

# ESTIMATION DES PLUIES PAR SATELLITE : L'APPORT DES DONNÉES SATELLITE MICRO-ONDE

I. JOBARD

*(Laboratoire de Météorologie dynamique - CNRS  
École polytechnique, 91128 PALAISEAU, FRANCE)*

## RÉSUMÉ

Plusieurs méthodes d'estimation des précipitations à partir des données-satellite ont été développées au cours des dernières années. Ces méthodes utilisent des mesures soit dans l'infrarouge thermique (IR), soit dans les micro-ondes (MO) passives.

L'avantage primordial des méthodes qui utilisent l'IR pour l'estimation des pluies est la très bonne résolution temporelle (une image toutes les demi-heures) et spatiale (5 km) de ces données. Néanmoins, les données IR sont des mesures de radiances ou de températures des sommets des nuages et n'ont pas un rapport physique direct avec les précipitations. L'avantage des méthodes qui utilisent les micro-ondes est lié au fait que les données MO sont des mesures directes de l'absorption et de l'émission ou de la diffusion du rayonnement par les gouttes d'eau et les cristaux de glace à l'intérieur des nuages. Ces interactions entre le rayonnement MO et les hydrométéores sont utilisées pour évaluer les taux de pluie. Cependant, la faible résolution spatiale et temporelle des données MO provenant des satellites à orbite basse, (une ou au maximum deux images par jour) rend difficile l'estimation des précipitations cumulées dans le temps.

Dans la première partie, les principales caractéristiques de l'interaction du rayonnement MO avec l'atmosphère nuageuse et plus particulièrement les précipitations, sont résumées ; les relations entre les radiances MO mesurées et la pluie sont précisées et les principales difficultés rencontrées par les méthodes d'estimation des précipitations utilisant les données satellite MO sont présentées.

Dans la seconde partie, une méthode d'estimation des pluies combinant les images MO et les images IR est présentée. Cette méthode appelée RACC (Rain And Cloud Classification) tente de tirer un avantage des deux approches, en utilisant la bonne résolution spatio-temporelle des images IR et l'information reliée à la pluie contenue dans les données MO.

Des études et comparaisons avec des pluies mesurées au sol sont présentées pour deux régions climatiques différentes (Afrique de l'Ouest et Japon). Il apparaît dans ces études que la technique qui combine les données IR et MO améliore les résultats obtenus par des techniques simples d'estimation des précipitations IR ou MO.

## I - INTRODUCTION

Les mesures satellite obtenues dans l'infrarouge thermique et le visible sont utilisées depuis longtemps pour estimer la pluie. Les méthodes qui utilisent essentiellement les données IR sont des méthodes indirectes car la température du sommet du nuage mesurée par l'infrarouge n'est pas reliée physiquement avec les précipitations produites par le nuage ; il existe seulement une relation statistique. Ces méthodes ne

peuvent donner des estimations satisfaisantes que pour des pluies moyennées sur de grandes surfaces et cumulées sur de longues périodes de temps.

Les mesures satellite obtenues dans les micro-ondes (MO) ont l'avantage par contre, d'être reliées directement à l'absorption, à l'émission ou à la diffusion du rayonnement par les gouttes d'eau et les cristaux de glace constituant les nuages précipitants. C'est pourquoi un grand nombre de méthodes d'estimation des précipitations utilisant les micro-ondes ont été développées, en particulier au cours de ces dernières années, grâce à la disponibilité des données du radiomètre micro-onde passif SSM/I (Special Sensor Microwave Imager) placé à bord des satellites polaires DMSP (Defense Meteorological Satellite Program) qui ont été lancés en 1987, 1990 et 1991. Ces méthodes d'estimation de la pluie s'appuient toutefois sur des données satellite MO qui ont une faible résolution spatiale (au mieux 15 km) et un échantillonnage temporel très insuffisant (un satellite polaire fournit une ou deux images seulement par jour, pour une région donnée selon la latitude). Compte tenu de la très grande variabilité spatio-temporelle des pluies, en particulier dans un régime climatique tropical, ceci constitue actuellement une limitation importante des méthodes d'estimation utilisant les seules données MO d'un satellite unique. C'est pourquoi il est intéressant d'étudier l'utilisation conjointe des données satellite MO avec des données IR, fournies par les satellites géostationnaires avec une très bonne résolution spatiale et temporelle ; en particulier, on peut tenter d'améliorer les méthodes statistiques IR par l'apport des données satellite MO.

Le but de cet article n'est pas d'expliquer les divers algorithmes MO d'estimation des pluies, ni de les comparer entre eux, mais seulement de rappeler les principales caractéristiques de l'interaction du rayonnement MO avec l'atmosphère nuageuse et plus particulièrement avec les précipitations (section II), afin de préciser les relations entre les radiances MO mesurées par satellite et la pluie (section III). Les principales difficultés rencontrées par les méthodes d'estimation des précipitations utilisant les données satellite MO sont exposées dans la section IV. Enfin dans la section V, une méthode d'estimation des pluies dans les régions tropicales, combinant les images MO et les images IR est présentée. Cette méthode appelée RACC (Rain And Cloud Classification) tente de tirer un avantage des deux approches IR et MO, en utilisant la bonne résolution spatio-temporelle des images IR et l'information reliée à la pluie, contenue dans les données MO. Des comparaisons entre les pluies estimées par cette méthode et les pluies mesurées au sol sont données pour deux régions climatiques différentes (Afrique de l'Ouest et Japon). Enfin, les résultats obtenus par cette technique qui combine les données IR et MO sont comparés aux résultats obtenus par des techniques simples d'estimation des précipitations IR ou MO.

## **II - INTERACTION ENTRE LE RAYONNEMENT MO ET L'ATMOSPHERE**

Pour la mesure de la pluie ou du contenu en eau liquide des nuages, on s'intéresse au domaine micro-onde (ou hyperfréquence) qui correspond aux fréquences comprises entre 1 et 300 GHz, c'est-à-dire aux longueurs d'onde entre 30 cm et 1 mm.

L'atmosphère gazeuse est responsable de l'absorption résonante à certaines fréquences : la vapeur d'eau absorbe à 22 GHz et à 183 GHz et l'oxygène absorbe entre 50 et 70 GHz et à 118 GHz comme on peut le voir sur la figure 1 qui représente la transmission à travers l'atmosphère en ciel clair dans ce domaine de fréquences. L'absorption par les autres constituants moléculaires de l'atmosphère, tel l'ozone, est négligeable compte tenu de la concentration très faible de ces constituants mineurs. Le choix des fréquences utilisées en radiométrie passive pour la détection des précipitations, se fait dans les « fenêtres atmosphériques ». Ainsi, les canaux des radiomètres MO, tel SSM/I, qui sont dédiés à la mesure de la pluie, sont aux fréquences 19 GHz, 37 GHz et 86 GHz et sont transparents en ciel clair. À ces canaux s'ajoute un canal à 22 GHz pour la mesure de la vapeur d'eau atmosphérique.

L'interaction du rayonnement avec les nuages et les précipitations (pluie et glace), se traduit par deux phénomènes : l'absorption (non résonante) et la diffusion par les hydrométéores (gouttelettes, gouttes d'eau et cristaux de glace) qui sont décrits par la théorie de Mie que l'on peut résumer par les considérations suivantes.

Les termes de l'absorption et de la diffusion s'expriment en fonction du paramètre  $x$  qui est le rapport de la taille  $D$  de la goutte à la longueur d'onde  $l$  du rayonnement :  $x = D/l$ . Le terme d'absorption varie en  $x^3$ , tandis que le terme de diffusion varie en  $x^6$  et ces termes dépendent de la distribution des tailles des gouttes. Le diamètre des gouttelettes dans les nuages est de l'ordre de 1 à 100  $\mu\text{m}$ , tandis que celui des gouttes d'eau ou cristaux de glace précipitants est de l'ordre de 100  $\mu\text{m}$  à quelques  $\text{mm}$ , certains cristaux pouvant atteindre plusieurs centimètres.

La diffusion est donc négligeable devant l'absorption pour les gouttelettes des nuages ( $x \ll 1$ ) ; par contre, la diffusion est plus importante pour les gouttes les plus grosses qui précipitent, avec  $x \geq 1$ .

Par ailleurs, les termes de l'absorption et de la diffusion dépendent de la constante diélectrique, donc de la phase de l'eau (liquide ou solide). Compte tenu des valeurs de la constante diélectrique de l'eau et de la glace, les coefficients d'absorption et les coefficients de diffusion varient avec le taux de pluie de façon différente pour l'eau et pour la glace, comme cela est représenté sur la figure 2 pour les trois fréquences 19, 37 et 86 GHz. On voit sur la figure 2a que l'absorption par les particules de glace est tout à fait négligeable devant l'absorption par les gouttes d'eau quelle que soit la fréquence ; ainsi, les cirrus (nuages constitués de petits cristaux de glace) sont transparents aux MO. Sur la figure 2b, on voit que l'importance relative de la diffusion par l'eau ou par la glace dépend de la fréquence ; quand la fréquence est élevée, c'est la diffusion par la glace qui est prépondérante. Ainsi par exemple, dans les systèmes convectifs tropicaux, les fortes pluies sont produites par des cumulo-nimbus développés jusqu'à des altitudes élevées, contenant sur une épaisseur de plusieurs kilomètres de gros cristaux de glace qui sont responsables d'une forte diffusion du rayonnement MO aux fréquences élevées ; le signal MO mesuré à 86 GHz est alors très marqué et est relié aux pluies intenses associées à la présence de ces cristaux de glace.

En résumé, en présence des précipitations, l'absorption par les gouttes d'eau est prépondérante aux basses fréquences (19 et 37 GHz), tandis que c'est la diffusion par la glace qui est le phénomène le plus important aux fréquences élevées (86 GHz).

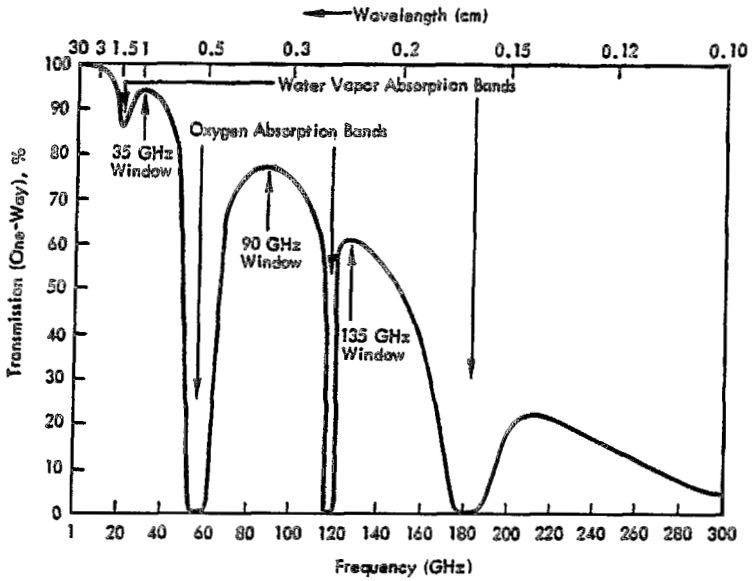


Figure 1 : Transmission à travers l'atmosphère en ciel clair (fig.1.10 de ULABY *et al.*, 1981).

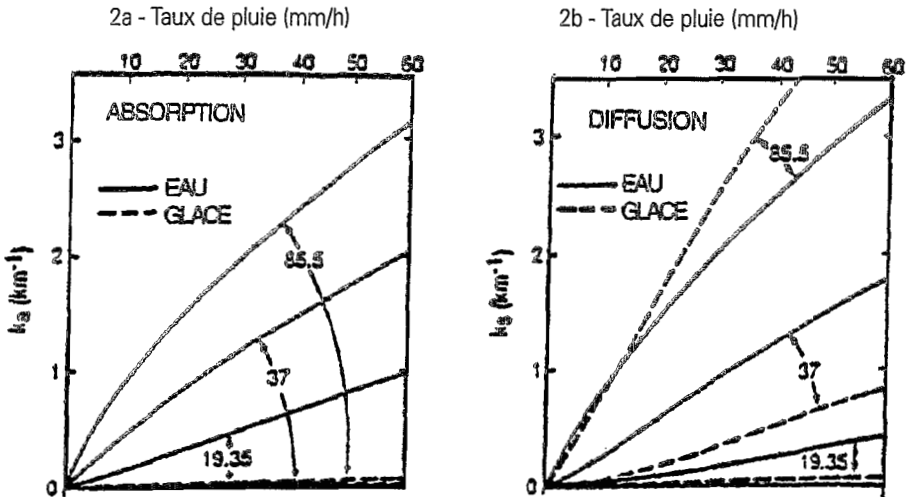


Figure 2 : Coefficient d'absorption  $k_a$  (fig. 2a) et coefficient de diffusion  $k_s$  (fig. 2b) en  $\text{km}^{-1}$ , en fonction du taux de pluie, pour l'eau liquide (en trait plein) et pour la glace (en traits pointillés), aux trois fréquences 19 GHz, 37 GHz et 86 GHz.

Les relations entre la pluie et les radiances MO mesurées à bord de satellite sont présentées dans la section suivante.

### III - RELATION ENTRE LES DONNÉES SATELLITE MO ET LA PLUIE

L'intensité du rayonnement MO, reçue par un radiomètre placé à bord d'un satellite, est constituée de l'intensité de l'ensemble des rayonnements MO émis, transmis et diffusés par la surface et par l'atmosphère nuageuse. WILHEIT a, le premier, proposé un modèle de transfert radiatif simple pour relier les radiances MO observées aux taux de pluie ; on trouvera une description de ce modèle dans WILHEIT (1986).

La radiance ou l'intensité d'un rayonnement émis par un corps noir, à la température physique T et à la fréquence  $\nu$ , est donnée par la fonction de PLANCK :

$$B(\nu, T) = \frac{2h\nu^3}{c^2} \left[ \frac{1}{\exp(h\nu/kT) - 1} \right]$$

où h est la constante de PLANCK, k la constante de BOLTZMAN et c la vitesse de la lumière. Dans le domaine des fréquences MO (1 à 300 GHz) et pour les températures de l'atmosphère (10 à 300 K), le produit  $h\nu$  est toujours très inférieur à  $kT$  ; en utilisant un développement limité du premier ordre, la radiance s'écrit :

$$B(\nu, T) = \frac{2h\nu^3}{c^2} kT$$

Ceci constitue l'approximation connue sous le nom de RAYLEIGH-JEANS. Elle permet de considérer que la radiance est proportionnelle à la température T du corps noir. La surface de la Terre n'est pas un corps noir, elle a une émissivité e ; un radiomètre micro-onde mesure alors une température de brillance  $T_B = e T$  qui est la température équivalente d'un corps noir qui émettrait la même énergie que la surface.

En ciel clair, le radiomètre voit la surface de la Terre, à travers l'atmosphère sans nuage qui est transparente aux MO, et mesure une température de brillance qui dépend de la température  $T_s$  de la surface et de son émissivité e. L'émissivité dépend du type de surface, mer ou terre :

- pour la mer, l'émissivité varie de 0,3 à 0,7 environ, en fonction de la fréquence, de la polarisation et de l'angle de visée. Ceci est illustré par la figure 3 qui représente l'émissivité pour les polarisations horizontale et verticale en fonction de l'angle d'incidence, à 10 GHz et à 60 GHz. Les canaux de SSM/I dédiés à la mesure de la pluie, sont polarisés horizontalement et verticalement aux fréquences 19, 37 et 86 GHz et le radiomètre vise la surface avec un angle de 53°. L'émissivité de la mer dépend également de l'état de surface (rugosité liée au vent, salinité et température) ;
- pour la terre, l'émissivité est forte ; elle varie de 0,9 à 1, principalement en fonction de l'humidité du sol.

Ainsi, le radiomètre, lorsqu'il vise la mer, enregistre des températures de brillance froides (typiquement :  $T_B = e T_s = 0,5 \times 300 = 150$  K), tandis que lorsqu'il vise la terre, il enregistre des températures de brillance élevées (typiquement :  $T_B = e T_s = 0,9 \times 300 = 270$  K).

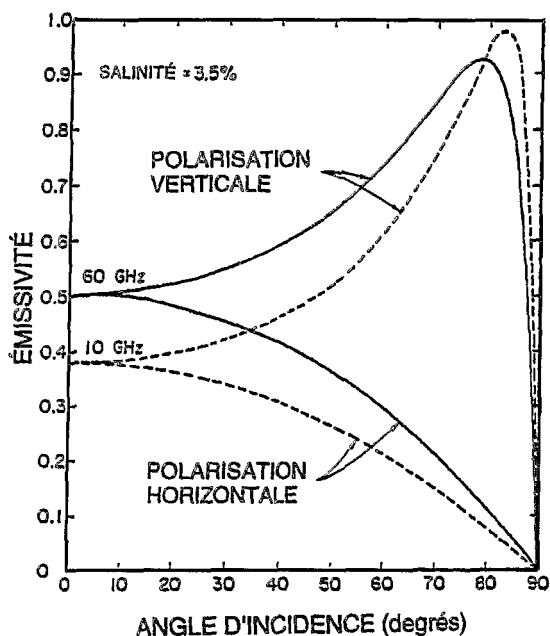


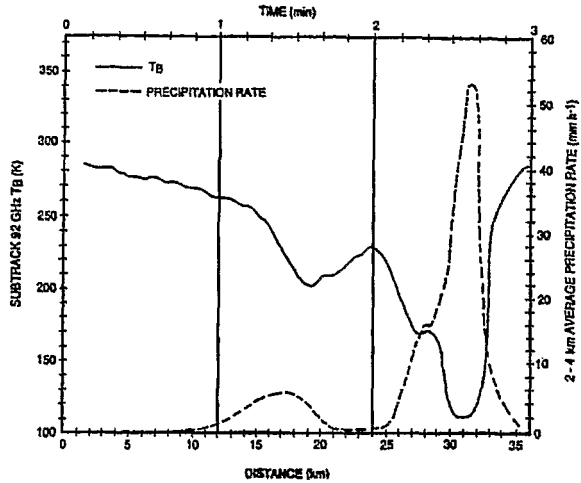
Figure 3 : Émissivité pour les polarisations horizontale et verticale en fonction de l'angle d'incidence, à 10 GHz et à 60 GHz.

Lorsqu'il y a des nuages et des précipitations, comme il a été dit dans la section précédente, il y a absorption et diffusion par les hydrométéores. Ainsi, le radiomètre ne reçoit plus seulement le signal venant de la surface mais celui provenant du nuage ou des précipitations.

Quand il y a absorption par les gouttes d'eau, celles-ci émettent à la température de la couche de l'atmosphère où elles se trouvent et le radiomètre mesure alors une température de brillance qui est plus élevée que la température de brillance de la surface en arrière-plan. Ainsi, l'augmentation de la température de brillance observée est un signal de l'absorption par les gouttes d'eau qui est une mesure du volume d'eau ; le signal est donc directement relié à la pluie. Toutefois, ce signal n'est mesurable que lorsqu'il y a un contraste assez grand avec la température de brillance de la surface, c'est-à-dire seulement lorsque la surface visée est la mer.

Quand il y a diffusion par les hydrométéores, principalement les cristaux de glace, le rayonnement est diffusé dans toutes les directions. La couche supérieure de glace agit comme un écran qui masque les couches de niveau inférieur et elle n'émet vers le satellite qu'une partie du rayonnement ; les températures de brillance mesurées sont donc basses. Ainsi, la diminution de la température de brillance observée, aussi bien au-dessus de la mer que sur la terre, est un signal de la diffusion par les grosses particules de glace au sommet du nuage qui sont généralement associées au processus de la formation des gouttes de pluie. C'est donc une mesure moins directe de la pluie que le signal d'absorption, mais il peut être mesuré sur la terre aussi bien que sur la mer. Toutefois il est difficile de relier quantitativement le signal de diffusion au taux de pluie, car le coefficient de diffusion dépend d'un grand nombre de paramètres tels que la distribution des particules de glace, la forme des cristaux de glace et leur orientation, la

Figure 4 : Variation du taux de pluie mesuré par radar et variation de la température de brillance à 92 GHz mesurée par avion au-dessus d'un système convectif sur le continent, pendant l'expérience COHMEX (fig. 7 de SPENCER *et al.* 1989).



densité de la glace et l'épaisseur de la couche de glace. On constate cependant qu'il peut y avoir une bonne corrélation entre les températures de brillance micro-onde observées et les pluies mesurées, comme on peut le voir sur l'exemple représenté sur la figure 4 (extraite de SPENCER *et al.*, 1989) qui montre la variation du taux de pluie mesuré par radar et la variation de la température de brillance à 92 GHz, mesurée lors d'un vol avion au-dessus d'un système convectif sur le continent, pendant l'expérience COHMEX.

Comme l'absorption est prépondérante aux basses fréquences (19 et 37 GHz) et que la diffusion est le phénomène le plus important aux fréquences élevées (86 GHz), on peut simplifier en disant qu'on observe pour les canaux à 86 GHz, une température de brillance qui décroît avec le taux de pluie à cause de la diffusion par les cristaux de glace, tandis que pour les canaux à 19 et 37 GHz, on observe une température de brillance qui augmente avec le taux de pluie à cause de l'absorption par les gouttes d'eau. À 19 GHz, la température de brillance atteint la saturation pour les forts taux de pluie, tandis qu'à 37 GHz, l'effet de la diffusion par les très grosses particules de glace associées aux taux de pluie élevés se fait néanmoins sentir et on observe une diminution de la température de brillance pour les forts taux de pluie. Ces variations caractéristiques des températures de brillance aux hautes et basses fréquences en fonction du taux de pluie sont illustrées par les courbes de la figure 5 (extraite de JANSSEN, 1993) obtenues à partir d'observations. Les données utilisées sont des mesures fournies par le radiomètre SSM/I, au-dessus de la mer à proximité du Japon, entre juin et août 1989. Les taux de pluie horaires coïncidant ont été obtenus à partir de données radar ; ils ont été moyennés sur des surfaces de 60 km de diamètre correspondant à la plus basse résolution des pixels de SSM/I. Les points représentés sur cette figure sont des moyennes des températures de brillance mesurées dans chacun des quatre canaux de SSM/I (polarisation verticale) en fonction des taux de pluie ; pour ne pas faire apparaître la grande dispersion des valeurs, il s'agit de la moyenne par intervalle de 1 mm/h (pour chaque taux de pluie, le nombre d'observations utilisées dans l'intervalle concerné est indiqué sur la figure).

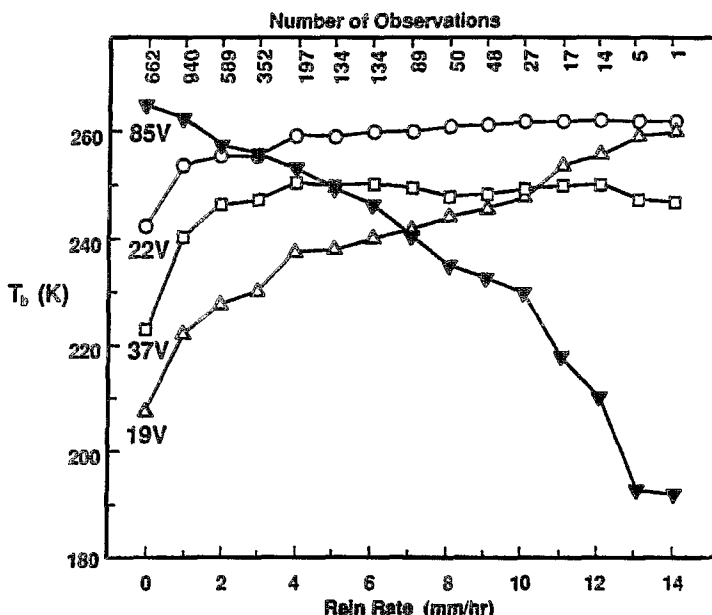


Figure 5 : Moyennes des températures de brillance à 19, 22, 37 et 85 GHz (polarisation verticale) obtenues à partir d'observations fournies par le radiomètre SSM/I, au-dessus de la mer à proximité du Japon, entre juin et août 1989 (pour chaque taux de pluie, le nombre d'observations utilisées pour calculer la moyenne dans l'intervalle de 1mm/h, est indiqué sur le haut de la figure).

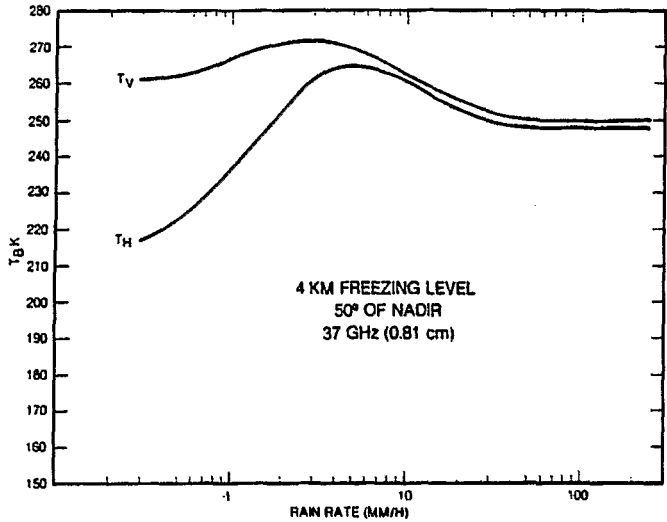
Les taux de pluie obtenus à partir de données radar, ont été moyennés sur des surfaces de 60 km de diamètre (figure 6.27 de JANSSEN, 1993).

Pour les basses fréquences, il y a ambiguïté pour déterminer le taux de pluie à partir de la température de brillance mesurée dans un seul canal, sauf pour les très faibles valeurs des taux de pluie. Mais la différence entre les températures de brillance du canal polarisé verticalement et du canal polarisé horizontalement permet de lever cette ambiguïté car elle diminue quand le taux de pluie augmente. En effet, le rayonnement émis par les gouttes d'eau n'est pas polarisé et la présence des gouttes dépolarise le rayonnement qui a été polarisé par la surface. La figure 6 représente les températures de brillance calculées au-dessus de l'océan, pour un angle d'incidence de  $50^\circ$ , pour le canal 37 GHz polarisé horizontalement  $T_H$  et verticalement  $T_V$ , en fonction du taux de pluie. On voit sur cette figure, que la différence de polarisation ( $T_V - T_H$ ) permet une mesure de la pluie, sauf pour les forts taux de pluie.

En résumé, il apparaît que les températures de brillance des différents canaux MO ou bien des combinaisons de ces températures, sont reliées, plus ou moins directement, à la pluie. Leur utilisation dans un algorithme d'estimation des pluies présente néanmoins certaines difficultés qui sont expliquées dans la section suivante.



Figure 6 :  
Températures de  
brillance, calculées  
au-dessus de la  
mer, pour le canal  
à 37 GHz polarisé  
horizontalement  $T_H$   
et polarisé  
verticalement  $T_V$ ,  
en fonction  
du taux de pluie.



## IV - DIFFICULTÉS DES MÉTHODES MO D'ESTIMATION DES PLUIES

Comme il a été vu précédemment, les deux modes d'interaction entre le rayonnement MO et l'atmosphère précipitante sont la diffusion par la glace et l'absorption-émission par l'eau liquide. La base physique des diverses méthodes MO d'estimation des pluies est par conséquent soit le mode diffusion soit le mode émission ; les algorithmes utilisent, comme indice de pluie, les températures de brillances  $T_B$  elles-mêmes ou bien des combinaisons de ces températures  $T_B$ . On peut citer par exemple, parmi les divers indices étudiés, l'indice de diffusion SI (Scattering Index) proposé par GRODY (1991) ou bien l'indice NPD (Normalized Polarization Difference) proposé par PETTY (1994) qui permettent de découpler les effets de la diffusion de l'effet d'émission et aussi de la contribution des autres paramètres géophysiques. Les algorithmes sont généralement différenciés suivant que la surface visée est la terre ou l'océan. Des tests sont appliqués d'abord, pour tenter de classifier les pixels où la pluie est probable et les pixels sans pluie et lever aussi les ambiguïtés qui existent, comme par exemple sur la terre, entre un signal dû à la pluie et le signal dû au désert ou à de la neige au sol.

Les expressions reliant les indices de pluie calculés à partir des données satellite MO aux taux de pluie sont obtenues par des régressions statistiques entre ces indices et des données de pluie mesurées au sol. Des relations empiriques (indice MO/taux de pluie) sont proposées, mais il faut remarquer que ces relations ne peuvent pas avoir une validité universelle et qu'elles ne doivent être appliquées que pour les régions climatiques pour lesquelles elles ont été établies. De plus, pour réaliser une analyse statistique il faut disposer d'un ensemble de données suffisamment grand et fiable ; or il faut noter qu'on ne dispose pas actuellement de beaucoup d'ensembles de mesures satellite de SSM/I coïncidant avec des mesures de bonne qualité des précipitations par radar ou bien par réseaux de pluviomètres.

D'autres méthodes d'estimation plus sophistiquées consistent à inverser des modèles de transfert radiatif couplés avec un modèle d'atmosphère et de nuages (voir par exemple KUMMEROW et GIGLIO, 1994 ou MUGNAI et SMITH, 1988). Dans ce cas, un nombre important de paramètres physiques et microphysiques sont nécessaires pour décrire l'atmosphère nuageuse et les précipitations et de nombreuses hypothèses très simplificatrices doivent être faites.

Pour résumer, les problèmes potentiels sont liés au fait que les relations avec la pluie ne sont pas univoques et généralement pas linéaires ; il faut noter que, pour les méthodes utilisant le mode absorption par l'eau liquide, il est difficile de distinguer les pluies faibles de l'eau liquide nuageuse et que, par ailleurs, l'estimation ne peut être faite que sur l'océan. Pour les méthodes utilisant le mode diffusion par la glace, la diffusion étant provoquée par la couche de glace formée au sommet des nuages précipitants, il n'est pas possible de détecter des pluies « chaudes » c'est-à-dire les pluies produites par des nuages assez bas dont le sommet n'atteint pas le niveau où les cristaux de glace se forment.

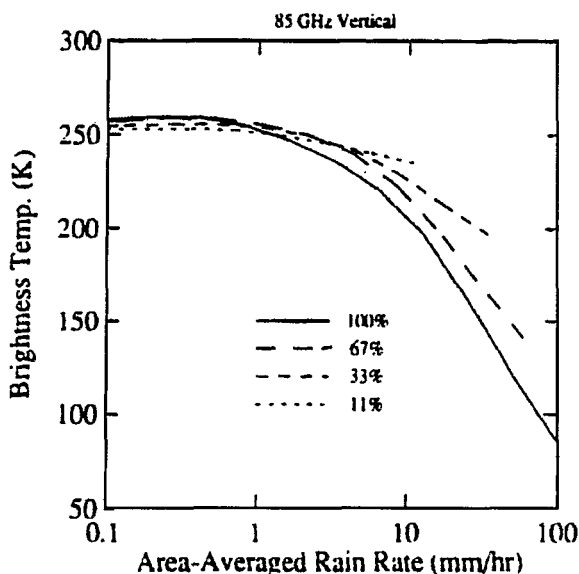
En dehors de ces difficultés, il faut aussi souligner deux limitations importantes, l'une liée à la résolution spatiale et l'autre liée à l'échantillonnage temporel.

La résolution spatiale des images fournies par les radiomètres MO est bien inférieure à celle des images IR ; la taille du pixel varie de 15 km pour les hautes fréquences (86 GHz) à 69 km pour les basses fréquences (19 GHz). Compte tenu de la forte variabilité spatiale de la pluie, la surface visée correspondant à un pixel peut être très inhomogène ou bien n'être que partiellement couverte par la pluie.

Ce problème de « remplissage » du pixel est crucial car la relation n'étant pas linéaire entre l'indice de pluie et le taux de pluie, il s'ensuit une indétermination importante de la pluie estimée qui peut aller jusqu'à 100 %. La figure 7 extraite de PETTY (1994), représente la température de brillance calculée pour 86 GHz (polarisation verticale) pour un pixel couvert respectivement par une pluie d'intensité uniforme sur 100, 67, 33 et 11 % de sa surface. On voit par exemple, qu'une température de 225 K peut représenter soit une pluie de 5 mm/h répartie uniformément sur l'ensemble du pixel (courbe 100 %), soit une pluie de 30 mm/h couvrant 1/3 du pixel (courbe 33 %) qui reçoit donc 10 mm/h en moyenne sur sa surface. Le problème est encore plus crucial avec les basses fréquences qui ont la résolution spatiale la plus basse (69 km).

La difficulté liée à l'échantillonnage temporel affecte le calcul de l'estimation de la pluie cumulée. L'intervalle de temps entre deux mesures satellite est bien trop grand pour rendre compte de l'intermittence de la pluie. L'utilisation de seulement quelques estimations instantanées de la pluie par jour pour obtenir la pluie cumulée sur le temps est une source d'erreur importante. Un radiomètre placé à bord d'un satellite polaire dont la trace au sol est de 1 400 km, ne voit que 60 % de la surface du globe en 24 heures ; il ne donne au mieux qu'une image ou deux images (pour les régions de latitude élevée) par jour de la région étudiée. Actuellement deux radiomètres SSM/I sont en orbite : l'un sur le satellite F10 et l'autre sur le satellite F11 de DMSP ; ils passent au-dessus de l'équateur approximativement à 6 heures d'intervalle. Une étude de l'erreur sur l'estimation de la pluie mensuelle moyennée sur différentes échelles spatiales qui résulte du sous-échantillonnage temporel des mesures satellite a été faite par WENG *et al.* (1994) ; elle montre que l'erreur peut être importante (25 % sur l'océan et davantage

Figure 7 : Température de brillance calculée pour 86 GHz (polarisation verticale) pour un pixel couvert respectivement par une pluie d'intensité uniforme, sur 100, 67, 33 et 11 % de sa surface (figure 5e de PETTY, 1994).



sur le continent) et en particulier lorsque le cycle diurne est fort, l'estimation est sur-estimée ou sous-estimée suivant que l'heure de passage du satellite est proche du maximum ou du minimum du cycle diurne.

À cause des divers problèmes qui ont été résumés ci-dessus, l'estimation de la pluie par satellite, utilisant les techniques MO passives, fait l'objet de nombreuses recherches depuis quelques années et beaucoup de méthodes d'estimation sont développées à l'heure actuelle. Un effort important est fait actuellement pour comparer et tenter d'évaluer ces méthodes. Deux programmes d'inter-comparaison d'algorithmes d'estimation des précipitations par satellite sont en cours. Leur but est de comparer les performances des divers algorithmes MO et IR, de comprendre les différences et de déterminer le type d'algorithmes qui a les meilleures performances pour les différents régimes de pluie ou régions climatiques.

L'un est supporté par le GPCP (Global Precipitation Climatology Project) du WCRP (World Climate Research Programme) de l'OMM : trois expériences AIP (Algorithm Intercomparison Projects) ont été menées :

- AIP-1 en juin-août 1989 sur la région du Japon et les mers environnantes ;
- AIP-2 en février-avril 1991 sur le Nord-Ouest de l'Europe et de l'Atlantique ;
- AIP-3 de novembre 1992 à février 1993 sur l'Ouest du Pacifique équatorial.

Les comparaisons portent sur les pluies instantanées, journalières et mensuelles, et pour des moyennes spatiales sur des carrés de côté allant de  $0,2^\circ$  à  $1,25^\circ$  suivant les expériences. Les résultats sont rapportés dans LEE *et al.* (1991) et ARKIN et XIE (1994) pour AIP-1 et dans ALLAM *et al.* (1993) pour AIP-2.

L'autre programme d'inter-comparaison est supporté par le projet WetNet de la NASA (National Aeronautics and Space Administration) : deux expériences PIP (Precipitation Intercomparison Programs) ont été menées : l'expérience PIP-1 compare les pluies mensuelles sur une grille de  $0,5^\circ$  de côté sur l'ensemble du globe de juillet à

octobre 1987. Les résultats sont présentés dans BARRETT, (1994). L'expérience PIP-2 compare les pluies instantanées moyennées sur  $0,2^\circ$  pour un ensemble varié de cas d'études sélectionnés entre juillet 1987 et février 1993.

Ces deux programmes de comparaison de méthodes ne sont pas achevés. Ils ont tous deux mis en évidence la grande difficulté à obtenir un ensemble de données de validation à partir des radars et des pluviomètres qui soit de bonne qualité et produise des mesures fiables permettant d'évaluer quantitativement les estimations de pluie par satellite. Les premiers résultats indiquent qu'il n'y a pas de méthode MO qui réussisse mieux que les autres dans toutes les conditions climatiques. Ils confirment en général que les techniques MO permettent une meilleure estimation des pluies instantanées et une moins bonne estimation des pluies mensuelles que les techniques IR.

Certaines méthodes d'estimation des pluies essaient d'associer les deux techniques et combinent les données IR et MO. Parmi ces méthodes mixtes IR/MO, on peut citer celle proposée par ADLER *et al.* (1993) et celle qui a été développée au laboratoire de Météorologie dynamique ; celle-ci est présentée dans la section suivante, ainsi que les principaux résultats de tests de validation sur deux régions climatiques différentes.

## V - MÉTHODE D'ESTIMATION DES PLUIES COMBINANT LES MO ET L'IR

### 1 - La méthode RACC

La méthode RACC (Rain And Cloud Classification) tente de tirer un avantage des techniques IR et MO, en utilisant la bonne résolution spatio-temporelle des images IR et l'information reliée à la pluie contenue dans les données MO. Cette méthode est détaillée dans JOBARD et DESBOIS (1994). Elle utilise une technique de classification automatique développée par DESBOIS *et al.* (1982). Cette technique est basée sur la méthode des nuées dynamiques qui permet de partitionner les données en classes naturelles en considérant plusieurs paramètres, sans avoir aucune connaissance *a priori* de ces classes. Ceci permet de trouver un certain nombre de classes homogènes que l'on associe à différents types de nuages, précipitants ou non. Trois paramètres sont utilisés ; pour l'IR, il s'agit d'un paramètre spectral (la température de brillance) et un paramètre spatial, obtenu à partir de la variance locale de chaque pixel dans l'image IR. Ce paramètre « Variance-IR » est important pour caractériser la structure spatiale des nuages. Pour les MO, le paramètre est obtenu à partir d'un canal ou d'une combinaison des canaux MO.

Pour la phase d'apprentissage de la classification, les trois ensembles de paramètres sont constitués à partir d'images IR et d'images MO en coïncidence spatio-temporelle. Ceci forme l'ensemble d'apprentissage. Un processus itératif permet de converger vers un ensemble de classes ; chaque classe est alors caractérisée, pour chacun des paramètres, par le « centre de gravité » des pixels de l'ensemble d'apprentissage qui appartiennent à la classe. La valeur du paramètre MO sert à déterminer si une classe représente un type de nuage précipitant ou non. Pour chaque classe correspon-

quant à la pluie, une relation empirique entre le paramètre MO et le taux de pluie est utilisée pour associer un taux de pluie à la classe. Un exemple d'une classification à 9 classes est présenté dans le tableau 1. Le paramètre MO est dans cet exemple, la température de brillance du canal 86 GHz (vertical) qui est reliée à la pluie pour les températures inférieures à 253 K.

Tableau 1 - Exemple de classification des nuages obtenue à partir de trois paramètres : IR, Variance - IR, MO et le taux de pluie associé à chaque classe.

Classe	IR (K)	Variance-IR	MO (K)	Taux de pluie
1	243	52	275	0
2	239	32	274	0
3	239	72	275	0
4	225	57	249	1
5	221	52	274	0
6	218	28	274	0
7	209	30	259	0
8	205	31	237	3
9	202	28	207	6

Pour la phase d'application de la méthode, seuls les paramètres IR (température IR et variance-IR) sont utilisés afin de conserver la meilleure résolution spatiale et temporelle que permettent les images IR. La classification obtenue dans la phase d'apprentissage est utilisée pour classer chaque pixel dans la classe dont le centre de gravité est le plus proche (les distances étant calculées avec deux paramètres). La pluie estimée sur chaque pixel est alors donnée par le taux de pluie associé à la classe à laquelle il appartient. On obtient ainsi des images de taux de pluie à la résolution du pixel IR (5 km) et à la fréquence horaire ou semi-horaire, à partir desquelles on peut calculer la moyenne spatiale de la pluie sur les surfaces étudiées et les cumuls temporels. L'organigramme résumant la méthode RACC est représenté sur la figure 8.

## 2 - Résultats

La méthode RACC a été testée sur différentes régions climatiques pour l'estimation des précipitations à différentes échelles spatiales et temporelles. Quelques résultats significatifs de deux études sont présentés dans ce qui suit.

La première étude a été faite sur une région tropicale, en Afrique de l'Ouest. Le site de validation est situé au Niger, sur une zone comprise entre 2° E - 3° E et 13° N - 14° N, équipée d'un réseau dense de pluviographes. La période étudiée couvre deux mois de la saison des pluies, du 6 juillet au 6 septembre 1989.

Cette étude a été menée dans le cadre du programme EPSAT (Estimation des précipitations par satellite) qui est décrit dans LEBEL *et al.* (1992). Le tableau 2a montre les valeurs des coefficients de corrélation entre les valeurs estimées par la méthode RACC et les valeurs observées à différentes échelles spatiales (de 15 x 15 km<sup>2</sup> à 120 x 120 km<sup>2</sup>).

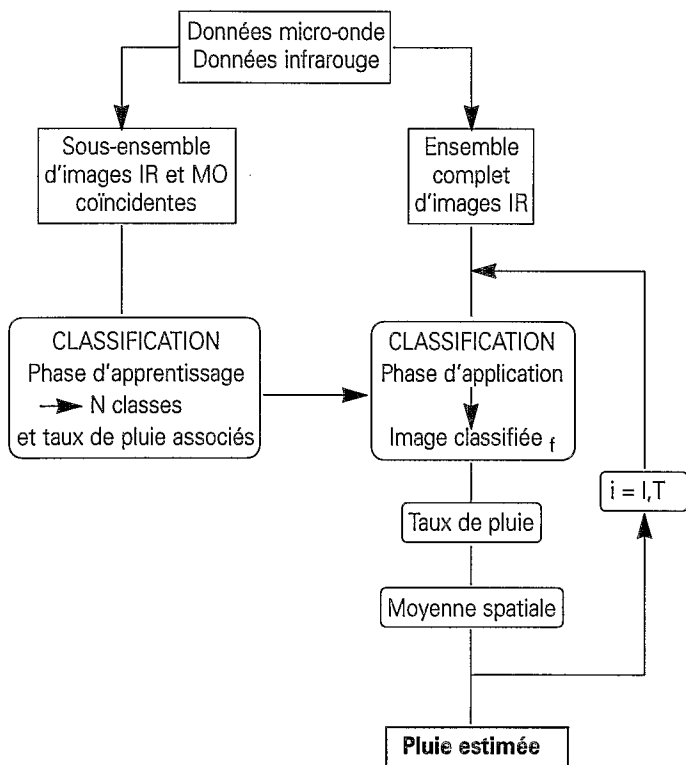


Figure 8 : Organigramme de la méthode RACC.

Les précipitations sont cumulées sur des périodes allant de 1 à 12 heures ; sur l'ensemble des deux mois de mesures, il y a 26 journées comportant des événements pluvieux, il n'est donc pas significatif de faire des statistiques sur des périodes plus longues.

Nos résultats sont comparés à ceux obtenus avec une méthode IR à seuil, pour deux valeurs différentes du seuil choisi (- 40 °C et -60 °C) ; les corrélations avec les valeurs observées sont données respectivement dans les tableaux 2b et 2c.

La comparaison de ces coefficients de corrélation indique que la méthode RACC présente des meilleures corrélations que la technique IR, pour toutes les échelles spatio-temporelles testées. Toutefois, il faut remarquer que l'amélioration est plus importante si l'on compare avec la technique IR utilisant le seuil - 40 °C qu'avec celle utilisant le seuil - 60 °C. Mais, comme il a été montré, par exemple dans JOBARD et DESBOIS (1992), le choix du meilleur seuil IR est la difficulté majeure de la technique IR à seuil. En outre, il peut dépendre de l'échelle spatio-temporelle utilisée.

La seconde étude a porté sur les données de l'expérience AIP-1 sur la région du Japon et des mers environnantes (23° N - 46° N et 120° E - 147° E) pendant deux périodes d'un mois, du 1 au 30 juin et du 15 juillet au 15 août 1989. Les images IR proviennent du satellite GMS (Geostationary Meteorological Satellite) et sont fournies toutes

Tableau 2 - Coefficients de corrélation entre les précipitations observées et estimées avec la méthode RACC (tableau a) et avec une méthode IR utilisant deux seuils différents : - 40 °C (tableau b) et - 60 °C (tableau c).

(a)		Échelle spatiale Échelle (km <sup>2</sup> ) temporelle (heure)	15 x 15	30 x 30	60 x 60	120 x 120
RACC	1		0.59	0.62	0.69	0.77
	3		0.70	0.72	0.75	0.80
	6		0.77	0.78	0.80	0.83
	12		0.80	0.81	0.84	0.86

(b)		Échelle spatiale Échelle (km <sup>2</sup> ) temporelle (heure)	15 x 15	30 x 30	60 x 60	120 x 120
SEUIL = - 40 °C	1		0.38	0.41	0.46	0.56
	3		0.50	0.51	0.54	0.61
	6		0.60	0.61	0.63	0.67
	12		0.69	0.71	0.73	0.76

(c)		Échelle spatiale Échelle (km <sup>2</sup> ) temporelle (heure)	15 x 15	30 x 30	60 x 60	120 x 120
SEUIL = - 60 °C	1		0.48	0.51	0.58	0.69
	3		0.62	0.64	0.68	0.76
	6		0.73	0.74	0.77	0.81
	12		0.76	0.78	0.80	0.84

les heures. Les images MO proviennent de l'instrument SSM/I à bord du satellite DMSP F-8. La méthode RACC a été appliquée en utilisant comme paramètre MO, l'indice de diffusion de GRODY (1991). L'ensemble des champs de pluie pour la validation, a été constitué à partir de l'analyse horaire des précipitations, obtenue en composant les données des pluviographes AMeDAS (Automated Meteorological Data Acquisition System) et les données RADAR fournies par la « Japanese Meteorological Agency » (JMA) (voir LEE *et al.*, 1989). La pluie moyenne a été estimée sur des carrés de 1,25 ° x 1,25 ° ; l'ensemble de validation comprend 27 carrés sur la terre et 52 carrés sur la mer.

Les résultats portant sur le cumul mensuel de la pluie horaire moyenne sur chacun des 79 carrés, estimée par la méthode RACC ont été comparés, pour les deux périodes (juin et juillet/août), avec les estimations obtenues par une technique IR et les estimations obtenues par une technique utilisant les données MO. L'algorithme IR est le GPI (GOES Precipitation Index, ARKIN et MEISNER, 1987). Cet algorithme utilise un seuil égal à 235 K (- 38 °C) au-dessous duquel le pixel est associé à un taux de précipitation constant de 3 mm/heure. La technique MO utilise l'indice de diffusion SI de GRODY et

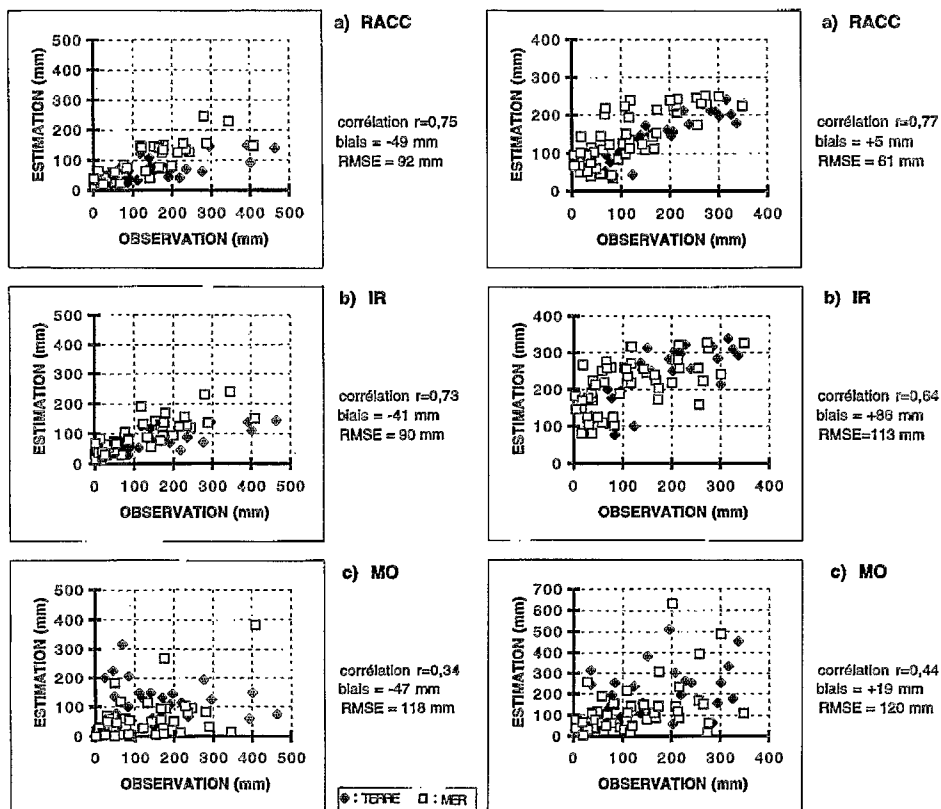


Figure 9 : Pluies mensuelles pour juin (figures a) et pour juillet/août (figures b), estimées par la méthode RACC (figures a), par la méthode IR (figures b) et par la méthode MO (figures c) en fonction des pluies observées pour 79 carrés de 1,25° x 1,25° sur la région du Japon en 1989.



estime la pluie mensuelle à partir des valeurs calculées aux heures de passage de l'instrument SSM/I. Les figures 9a et 9b montrent respectivement pour les périodes juin et juillet/août, en fonction des pluies observées sur les 79 carrés, les pluies mensuelles estimées par les trois méthodes : a) RACC, b) IR et c) MO. Les statistiques de ces comparaisons sont rassemblées dans les tableaux 3a et 3b qui montrent pour chacune des périodes (juin et juillet/août) les coefficients de corrélation entre les valeurs estimées et observées de la pluie mensuelle, la pluie moyenne estimée, l'erreur moyenne et l'écart type de l'erreur (RMSE). Pour la période de juin, plutôt caractérisée par des pluies frontales, la méthode combinée (IR/MO) fournit les meilleurs paramètres statistiques. Pour la période juillet/août, elle montre une nette amélioration de la corrélation avec les valeurs de pluie observées par rapport à ce que fournit la technique MO mais cette amélioration est moins significative par rapport à la technique IR. On peut sans doute expliquer la mauvaise performance de la technique MO pour restituer les pluies mensuelles, par le nombre très insuffisant de données disponibles (une ou deux images MO par jour). Il faut aussi noter que les trois techniques sous-estiment nettement la pluie pendant cette période ; ce résultat est probablement dû à la difficulté pour les méthodes IR comme pour les méthodes MO de détecter les systèmes orographiques, assez nombreux pendant cette période, qui produisent des pluies chaudes.

Les résultats de ces deux études de validation de la méthode RACC sont encourageants car ils indiquent des corrélations entre les pluies cumulées estimées et observées parfois meilleures que celles obtenues avec des méthodes IR ou MO, pour les échelles spatiales et temporelles étudiées.

Tableau 3 - Comparaison des statistiques obtenues avec la méthode RACC et avec les techniques IR et MO pour la pluie mensuelle.

a) Période juin (pluie mensuelle observée moyenne : 134,2 mm).

Algorithme	Moyenne	Erreur Moyenne	« RMSE »	Corrélation
RACC(IR/MO)	139	5	61	0,77
IR	220	86	113	0,64
MO	153	19	120	0,44

b) Période juillet-août (pluie mensuelle observée moyenne : 121,9 mm).

Algorithme	Moyenne	Erreur Moyenne	« RMSE »	Corrélation
RACC(IR/MO)	73	- 49	92	0,75
IR	81	- 41	90	0,73
MO	75	- 47	118	0,34

## VI - CONCLUSION

Diverses méthodes d'estimation des précipitations à partir des données-satellite ont été développées et en particulier au cours des dernières années, celles utilisant les données MO. Il a été rappelé que l'avantage primordial des méthodes qui utilisent l'IR est leur très bonne résolution temporelle et spatiale et leur défaut est le manque de relation physique directe avec les précipitations. L'avantage des méthodes qui utilisent les micro-ondes est lié au fait que les données MO sont des mesures directes de l'absorption et de l'émission ou de la diffusion du rayonnement par les gouttes d'eau et les cristaux de glace à l'intérieur des nuages. Ces interactions entre le rayonnement MO et les hydrométéores sont utilisées pour évaluer les taux de pluie. Cependant, la faible résolution spatiale et l'échantillonnage temporel insuffisant des données MO provenant des satellites à orbite basse, rendent difficile l'estimation des précipitations cumulées dans le temps.

Une méthode d'estimation des pluies cumulées qui tente de tirer un avantage des deux approches, en utilisant la bonne résolution spatio-temporelle des images IR et l'information reliée à la pluie contenue dans les données MO a été présentée. Cette méthode combinée IR/MO, appelée RACC, a été testée pour deux régions climatiques très différentes : une région océanique tempérée autour du Japon (terre et mer) et une région continentale tropicale de l'Afrique de l'Ouest. Les estimations ont été faites pour les précipitations moyennées sur différentes surfaces et cumulées sur des périodes de durées différentes. Dans ces deux études, la méthode RACC a fourni en général des estimations mieux corrélées aux données de validation que les techniques utilisant séparément l'IR ou bien les MO. Il faut noter toutefois, que les comparaisons ne portent pas sur les pluies instantanées pour lesquelles les méthodes MO sont plus appropriées que les méthodes statistiques IR ou combinées IR/MO. Ces résultats sont encourageants et indiquent que l'estimation des pluies par satellite peut certainement être améliorée en utilisant ensemble toutes les données satellite disponibles, parce qu'elles sont complémentaires.

## VII - RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALDLER R.F., NEGRI A.J., KEEHN P.R. and HAKKARINEN I.M. 1993 - Estimation of monthly rainfall over Japan and surrounding waters from a combination of low-orbit MW and geosynchronous IR data. *J. Appl. Meteor.*, 32, 335-356.
- ALLAM R., HOLPIN G., JACKSON P. and LIBERTI G., 1993 - Second Algorithm Intercomparison Project of the Global Precipitation Climatology Project: AIP-2. Pre-Workshop Report, U.K.M.O., Bracknell, Berkshire, UK, 133 p.
- ARKIN P.A. and MEISNER B.N., 1987 - The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982-1984. *Mon. Weather Rev.*, 115, 51-74.
- ARKIN P.A. and XIE P., 1994 - The Global Precipitation Climatology Project: First Algorithm Intercomparison Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 75, n° 3, 401-419.

- BARRETT E.C., 1994 - The First WetNet Precipitation Intercomparison Project (PIP-1). Remote Sensing Reviews, Harwood Academic Publishers, vol. 11, numbers 1-4, 374 p.
- DESBOIS M., SÈZE G. and SZEJWACH G., 1982 - Automatic classification of clouds on Meteosat imagery: application to high-level clouds, *J. Appl. Meteorol.*, 21, 401-412.
- GRODY N.C., 1991 - Classification of snow cover and precipitation using the Special Sensor Microwave Imager, *J. Geophys. Res.*, 96, n° D4, 7423-7435.
- JANSSEN M.A., 1993 - Atmospheric Remote Sensing by Microwave Radiometry. Wiley Interscience Publication, 572 p.
- JOBARD I. and DESBOIS M., 1992 - Remote sensing of rainfall over the tropical Africa using Meteosat IR imagery: sensitivity to time and space averaging, *International Journal of Remote Sensing*, 13, n° 14, 2683-2700.
- JOBARD I. and DESBOIS M., 1994 - Satellite estimation of the tropical precipitation using the Meteosat and SSM/I data, *Atmospheric Research*, 34, 285-298.
- KUMMEROW C. and GIGLIO L., 1994 - A passive microwave technique for estimating rainfall and vertical structure information from space, part I: Algorithm description. *J. Appl. Meteor.*, 33, 3-18.
- LEBEL T., SAUVAGEOT H., HOEPPFNER M., DESBOIS M., GUILLOT B. and HUBERT P., 1992 - Rainfall estimation in the Sahel: the EPSAT-NIGER experiment, Hydrological Sciences - *Journal des Sciences hydrologiques*, 37, n° 3, 201-215.
- LEE T.H., JANOWIAK J.E. and ARKIN P.A., 1991 - Atlas of products from the Algorithm Intercomparison Project 1: Japan and surrounding oceanic regions, June-August 1989, University Corporation for the Atmospheric Research, available from Climate Analysis Center, NOAA, Washington, 131 p.
- MUGNAI A. and SMITH E.A., 1988 - Radiative transfer to space through a precipitating cloud at multiple microwave frequencies. Part I: Model description. *J. Appl. Meteor.*, 27, 1055-1073.
- PETTY G.W., 1994 - Physical Retrievals of over-Ocean Rain Rate from Multichannel Microwave Imagery. Part I: Theoretical Characteristics of Normalized Polarization and Scattering Indices. *Meteorol. Atmos. Phys.* 54, 79-99.
- SPENCER R.W., GOODMAN H.M. and HOOD R.E., 1989 - Precipitation retrieval over land and ocean with SSM/I: identification and characteristics of the scattering signal. *J. Atm. Ocean Tech.*, 6, 254-273.
- ULABY F., MOORE R. and FUNG A., 1981 - Microwave Remote Sensing: active and passive Remote Sensing, Addison-Wesley publishing Cie, vol. 1, 456 p.
- WENG F., FERRARO R. and GRODY C., 1994 - Global precipitation estimations using Defense Meteorological Satellite Program F10 and F11 special sensor microwave imager data. *J. Geophys. Res.*, 99, n° D7, 14,493-14,502.
- WILHEIT T.T., 1986 - Some Comments on Passive Microwave Measurement of Rain. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, vol. 67, n° 10, 1226-1232.