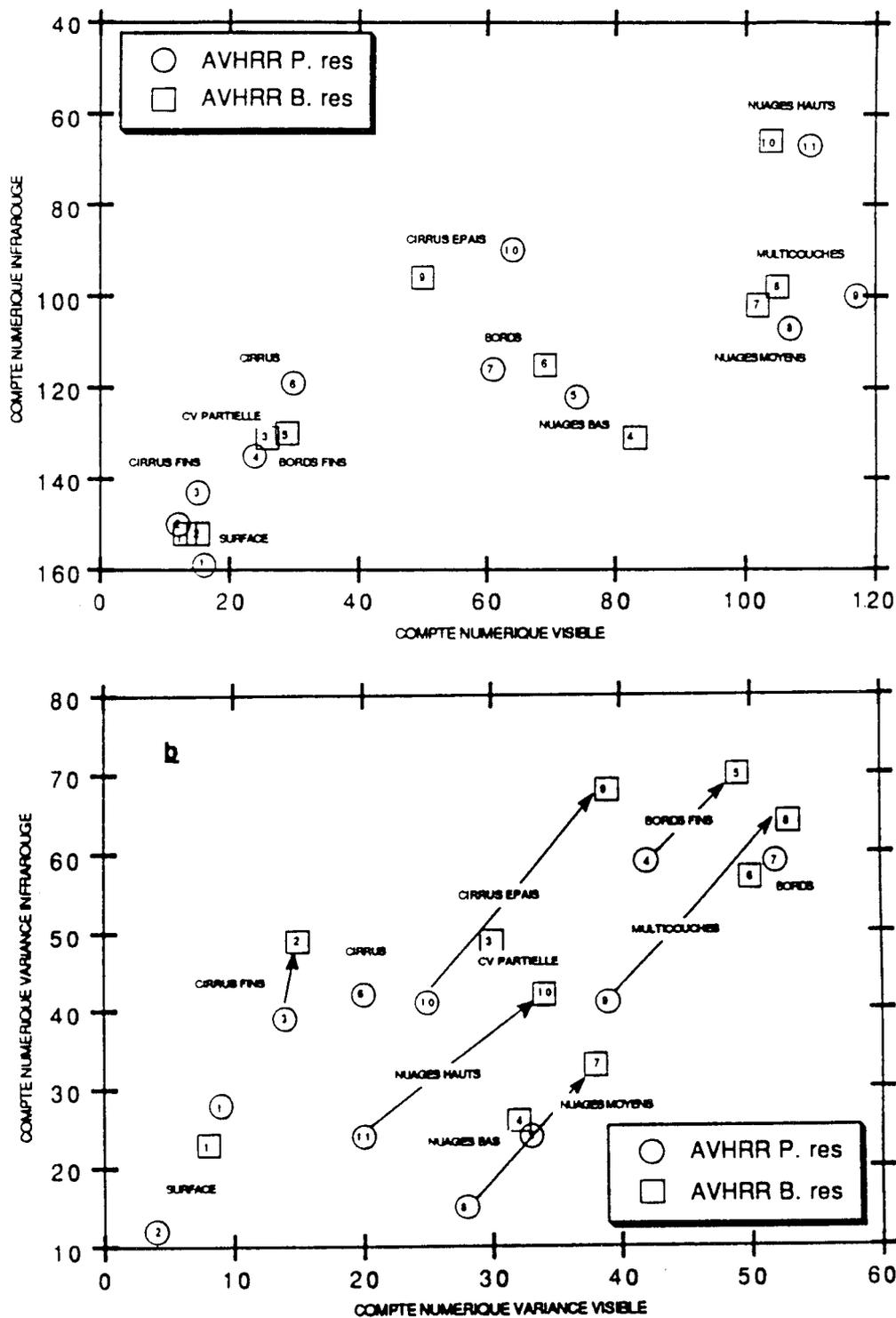


Figure 5 : Répartition dans l'espace spectral, Vis-IR (a), et l'espace spatial, σ_{Vis} - σ_{IR} (b), des centres de gravité des classes obtenues par les "Nuées Dynamiques" sur les images AVHRR haute et basse résolution de la période du 10 au 20 Octobre 1989.

- Annexe 1 -

La figure 5a montre que les classes 3 et 5 de la classification des images basse résolution ont des propriétés spectrales proches de la classe "Bords fins". Dans l'espace des variances spatiales, figure 5b, on note que la classe 3 possède des variances beaucoup plus faibles que la classe 5 ou même que la classe "Bords fins" de la pleine résolution. Cette classe correspond à des pixels partiellement couverts. Elle est observable sur la classification des images Météosat utilisée par Raffaelli et Sèze (1992). Elle représente les pixels couverts de nuages dont l'étendue spatiale est de l'ordre de grandeur de la taille du pixel AVHRR dégradé, qui représente, rappelons le, un carré d'environ 7 Km de côté sous la trace du satellite (au centre de l'image). Ces nuages peuvent être de gros cumulus de ciel de traîne (du type cumulus-congestus), après le passage du front froid d'une perturbation, par exemple.

Les classes "ciel clair" ou "nuages bas" optiquement épais (classes 1, 2 et 5, à pleine résolution ; classes 1 et 4 à basse résolution) conservent une variance locale relativement faible lors du changement de résolution. Ces classes possèdent des propriétés stables dans le visible et dans l'infrarouge sur de grandes étendues, étendues plus grandes que la taille du pixel de la résolution dégradée. Elles semblent indépendantes de la résolution tant que celle-ci reste inférieure à 50 Km². La classe nuages "Moyens épais" fait exception : les variances locales pourtant faibles en pleine résolution (classe 8) sont devenues importantes lors de la dégradation de la résolution (classe 7). Les nuages pris en compte par cette classe peuvent être spatialement légèrement hétérogènes de façon naturelle, l'altitude du sommet fluctuant à petite échelle par exemple. Cette variabilité spatiale peut aussi être attribuée à un biais de la classification : cette classe a pu être polluée, dans la classification basse résolution, par des cirrus fins au dessus de nuages bas épais, ce qui justifie que l'on n'ait pas détecté d'anomalie dans le plan visible-infrarouge mais seulement une baisse d'homogénéité spatiale sensible dans les deux canaux. Nous discuterons de nouveau cette hypothèse lors de la confrontation des deux classifications pixel à pixel.

Si la comparaison pixel à pixel des images Météosat et AVHRR classifiées n'est pas raisonnablement envisageable, le souci de rendre compatible le type de données traitées pour les

- Annexe 1 -

deux satellites et les deux résolutions AVHRR permet de confronter les centres de gravités obtenus par les "Nuées Dynamiques". La figure 6 montre la comparaison des centres de gravité des classes obtenus par Raffaelli et Sèze (1992) pour la classification des images Météosat avec ceux que nous avons obtenus pour la classification des images AVHRR à pleine résolution et à résolution réduite, pour la même période. Cette figure montre que la classification des images AVHRR à basse résolution est comparable, dans son ensemble, à la classification des images Météosat. On notera simplement la présence d'une classe de cirrus supplémentaire dans la classification Météosat. Cette classe a certainement permis une meilleure définition de ces nuages. Toutefois, la majorité des observations faites en étudiant les effets de la résolution sur les images AVHRR pourront être prises en compte pour l'exploitation des images Météosat classifiées.

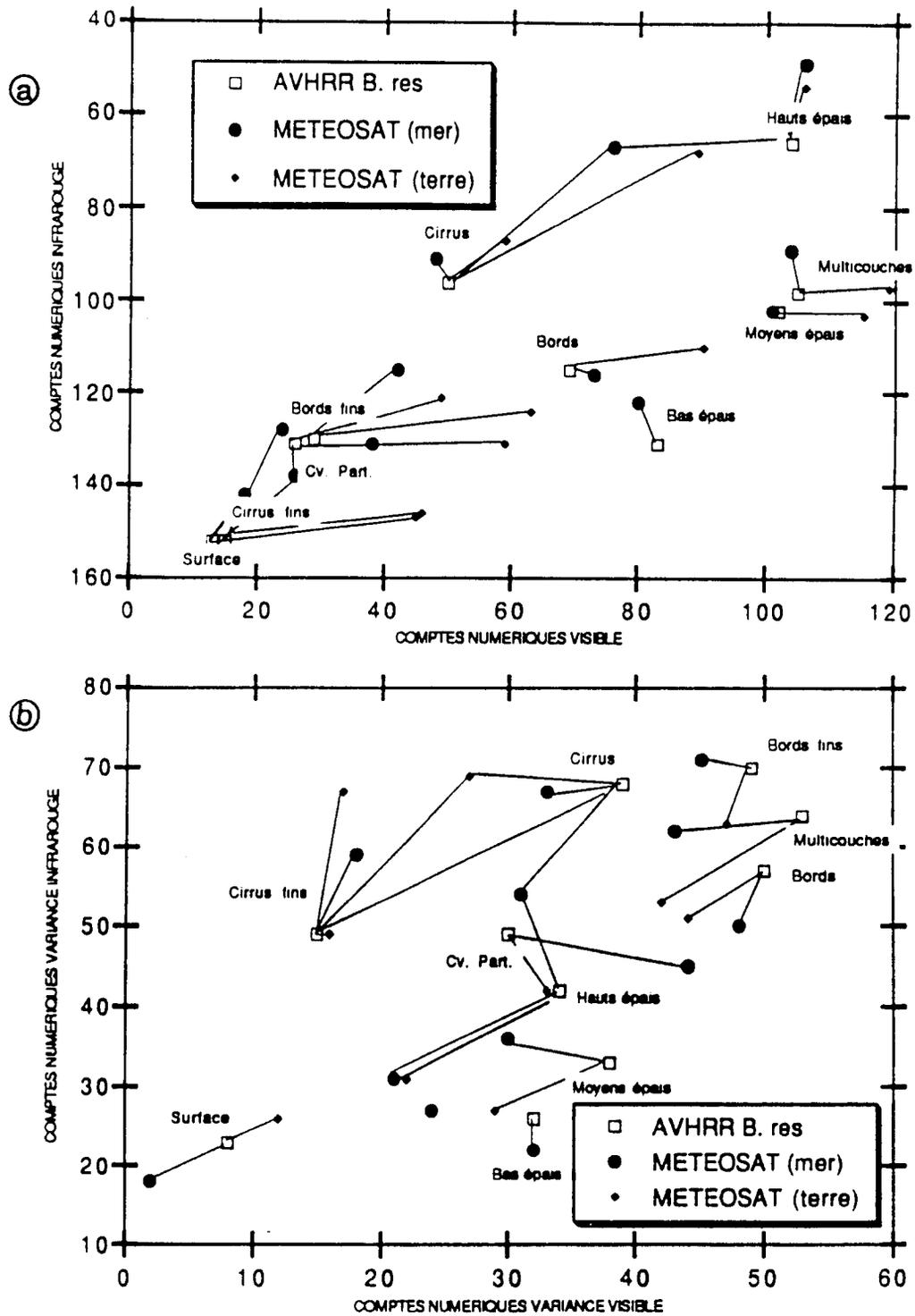


Figure 6 : Répartition dans l'espace spectral, Vis-IR (a), et l'espace spatial, $\sigma_{\text{Vis}}-\sigma_{\text{IR}}$ (b), des centres de gravité des classes obtenus après analyse par la méthode des "Nuées Dynamiques" des images AVHRR basse résolution de jour, de la période du 10 au 20 Octobre 1989 d'une part, et des images Météosat à 12 heures durant la même période d'autre part.

4.3.2 Distribution des pixels dans les différentes classes

L'approche précédente a permis de mettre en évidence l'évolution statistique des classes dans leur globalité lors du changement de résolution spatiale, il est maintenant souhaitable de vérifier si les pixels ne changent pas de classe lorsque l'on passe d'une résolution à l'autre. Pour appréhender les éventuels transferts de pixels d'une classe à une autre nous avons comparé pixel à pixel les deux types d'images classées sur deux régions différentes. Toute la période du 10 au 20 octobre 1989 a été utilisée. La première région a été choisie au dessus de la mer, et la deuxième au dessus de terres émergées. Ces deux régions ont déjà été décrites dans la section 3.2.3. Nous mettons en évidence les changements de classes de certains pixels par une étude statistique illustrée par les figures 7a sur mer et 7b sur terre. Le pourcentage de pixels communs à deux classes obtenues respectivement pour les résolutions haute et basse est représenté sur ce type de figures.

On note sur ces figures des corrélations importantes entre la basse et la pleine résolution : les nuages "Hauts épais" des images basse résolution sont repérés comme "Cirrus épais" ou nuages "Hauts épais" sur les images pleine résolution ; les "Cirrus épais" en basse résolution comme "Cirrus épais" ou "Cirrus" en pleine résolution ; les nuages "Bas épais" comme nuages "Bas épais" ou "Moyens épais". Les pixels couverts par des nuages épais dont l'extension horizontale est supérieure à la taille du pixel basse résolution (i.e. 50 Km²) sont classés dans des types de nuages équivalents. Les seules différences qui apparaissent sont liées aux notions d'épaisseur ou d'altitude du nuage. Ces variations de classes ne peuvent être attribuées au changement de résolution mais plutôt à l'aspect subjectif de la classification (voir section 3.2.3). Les pixels classés nuages "Moyens épais" à basse résolution sont, sur les images pleine résolution, classés, soit nuages "Moyens épais", soit nuages "Bas épais", ce qui confirme la stabilité de ce type de classes, soit "Multicouches" ou "Cirrus épais", ce qui conforte les soupçons énoncés dans le paragraphe précédent. La classe nuages "Moyens épais" de la classification basse résolution est "polluée" par des pixels présentant une couche de cirrus au dessus de nuages d'altitude inférieure. Certains pixels classés "Bas épais" à pleine résolution sont dispersés dans les classes "Bords" et "Bords fins" de la classification à basse

- Annexe 1 -

résolution. Un pixel basse résolution regroupe 49 pixels pleine résolution. La transition nuage - ciel clair (bords de nuage) est spatialement peu étendue, elle ne couvre pas tous les pixels pleine résolution. Un pixel classé "Bords" à basse résolution regroupe des pixels classés "Bords" ou "Bas épais" à pleine résolution.

La figure 7b montre que de nombreux pixels reconnus comme couverts de "Cirrus fins" par la classification à basse résolution sont interprétés comme clairs sur terre à pleine résolution. La résolution spatiale joue certainement un rôle sur la classification lorsque l'on veut différencier des classes dont les variances spatiales sont peu différentes. Le même type d'observation, moins prononcé toutefois, est présent sur mer (figure 7a). Les variances spatiales infrarouges sont très faibles pour les zones claires qcomme pour les cirrus très fins. Lorsque la résolution est dégradée la classification ne parvient plus à différencier ce type de scènes.

Les figures 7a et 7b montrent, sur terre comme sur mer, de nombreux transferts des classes du type "Bords" ou "Couverture partielle" à basse résolution vers les classes du type cirrus à la résolution maximale. La télédétection des nuages de forte hétérogénéité spatiale est donc très sensible à la résolution spatiale utilisée. La séparation des cirrus fins et des nuages fractionnées est plus difficile sur les images à résolution réduite, soit parce qu'à cette résolution certains cirrus ne couvrent qu'une fraction du pixel, soit parce que certains cirrus voient leurs propriétés spatiales dériver vers les propriétés des nuages morcelés.

Pour compléter la comparaison des classifications à différentes résolutions spatiales, il est nécessaire d'observer sur des images la répartition des champs de nuages pour identifier quel type de situation synoptique engendre le plus de modifications de la classification lors du changement de résolution.

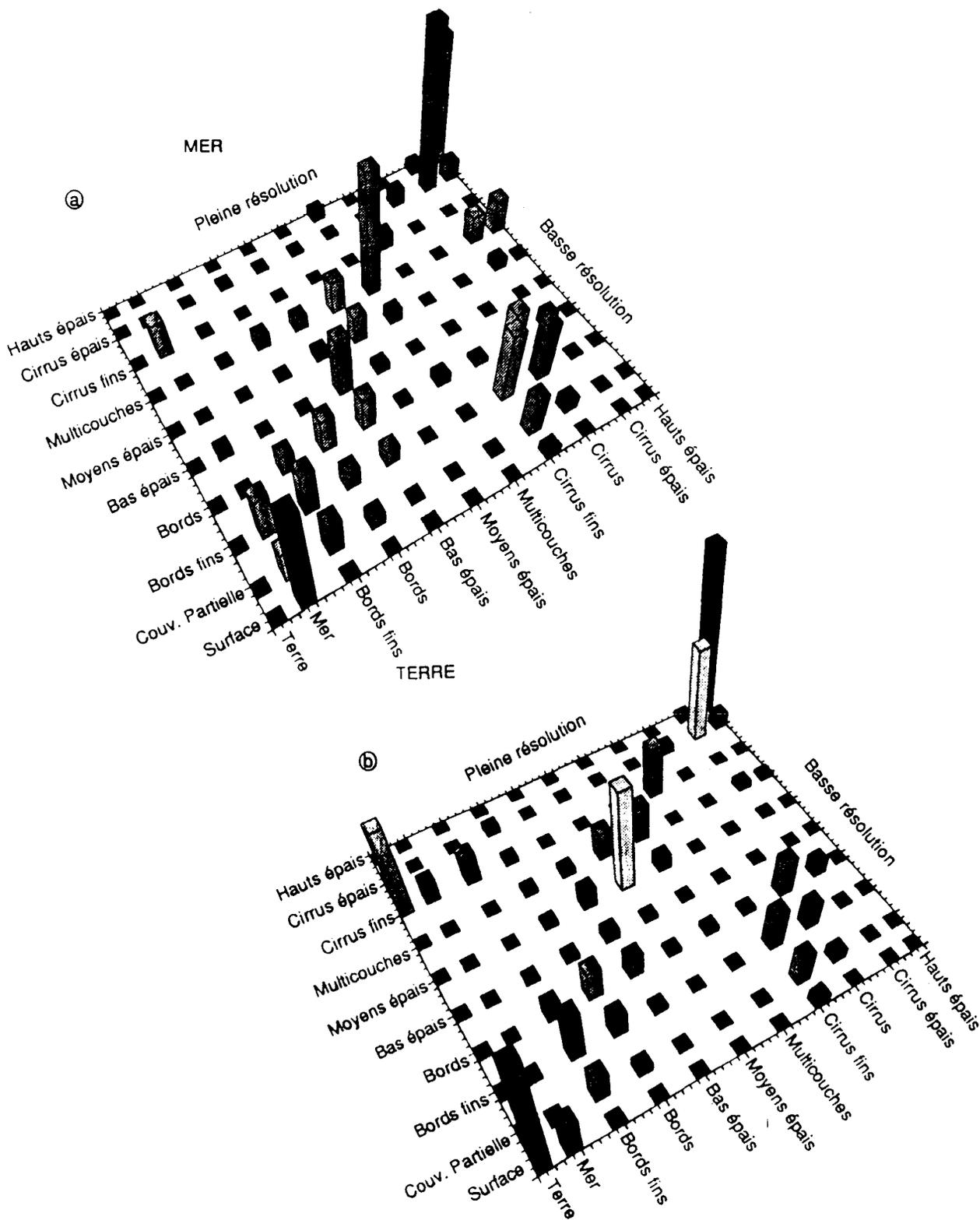


Figure 7 : Pourcentage des pixels communs à deux classes issues de l'analyse par la méthode des "Nuées Dynamiques" des images AVHRR pleine et basse résolution de jour au dessus d'une zone maritime (a) et terrestre (b) pendant la période du 10 au 20 Octobre 1989.

4.3.3 Distribution spatiale des différentes classes dans les images

Des exemples d'images naviguées utilisées pour la comparaison des classifications à basse et à pleine résolution sont présentés sur les figures 8 à 11. Les figures 8 et 9 (respectivement 10 et 11) représentent des images AVHRR acquises entre le 10 et le 20 Octobre 1989, au dessus de la zone maritime (respectivement au dessus de la zone terrestre) classifiées d'une part à pleine résolution, d'autre part à basse résolution. Ces images sont représentatives de la variété des conditions nuageuses observables depuis satellite.

Une vue générale de ces images permet d'observer l'aspect très détaillé des images classifiées à pleine résolution par rapport à celles classifiées à basse résolution. Les contours de nuages sont plus nets et les champs de nuages morcelés plus détaillés à haute résolution qu'à basse résolution. La classification conserve donc bien la finesse de la résolution utilisée.

Les images A, G, H de la figure 8 et A, I, figure 10 représentent des exemples de champs de nuages morcelés vus avec la résolution maximale accessible sur AVHRR. Sur ces images, de nombreux nuages sont représentés par des bords plus ou moins fins. Si on consulte les figures équivalentes représentatives des images basse résolution, figures 9 et 11, les mêmes pixels sont soit classés en "Bords" de nuages, si les cellules nuageuses sont suffisamment importantes (figure 9, image h), soit en pixels "Partiellement couverts", si les cellules sont petites, de tailles équivalentes à l'échelle de la basse résolution, (i.e. 50Km²) images A et G, figure 9 et I, figure 11. La classe "Couverture partielle" à basse résolution recouvre parfois des zones classées "Cirrus" ou "Cirrus fins" à pleine résolution. L'image B des figures 8 et 9 en est un exemple. Les cirrus fins isolés et souvent très diffus sont interprétés comme une couverture partielle lorsque la résolution est faible.

Sur certaines images, la basse résolution surestime le taux de couverture de certains types de nuages dont l'étendue spatiale est faible d'après les images à haute résolution. Cette remarque s'applique principalement au cas des cirrus fins. Les images J et L des figures 10 et 11 illustrent ce phénomène.

- Annexe 1 -

Les nuages épais spatialement étendus sont correctement représentés par les deux résolutions spatiales. Les images K et H des figures 10 et 11 sont des exemples de classification des cirrus épais sur terre. Des exemples analogues sur mer sont montrés sur les figures 8 et 9, images I et J. Pour illustrer les cas de nuages bas ou moyens épais étendus on peut se reporter aux images B, C ou K sur mer (figures 8 et 9) et C, E ou F sur terre (figures 10 et 11).

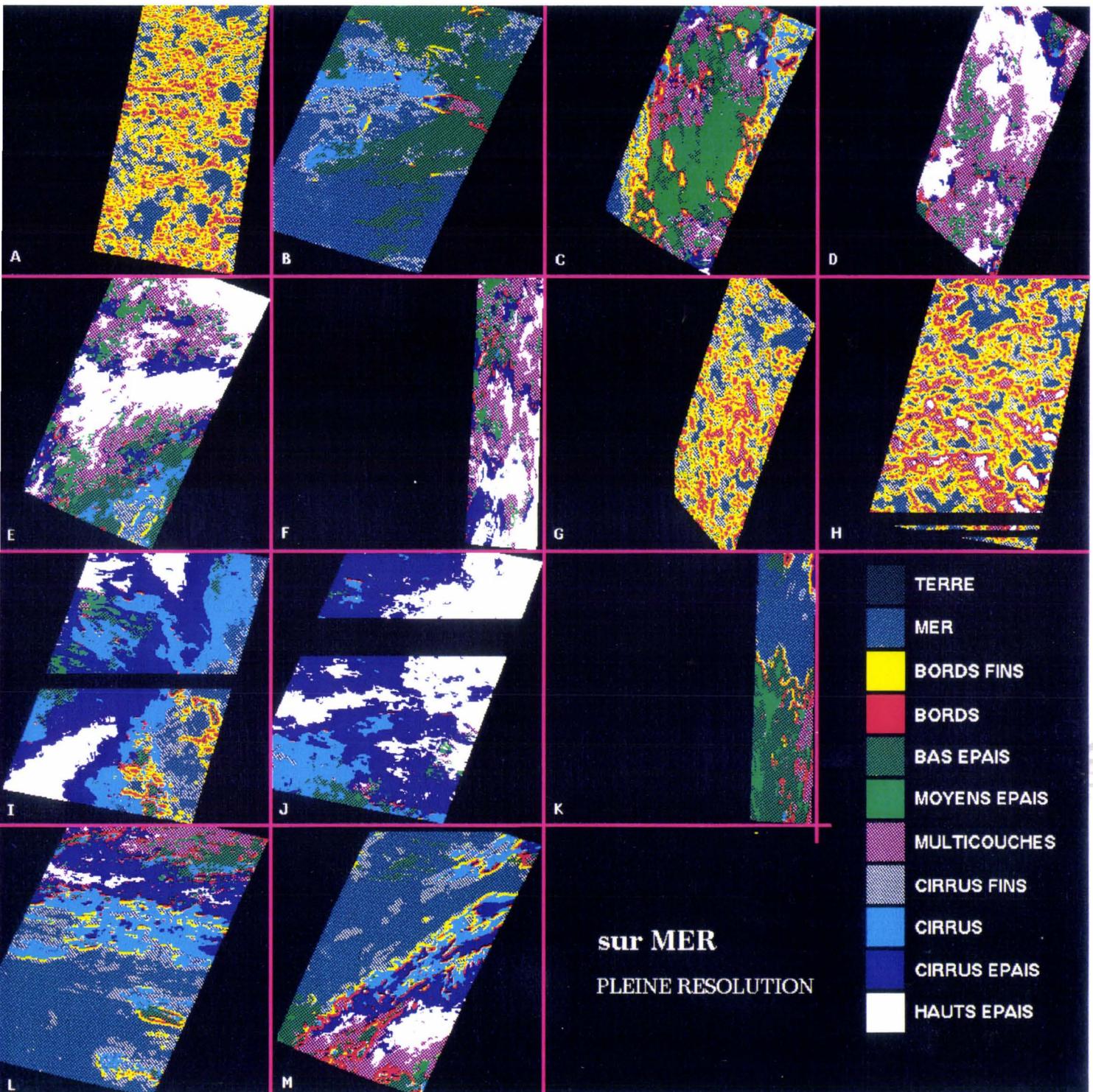


Figure 8 : Exemples d'images AVHRR pleine résolution classifiées par la méthode des "Nuées Dynamiques". Ces images sont naviguées et représentent la même zone maritime comprise entre 52.5 et 55° Nord et 2.5 et 5° Est pour différents passages du satellite NOAA 11 pendant la période du 10 au 20 Octobre 1989.

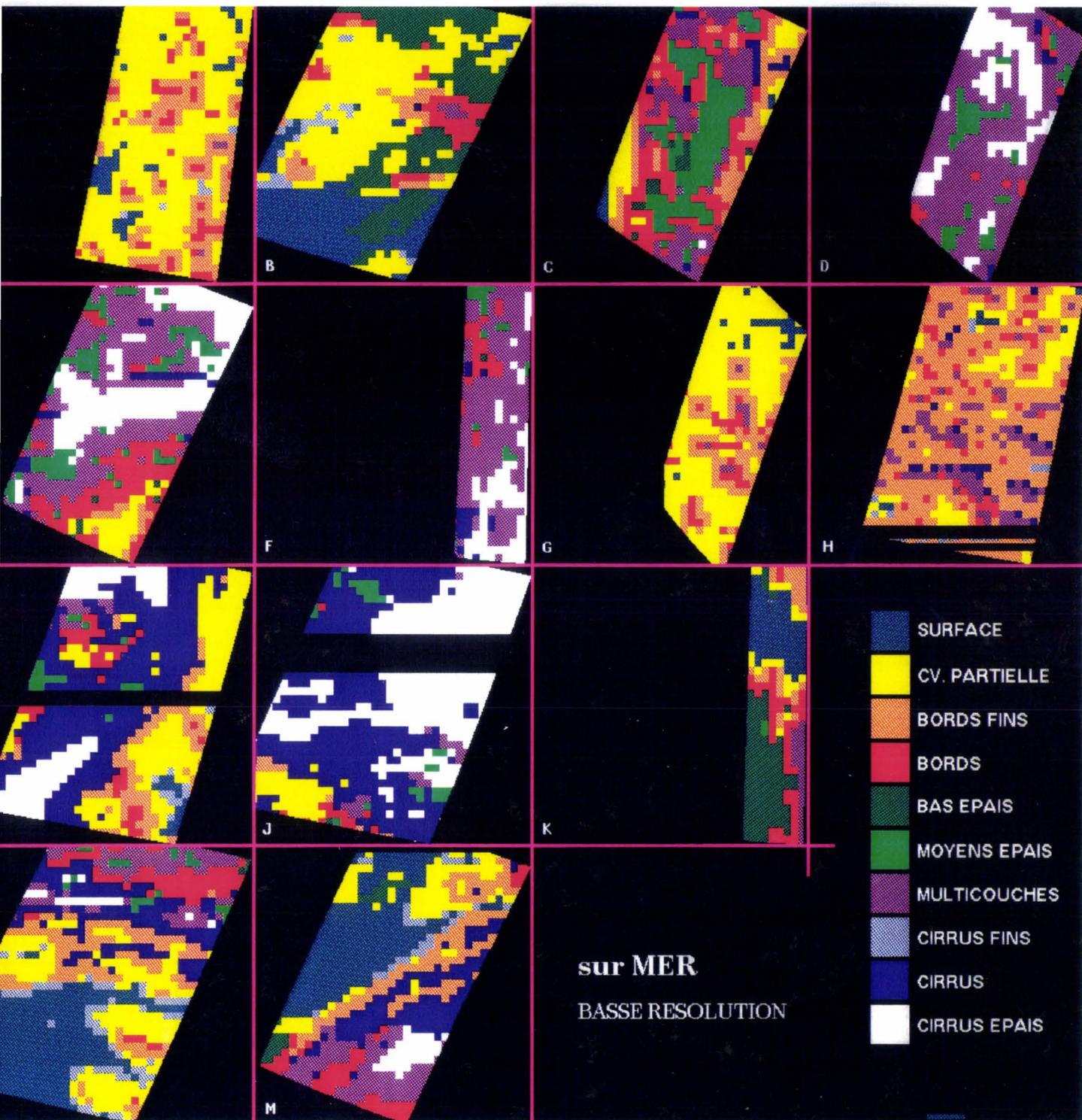


Figure 9 : Idem figure 8 pour des images AVHRR basse résolution.

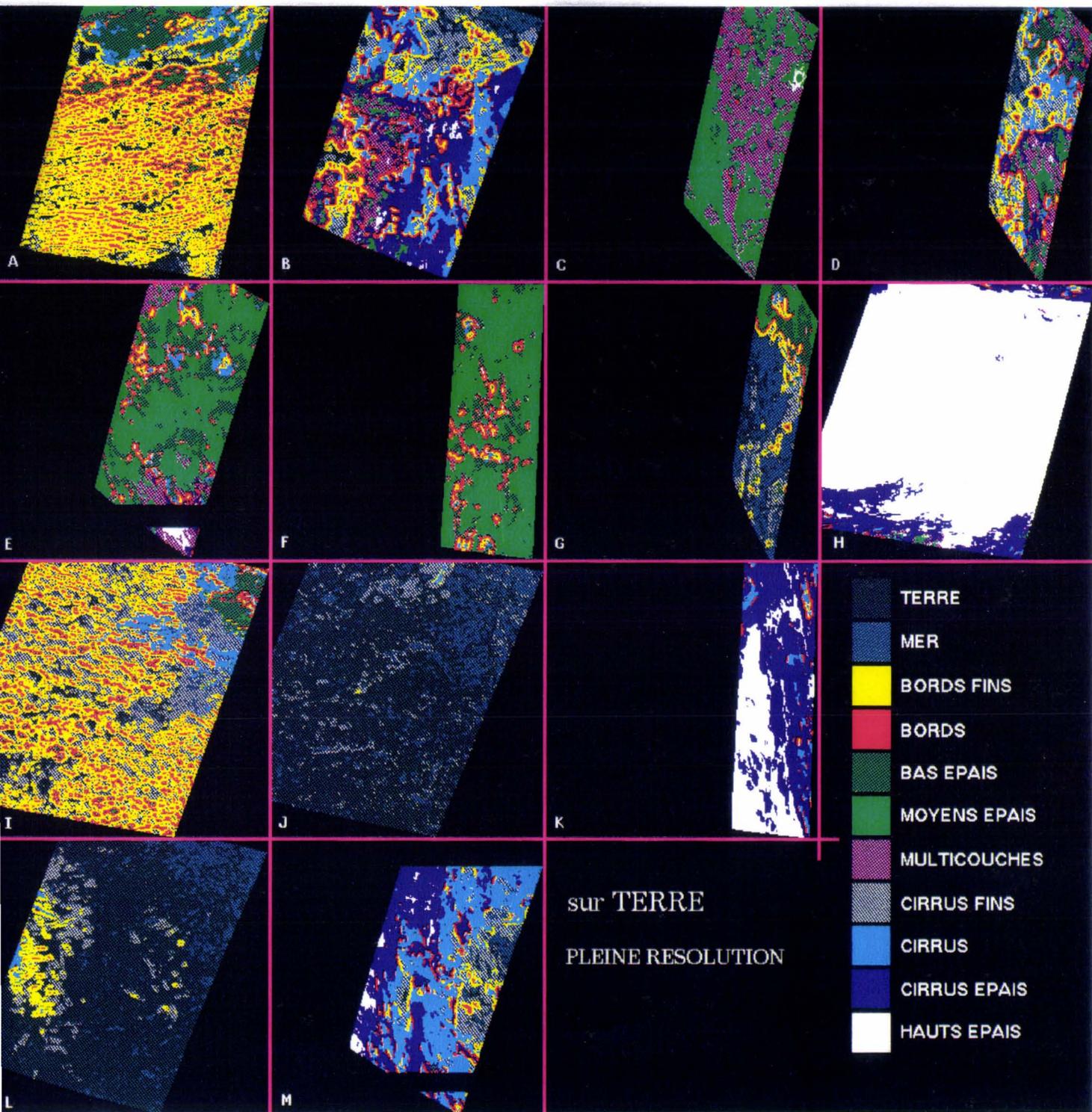


Figure 10 : Idem figure 8 pour des images AVHRR pleine résolution naviguées sur une zone terrestre comprise entre 45 et 47.5° Nord et 2.5 et 5° Est.

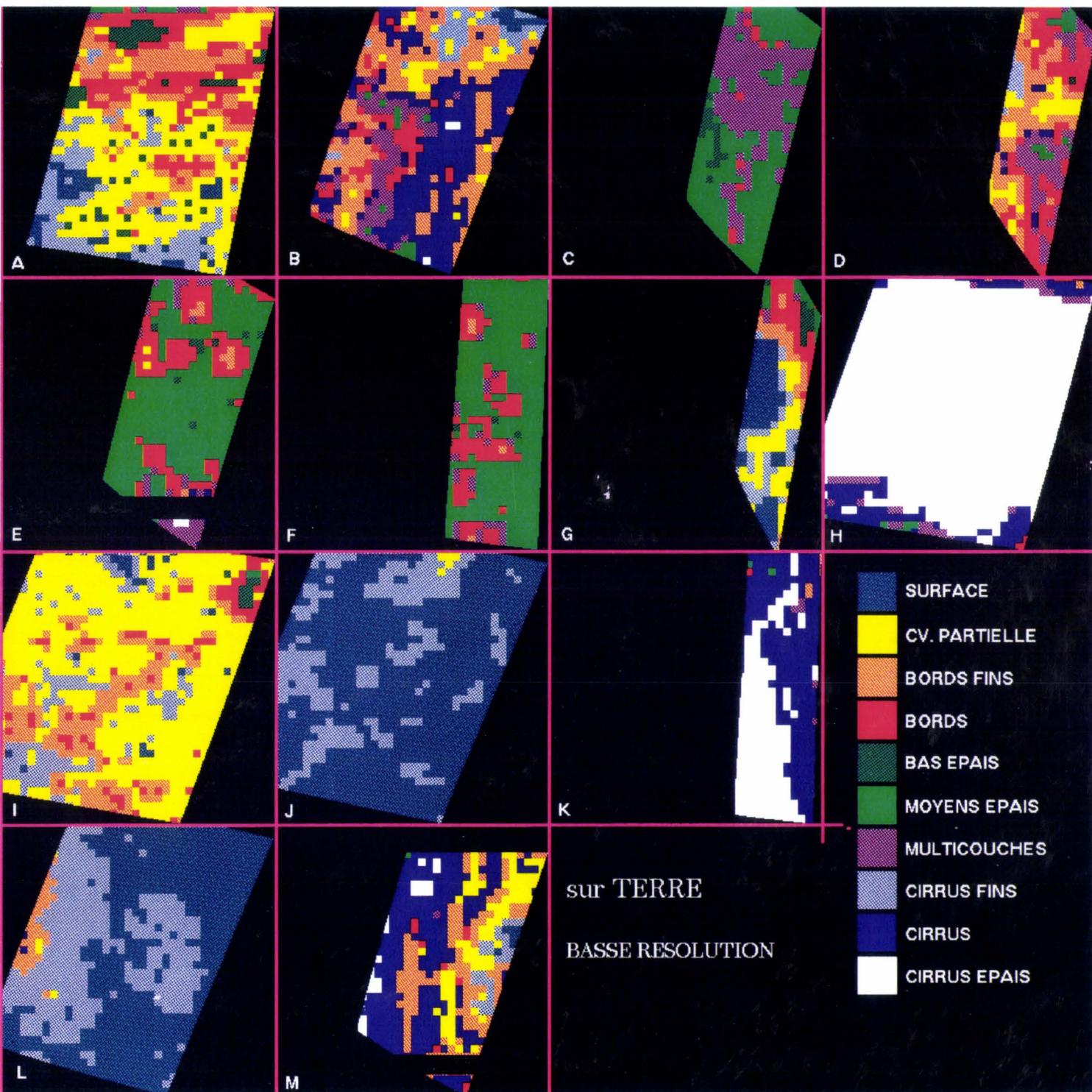


Figure 11 : Idem figure 10 pour des images AVHRR basse résolution.

4.4 Conclusion.

Le satellite à défilement NOAA 11 permet l'observation d'une région donnée une fois le jour et une fois la nuit. Pour suivre les masses nuageuses entre deux passages NOAA, nous souhaitons interpréter les images Météosat qui fournissent une image toutes les 30 minutes. L'utilisation d'une méthode de classification des images AVHRR compatible avec la méthode employée par Raffaelli et Sèze (1992) est nécessaire pour le suivi des masses nuageuses qui sera entrepris dans le chapitre suivant. La comparaison de la classification accessible aux images AVHRR avec celle fournie par les images Météosat n'a pas pu être effectuée directement. Des problèmes de navigation et de non simultanéité des images l'ont interdit. Pour approcher cette confrontation, nous avons choisi de dégrader les images AVHRR pour faire tendre la résolution vers celle disponible sur Météosat. Une classification de ces images dégradées a été effectuée pour être comparée à la classification obtenue en considérant toute la résolution du radiomètre AVHRR.

La classification des images AVHRR par la méthode des "Nuées Dynamiques" pour deux résolutions différentes a permis de montrer les effets de la résolution sur l'attribution d'un type de nuage ou de surface à un pixel. Des phénomènes distincts ont été mis en évidence suivant le type de nuages ou de surface présent sur l'image.

Si on considère les nuages spatialement étendus ou les zones de ciel clair, le changement de résolution ne modifie pas l'identification des pixels concernés. Si les pixels ne changent pas de classe, on peut tout de même noter que, dans le cas des cirrus, dans l'espace des variances locales (visible, infrarouge) les centres de gravité augmentent fortement lorsque l'on dégrade la résolution. Par contre, pour les nuages bas, homogènes, les positions des centres de gravité restent constantes dans l'espace à quatre dimensions que nous avons utilisé.

Les nuages morcelés, à faible étendue spatiale ne sont pas vus de la même façon suivant la résolution que l'on considère. La classification basse résolution crée une classe "Couverture partielle", classe qui a des propriétés très voisines des propriétés de la classe "Cirrus". La classification

- Annexe 1 -

conserve une précision proche de celle de la résolution utilisée. Les images avec une faible résolution permettent une classification moins détaillée et parfois une confusion des types de nuages lorsque ceux-ci ont une extension spatiale voisine de la résolution employée. De même, sur la classification des images pleine résolution, cette confusion est probablement présente. Elle est toutefois moins pénalisante car elle se produit pour des nuages d'étendue spatiale beaucoup plus faible.

La faiblesse de la résolution spatiale du satellite Météosat n'entraîne pas de changement important dans la classification des systèmes nuageux étendus. La classification des cirrus fins ou des champs de nuages morcelés est sensible à la résolution utilisée. Cela ne constitue pas un handicap pénalisant pour notre étude, la classification Météosat ne sera utilisée que pour une reconnaissance globale des systèmes nuageux. Cette classification ne sera pas utilisée pour retrouver précisément tel ou tel type de nuage.

5. Classification par une méthode de seuils

5.1 Principe

Dans la plupart des cas, la quantité de rayonnement solaire réfléchi par le système terre atmosphère n'est pas suffisamment modifiée par la présence de cirrus fins pour être détectée de façon systématique. Il est donc extrêmement difficile de détecter les cirrus par un seuil sur la réflectance. Les cirrus sont des nuages qui se situent à de très hautes altitudes. Ils se trouvent fréquemment stoppés par la tropopause, entre 10 et 12 Km d'altitude sous nos latitudes. On peut donc penser les détecter en effectuant un seuil en température. Hélas, l'aspect semi-transparent de ce type de nuage leur confère une température radiative bien plus chaude que la température réelle qu'ils posséderaient s'ils étaient suffisamment épais pour être considérés comme un corps noir. Cette "semi-transparence" dépend de la bande spectrale dans laquelle on mesure la température. Cette dépendance spectrale de la température radiative apparente des nuages est directement liée à l'émissivité du nuage et donc à sa transparence (un nuage sera dit opaque, si son émissivité est égale à 1). Inoue (1985) a donc suggéré d'utiliser cette propriété propre aux nuages semi-transparents pour les mettre en valeur sur des images AVHRR.

Inoue (1985) a montré qu'il est possible de détecter les cirrus semi-transparents depuis satellite en utilisant deux canaux thermiques dans la fenêtre atmosphérique 8-14 μm . Inoue (1987) a exploité les propriétés des nuages dans l'infrarouge thermique pour élaborer une méthode de classification basée sur une technique de seuils appliqués à un diagramme bidimensionnel dont les axes sont la température de brillance dans le canal à 11 μm (canal 4) d'une part et la différence de température de brillance (BTD) entre les canaux à 11 et 12 μm (canal 5) de l'AVHRR d'autre part. Cette méthode, facile à mettre en œuvre est particulièrement sensible à la séparation des nuages épais et du sol avec les nuages semi-transparents de type cirrus. Dans ce mémoire, les propriétés des cirrus semi-transparents dans l'infrarouge thermique sont exploitées pour en déduire leurs propriétés optiques et microphysiques. Dans le premier chapitre, nous avons montré l'influence

- Annexe 1 -

théorique de la microphysique des cirrus sur la BTM. En particulier, la présence de particules de dimension importante semble atténuer la valeur de la BTM, ce qui remet en cause le principe de télédétection d'un certain type de cirrus par la méthode énoncée par Inoue. La confrontation de la technique de détection proposée par Inoue (1987) avec la méthode statistique des "Nuées Dynamiques", décrite dans la section précédente, permet de comparer le pouvoir de télédétection des cirrus par ces deux méthodes.

La figure 12 montre la représentation schématique des différents seuils appliqués sur le diagramme bidimensionnel (T_4 , T_4-T_5). Les seuils sont ceux utilisés par Inoue (1987). La température de seuil correspondant à la transition sol - nuage est fixée à une valeur moyenne ajustée sur les températures de l'atmosphère claire, les plus souvent observées sur la zone considérée, tandis que la température séparant les nuages épais hauts et bas est considérée égale à une valeur constante de 245 K, valeur représentative d'un niveau moyen de 400 hPa pour une atmosphère standard sous nos latitudes. Quatre seuils sur T_4-T_5 ont été ajoutés à ceux décrits par Inoue pour préciser la description des cirrus semi-transparents. Seule la classe "Cirrus 1" était utilisée dans la classification originelle d'Inoue (1987). Les cirrus sont maintenant représentés par 6 classes : les cirrus épais, d'émissivité voisine ou supérieure à 0.8, et 5 classes numérotées de 1 à 5 dans l'ordre croissant du signal T_4-T_5 .

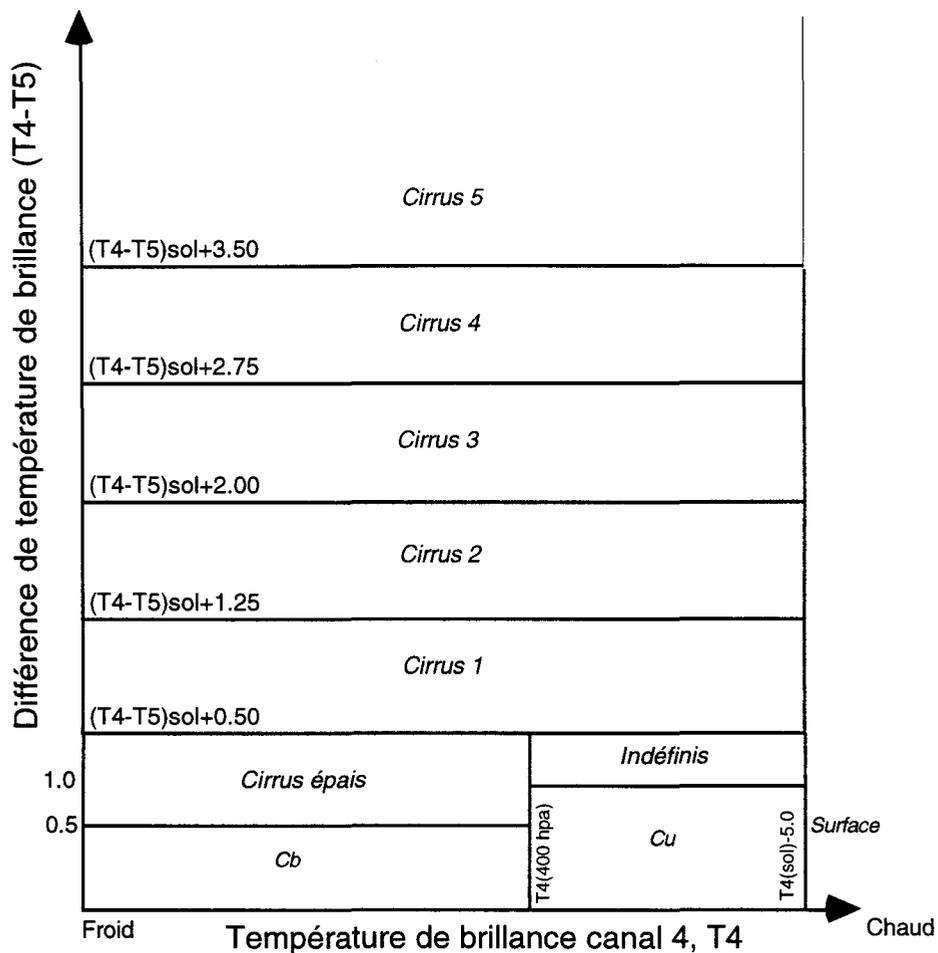


Figure 12: Diagramme bidimensionnel, différence de température de brillance entre les canaux 4 et 5 (T4-T5) en fonction de la température de brillance dans le canal 4 (T4). Les seuils sont visualisés par des droites, les types de nuages ont été reportés.

5.2 Comparaison avec la classification issue des "Nuées Dynamiques".

Pour comparer la classification issue des "Nuées Dynamiques", appliquée sur les images AVHRR pleine résolution, avec la classification par la méthode de seuils proposée par Inoue (1987), nous avons confronté les images classifiées sur les 2 zones décrites dans la section 3.2.3 - une zone sur mer et une sur terre -. Les images classifiées par la méthode de seuils sont présentées sur les figures 13 et 14, pour les deux régions considérées. Elles sont à comparer respectivement aux images des figures 8 et 10, représentatives des images classifiées par la méthode des "Nuées Dynamiques".

- Annexe 1 -

Les images a, g et h des figures 8 et 13, et a et i des figures 10 et 14 sont représentatives d'un ciel couvert par une succession de petits nuages d'altitude peu importante dont l'étendue spatiale ne recouvre que quelques pixels AVHRR. Comme nous l'avons déjà remarqué, ce type de scène, montrant des nuages morcelés, est décrit dans la classification par les "Nuées Dynamiques" comme une couverture disparate de bords de nuages ou de bords fins de nuages, cette dernière étant souvent assimilable à une classe de pixels partiellement couverts. Les images correspondantes classifiées par la méthode de seuils, figures 13 et 14, montrent le champ de nuages de façon beaucoup plus détaillée. On peut distinguer de nombreux nuages classés comme cumulus. Ces cumulus sont très souvent encerclés par une mince zone de nuages fins. On retrouve ces propriétés sur la figure 15 où on a reporté les fréquences de recouvrement des classes d'une classification à l'autre. En effet, on peut noter que la classe "Bords" issue des "Nuées Dynamiques" est redistribuée de façon équitable dans les classes "Cumulus" et "Cirrus 1" de la classification par seuillages. La prise en compte de la variance spatiale pour la classification effectuée par les "Nuées Dynamiques" ne permet pas d'obtenir un contour des nuages fractionnés aussi net que lorsque l'on travaille à l'échelle du pixel comme pour la méthode de seuils. La méthode des "Nuées Dynamiques" crée un élargissement de la classe bords autour des nuages épais. La présence de pixels présentant un signal en T4-T5 qui apparaissent autour des cumulus montre que les bords de nuages sont classés comme semi-transparents par la méthode de Inoue. Ils sont donc difficilement discernables des cirrus peu épais. Ce signal en T4-T5 peut être expliqué soit par la semi-transparence même des bords peu épais de nuages, soit par une couverture partielle des pixels à la périphérie des cumulus, soit par une couverture partielle de bords semi-transparents.

Les classes "Cirrus épais" et "Cumulonimbus" de la classification par seuillages sont peuplées à 99 % par des pixels classés comme "Cirrus épais" dans la classification par les "Nuées Dynamiques". Par contre, dans cette dernière classe "cirrus épais", on trouve 13 % des pixels qui possèdent un signal en T4-T5 supérieur à 1.25 K (cumul des classes "Cirrus" 2 à 5 de la classification de Inoue). La classe "Cirrus épais" de la classification par les "Nuées Dynamiques" conserve donc des pixels couverts de cirrus légèrement transparents.

- Annexe 1 -

Si on identifie les pixels classés comme cirrus par les "Nuées Dynamiques" (classes "Cirrus fins", "Cirrus", "Cirrus épais" et "Hauts épais") et que l'on recherche leur présence dans la classification de Inoue, on peut remarquer que, sur notre exemple, 30 % des cirrus possèdent une différence de température entre les canaux 4 et 5 de l'AVHRR supérieure à 1.25 K, et que seulement 3.5 % de ces mêmes cirrus possèdent une différence de température supérieure à 3.5 K. Les classes qui possèdent les plus grandes valeurs de T4-T5 sont les classes "Cirrus" et "Cirrus fins" dans la classification par les "Nuées Dynamiques".

On peut noter que les classes "Cirrus 3", "Cirrus 4" et "Cirrus 5" dans la classification par seuillages sont peuplées à plus de 80 % par des cirrus (toutes classes cirrus confondues dans la classification par les "Nuées Dynamiques"). La classe "Cirrus 2", qui possède un seuil en T4-T5 plus bas est fortement polluée (à plus de 20 %) par la présence de pixels classés bords de nuages par la méthode des "Nuées Dynamiques".

Inoue n'a pas donné de nom de nuage à la classe "Indéfinis" de sa classification. Cette classe est constituée de 38 % de cirrus, 20 % de nuages épais (bas ou moyen), 21 % de bords de nuage et 15 % de multicouches sur l'exemple que nous décrivons si l'on se réfère à la classification issue des "Nuées Dynamiques". Il paraîtrait en effet bien ambitieux de vouloir attribuer un type unique de nuage à cette classe. Elle est toutefois, d'après la classification issue des "Nuées Dynamiques", principalement constituée de pixels couverts par des cirrus. Ces cirrus, semi-transparents étant donné la température de brillance observée, ont très certainement une taille de particules radiativement équivalentes importante pour que les BTD correspondantes soient faibles. Ce type de cirrus n'est donc pas clairement identifiable par la méthode de seuils sur les canaux AVHRR 4 et 5.

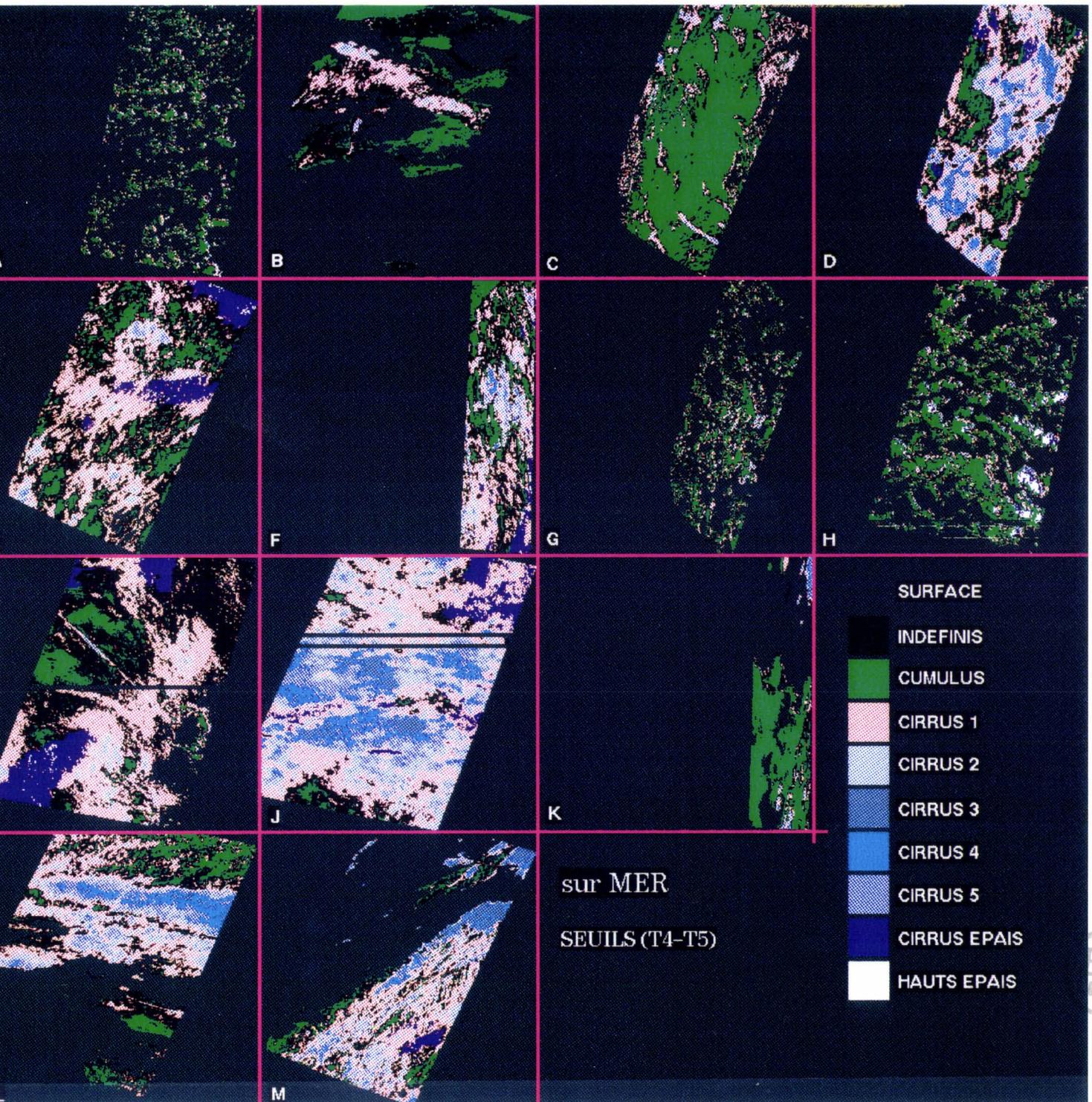


Figure 13: Idem figure 7 pour une classification par la méthode de seuils inspirée par Inoue (1987). Les images sont au dessus de la zone maritime.

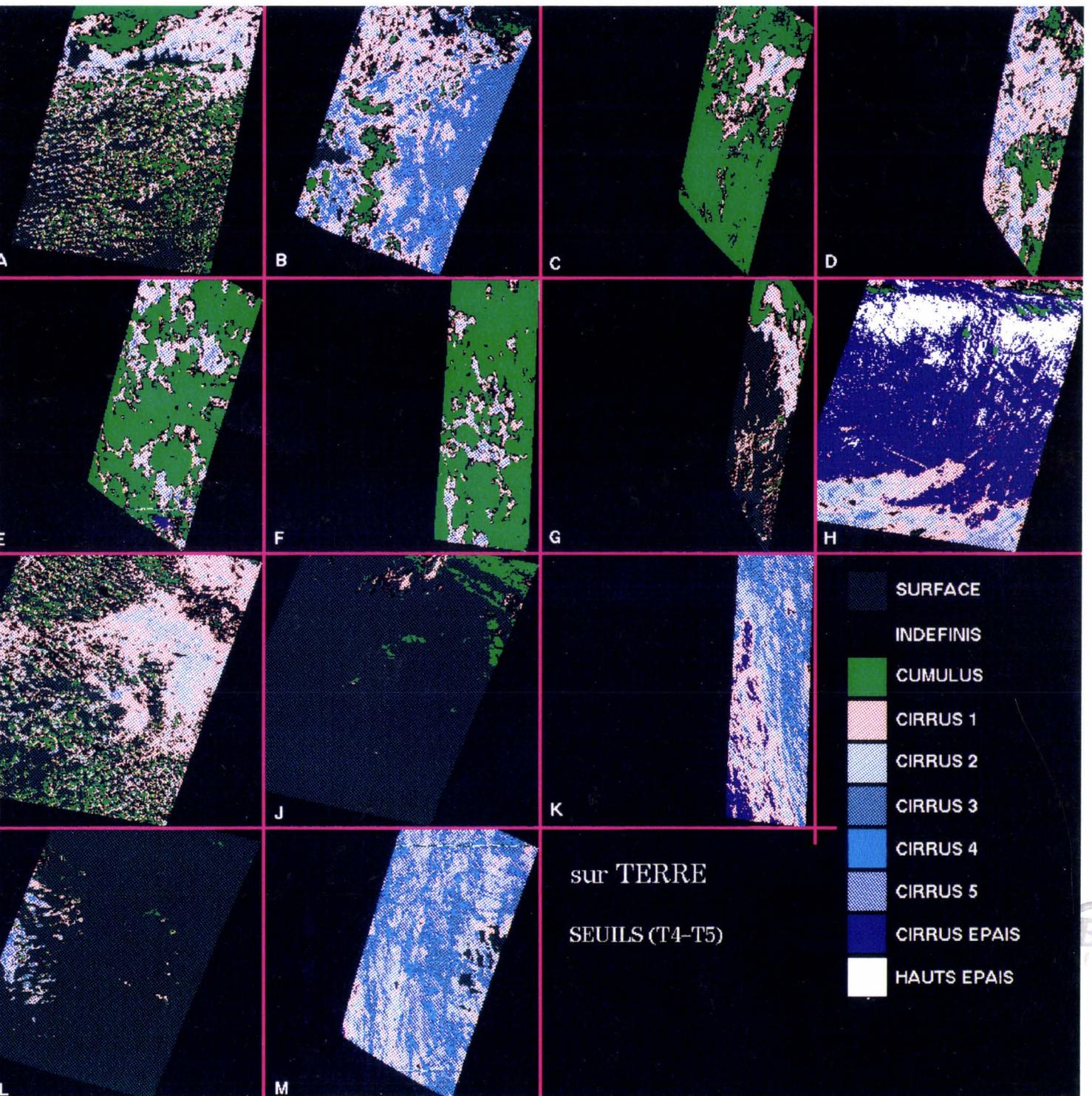


Figure 14: Idem figure 13 pour des images au dessus de la zone terrestre.

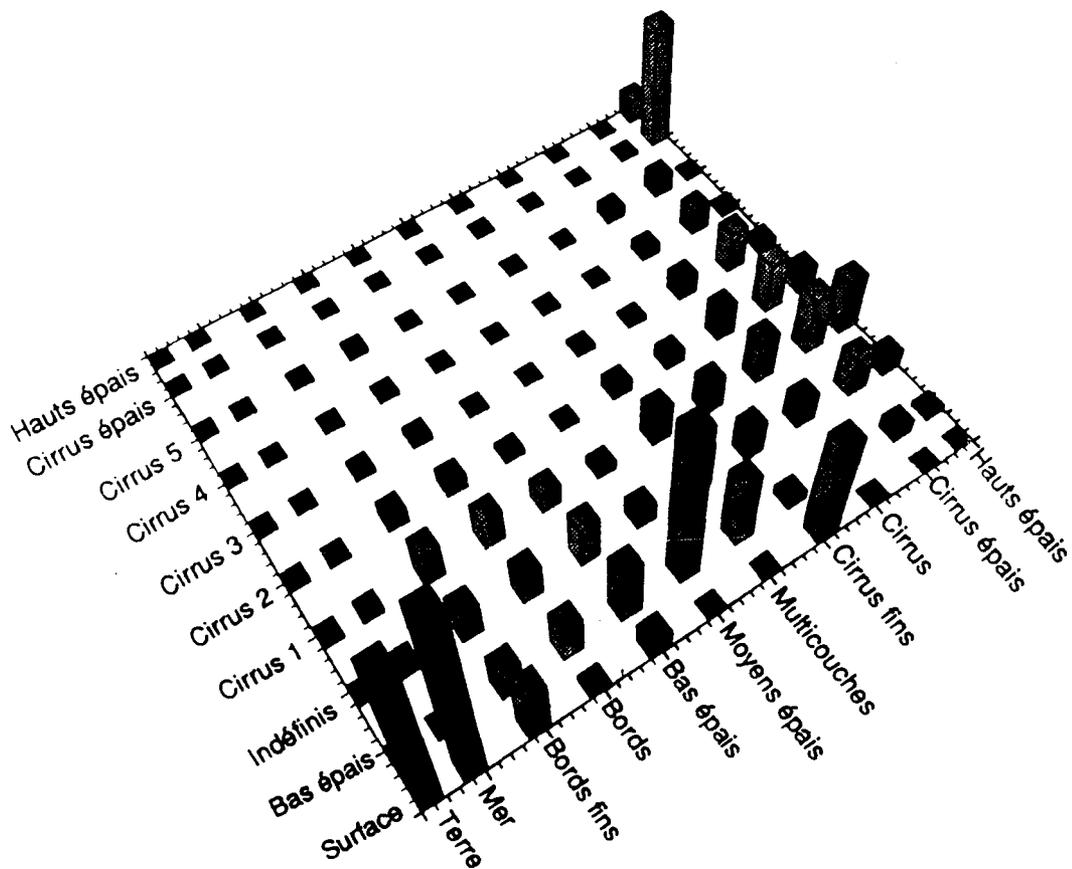


Figure 15: Pourcentage des pixels communs à deux classes issues des "Nuées Dynamiques" d'une part et de la méthode de seuils d'autre part. Les images AVHRR pleine résolution au dessus des zones terrestre et maritime ont été cumulées pendant la période du 10 au 20 Octobre 1989.

6. Conclusion

La méthode de classification des images utilisant les "Nuées Dynamiques" (Desbois et al, 1982 ; Sèze et Desbois, 1987) est adaptée pour l'exploitation des images AVHRR des satellites NOAA 11. Comme lorsqu'elle est appliquée au radiomètre de Météosat, cette méthode fait appel aux informations spatiales et spectrales fournies par les radiomètres. Pour conserver un maximum de cohérence entre les deux satellites, nous avons utilisé les canaux les plus proches disponibles sur AVHRR. Le canal 1 fournit les informations nécessaires dans le domaine visible, tandis que la mesure dans l'infrarouge est obtenue en moyennant les canaux à 11 et 12 μm de l'AVHRR.

Le radiomètre AVHRR permet une résolution spatiale supérieure à celle issue du satellite Météosat. Il était particulièrement tentant d'utiliser la pleine résolution pour une description plus fine des images classifiées. Cependant, la classification AVHRR doit rester compatible avec la classification Météosat en vue d'une utilisation complémentaire des deux satellites. Cette compatibilité ne pouvant être clairement démontrée par une confrontation directe des images des deux satellites, pour les raisons de difficultés de navigation et de non simultanéité des images que nous avons déjà évoquées. Nous avons simulé la résolution Météosat en dégradant les images AVHRR. La comparaison des classifications obtenues avec la pleine résolution et la résolution dégradée au format Météosat a montré une représentation plus détaillée des champs de nuages morcelés, sans altérer la reconnaissance des nuages de grandes étendues spatiales du type cirrus ou nuages stratiformes.

Les images AVHRR pleine résolution classifiées par la méthode des "Nuées Dynamiques" ont été comparées avec celles classifiées par une méthode de seuils du type de celle utilisée par Inoue (1987). Cette méthode de seuils, particulièrement sensible pour la détection des cirrus semi-transparents est basée sur la différence des températures apparentes dans les canaux à 11 et 12 μm . De cette confrontation deux atouts majeurs quant à l'utilisation de la méthode des "Nuées Dynamiques" ont pu être mis en évidence. La séparation des cirrus et des bords de nuages semble cohérente par la méthode statistique alors que cette séparation est impossible par la méthode de

- Annexe 1 -

seuils. Les cirrus semi-transparentes qui possèdent une microphysique équivalente telle que la BTD observable est faible ne sont pas détectés par la méthode préconisée par Inoue (1987).

ANNEXE 2

ANNEXE 2

Liste des Images AVHRR Utilisées

N°	Orbite	Date	HSL (centre)	Nord Ouest		Nord Est		Sud Ouest		Sud Est	
				Lat.	Lon.	Lat.	Lon.	Lat.	Lon.	Lat.	Lon.
1*	837.01A	10/10/89	12:05:52	58	-20	67	39	39	1	44	37
2	837.01B	10/10/89	13:46:36	54	-40	62	12	34	-22	40	12
3*	837.03B	11/10/89	11:56:13	60	-22	70	43	42	1	48	39
4	837.04A	11/10/89	13:35:59	46	-28	53	13	34	-20	40	14
5	837.04B	11/10/89	15:18:58	57	-66	66	-10	37	-47	43	11
6*	837.06A	12/10/89	11:44:06	57	-12	66	44	37	7	43	42
7	837.07A	12/10/89	15:07:24	54	-60	62	-8	34	-42	40	-9
8*	837.08B	13/10/89	11:35:07	61	-18	71	49	42	6	48	45
9	837.09B	13/10/89	14:58:21	58	-64	68	-4	39	-43	45	-6
10*	5417	13/10/89	13:15:28	55	-32	63	20	37	-16	42	19
11*	837.11B	14/10/89	13:04:09	55	-29	63	23	35	-12	40	22
12	837.12A	14/10/89	14:46:21	55	-55	63	-3	35	-37	40	-3
13*	837.14A	15/10/89	12:53:33	55	-27	63	25	35	-9	40	25
14*	838.02B	16/10/89	12:43:01	55	-25	63	28	35	-7	41	28
15	838.03A	16/10/89	14:24:55	54	-49	63	3	34	-32	40	2
16*	838.05A	17/10/89	12:32:27	55	-22	64	31	35	-4	41	30
17	838.05B	17/10/89	12:32:27	55	-48	64	5	35	-30	41	5
18*	5487	18/10/89	12:22:43	56	-21	64	34	38	-3	44	33
19	838.08A	18/10/89	14:03:37	55	-44	63	8	34	-26	40	7
20*	838.10B	19/10/89	12:10:43	54	-15	62	36	34	2	39	36
21	838.11A	19/10/89	13:52:59	55	-41	63	11	34	-24	40	10

Liste des images AVHRR acquises par la plate-forme satellite NOAA 11 utilisées dans ce mémoire. Pour les 21 images, nous avons reporté : le numéro de l'orbite, la date et l'heure solaire locale au centre de l'image ainsi que les coordonnées géographiques des quatre coins.

Les images 10 et 18 nous ont été fournies par la SATMOS, les autres par la station de réception de Dundee (Ecosse).

Les images dont le numéro est surmonté par un astérisque sont celles utilisées pour la détermination des classes par la méthode des "Nuées Dynamiques".

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

Ackerman, S.A., and G.L. Stephens, 1987 : The absorption of solar radiation by cloud droplets : An application of anomalous diffraction theory. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1475-1588.

Ackerman, S.A., 1989 : Using the radiative temperature difference at 3.7 and 11 μm to track dust outbreaks. *Remote Sensing Environ.*, **2**, 129-134.

Ackerman, S.A., W.L. Smith, J.D. Spinhirne, and H.E. Revercomb, 1990 : The 27-28 October 1986 FIRE IFO cirrus case study : Spectral properties of cirrus clouds in the 8-12 μm window. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 2377-2388.

Arking, A. and J. Childs, 1985 : Retrieval of cloud cover parameters from multispectral satellite images. *J. Climate Appl. Meteor.*, **24**, 322-333.

Baum, A.B., R.F. Arduini, B.A. Wielicki, P. Minnis, and S.C. Tsay, 1994 : Multilevel cloud retrieval using multispectral HIRS and AVHRR data : Nighttime oceanic analysis. *J. Geop. Res.*, **99**, 5499-5514.

Brognez G. 1992 : Contribution à l'étude des propriétés optiques et radiatives des cirrus. *Thèse d'état*, Laboratoire d'Optique Atmosphérique, 351 pp.

Brognez G., J. C. Buriez, V. Giraud, F. Parol and C. Vanbauçe, 1994 : Determination of effective emittance and radiatively equivalent microphysical model of cirrus from ground-based and satellite observations during the International Cirrus Experiment (ICE) : The 18 October 1989 case study. *accepted to Mon. Wea. Rev.*

Brown P.R.A., 1991 : Spatial variability of microphysical parameters in cirrus. *Report of the 4th ICE/EUCREX Workshop* (Reading).

- Bibliographie -

Bryant, E.D., and P. Latimer, 1969 : Optical efficiencies of large particles of arbitrary shape and orientation. *J. Coll. Int. Sci.*, **30**, 291-304.

Coakley, J. A., Jr. and F. P. Bretherton, 1982 : Cloud cover from high-resolution scanner data : Detecting and allowing for partially filled fields of view. *J. Geophys. Res.*, **87**, 4917-4932.

Cox, S.K., 1976 : Cirrus clouds and the climate. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1513-1515.

Cox, S.K., D.S. McDougal, D.A. Randall and R. A. Schiffer, 1987 : FIRE-The First ISCCP Regional Experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **68**, 114-118.

Deirmandjan, D., 1969 : Electromagnetic scattering on spherical polydispersions. *Elsevier Ed. New York*, 290 pp.

Delannoy, A. et V. Giraud, 1993 : Distribution dans l'atmosphère des caractéristiques microphysiques des nuages. *Rapport DRET*, RF no 7/6666PY, 178 pp.

Desbois M., G. Sèze and G. Szejwach, 1982 : Automatic classification of clouds on METEOSAT imagery : Application to high-level clouds. *J. Appl. Met.*, **21**, 401-412.

Diday E. and J.C. Simon, 1980 : Clustering analysis. Digital pattern recognitions. *K. S. Fu. Ed Springer-Verlag*, 47-94.

DeMott, P.J., and D.C. Rogers, 1990 : Freezing nucleation rates of dilute solution droplets measured between -30° C and -40° C in laboratory simulations of natural clouds. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 1056-1064.

d'Entremont R. P., 1986 : Low-and midlevel cloud analysis using nighttime multispectral imagery. *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, 1853-1869.

Ebert, E.E. and J.A. Curry, 1992 : A parameterization of ice cloud optical properties for climate models. *J. Geop. Res*, **97**, 3831-3836.

Fu, Q. and K.N. Liou, 1993 : Parameterization of radiative properties of cirrus clouds. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2008-2025.

Gayet J.F., V. Giraud, A. Delannoy and H. Larsen, 1992 : Description of a french cloud microphysical data bank : Application to global change. *Com. "Workshop on Cloud Microphysics" Toronto*.

- Bibliographie -

- Hallet, J., 1976 : Measurement of size, concentration and structure of atmospheric particulates by the airborne continuous replicator, final report, Cloud particle replicator for use on a pressurized aircraft, 92 pp, I, II, supplementary final report, 151 pp., contract AFGL-TR-76-0149, Air Force Geophys. Lab.
- Hansen, J. E., and L. D. Travis, 1974 : Light scattering in planetary atmospheres. *Space Sci. Rev.*, **16**, 527-610.
- Heintzenberg, J., Y. Fouquart, A.J. Heymsfield, J. Ström and G. Brogniez, 1994 : Interactions of radiation and microphysics in cirrus cloud. *NATO. ASI Series To be published*.
- Hennings, D., M.Quante and R. Selfzig., 1990 : ICE- International Cirrus Experiment 1989 Field Phase Report, Institut of Geophysics and Meteorology, University of Cologne.
- Heymsfield A. J., 1975a : Cirrus uncinus generating cells and the evolution of cirriform clouds. Part I : aircraft observations of the growth of the ice phase. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 799-808.
- Heymsfield A. J., 1975b : Cirrus uncinus generating cells and the evolution of cirriform clouds. Part II : the stucture and circulations of the cirrus uncinus generating head. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 809-819.
- Heymsfield A. J., 1975c : Cirrus uncinus generating cells and the evolution of cirriform clouds. Part III : numerical computation of the growth of the ice phase. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 820-830.
- Heymsfield A. J. and C.M.R. Platt, 1984 : A parameterization of the particule size spectrum of ice clouds in terms of the ambient temperature and the ice water content. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 846-855
- Inoue T., 1985 : On the temperature and effective emissivity determination of semi-transparent cirrus clouds by bi-spectral measurements in the 10 μ m window region. *J. Meteor. Soc Japan.*, **63**, 88-98.
- Inoue T., 1987 : A cloud type classification with NOAA7 split-window measurements. *J. Geop. Res.*, **92**, 3991-4000.
- Jeck R., 1988 : A new database of ice particle size spectra for altitudes up to 10 Km. *Proc. 10th Int Cloud Physics Conf., Bad Homburg, F.R.G., August 15-20.*

- Bibliographie -

- Johnson, D.B., P. Flament, and R.L. Bernstein, 1994 : High-Resolution satellite imagery for mesoscale meteorological studies. *Bull. Am. Met. Soc.*, **75**, 5-33.
- King, M.D., 1981 : A method for determining the single scattering albedo of clouds through observation of the internal scattered radiation field. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1072-1083.
- King, M.D., Y.J. Kaufman, W.P. Menzel, and D. Tanre, 1992 : Remote sensing of cloud, aerosol, and water vapor properties from the Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **30**, 2-27.
- Kinne, S. and K.N. Liou, 1989 : The effects of the nonsphericity and size distribution of ice crystals on the radiative properties of cirrus clouds. *Atmos. Res.*, **24**, 273-284.
- Kneyzys, F.X., E.P. Shettle, L.W. Abreu, J.H. Chetwynd, G.P. Anderson, W.O. Gallery, J.E.A. Selby and S.A. Clough, 1988 : Users guide to LOWTRAN 7. AFGL-TR-88-0177, Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom AFB, MA, 146 pp.
- Knollenberg, R. G., 1970 : The optical array : An alternative to scattering or extinction for airborne particle size determination. *J. Appl. Met.*, **9**, 86-103.
- Krupp C., 1991 : Holographic measurements of ice crystals in cirrus clouds during the International Cirrus Experiment ICE 1989. *Report of the 4th ICE/EUCREX Workshop*.
- Kuo, K.S., R.M. Welch, and S.K. Sengupta, 1988 : Structural and textural characteristics of cirrus clouds observed using high spatial resolution Landsat imagery. *J. Appl. Met.*, **27**, 1242-1260.
- Lin, X., and J.A. Coakley, Jr, 1993 : Retrieval of properties for semitransparent clouds from multispectral infrared imagery data. *J. Geop. Res.*, **98**, 18,501-18,514.
- Liou K. N., 1986 : Influence of cirrus clouds on weather and climate processes : a global perspective. *Mon. Wea. Rev.*, **29**, 524-536.
- Liou K. N., and J. E. Hansen, 1971 : Intensity and polarization for single scattering by polydisperse spheres : a comparison of Ray Optics and Mie Theory. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 995-1004.

- Bibliographie -

- Liou K. N., 1974 : On the radiative properties of cirrus in the window region and their influence on remote sensing of the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 522-532.
- Liou K. N., S. C. Ou, Y. Takano, F. P. J. Valero, and T. P. Ackerman, 1990b : Remote sounding of the cirrus cloud temperature and optical depth using ER-2 6.5 and 10.5 μm radiometers. *J. Appl. Met.*, **29**, 716-726.
- Levenberg, K., 1943 : A method for the solution of certain non-linear problems in least squares. Annual Meeting of the American Mathematical Society in Chicago, Nov 1943.
- MacClatchey, R.A., R.W. Fenn, J.E.A.Selby, F.E. Volz and J.S. Garing. 1971 : Optical properties of the atmosphere. Environ. Res. Pap. No. 411, AFCLR-72--497, Air Force Cambridge Research Laboratories.
- McClain, E.P., W.G. Pichel, and C.C. Walton, 1985 : Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperatures. *J. Geop. Res.*, **90**, 11.587-11.601.
- Mason, B.J., 1957 : "The Physics of Clouds". *Oxford University Press, London*, 481 pp.
- Minnis, P., K.N., Liou and Y. Takano, 1993 : Inference of cirrus properties using satellite-observed visible and infrared radiances. Part I : Parameterization of radiance fields. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1279-1303.
- Mitchell D.L. and W.P. Arnott, 1994 : A model predicting the evolution of ice particle size spectra and radiative properties of cirrus clouds. Part II : Dependence of absorption and extinction on ice crystal morphology. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 817-832.
- Parol F., J. C. Buriez, G. Brogniez, and Y. Fouquart. 1991 : Information content of AVHRR channel 4 and 5 with respect to the effective radius of cirrus cloud particles. *J. Appl. Met.*, **30**, 973-984.
- Platt C. M. R., 1973 : Lidar and radiometric observations of cirrus clouds. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 1191-1204.
- Platt C. M. R., 1975 : Infrared emissivity of cirrus - simultaneous satellite lidar and radiometric observation. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **101**, 119-126.



- Bibliographie -

- Platt C. M. R., 1979 : Remote sensing of high clouds : I. Calculation of visible and infrared optical properties from lidar and radiometer measurements. *J. Appl. Met.*, **18**, 1130-1143.
- Platt C. M. R. and A. C. Dilley, 1979 : Remote sensing of high clouds : II. Emissivity of cirrostratus. *J. Appl. Met.*, **18**, 1144-1150.
- Platt C. M. R. and A. C. Dilley, 1981 : Remote sensing of high clouds : Part IV : Observed temperature variations in cirrus optical properties. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1069-1082.
- Platt C. M. R., J. C. Scott, and A. C. Dilley, 1987 : Remote sensing of high clouds : Part VI : Optical properties of midlatitude and tropical cirrus. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 729-747.
- Platt C. M. R., J. D. Spinhirne, and W. D. Hart, 1989 : Optical and microphysical properties of a cold cirrus cloud : evidence for region of small particles. *J. Geop. Res.*, **94**, 11.151-11.164.
- Platt C. M. R. and G. L. Stephens, 1980 : The interpretation of remotely sensed high cloud emittance. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2314-2322.
- Pollinger, W. and P. Wendling, 1984 : A bispectral method for the height determination of optically thin ice clouds. *Cont. Atmos. Phys.*, **57**, 269-281.
- Raffaelli J.L. and G. Sèze, 1992 : A study of cloud types as seen from METEOSAT. *Report of the 5th ICE/EUCREX Workshop*, Clermont-Ferrand.
- Ramanathan, V., 1987 : The role of the earth radiation budget studies in climate and general circulation research. *J. Geophys. Res.*, **92**, 4075-4095.
- Ramanathan, V., R.D. Cess, E.F. Harrison, P. Minnis, B.R. Barkstrom, E. Ahmad, and D. Hartmann, 1989 : Cloud-radiative forcing and climate : results from the Earth Radiation Budget Experiment. *Science*. **243**, 57-63.
- Rao, P.K., S.J. Holmes, R.J. Anderson, J.S. Winston, and P.E. Lehr, 1990 : Weather satellites : systems, data, and environmental applications. *Amer. Meteor. Soc.*, 503 pp.
- Raschke E., 1992 : EUCREX : Recent Developements. *Report of the 5th ICE/EUCREX Workshop*, Clermont-Ferrand.

- Bibliographie -

- Raschke E., J. Schnetz, J. Heintzenberg, R. Kandel, and R. Saunders, 1990 : The International Cirrus Experiment (ICE) - A joint European effort. *ESA Journal*, **14**, 193-199.
- Rossow, W. B., F. Mosher, E. Kinsella, A. Arking, M. Desbois, E. Harrison, P. Minnis, E. Ruprecht, G. Seze, C. Simmer and E. Smith, 1985 : ISCCP cloud algorithm comparasion. *J. Climate Appl. Meteor.*, **24**, 877-903.
- Robinson, D.A., and G.Kukla, 1984 : Albedo of a dissipating snow cover. *J. Climate Appl. Meteor.*, **23**, 1626-1634.
- Saunders R. W. and K. T. Kriebel, 1988 : An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data. *Int. J. Remote Sens.*, **9**, 123-150.
- Sassen, K., D.O'C. Starr, and T. Uttal, 1989 : Mesoscale and microscale structure of cirrus clouds : Three case studies. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 371-396.
- Sassen, K., and G.C.Dodd, 1988 : Homogeneous nucleation rate for highly supercooled cirrus cloud droplets. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1357-1369.
- Schiffer, R. A. and W. B. Rossow, 1983 : The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) : the first project of the world climate research programme. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **15**, 2546-2550.
- Stephens, G.L., 1980 : Radiative properties of cirrus clouds in the infrared region. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 435-445.
- Steyn-Ross, D.A., M.L. Steyn-Ross, ans S. Clift, 1992 : Radiance calibration for advanced very high resolution radiometer infrared channels. *J. Geophys. Res.*, **97**, 1013-1016.
- Sèze G. and M. Desbois, 1987 : Cloud cover analysis in satellite imagery using spatial and temporal characteristics of the data. *Climate Appl. Meteor.*, **26**, 287-303.
- Starr D. O'C., 1987 : A cirrus-cloud experiment : intensive field observations planned for FIRE. *Bull. Am. Met. Soc.*, **68**, 119-124.
- Stowe, L. L., G. C. Wellemeyer, T. F. Eck, H. Y. M. Yeh and NIMBUS-7 Cloud Data Processing Team, 1988 : NIMBUS-7 global cloud climatologie. Part I : Algorithms and validation. *J. Climate*, **1**, 445-470.

- Bibliographie -

Sun, Z. and K.P. Shine, 1994 : Studies of the radiative properties of ice and mixed-phase clouds. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **120**, 117-137.

Szeijwach G., 1982 : Determination of semi-transparent cirrus cloud temperature from infrared radiances : application to METEOSAT. *J. Appl. Met.*, **21**, 384-393.

Takano Y., and K. L. Liou, 1989 : Solar radiation transfer in cirrus clouds. Part I : single-scattering optical properties of hexagonal ice crystals. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3-19.

Van de Hulst H. C., 1957 : Light scattering by small particles. *Willey, New York.*, 470 pp.

Van de Hulst H. C., 1980 : Multiple light scattering. Tables, formulas, and applications. Volume 1. *Academic press*, 299 pp.

Warren S. G., 1984 : Optical constants of ice from ultraviolet to the microwave. *Appl. Opt.*, **23**, 1206-1225.

Warren S. G., C.J. Hahn, J. London, R.M. Chervin and R.L. Jenne, 1986 : Global distribution of total cloud cover and cloud type amounts over land. *NCAR Technical note*, TN-273+STR, Boulder.

Warren S. G., C.J. Hahn, J. London, R.M. Chervin and R.L. Jenne, 1988 : Global distribution of total cloud cover and cloud type amounts over the ocean. *NCAR Technical note*, TN-317+STR, Boulder.

Weickmann, H.K., 1945 : Formen und Bildung atmosphärischer Eiskristalle. *Beitr. Phys. Atmos.*, **28**, 12-52.

World Meteorological Organization, 1956 : International cloud atlas. World Meteorological Organization (Geneva), reprinted in 1969.

Wu, M.C., 1987 : A method for remote sensing the emissivity, fractional cloud cover, and cloud top temperature of high-level, thin clouds, *J. Climate Appl. Meteor.*, **26**, 225-233.

