

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE  
MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE  
SCIENTIFIQUE  
UNIVERSITE MOULOU MAMMERI DE TIZI OUZOU



FACULTE DU GENIE ELECTRIQUE ET D'INFORMATIQUE  
DEPARTEMENT D'ELECTRONIQUE

MEMOIRE DE MASTER

*En vue de l'obtention du diplôme de Master en Electronique*

*Option : Télécommunication & Réseaux*

Thème

# *Estimation des précipitations par fusion d'images satellite-radar*

Présenté par :

AZIEZ      Assia  
FODIL      Leila

Dirigé par :

AMEUR      Soltane

Soutenu le : 09/07 / 2011

*Promotion 2011*

## *Remerciements*

*Ce travail n'aurait pas pu être réalisé sans la confiance totale que nous a accordée le professeur AMEUR, Solmane nous tenons à lui exprimer vivement nos remerciements pour nous avoir accueilli et encadré tout au long de notre thèse, ainsi que pour nous avoir fourni les encouragements et la liberté dont on avait besoin pour effectuer notre travail.*

*Nous remercions également M. ALOUACHE .D et M<sup>elle</sup> HADJ SAID.M pour leurs aides et leurs conseils judicieux,*

*Nous tenons à remercier très sincèrement l'ensemble des membres du jury qui nous font le grand honneur d'accepter de juger notre travail.*

*Enfin, de chaleureux remerciements vont à nos familles,*

## *Dédicaces*

*Je dédie ce modeste travail :*

*A mes très chers parents, qui m'ont soutenue tout au long de mes études*

*A mes frère & sœurs*

*A tout mes amis (es) en particulier Lila, Ghenima, Lynda.*

*A Rabah et toute sa famille*

*A ma très cher binôme Assia et toute sa famille*

*Leila*

## *Dédicaces*

*Je dédie ce modeste travail :*

*A la mémoire de mon père*

*A ma très chère mère, qui ma soutenue tout au long  
de mes études*

*A ma sœur et à mon frère*

*A tout mes amis (es) en particulier Lynda, Hayet,  
Ghenima*

*A ma très cher binôme Leila et à toute sa famille*

*Assia*

# RESUME

Les précipitations sont des processus hydrologiques extrêmement variables, et ceci quelle que soit l'échelle spatiale (régionale, locale, etc.) ou temporelle (annuelle, événement pluvieux) considérée. L'hétérogénéité et l'intermittence du phénomène précipitant, ainsi que sa nature discrète, font des précipitations une grandeur géophysique difficile à mesurer et à modéliser. L'observation des événements précipitant extrêmes est particulièrement problématique, du fait même de leur rareté et de leur extrême variabilité, tant spatiale que temporelle. Dans le but de mieux appréhender les aléas pluviométriques, les pays ne possédant ni de réseaux de mesures au sol satisfaisants, ni même les moyens de les développer, ont fait appel aux informations fournies par la télédétection. De ce fait, l'exploitation de données satellitaires pour l'estimation des précipitations n'a cessé de croître ces dernières années. Un grand nombre de méthodes d'estimation des précipitations ont donc été développées au cours des trois dernières décennies pour utiliser ces données, soit dans l'infrarouge (IR), dans le visible (VIS), ou encore dans les micro-ondes (MO) passives ou active ou en combinant les différents types de données.

## **Chapitre I**

<b>Figure I.1:</b> Le système Mondial d'Observation Météorologique.....	7
<b>Figure I.2 :</b> Orbite géostationnaire .....	9
<b>Figure I.3:</b> Orbite héliosynchrone.....	10
<b>Figure I.4 :</b> Les cinq instruments à bord de satellite TRMM.....	12
<b>Figure I.5 :</b> Les trois canaux d'une scène Météosat.....	13
<b>Figure I.6 :</b> Mise en orbite du satellite MSG.....	14
<b>Figure I.7:</b> Image obtenue pour tous les canaux sauf HRV.....	18
<b>Figure I.8 :</b> Image obtenu par le canal HRV .....	18

## **Chapitre II**

<b>Figure II.1 :</b> Classification des nuages selon l'altitude .....	24
---	----

## **Chapitre III**

<b>Figure III. 1:</b> Organigramme de la méthode RACC.....	44
<b>Figure III. 2:</b> Les facteurs prédictifs.....	45
<b>Figure III. 3:</b> Calcul de la probabilité de précipitation.....	46

## **Chapitre IV**

<b>Figure IV.1 :</b> Image radar.....	54
<b>Figure IV.2:</b> Image satellite.....	55
<b>Figure IV.3 :</b> organigramme de la méthode appliquée .....	57

## **Chapitre I**

<b>Table I.1 :</b> Principales caractéristiques des canaux METEOSAT.....	13
<b>Table I. 2:</b> Principales caractéristiques du capteur SEVIRI.....	17

## **Chapitre IV**

<b>Tableau IV.1.</b> Affectation des pixels aux classes correspondantes. ....	56
<b>Tableau IV.2.</b> Niveaux de gris obtenues des différentes classes. ....	58

# SOMMAIRE

Introduction générale .....	1
-----------------------------	---

## CHAPITRE I : Satellites Météorologiques.

I.1. Préambule .....	3
I.2. Principe de la télédétection .....	3
I.3. Les éléments physique de la télédétection .....	3
I.3.1. le rayonnement électromagnétique .....	3
I.3.3. L'émission thermique .....	4
I.3.4. Interactions avec l'atmosphère .....	5
I.4. Les Satellites météorologiques .....	6
I.5. les capteurs satellitaires .....	7
I.6. Radiomètre .....	8
I.7. Bandes spectrales des satellites météorologiques .....	8
I.7.1. Bande Visible .....	8
I.7.2. Bande Infrarouge .....	8
I.7.3. Vapeur d'eau .....	8
I.8. Catégories des satellites météorologiques .....	9
I.8.1. Satellites Géostationnaires .....	9
I.8.2. Satellites défilants (Satellites Polaires) .....	9
I.9. Les différents satellites météorologiques .....	10
I.9.1. Satellites GOES .....	10
I.9.2. Satellite KALPANA .....	11
I.9.3. Le satellite TRMM .....	11
I.9.4. Les satellites géostationnaires METEOSAT .....	12
I.9.4.1. Les différents canaux de METEOSAT.....	13
I.9.4.2. Le format des images METEOSAT.....	13
I.9.5. METEOSAT seconde génération (MSG) .....	14
I.9.5.1. Principales améliorations des satellites MSG .....	15
I.9.5.2. Transmission des images MSG.....	15
I.9.5.3. Le radiomètre imageur SEVIRI.....	16
I.10. Radars météorologiques.....	18
I.10.1. Fonctionnement d'un radar .....	19

I.10.2. Équation du radar .....	19
I.11. Discussion .....	20

## **CHAPITRE II : Phénomènes météorologiques.**

II.1. Préambule.....	21
II.2. Définition du nuage.....	21
II.2.1. Mécanisme de formation des nuages.....	21
II.2.2. Les processus de formation des nuages.....	22
II.2.3. Classification des nuages.....	22
II.2.4. Caractéristiques d'identification des nuages.....	24
II.3. Les orages.....	25
II.3.1. Types d'orages.....	26
II.3.1.1. Orages frontaux.....	26
II.3.1.2. Orages orographiques.....	26
II.3.1.3. Orages thermiques ou de chaleur.....	27
II.3.2. Modes d'organisation des orages.....	27
II.3.3. Les paramètres physiques dans un orage.....	28
II.3.3.1. La température.....	28
II.3.3.2. La pression.....	28
II.3.3.3. Les éclairs.....	28
II.3.3.4. Le tonner.....	28
II.3.3.5. Le vent.....	29
II.3.3.6. Les rafales.....	28
II.3.3.7. Les entonnoirs nuageux, tornades et trombes marines.....	29
II.3.3.8. Les ouragans .....	29
II.3.3.9. Les précipitations.....	30
II.3.3.7.a. Mécanisme de formation des précipitations .....	30
II.3.3.7.b. Types de précipitations .....	31
II.4. Discussion .....	32

## **CHAPITRE III : méthodes d'estimations des précipitations.**

III.1. Préambule .....	33
III.2. Classification des méthodes d'estimation des précipitations .....	33
III.3. Méthodes d'estimation des précipitations .....	34
III.3.1. Méthodes EPSAT (Estimation des Précipitations par SATellite) .....	35

III.3.2. Méthode TAMSAT .....	37
III.3.3. Indice nuageux .....	38
III.3.4. Les modèles de nuages .....	38
III.3.5. Scattering Index .....	39
III.3.6. Goddard profiling Algorithm .....	40
III.3.7. Méthode RACC .....	42
III.3.8. Méthode EPSAT-SG.....	44
III.3.9. Méthode auto-estimateur .....	48
III.3.10. L'algorithme SatPrecip et TAMORA .....	49
III.4. Discussion .....	51

## **CHAPITRE IV : La méthode utilisée.**

IV.1. Préambule .....	53
IV.2. Le but de la méthode .....	53
IV.3. Données utilisées.....	54
IV.4. Description de la méthode.....	55
IV.5. Discussion .....	59

<b>CONCLUSION.....</b>	<b>60</b>
------------------------	-----------

## **ANNEXES**

## **BIBLIOGRAPHIE**

# INTRODUCTION

Ce travail porte sur l'estimation des précipitations par fusion d'images satellite et radar.

De nos jours, les tempêtes deviennent de plus en plus fréquentes, et cela est dû au réchauffement climatique. En effet des événements tels que l'ouragan KATRINA en août 2005, ainsi que les inondations de Bab-El-Oued en 2001, ont montrés que les populations de ces différents pays ne sont pas bien préparées pour y faire face. Vu les importants dégâts matériels, agricoles et humains que peut provoquer ces tempêtes, l'estimation des précipitations devient alors un enjeu très important.

Dans ce cadre, plusieurs méthodes d'estimation des précipitations utilisant les données des satellites météorologiques ont été développées ces dernière années (Guillet, 1995 ; Stout et al, 1979 ; Jobard et al, 1994,... etc.). En général, ces méthodes sont fondées d'une part sur le fait que les nuages convectifs sont à l'origine de la majeure partie des précipitations, et d'autre part sur une tentative, à partir des observations satellitaires, de corrélérer la radiance mesurée à partir des nuages (brillance pour les images dans le spectre visible et température pour les images dans le spectre infrarouge thermique) à la mesure pluviométrique au sol.

Grâce à leur fréquence, leur précision et leur qualité, les données et images dérivées du satellite MSG s'avèrent particulièrement précieuses pour la prévision immédiates et à courte échéance. L'avantage des méthodes qui utilisent les images visibles pour l'estimation des précipitations est la très bonne couverture et résolution spatiale de ces données.

Toutefois, les données visible n'ont pas un rapport physique direct avec les précipitations, et ne sont pas disponibles la nuit. En effet, ce type d'images indique la quantité de lumière visible rétrodiffusée par les nuages ou la surface de la terre. Les nuages apparaissent en blanc et les zones sans nuages en noir. En outre, ces images ne donnent aucune information sur l'altitude des nuages, mais uniquement des informations sur la densité.

A cet effet, des techniques utilisant les données radar météorologique ont été développées pour combler cette lacune (Luque et al, 2006 ; Xie et al, 1995). En effet, l'avantage des méthodes qui utilise le radar est liée au fait que ces informations sont des mesures directes des précipitations. Il permet donc d'observer en temps réel les précipitations avec une très bonne résolution spatio-temporelle.

Cependant, l'inconvénient majeur des méthodes qui utilisent le radar est la faible couverture géographique. De ce fait, la technique mise en œuvre dans ce travail est une méthode qui tente de tirer profit des avantages des deux instruments en utilisant une image collectée par le radar de Toulouse (France) prise le 7 mai 2006 et une image du canal visible du satellite MSG prise à la même date et à la même heure.

Notre mémoire a été structuré en quatre chapitres :

Dans **le chapitre 1**, nous présentons les différents instruments de télédétections utilisés en météorologie.

**Le second chapitre** a été consacré à l'étude des phénomènes météorologiques.

Dans **le troisième chapitre**, nous présenterons les différentes méthodes utilisées pour estimer les précipitations. Et enfin, dans **le quatrième chapitre**, nous mettons en œuvre une technique de fusion d'images radar-satellite pour l'estimation des précipitations et nous l'appliquons à un couple d'image collectées par le radar de Toulouse et le satellite MSG. .

Nous terminons par une conclusion.

# CHAPITRE I

## Satellites et radars météorologiques

### I.1. Préambule :

La télédétection est l'ensemble des techniques qui permettent, par l'acquisition d'images, d'obtenir de l'information sur la surface de la terre par l'intermédiaire d'un instrument de mesure n'ayant pas de contact direct avec la surface étudiée.

La télédétection englobe tout le processus qui consiste à capter et à enregistrer l'énergie d'un rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi, à analyser et traiter l'information qu'il représente, pour ensuite mettre en application cette information.

La météorologie moderne utilise intensément les instruments de télédétection (satellites et radars météorologiques), pour l'étude des différents phénomènes météorologiques.

Dans ce premier chapitre, nous donnerons un aperçu général sur les instruments de télédétections, en particulier, le satellite Météosat Seconde Génération (MSG) et le radar, car les images utilisées dans notre travail proviennent de ces capteurs.

### I.2. Principe de la télédétection :

La télédétection est fondée sur le principe de l'émission et de la réflexion du rayonnement électromagnétique (REM), d'une façon distincte par les objets dans les diverses parties du spectre électromagnétique. On parle alors de la signature spectrale pour décrire cette réponse caractéristique de chaque objet terrestre.

### I.3. Les éléments physique de la télédétection :

#### I.3.1. Le rayonnement électromagnétique :

Tout corps dont la température est supérieure à zéro absolu émet de l'énergie sous forme d'un rayonnement afin de maintenir son équilibre thermique. Ce rayonnement est traduit physiquement par la propagation d'un champ électrique  $\vec{E}$  et d'un champ magnétique  $\vec{B}$ ,

orthogonaux entre eux et à la direction de propagation du rayonnement. Le rayonnement électromagnétique est caractérisé par sa longueur d'onde  $\lambda$  ou sa fréquence  $\nu$  ( $\nu = C/\lambda$ , où  $C$  désigne la vitesse de la lumière), son amplitude ou intensité, sa polarisation et sa direction de propagation  $\Omega$ .

Le spectre électromagnétique représente la répartition des ondes électromagnétiques en fonction de leur longueur d'onde, de leur fréquence ou encore de leur énergie. Parmi l'ensemble du spectre électromagnétique, seuls trois fenêtres spectrales sont principalement utilisées en télédétection des phénomènes atmosphériques :

- Le domaine du visible (0.45 $\mu\text{m}$  – 1.0 $\mu\text{m}$ ).
- Le domaine des infrarouges proche IR, IR moyen et IR thermique (0.7 $\mu\text{m}$  -3mm).
- Le domaine des micro-ondes ou hyperfréquences (3mm-3cm).

### **I.3.2. Signature Spectrale :**

Pour un atome, le nombre de niveaux d'énergie possibles est défini et limité. Par conséquent, le nombre de sauts d'énergie l'est aussi. Cette dernière condition détermine la caractéristique spectrale d'un atome, c'est -à-dire les fréquences absorbées ou émises. Du fait que chaque atome s'identifie par son spectre d'émissions (ou d'absorption), ce dernier est appelé signature spectrale.

Le comportement spectral d'un objet peut être cerné par deux grandeurs physiques mesurables par un radiomètre : la luminance et la réflectance.

- La luminance représente l'énergie des radiations émises et/ou réfléchies par un objet pour une longueur d'onde et suivant un angle et une surface donnés.
- La réflectance est le rapport entre l'énergie émise ou réfléchié par un objet et l'énergie des radiations incidentes reçue par ce même objet pour une longueur d'onde et une surface données.

### **I.3.3. L'émission thermique :**

L'utilité de tel ou tel intervalle de longueurs d'onde pour l'observation de la terre, est lié au fait que le rayonnement électromagnétique associé est émis ou plus généralement interagit avec un constituant de la terre (surface et atmosphère). La théorie de l'émission thermique est décrite par le concept de corps noir. Il s'agit d'un corps qui constitue un absorbant-émetteur parfait, c'est à dire qu'il absorbe la totalité du rayonnement reçu (à toutes les longueurs d'ondes), et que l'énergie absorbée est totalement réémise (à toutes les longueurs d'ondes).

Le rayonnement du corps noir est caractérisé par les propriétés suivantes :

- l'énergie totale émise par le corps noir pendant un temps  $dt$  et par unité de surface, dépend uniquement de sa température (loi de Stefan-Boltzmann) :

$$B(T) = \sigma T^4 \quad (\text{Wm}^{-2}) \quad \text{I.1}$$

où  $B(T)$  désigne le flux énergétique par unité de surface,  $T$  la température absolue (Kelvin), et  $\sigma$  la constante de Stefan-Boltzmann ( $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ).

- Le rayonnement est isotrope.
- A une température donnée, l'énergie radiative émise est maximale à toutes les longueurs d'onde, c'est-à-dire son émissivité  $\epsilon(\lambda)$  est égale à 1, et donc d'après la loi de Kirchhoff, qui stipule que pour un corps en équilibre thermique, son émissivité est égale à son absorptance, l'absorptance  $\alpha_\lambda$  du corps noir est aussi égale à 1.

Un corps naturel peut en général être assimilé à un corps gris. A la différence d'un corps noir, un corps gris n'absorbe pas tout le rayonnement reçu, une partie est réfléchi ou transmise. La différence d'émission entre le corps naturel et le corps noir est prise en compte en introduisant un coefficient d'émissivité (ou émittance). L'émissivité  $\epsilon(\lambda)$  d'un corps traduit sa capacité à absorber et à émettre de l'énergie. Elle est toujours inférieure à 1, et généralement supérieure à 0.9 pour la plupart des corps naturels.

Cette émissivité dépend de la nature physico-chimique des objets et de leur état de surface. Elle varie avec la longueur d'onde du rayonnement émis, la direction d'émission, la température de surface ainsi que l'humidité des surfaces. La radiance ou la luminance du corps gris s'exprime alors en fonction de la luminance du corps noir suivant l'équation :

$$L_\lambda(T, \theta, \phi) = \epsilon_\lambda(\theta, \phi) B_\lambda(T)$$

## I.2

Où les angles  $\theta$  et  $\phi$  désignent la direction.

Il est également utile de définir une autre grandeur : la température de brillance. Il s'agit de la température  $T_b$  qu'aurait un corps noir émettant une radiance  $L_\lambda$ , c'est-à-dire vérifiant l'égalité :

$$L_\lambda(T, \theta, \phi) = B_\lambda(T_b) \quad \text{I.3}$$

### I.3.4. Interactions avec l'atmosphère :

Le principe de l'observation par télédétection est de mesurer l'énergie radiative associée à un rayonnement traversant l'atmosphère. Le rayonnement interagit avec les constituants de l'atmosphère sur tout son trajet. Cette interaction va permettre d'observer les

phénomènes atmosphériques. Les particules et les gaz dans l'atmosphère peuvent dévier ou bloquer le rayonnement. Ces effets sont causés par les mécanismes de diffusion et d'absorption.

➤ **La diffusion :**

La diffusion est le résultat des changements de trajectoire du rayonnement incident, après interaction avec les molécules gazeuses et les aérosols présents dans l'atmosphère. Le rayonnement diffusé dépend de plusieurs facteurs : la longueur d'onde du rayonnement, la densité et la taille des particules et des molécules atmosphériques, ainsi que de l'épaisseur de la couche atmosphérique que le rayonnement doit franchir.

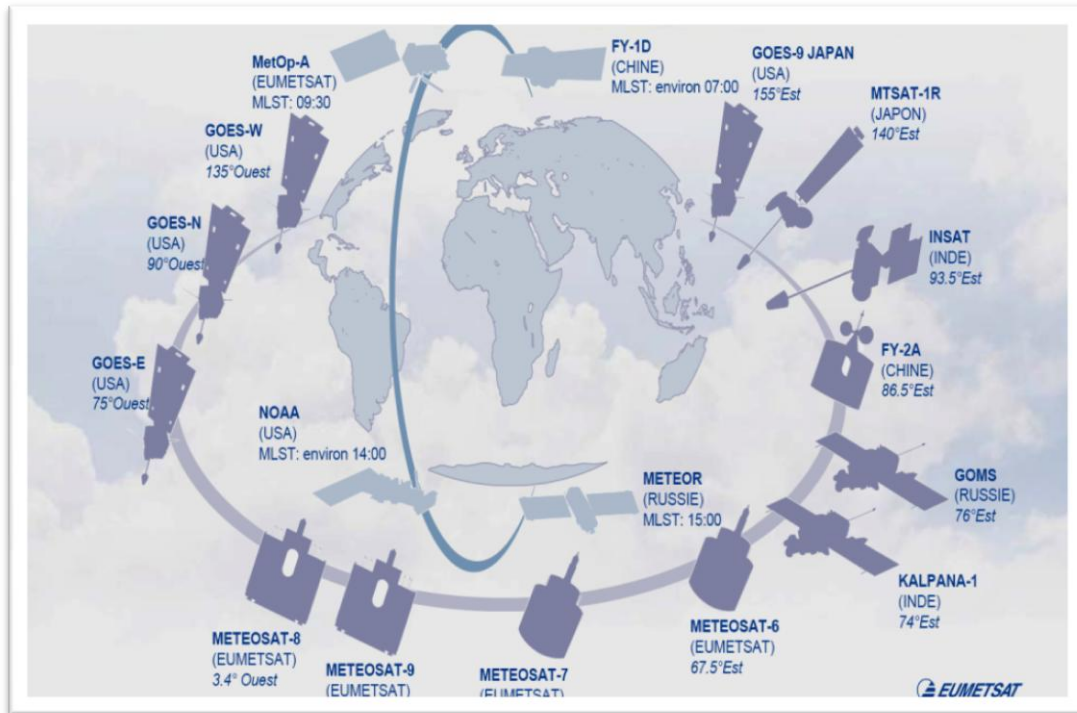
➤ **L'absorption :**

L'absorption est due à une transformation de l'énergie EM en une énergie calorifique ou chimique. Au cours du passage du rayonnement électromagnétique à travers l'atmosphère, une partie est absorbée par les molécules et les aérosols qui composent le milieu. Au fur et à mesure que le rayonnement solaire pénètre dans l'atmosphère, les photons entrent en collision avec des molécules atmosphérique ou des aérosols et sont progressivement absorbés.

#### **I.4. Satellites météorologiques :**

Un satellite météorologique est un satellite artificiel, qui a comme mission principale le recueil de données utilisées pour la surveillance du temps et du climat de la Terre. Chaque nouvelle génération de satellite comporte des senseurs, plus performants et capables d'effectuer des mesures sur un plus grand nombre de canaux, ce qui permet de les utiliser pour différencier les divers phénomènes météorologiques (nuages, précipitations, vents, brouillard,..., etc.).

Depuis la fin des années 70, une surveillance totale de l'atmosphère est assurée par l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) qui a mis en place le système mondial d'observation de l'atmosphère. Ce système qui comprend à la fois des satellites géostationnaires espacés régulièrement autour de l'équateur, et quelques satellites défilants en orbite quasi-polaire, permet d'assurer un suivi météorologique global de la planète. La Terre est ainsi divisée en six secteurs, observés continuellement par les satellites météorologiques américains, européens, russes, indiens, chinois et japonais.



**Figure I.1:** Le système Mondial d'Observation Météorologique.

### I.5. Les capteurs satellitaires :

Les capteurs spécialisés dans la réception de longueurs d'ondes réfléchies ou émises par des objets cibles sont tous désignés par le terme de capteurs passifs comme les radiomètres. Le principal inconvénient de ce type de capteur est d'être inopérant si le ciel est sombre ou nuageux. Pour pallier à cet inconvénient un autre type de capteur a été mis au point : les capteurs actifs qui mesurent la quantité réfléchie d'un rayonnement qu'ils ont émis. Le capteur actif le plus couramment employé en télédétection est le radar.

Les capteurs sont caractérisés par :

- **La résolution spatiale** est liée à la taille du pixel, la plus petite partie de l'image. Elle est variable suivant les satellites.
- **La résolution temporelle** est la répétitivité de l'observation d'un capteur sur un même territoire. La capacité de fournir des images d'une même zone à différentes dates constitue l'un des attraits des satellites d'observation.
- **La résolution spectrale** est l'aptitude du capteur à distinguer des rayonnements électromagnétiques de fréquences différentes. Plus le capteur est sensible à des intervalles de longueur d'onde étroits, plus la résolution spectrale du capteur est élevée.

## **I.6. Radiomètre:**

Le radiomètre mesure des rayonnements et organise ces mesures sous formes d'images. Ces images sont utilisées pour obtenir des informations sur les objets qu'elles représentent.

Ce dernier est composé de trois parties :

- Un système de balayage du sol.
- Des détecteurs qui captent l'énergie et permettent sa transformation en signal électrique.
- Un système d'enregistrement.

## **I.7. Bandes spectrales des satellites météorologiques :**

Les satellites météorologiques opèrent sur plusieurs bandes de fréquences, on peut citer entre autre :

### **I.7.1. Bande Visible :**

Les images visibles représentent la quantité de lumière visible rétrodiffusée par les nuages ou la surface de la terre. Les nuages apparaissent en blanc et les zones sans nuages en noir. Les nuages épais sont plus brillants que les nuages fins. Il est difficile de distinguer les nuages bas des nuages élevés. Pour cela, il faut utiliser les images infrarouges. Les images visibles sont complètement noires pendant la nuit, et ne peuvent ainsi être utilisées.

### **I.7.2. Bande Infrarouge :**

Les images infrarouges représentent une mesure du rayonnement infrarouge émis par le sol ou les nuages. Ce rayonnement dépend de la température en mode inversé (plus l'objet est chaud, plus il est noir et plus l'objet est froid, plus il est blanc)

### **I.7.3. Vapeur d'eau :**

Les images vapeur d'eau représentent une mesure du rayonnement infrarouge influencée par la vapeur d'eau dans l'atmosphère. Cela permet de déterminer les zones sèches et les zones humides.

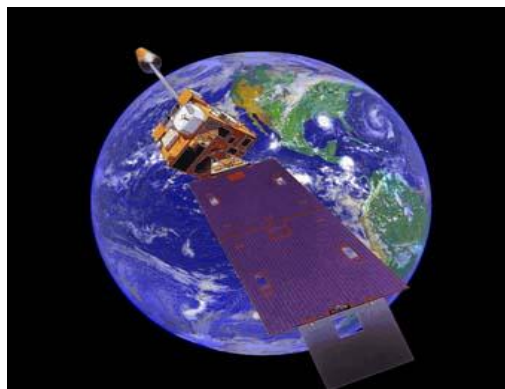
## **I.8. Catégories des satellites météorologiques :**

La trajectoire effectuée par un satellite autour de la Terre est appelée orbite. L'orbite d'un satellite est choisie en fonction de la capacité des capteurs qu'il transporte et des objectifs de sa mission. Le choix d'une orbite est déterminé par l'altitude, l'orientation et la rotation du satellite par rapport à la Terre.

On distingue deux catégories de satellite selon leurs orbites : les satellites géostationnaires et les satellites défilants.

### **I.8.1. Satellite géostationnaire :**

Il couvre une large fraction de la Terre (42% de la surface terrestre) mais les pôles ne sont jamais visibles. Il scrute la même partie du globe terrestre, tourne à la même vitesse que la terre et paraissent donc immobiles lorsqu'on le regarde au ciel. Situé à 36 000 Km d'altitude sur une orbite au dessus de l'équateur, l'image est obtenue par un balayage combinant la rotation du satellite sur lui-même (100 tours/min) et l'orientation du radiomètre. Parmi les satellites géostationnaires nous citons : METEOSAT (France), GOES (Geostationary Operational Environmental Satellites, USA), GMS (Japon) et INSAT (Inde). Ils constituent un formidable outil de surveillance et de prévision immédiate du temps.

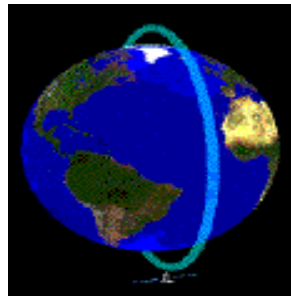


**Figure I.2 :** Orbite géostationnaire. [9]

### **I.8.2. Satellites défilants (Satellites Polaires) :**

Ils permettent d'observer toute la surface de la Terre en deux heures. L'image d'une partie du globe est obtenue en combinant le mouvement du satellite et le balayage du radiomètre dans la direction perpendiculaire à son mouvement (tour de la terre d'un pôle à un autre). Ils sont placés entre 600 à 900 km au-dessus de la surface terrestre. Leur inconvénient est de ne passer que deux fois par jour sur chaque point de la planète.

Les satellites météorologiques à orbite polaire sont maintenus par les Etats-Unis (NOAA, QuikSCAT), la Russie (Météore) et la Chine (Fengyun-1).



**Figure I.3:** Orbite héliosynchrone. [11]

## **I.9. Les différents satellites météorologiques :**

### **I.9.1. Satellites GOES :**

Les satellites GOES sont des satellites américains dont le propriétaire et l'opérateur est NOAA (NATIONAL Oceanic and Atmospheric Administration). Deux satellites sont en activité :

GOES-E se trouve au dessus de l'Amérique du sud par  $75^{\circ}$  W.

GOES-W se trouve au dessus de l'océan pacifique par  $135^{\circ}$  W.

Le radiomètre transmet les images par 5 canaux : un canal visible ( $0,55-0,75 \mu\text{m}$ ), un canal dans l'infrarouge moyen ( $3,80-4,00 \mu\text{m}$ ), un canal vapeur d'eau ( $6,50-7,00 \mu\text{m}$ ), et deux canaux IR à  $10,2-11,20 \mu\text{m}$  et  $11,50-12,50 \mu\text{m}$ , respectivement. La résolution du canal visible est de 1 km tandis que celle des canaux IR est de 4 km et celle du canal vapeur d'eau est de 8 km.

Les images globales sont prises toutes les demi-heures. Des images de routine des Etats-Unis sont prises toutes les 15 minutes.

### **I.9.2. Satellite KALPANA :**

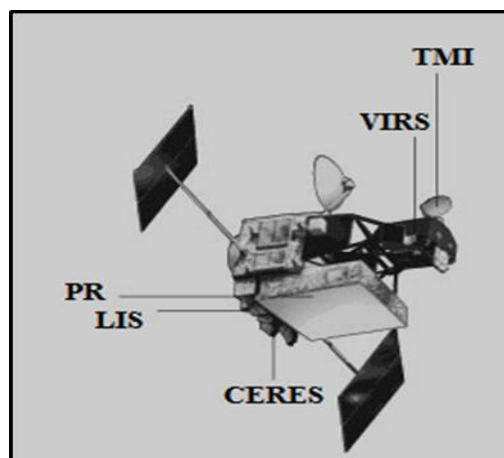
Le satellite KALPANA est un satellite géostationnaire indien qui a été lancé en septembre 2002. Il possède un radiomètre nommé VHRR (Very High Resolution Radiometer) à 3 canaux: le canal visible opérant à  $0,47-0,7 \mu\text{m}$ , le canal infrarouge (IR) à  $10,5-12,5 \mu\text{m}$  et le canal vapeur d'eau (WV) à  $5,7-7,1 \mu\text{m}$ . La résolution du canal visible est de 2 km tandis que celle des canaux IR et WV est de 8 km.

### I.9.3. Le satellite TRMM :

Le satellite TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission, lancé en novembre 1997) est un projet commun entre le Japon (Japan National Space Development Agency, NASDA) et les Etats-Unis (U.S. National Aeronautics and Space Administration (NASA) Office of Earth Sciences) qui a pour but d'observer les précipitations dans les régions tropicales.

Le satellite acquiert approximativement les données de 16 orbites par jour pour suivre les précipitations tropicales entre les latitudes de 35° nord et sud. La durée de vie nominale de TRMM est de trois ans.

En fonction des objectifs de la mission, le satellite devait comporter à l'origine un radar à double fréquence; un instrument multicanal à micro-ondes passif, à double polarisation et balayage conique ; un radiomètre à canaux visibles et infrarouges semblable au radiomètre Advanced Very High Resolution Radiometer, AVHRR. Afin d'observer les nuages de petites dimensions, deux changements ont été décidés. Le premier étant de compléter le radiomètre micro-ondes passif en incluant un canal à 10 GHz. Cette addition était importante pour éviter la saturation des fortes précipitations tropicales. Le second devait ajouter deux instruments du système d'observation de la terre (Earth Observing System, EOS). Ils sont appelés « capteur d'images éclairs » (Lightning Imaging Sensor, LIS) et « système de mesure de l'énergie radiative de la terre et des nuages » (Clouds and Earth's Radiant Energy System, CERES) qui mesure l'énergie rayonnante totale au sommet de l'atmosphère. Ainsi les trois instruments finaux de TRMM contribuant à la mesure de précipitations sont le TRMM Microwave Imager (TMI), le radar de précipitations (Precipitation Radar, PR) et le module de balayage visible et infrarouge (Visible and Infrared Scanner, VIRS).



**Figure I.4:** Les cinq instruments à bord de satellite TRMM. [10]

#### I.9.4. Les satellites géostationnaires METEOSAT :

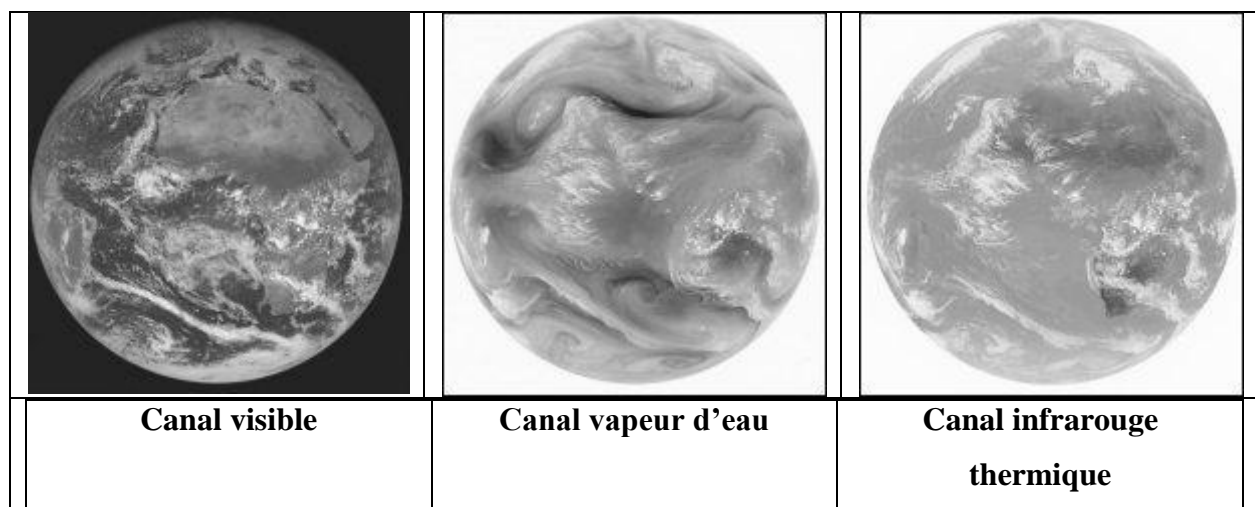
Le satellite METEOSAT est le premier satellite météorologique européen qui a été lancé par l'Agence Spatiale Européenne (ESA, pour European Space Agency ). En 1995, l'organisation européenne pour l'exploitation de satellites météorologiques Eumetsat, fondée en 1986, a officiellement pris la responsabilité de l'exploitation opérationnelle des satellites Météosat, et en particulier de la diffusion de leurs données.

Le satellite géostationnaire européen Météosat, est placé en orbite équatoriale à 35800 km d'altitude environ, niveau d'équilibre qui lui permet d'avoir la même vitesse angulaire que la terre et d'être ainsi fixe par rapport à la terre. Sa position nominale se situe à l'intersection du méridien de Greenwich et de l'Equateur, ce qui en fait un instrument particulièrement adapté à l'étude du continent africain et européen. Entre 1977 et 1997, sept satellites de ce type ont été lancés.

On peut distinguer **deux générations de satellites Météosat** :

- De Météosat-1 à Météosat-7, ce sont des satellites principalement équipés d'un radiomètre à 3 canaux.
- A partir de Météosat-8, ils sont devenus des satellites MSG "**Météosat Seconde Génération**" principalement équipés d'un radiomètre à 12 canaux nommé SEVIRI.

Le satellite Météosat délivre toutes les 30 minutes une image digitale soit 144 par jour, depuis 1977, avec une rotation de 100 tours/minutes.



**Figure I.5** : Les trois canaux d'une scène Météosat.

### **I.9.4.1. Les différents canaux de Météosat :**

Le rayonnement venu de la Terre est analysé autour de 3 longueurs d'onde :

- Une fenêtre dans le visible ;
- Une première fenêtre Infra-Rouge (infrarouge thermique) ;
- Une deuxième fenêtre Infra-Rouge (bande d'absorption de la vapeur d'eau).

Canal	Bande spectrale	Taille du pixel	Lignes × pixels
Visible	0.45-1.0 $\mu\text{m}$	2.5 × 2.5 Km	5000 × 5000
Infrarouge	5.7- 7.1 $\mu\text{m}$	5×5 Km	2500 × 2500
Infrarouge thermique	10.5- 12.5 $\mu\text{m}$	5×5 Km	2500 × 2500

**Table I.1 :** Principales caractéristiques des canaux METEOSAT.

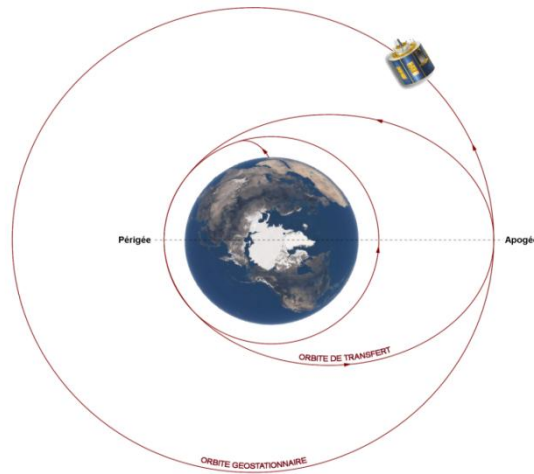
### **I.9.4.2. Le format des images METEOSAT :**

Les images météoat sont disponibles selon trois formats : des images à haute résolution, B2 et WEFAX (Weather Fac Simile). Ce dernier qui est un système international pour la transmission d'images en format analogue. Les images à haute résolution sont formées de 5000× 5000 pixels pour le canal visible et de 2500×2500 pixels pour les canaux infrarouges et vapeur d'eau. Les images B2 sont obtenues par compression des images à hautes résolution. Elles sont formées de 416×416 pixels pour tout le disque terrestre et elles sont stockées toutes les trois heures sur bandes magnétiques. Les images WEFAX résultent de la division des images à haute résolution en plusieurs sous- formats.

### **I.9.5. Météosat seconde génération (MSG) :**

Le programme MSG initié en 2002 est un programme commun à l'ESA et à EUMETSAT. La mise en place de ce programme repose sur un double constat : d'une part, l'amélioration continue des technologies spatiales et de transmission des données au cours des trente dernières années et d'autre part, des besoins accrus de la communauté scientifique en matière d'étude de l'atmosphère, du climat et de l'environnement en général.

Le segment spatial du système Météosat Seconde Génération comprend quatre satellites, de MSG-1 à MSG-4, qui sont lancés à tour de rôle, assureront la pérennité du programme jusqu'en 2018.



**Figure I.6:** Mise en orbite du satellite MSG.

Le satellite Météosat Seconde Génération (MSG-1) décrit une orbite géostationnaire à une altitude 35800 km. Stabilisé par un mouvement de rotation autour de son axe principal, et effectue un "balayage" continu du disque terrestre dans sa totalité, à l'exception des régions polaires. Sa position nominale à l'intersection du méridien 3,4° Ouest et de l'Equateur, en a fait un instrument particulièrement adapté à l'étude de l'Europe, l'Afrique et les mers adjacentes.

#### **I.9.5.1. Principales améliorations des satellites MSG :**

- La différence la plus notable entre le modèle MSG et les METEOSAT de la première génération consiste en la substitution au radiomètre à 3 canaux ( visible , infrarouge thermique et infrarouge vapeur d'eau ) d'un autre radiomètre imageur de 12 canaux distincts, dont 3 dans le visible et 9 dans l'infrarouge.
- Mais le plus important pour les prévisionnistes est sans doute le gain en « couleurs » de MSG-1. l'imageur du satellite METEOSAT n'était capable de détecter que trois « couleurs » dans le spectre lumineux : une couleur dans le visible et deux couleurs dans l'infrarouge. A titre de comparaison pour l'œil humain, avec un canal, une image ne peut être affichée qu'en noir et blanc, alors qu'il faut trois canaux pour afficher une image en couleur.
- Les images satellite fournies par le radiomètre sont envoyées tous les quarts d'heure, alors que celui de METEOSAT en fournit toutes les demi-heures. Elles sont plus précises, et permettront de voir des détails plus fins à la surface de la Terre avec une résolution trois fois plus élevée que celle des radiomètres précédents (radiomètres de METEOSAT).

- Les améliorations attendues de l'exploitation des MSG portent ainsi sur de nombreux points, tels que la caractérisation des nuages et d'autres paramètres terrestres et atmosphériques, la mesure des vitesses du vent , l'observation et le suivi des perturbations et des phénomènes dangereux (en particulier les orages , les brouillards marins et les cyclones tropicaux ), et les prévisions en météorologie marine et en météorologie aéronautique .

#### **I.9.5.2. Transmission des images MSG :**

Le satellite MSG utilise deux systèmes de transmission de données :

LRIT (Low Rate Information Transmission) et HRIT (High Rate Information Transmission).

- **Le système HRIT :** c'est un système de transmission d'informations à haut débit. Il a pour objectif de transmettre les images et d'autres données météorologiques aux divers utilisateurs et les centres spécialisés, dans les cinq minutes qui suivent l'observation, avec un débit de 1Mb/s.

- **Le système LRIT :** c'est un système de transmission à faible débit assurera la dissémination des données images, aux stations de réception faible débit, qui reçoivent trois à cinq images, par cycle de 30 minutes dans les 15 minutes qui suivent l'observation.

Le satellite MSG transmet également les images de tous les autres satellites (Américains, Japonais, Russe et Indou) géostationnaire et certaines images des satellites en orbites polaires.

#### **I.9.5.3. Le radiomètre imageur SEVIRI :**

La charge utile des satellites MSG comporte deux instruments principaux: les radiomètres SEVIRI et GERB.

- **Le radiomètre SEVIRI** (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) transmet des images des structures météorologiques tous les quarts d'heure dans douze bandes spectrales différentes, du visible à l'infrarouge thermique, à une résolution de 3 Km pour tous les canaux à l'exception du canal visible haute résolution (HRV) qui a une résolution d'1 Km.

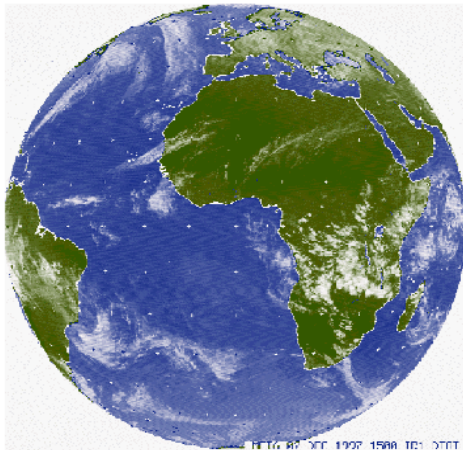
Les performances de cet instrument, à la fois sur la résolution temporelle, la résolution spectrale et la résolution spatiale vont permettre aux météorologistes de décrire plus précisément les processus atmosphériques et de déceler plus aisément les phénomènes localisés à évolution rapide ou violente, tels que les orages, les tempêtes de neige ou le brouillard.

Chacun des 12 canaux correspond à une ou plusieurs applications spécifiques, qu'il soit utilisé seul ou conjointement aux données d'autres canaux. Les caractéristiques des 12 bandes spectrales de MSG et leurs principales utilisations sont synthétisées dans le tableau suivant :

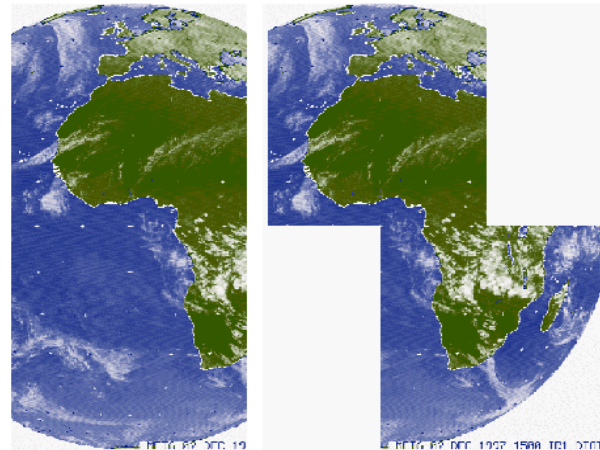
N° canaux	Bandes spectrales	Caractéristiques des bandes spectrales (μ m)			Utilisations
1	VIS 0.6	0.56	0.635	0.71	Détection et suivi des masses nuageuses, étude des terres émergées durant la journée.
2	VIS 0.8	0.74	0.81	0.88	Détection et suivi des masses nuageuses, étude des terres émergées
3	NIR 1.6	1.50	1.64	1.78	Distinction de nuages d'eau et de glace, distinction neige / nuages chargés d'eau
4	NIR3.9	3.48	3.90	4.36	Détection des nuages bas et brouillards nocturnes, températures de surface, incendies de forêts
5	WV6.2	5.35	6.25	7.15	Mesure de la vapeur d'eau dans la haute troposphère, instabilités atmosphériques et vents locaux
6	WV7.3	6.85	7.35	7.85	Mesure de la vapeur d'eau dans la moyenne troposphère, instabilités atmosphériques et vents locaux.
7	IR8.7	8.30	8.70	9.10	Détection des cirrus, instabilités atmosphériques.
8	IR9.7	9.38	9.66	9.94	Mesure de l'ozone.

9	IR10.8	9.80	10.80	11.80	Détection des nuages, températures des surfaces terrestres et océaniques, instabilités atmosphériques
10	IR12.0	11.00	12.00	13.00	Détection des nuages, températures des surfaces terrestres et océaniques, instabilités atmosphériques
11	IR13.4	12.40	13.40	13.40	Détermination de la hauteur des cirrus, instabilités atmosphériques
12	HRVIS	0.5 – 0.9			Détection et suivi des masses nuageuses, étude des terres durant la journée.

**Table I. 2:** Principales caractéristiques du capteur SEVIRI.



**Figure I.7 :** Image obtenue pour tous les canaux sauf HRV.



**Figure I.8 :** Image obtenu par le canal HRV.

- **Le radiomètre GERB** (Geostationary Earth Radiation Budget) fournit des données essentielles sur le bilan radiatif de la Terre, c'est-à-dire le rapport entre la quantité d'énergie reçue du Soleil par notre planète et la quantité d'énergie rayonnée en retour. Ce bilan radiatif, encore largement mal connu, joue un rôle crucial dans l'équilibre climatique de la planète.

## **I.10. Radars météorologiques:**

Le terme « radar » est l'acronyme de l'expression anglaise « Radio detection and ranging » (détection par ondes radio et mesure de distance). Le radar émet des ondes électromagnétiques qui se propagent dans l'atmosphère à la vitesse de la lumière. Lorsque celles-ci rencontrent un obstacle, elles sont en partie réfléchies et l'antenne radar capte un écho en retour.

Les radars météorologiques permettent de localiser les précipitations (pluie, neige, grêle) et de mesurer leur intensité en temps réel. Ils ont une portée d'environ 100 km pour la mesure et de 150 à 240 km pour la détection des phénomènes dangereux. Néanmoins, la portée utile pour une estimation quantitative des précipitations est généralement beaucoup plus faible.

Le produit de base fourni par le radar météorologique est une image des précipitations générée en temps réel toutes les 5 minutes. L'hydrologie constitue également un volet d'application de plus en plus important.

Un radar est constitué d'une antenne parabolique, d'un système d'émission-réception et d'un calculateur. L'antenne est équipée de plusieurs moteurs destinés à l'orienter verticalement et horizontalement et d'un radôme, enveloppe sphérique qui protège l'ensemble en cas de forts coups de vent.

Au niveau Européen, un réseau d'environ 120 radars permet de couvrir la majeure partie du continent.

### **I.10.1. Fonctionnement d'un radar :**

L'antenne parabolique du radar tourne et émet un faisceau d'ondes électromagnétiques (de longueur d'onde fixée entre 5 et 10 cm suivant les modèles en réseau). Ces ondes, qui se déplacent à la vitesse de la lumière, sont rétrodiffusées par les gouttes de pluie, les grêlons ou la neige. Le radar calcule alors la distance qui le sépare des gouttes. Il localise ainsi les zones de précipitations à des distances atteignant 200 km et mesure leur intensité dans une zone comprise entre 80 et 120 km.

L'image radar est perturbée par des obstacles fixes comme les montagnes ou les constructions au voisinage immédiat de l'antenne. L'implantation des radars doit donc prendre en compte ces éléments afin d'assurer à cet instrument une efficacité optimale. [14]

### **I.10.2. Équation du radar :**

Le radar mesure la puissance de l'écho renvoyé par les cibles présentes dans

l'atmosphère. Pour une cible météorologique la moyenne sur plusieurs impulsions de la puissance du signal renvoyé au radar ( $P_r$ ), exprimée en Watt, est donnée par :

$$P_r = \frac{C Z K^2}{r^2} \quad \text{I.4}$$

Où

C : constante dépendant des caractéristiques radars ;

K : constante diélectrique ( $|K|^2 = 0.93$  pour l'eau et  $|K|^2 = 0.197$  pour la glace) ;

r : distance séparant le radar de la cible ;

Z : la réflectivité.

Cette équation, dite "équation du radar", sert à déterminer la réflectivité Z qui permet, grâce à l'emploi d'une relation empirique, d'évaluer la masse de précipitations dans le volume échantillonné ou l'intensité des précipitations (Note technique N°8 de l'OMM; Sauvageot, 1992).

La réflectivité est la grandeur qui est mesurée par le radar. Ce facteur se définit théoriquement comme la somme des diamètres (D) des particules (gouttes) contenues dans le volume sondé, élevée à la puissance six :

$$Z = \int_0^{\infty} N(D) \cdot D^6 dD \quad \text{I.5}$$

Où Z est exprimé en  $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ . Plus les gouttes sont nombreuses ou grosses, plus Z est élevée.

Le nombre, la composition et la forme des particules étant inconnus, on définit une réflectivité équivalente ou effective  $Z_e$  (Note technique N°8 de l'OMM).

La relation empirique Z-R est donnée par Marshall et Palmer (1948) :

$$Z = a R^b \quad \text{I.3}$$

Pour les applications opérationnelles, les paramètres a et b sont fixés à une valeur constante quelles que soient les conditions météorologiques. [14]

## **I .11. Discussion :**

Dans ce chapitre, nous avons présenté les notions de base de la télédétection. Cette dernière est utilisée dans divers applications, et une de ces applications les plus importantes est l'observation météorologique et climatologique par les différents instruments, qui fournissent des informations sur la scène observée à différentes échelles spatio-temporelle et à différentes bandes spectrales.

Il existe deux catégories de satellites, des satellites géostationnaires scrutant la même partie du globe terrestre qui couvre une large fraction de la Terre à part les pôles ( METEOSAT ), et des satellites défilants qui permettent d'observer toute la surface de la Terre en deux heures (NOAA) qui conviennent aux régions polaires.

Si les observations faites par les satellites Météosat de la première génération ont permis des avancées spectaculaires, dans le domaine des prévisions météorologiques, au cours des trente dernières années, il devient nécessaire aujourd'hui, de disposer d'observations spatiales plus fréquentes et plus précises. C'est dans ce cadre que les nouveaux satellites MSG ont été mis en orbite, pour assurer l'observation continue de l'atmosphère et de la surface terrestre. La description des phénomènes météorologiques fera l'objet du deuxième chapitre.

# CHAPITRE II

## Phénomènes météorologiques

### II.1. Préambule :

La météorologie est la science qui étudie les phénomènes atmosphériques tels que les nuages, les précipitations ou le vent dans le but de comprendre comment ils se forment et évoluent en fonction des paramètres mesurés tels que la pression, la température et l'humidité. Dans ce chapitre nous décrivons certains phénomènes météorologiques et les mécanismes liés à leur formation.

### II.2. Définition du nuage :

La troposphère est le domaine de l'atmosphère où se développent les systèmes nuageux. Les nuages sont formés de fines particules d'eau assemblées à l'état liquide (nuages de gouttelettes) ou à l'état solide (nuages de cristaux de glace ou de neige).

#### II.2.1. Mécanisme de formations des nuages :

Pour qu'un nuage se forme, il faut que l'eau contenue dans l'atmosphère à l'état de gaz atteigne son point de saturation (point de rosée). Mais il faut aussi pour cela, que l'air ne soit pas parfaitement pur mais chargé de minuscules particules d'origine diverse (grains de poussière, de sable, de suie, des gaz résiduels de l'industrie ou de la combustion des cendres, des cristaux de sel provenant de l'évaporation de l'eau de mer) appelées noyaux de condensation sur lesquelles vont se condenser de fines gouttelettes.

Lorsque la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère subit une baisse de température, elle se condense autour des noyaux de condensation. Comparable au souffle de notre respiration sur une vitre froide.

La baisse de température peut être due au fait que l'air monte à une plus grande altitude, où l'atmosphère est plus rare, et où l'air se refroidit à raison de - 6 °C par km d'altitude. En réalité, le refroidissement est encore plus important, mais en se condensant, la vapeur d'eau dégage une certaine quantité de chaleur qui fait en partie obstacle au refroidissement. Le refroidissement peut également provenir de la simple présence du sol, dont la température diminue rapidement lors de la tombée de la nuit. Enfin, des nuages se produisent aussi lorsqu'une masse d'air escalade le flanc d'une montagne; on peut fréquemment observer dans ce cas la réversibilité parfaite du processus de formation des nuages, lorsque le nuage dépasse le sommet de la montagne et redescend de l'autre côté, il disparaît aussi rapidement qu'il est venu.

### **II.2.2. Les processus de formation des nuages :**

Il existe plusieurs processus pour former un nuage :

➤ **le relief :**

Des nuages peuvent se former du fait de la topographie de la terre (montagnes, collines). On parle dans ce cas de nuages orographiques. L'air qui arrive sur le relief est entraîné vers le haut, se refroidit et l'eau qu'il contient devient liquide : elle se transforme donc en nuage.

➤ **la rencontre de deux masses d'air :**

Lorsqu'une masse d'air chaud et une masse d'air froid se rencontrent, la masse d'air froid soulève la masse d'air chaud à la manière d'un relief. La frontière entre l'air chaud et l'air froid est le « front ».

➤ **La convection :**

Par réchauffement (du fait du soleil), l'air chaud a tendance à s'élever dans l'atmosphère et à se refroidir. Un nuage se forme quand l'air humide se refroidit jusqu'à atteindre une température critique.

### **II.2.3. Classification des nuages :**

On distingue trois familles de nuages dont les noms furent attribués en 1804 par Luke Howard ce sont :

Les nuages cirriformes ("boucles de cheveux), les nuages cumuliformes ("amas") et les nuages stratiformes ("couches").

➤ **Les nuages cirriformes :**

Ce sont des nuages de glace, de faible épaisseur, ils sont quasi-transparents dans les canaux visible et infrarouge, laissant passer le rayonnement des couches inférieures. Il est alors très difficile d'estimer leur altitude à partir de la température mesurée par satellite. On distingue les **cirrostratus** d'aspect stratiforme (voile continu) qui sont organisés en bandes ou en nappes, et les **cirrus-fibratus** formés de filaments incurvés.

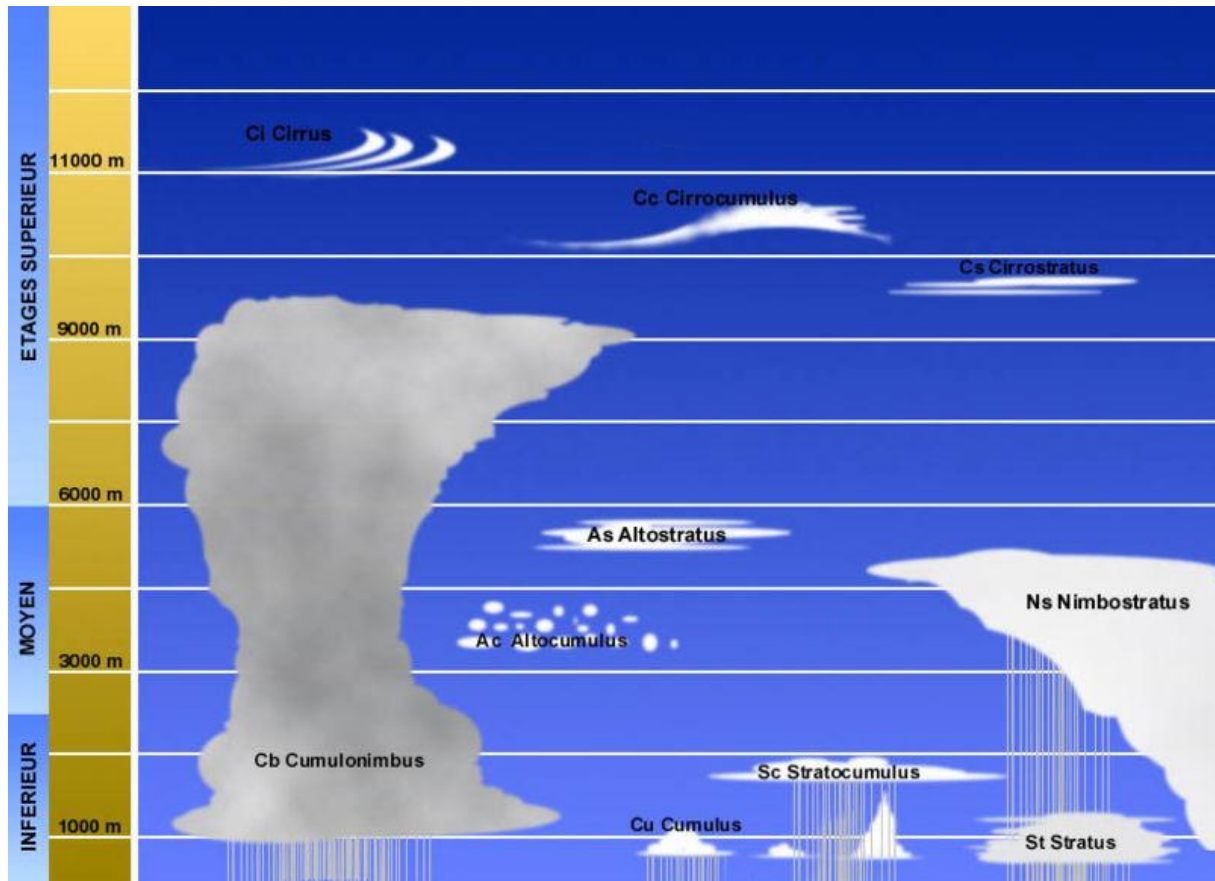
➤ **Les nuages stratiformes :**

Ils sont organisés en nappes d'épaisseur constante. Les stratus sont des nuages bas dont la température est voisine de celle du sol. Leur épaisseur est suffisante pour leur conférer un albédo élevé avec une texture lisse (épaisseur constante).

Les **nimbostratus** sont des nuages plus importants en épaisseur et en étendue, ils sont souvent associés, dans les perturbations, à des nuages cumuliformes et cirriformes.

➤ **Les nuages cumuliformes :**

On trouve les **stratocumulus**, qui présentent un albédo élevé et une température assez élevée, par rapport aux autres nuages de leurs familles puisqu'ils ont une faible altitude. Les **altocumulus**, ont une altitude plus élevée que les précédents et apparaissent donc plus froids. Les **nuages de convection**, présentent un fort développement vertical et une surface irrégulière. Selon leur stade de développement, ils ont des dénominations différentes : on trouvera d'abord les **cumulus humilis et médiocris** qui ne sont pas détectables avec les satellites météorologiques actuels, ensuite les **cumulus congestus** qui sont plus développés et enfin les **cumulonimbus** qui sont souvent coiffés de nuages cirriformes prenant une forme d'enclume. Le cumulonimbus a plusieurs stades de développement, on identifiera le **cumulonimbus calvus** qui apparaît comme un point blanc et le **cumulonimbus capillatus** comme une tache blanche.



**Figure II.1 :** Classification des nuages selon l'altitude.

#### II.2.4. Caractéristiques d'identification des nuages :

Dans le traitement d'images satellitaires, les différents types de nuages sont déterminés à l'aide de sept caractéristiques importantes à savoir : la surface, les formes, l'épaisseur, l'altitude, le ton, la texture et les ombres.

- la surface occupée par un nuage est un paramètre fondamental car elle contribue à l'identification des nuages et nous informe sur l'ampleur du phénomène.

- la forme et les dimensions de cette surface peuvent être aisément évaluées à condition de connaître les coordonnées géographiques de chacun des points de cette surface.

- l'épaisseur est aussi un paramètre important dans l'identification des nuages, elle est de plusieurs kilomètres pour les nuages épais et de plusieurs centaines de mètres pour les nuages fins.

- selon leur altitude, les nuages sont classés en quatre familles différentes.

- la brillance d'une image visible dépend essentiellement de la hauteur du soleil, de l'angle de visée du capteur, de l'Albédo de la surface observée et de la résolution du système de mesure.

De façon générale, elle représente le ton des nuages et des autres éléments de l'image satellitaire.

-le coefficient de réflexion d'une surface nuageuse, qui est aussi son albédo, augmente avec l'épaisseur du nuage. Cette caractéristique est donc un critère important d'identification des différents types de nuages. L'aptitude à reconnaître un nuage sur une image visible est fonction de la différence de brillance entre le nuage et de ce qui l'entoure. Les nuages sont particulièrement difficiles à identifier lorsqu'ils se trouvent au-dessus de régions anormalement brillantes ou masquent d'autres nuages d'étages inférieurs.

-la texture est le degré de rugosité apparente de la surface supérieure qui représente les nuages dans une image visible.

-les ombres et les éclairages engendrés par les nuages, sont caractéristiques des images visibles qui contrairement aux images infrarouges, ont une apparence tridimensionnelle.

Les effets d'ombre apparaissent surtout, tôt le matin et tard le soir, pour des nuages à fort développement vertical.

### **II.3. Les orages :**

Un orage est une perturbation atmosphérique d'origine convective associée à un type de nuage particulier : le cumulonimbus. Ce dernier est à forte extension verticale, il engendre des pluies diluviennes, des décharges électriques de foudre accompagnées de tonnerre. Dans des cas extrêmes, l'orage peut produire des chutes de grêle, des vents très violents et rarement des tornades. Les orages peuvent se produire en toute saison, tant que les conditions d'instabilité et d'humidité de l'air sont présentes. Le plus grand nombre d'orage se retrouve sous les Tropiques et leur fréquence diminue en allant vers les Pôles où ils ne se produisent qu'exceptionnellement.

Un orage se forme quand il y a une grande instabilité dans l'air (l'air chaud sur la surface du sol et de l'air froid dans la haute atmosphère). A une certaine altitude le nuage se trouve dans une zone où la température est inférieure à 0°C ; les gouttelettes d'eau vont se transformer en glace, et à cause de la vitesse des mouvements ascendants et descendants on assiste, à un phénomène d'électrisation par frottement du fait des chocs que subissent les atomes présents dans les nuages. Ceux-ci s'arrachent des électrons les uns aux autres, ceux qui ont perdu des électrons deviennent plus légers (charges positives) que ceux qui en ont gagné (charges négatives), les charges positives vont donc se retrouver en haut du nuage et les charges négatives en bas du nuage. Ce dernier va alors devenir un énorme réservoir de charges électriques. Un excès de charges négatives va se masser à la base du cumulonimbus, en

réaction le sol et certains objets vont se charger positivement, un champ électrique de plus en plus important va se créer jusqu'à ce que l'air normalement isolant ne le soit plus. Un énorme flux de charges négatives va jaillir du cumulonimbus pour aller rejoindre les charges positives présentes sur la surface du sol. Un éclair, apparaît ainsi.

### **II.3.1. Types d'orages :**

On distingue trois catégories :

#### **II.3.1.1 Orages frontaux :**

- **Les orages à front chaud :**

Ils se créent lorsqu'une masse d'air chaud instable rencontre une masse d'air froid. La masse d'air chaud s'élève du fait de sa faible densité. La largeur de cette zone de précipitations peut atteindre 50km et se déplace sur une distance de 300 km.

- **Les orages à front froid :**

Ils peuvent donner lieu à des vents violents et à des tornades. Ils se forment, lors du passage d'une masse d'air froid plus rapide que la masse d'air chaud qui passe en dessous d'un cumulonimbus.

- **Les orages à front occlus :**

Ils naissent lorsqu'une masse d'air chaud est soulevée par deux masses d'air froid de part et d'autre de lui. Un cumulonimbus est alors formé mais à des altitudes très élevées.

- **Les orages préfrontaux :**

Ils sont les plus rares et les plus difficiles à prévoir mais aussi les plus violents. Pour pouvoir se former il leur faut : Un air instable suivi du réchauffement du sol ainsi que l'arrivée d'un front froid.

#### **II.3.1.2. Orages orographiques :**

Ils naissent près des chaînes de montagnes, celle-ci permettent en effet l'écoulement et l'élévation d'une masse instable d'air chaud et humide.

### **II.3.1.3. Orages thermiques ou de chaleur :**

La chaleur excessive des sols est à l'origine de leur formation. Ils sont donc beaucoup plus présents dans les tropiques. Contrairement aux autres orages, ils peuvent éclater n'importe où à n'importe quel moment. Ils se forment bien étendu à la saison chaude et peuvent se répéter sur plusieurs jours.

### **II.3.2. Modes d'organisation des orages :**

#### **➤ Orage monocellulaire :**

Il est formé que d'une seule cellule convective. Le courant ascendant donne naissance à un cumulus, puis il se transforme en cumulus congestus, avec début de précipitations. Lorsque des cristaux de glace se forment au sommet du nuage, ce congestus devient un cumulonimbus Calvus. Apparaissent alors les phénomènes électriques qui caractérisent les orages. En grossissant les gouttes d'eau finissent par atteindre le sol. L'air froid d'altitude s'étale alors sous le nuage bloquant le courant ascendant ce qui a pour conséquence l'affaissement progressif de la cellule jusqu'à sa disparition. Ce cycle de vie est court de 30 à 50 minutes et peu étendu 10 à 15 km.

#### **➤ Orage multicellulaire :**

Orage formé de plusieurs cellules convectives à différents stades de leur existence. Les plus jeunes se trouvent à l'avant par rapport au déplacement, leur développement augmente vers l'intérieur de la masse nuageuse. Ce type d'orage peut donner des rafales de vents violentes, des pluies diluviennes et très rarement des tornades.

#### **➤ Orage supercellulaire :**

Il n'est formé que d'une seule cellule convective de très grande taille, de très forte intensité et de très longue durée de vie. A titre de comparaison, le diamètre d'une supercellulaire à maturité varie de 20 à 50 km alors que celui des multicellulaires ne dépasse pas 10 km.

### **II.3.3. Les paramètres physiques dans un orage :**

#### **II.3.3.1. La température :**

Lors du passage d'un orage dans un secteur, la température de celui-ci baisse rapidement. L'air situé sous l'orage provient du cumulonimbus, qui est plus froid que l'air de la surface du sol.

Même si l'air du nuage se réchauffe quelque peu lors de sa descente vers la surface, ce réchauffement ne sera pas suffisant pour que sa température soit égale à celle de l'air en surface. Par conséquent, lors du passage d'un orage, on notera dans la plupart des cas une baisse importante de la température de surface.

#### **II.3.3.2. La pression :**

Au cours du stade initial de l'orage, le courant ascendant dominant produit une baisse de la pression en surface. Lorsque la cellule parvient à maturité, la sortie d'air froid cause une hausse soudaine de la pression, qui diminue une fois que la cellule est passée. Les changements de pression de surface sont fréquents et difficilement prévisibles lors du passage d'un orage.

#### **II.3.3.3. Les éclairs :**

Dans un nuage orageux, les courants d'air chaud concentrent les charges électriques négatives sur la base du nuage. En réaction le sol situé sous le nuage se charge positivement, l'air qui normalement est un isolant se met à conduire de l'électricité. Il se forme un canal de quelques centimètres de diamètre le long duquel remonte un courant électrique très puissant.

#### **II.3.3.4. Le tonner :**

Le tonner est un bruit qui est la conséquence d'un impact de foudre au cours d'un orage. Lors de la foudre, l'air au niveau du passage du courant électrique est chauffé brutalement ; cette variation brutale de la température entraîne une dilatation de l'air est donc une brusque expansion de ce dernier. C'est ce phénomène qui génère le tonner.

#### **II.3.3.5. Le vent :**

Au stade cumulus, un léger afflux d'air gagne la cellule puis, à mesure que le courant descendant se développe, son air froid s'étale le long de la surface. Cet air s'enfonce sous l'air chaud, de sorte qu'il crée une sorte de front froid miniature. Ce front est appelé front de rafale.

#### **II.3.3.6. Les rafales :**

Ce sont des variations transitoires et irrégulières de la vitesse du vent, causées par de petits tourbillons insérés dans l'écoulement général de l'air. Dans un orage, elles résultent des mouvements de cisaillements. Dans les couches inférieures, les rafales sont au plus fort lorsque le courant ascendant atteint le sol, peut de temps après le début de la pluie.

### **II.3.3.7. Les entonnoirs nuageux, tornades et trombes marines :**

Les orages les plus violents attirent l'air vers la base de leur nuage avec une grande force. Si l'arrivée d'air a un mouvement rotatif initial, il y aura souvent formation d'un tourbillon extrêmement concentré, se dirigeant de la surface vers l'intérieur du nuage.

Des experts météorologistes ont estimé que la vitesse du vent à l'intérieur d'un tel tourbillon peut excéder 375 km/h. En conséquence, la pression à l'intérieur du tourbillon est très basse. Les vents violents ramassent poussières et débris, et, sous l'effet de cette basse pression, un nuage en forme d'entonnoir se crée, de la base du cumulonimbus jusqu'au sol. Si le nuage n'atteint pas la surface, on a un entonnoir nuageux. Si l'entonnoir nuageux touche le sol c'est une tornade. Si l'entonnoir touche la surface d'un plan d'eau, on nommera celui-ci trombe marine.

### **III.3.3.8. Les ouragans :**

Un ouragan à plusieurs appellations selon la région où il se forme (cyclone, tempête, typhon). Un cyclone se forme exclusivement au dessus des océans, dans les zones intertropicales. Il se développe grâce à une très forte humidité, qui engendre de petits nuages qui s'abattent sur les côtes. Les vents qui soufflent au dessus de l'océan assurent le transfert de la chaleur vers les cellules orageuses. Une colonne d'air chaud s'élève dans l'atmosphère et donne naissance à des nuages géants. Au fur et à mesure où cette colonne grandit, elle absorbe l'air chaud et humide à la surface de la mer comme le ferait un immense aspirateur. Les vents s'engouffrent à la base des nuages qui s'épaississent, il pleut. Une tempête se forme, s'élève au dessus de l'océan, cette tempête est soumise à la rotation de la Terre au cours de sa formation. La force de Coriolis fait tourner les vents comme une toupie qui dévie les vents vers la droite dans l'hémisphère Nord et vers la gauche dans l'hémisphère Sud. La tempête se déplace en tournoyant au dessus de l'océan. Elle grossit en se nourrissant d'humidité et de chaleur venant de la mer. Un cyclone a besoin d'eau pour s'alimenter et disparaît au dessus des continents.

### **II.3.3.9. Les précipitations :**

Elles peuvent être sous forme de pluie, de grêle, de neige, de grésil, de givre... etc.

### **a) Mécanismes de formation des précipitations :**

La formation des précipitations nécessite la condensation de la vapeur d'eau atmosphérique. La saturation est une condition essentielle à tout déclenchement de la condensation. Cependant la saturation n'est pas une condition suffisante à la condensation, cette dernière requiert également la présence de noyaux de condensation (impuretés en suspension dans l'atmosphère d'origines variées : suie volcanique, cristaux de sable, cristaux de sel marin, combustions industrielles, pollution) autour desquels les gouttes ou les cristaux se forment. Lorsque les deux conditions sont réunies, la condensation intervient sur les noyaux ; il y a alors apparition de gouttelettes microscopiques qui grossissent à mesure que se poursuit l'ascendance, celle-ci étant le plus souvent la cause génératrice de la saturation. Les noyaux de condensation jouent en fait un rôle de catalyseur pour la formation de gouttelettes d'eau.

Pour qu'il y ait précipitations il faut encore que les gouttelettes ou les cristaux composant les nuages (les hydrométéores) se transforment en gouttes de pluie. Ce phénomène est lié à l'accroissement de ces éléments dont la masse devient suffisante pour vaincre les forces d'agitation.

Les gouttelettes d'un nuage, avant de précipiter, grossissent par captation d'autres gouttelettes. Il existe deux principaux mécanismes de grossissement des gouttelettes :

- la collision puis la coalescence pour les nuages chauds, le grossissement des gouttelettes se fait par la captation par une goutte de gouttes plus petites.
- l'effet Bergeron pour les nuages froids ou les nuages mixtes, il consiste par la croissance par collection et givrage d'une partie des gouttelettes.

La croissance des gouttelettes peut se faire aussi par condensation de la vapeur d'eau mais ce mode de croissance est trop lent pour permettre la formation de gouttes de pluie. Il faudrait plus de 10 heures pour faire grossir une goutte jusqu'à 100 microns dans des conditions normales de sursaturation.

### **b) Types de précipitations :**

Il existe différents types de précipitations à savoir :

- **Les précipitations convectives :**

Elles résultent d'une ascension rapide des masses d'air dans l'atmosphère. Elles sont associées aux cumulus et cumulo-nimbus, à développement vertical important, et sont donc générées par le processus de Bergeron. Les précipitations résultantes de ce processus sont en

général orageuses, de courte durée (moins d'une heure), de forte intensité et de faible extension spatiale.

- **Les précipitations orographiques :**

Comme son nom l'indique (du grec oros : montagne), ce type de précipitations résulte de la rencontre entre une masse d'air chaude et humide et une barrière topographique particulière. Par conséquent, ce type de précipitations n'est pas « spatialement mobile » et se produit souvent au niveau des massifs montagneux. Les caractéristiques des précipitations orographiques dépendent de l'altitude, de la pente et de son orientation, mais aussi de la distance séparant l'origine de la masse d'air chaud du lieu de soulèvement. En général, elles présentent une intensité et une fréquence assez régulières.

- **Les précipitations frontales ou de type cyclonique :**

Elles sont associées aux surfaces de contact entre deux masses d'air de température, de gradient thermique vertical, d'humidité et de vitesse de déplacement différents, que l'on nomme « fronts ». Les fronts froids (une masse d'air froide pénètre dans une région chaude) créent des précipitations brèves, peu étendues et intenses. Du fait d'une faible pente du front, les fronts chauds (une masse d'air chaude pénètre dans une région occupée par une masse d'air plus froide) génèrent des précipitations longues, étendues, mais peu intenses.

#### **II.4. Discussion :**

Dans ce chapitre, nous avons décrit différents phénomènes météorologiques et les mécanismes de leur formation. Ces phénomènes dépendent d'un certain nombre de paramètres à savoir la température, l'humidité, la pression atmosphérique, ...etc.

Pour étudier ces différents phénomènes météorologiques, des méthodes par télédétection ont été établies par différents chercheurs à travers le monde. Quelques-unes de ces méthodes seront décrites dans le chapitre suivant.

# CHAPITRE III

## Méthodes d'estimation des précipitations

### III.1. Préambule :

Les précipitations sont des processus hydrologiques extrêmement variables, et ceci quelle que soit l'échelle spatiale (régionale, locale, etc.) ou temporelle (annuelle, événement pluvieux) considérée. L'hétérogénéité et l'intermittence du phénomène précipitant, ainsi que sa nature discrète, font de la pluie une grandeur géophysique difficile à mesurer et à modéliser. L'observation des événements précipitants extrêmes est particulièrement problématique, du fait même de leur rareté et de leur extrême variabilité, tant spatiale que temporelle. Plusieurs méthodes en cours d'élaboration se fondent sur l'utilisation de diverses données telles que les informations issues des satellites, des radars et aussi des mesures de terrains. Le principal objectif visé étant, d'arriver à estimer de manière opérationnelle, à des pas de temps décadaire, mensuel et annuel, les quantités de pluies.

### III.2. Classification des méthodes d'estimation des précipitations :

Les méthodes de calcul des précipitations par satellite s'appuient sur les faits suivants:

- Les nuages les plus brillants (canal visible) et les plus froids (canal infrarouge) produisent plus de précipitations que les autres nuages.
- Les sommets froids (canal infrarouge) en développement produisent plus de pluies que ceux restant stationnaires.
- les nuages se dissipant produisent peu de précipitations ;
- La fusion de plusieurs cumulonimbus accroît l'intensité des précipitations. [19]

Pour classer les méthodes d'estimation des précipitations, plusieurs critères sont à prendre en considération. En effet, le domaine d'utilisation spatio-temporel des techniques peut permettre une classification, mais le type d'analyse effectuée, le principe des méthodes, le domaine d'application, les données utilisées peuvent aussi servir de critères pour une classification. Plusieurs revues et historiques des méthodes ont déjà été effectués. La plus connue est celle de Barrett et Martin (1981), mais Martin et Secherer (1973) avaient déjà fait une synthèse des méthodes existantes quelques années auparavant. [20]

Bien souvent, c'est dans le but de mieux appréhender les aléas pluviométriques que les pays ne possédant ni de réseaux au sol satisfaisants, ni même les moyens de les développer, ont fait appel aux informations fournies par la télédétection. De ce fait, l'exploitation de données satellitaires pour l'estimation des précipitations n'a cessé de croître ces dernières années. Ces expériences ont donné lieu à plusieurs programmes internationaux de recherches : GPCP (Global Precipitation Climate Project), CPC (Climate Prediction Center utilisant le Goes Precipitation Index), EPSAT (Estimation des Précipitations par Satellite) pour l'Afrique de L'Ouest, TAMSAT (Tropical Application in Meteorology using Satellite data), et plus récemment EPSAT-SG (Estimation des Précipitations par Satellite Seconde Génération) pour l'étude de la mousson africaine (AMMA).

Après quelques expériences de suivi par imagerie visible, l'étude des précipitations par satellite s'est essentiellement effectuée soit par l'utilisation des données infrarouge, soit des données micro-onde, ou des méthodes combinées.

➤ Les techniques utilisant l'infrarouge thermique ont été les premières utilisées : elles sont généralement fondées sur la relation indirecte existant entre :

- La température de sommet des nuages et l'intensité des précipitations : les algorithmes sont fondés sur le fait qu'un sommet froid de nuage traduit la présence d'un nuage épais, généralement à l'origine de pluies convectives en surface.

Le problème de cette méthode est soit de surestimer les nuages pluviogènes en intégrant les surfaces nuageuses froides et élevées des cirrus, soit d'occulter des pluies stratiformes apportées par des nuages d'altitudes plus modeste.

- Le rapport des températures maximales de brillance et le taux d'humidité de la surface consécutif à une averse. Le problème de l'hétérogénéité des couverts et de la variabilité spatiale de l'émissivité reste contraignant dans ce type d'approche.

L'avantage primordial des méthodes qui utilisent l'IR pour l'estimation des pluies est la très bonne résolution temporelle et spatiale 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.

➤ Dans le domaine micro-onde une relation directe est établie entre les mesures d'absorption, émission ou diffusion du rayonnement et la taille et la concentration des hydrométéores. Les algorithmes micro-ondes sont nombreux, les méthodes par diffusion dans les gammes élevées de fréquences restant apparentées aux méthodes de l'infrarouge, alors

que les méthodes par émission (basses fréquences) sont plus directement reliées aux phénomènes physiques (Miller et al., 2001).

Les inconvénients de ces méthodes sont les problèmes d'émissivité rencontrés sur les surfaces continentales et la faible résolution spatiotemporelle des données MO provenant des satellites à orbite basse, (une ou au maximum deux images par jour) ce qui rend difficile l'estimation des précipitations cumulées dans le temps.

➤ La méthode combinée consiste à concilier entre la bonne couverture spatio- temporelle des données géostationnaires et la physique du phénomène.

Cette technique présente une amélioration sensible des résultats, notamment sur les océans tropicaux mais les limites restent importantes sur les continents, pour les altitudes moyennes et dans des contextes topographiques à forts dénivelés (Bellerby et al., 2000 ; Xu et al.,1999).

Dans les paragraphes qui suivent, nous allons répertorier les principales techniques existantes que nous expliciterons et que nous classerons suivant leur principe de fonctionnement.

### **III.3. Méthodes d'estimation des précipitations :**

#### **III.3.1. Méthodes EPSAT (Estimation des Précipitations par SATellite) :**

L'imagerie infrarouge METEOSAT fournit à tout moment de la journée une carte thermique du globe terrestre et permet notamment de classer les différents corps nuageux en fonction de leur développement en altitude. En absence de nuages, le canal infrarouge permet en outre de réaliser la cartographie du champ thermique radiative de la surface et plus particulièrement de repérer la signature thermique des pluies au sol. Il existe deux voies possibles pour l'estimation des pluies par satellite selon que l'on étudie la source de pluies (les nuages précipitants) ou la cible (la surface du sol) détectable après le passage des nuages. Pour des pas de temps décennaires ou plus long, les pluies mesurées aux stations sont significativement corrélées par régression linéaire simple ou multiple avec l'un ou les deux paramètres de base, la fréquence d'occurrences des nuages froids comptabilisés par une méthode de seuillage à -40°C (Foc) et le champ thermique radiatif maximum de la surface (Tmax). [16]

Les deux indices suivants sont alors calculés pour chaque station:

$$\text{PCb} = \text{pluie mesurée} / \text{nombre d'occurrences} \quad \text{III.1}$$

$$\text{PvT} = \text{pluie mesurée} / \text{Tmax} \quad \text{III.2}$$

Le facteur PCb représente l'efficacité en pluie d'une occurrence nuageuse enregistrée en un point à un moment donné.

Le facteur PvT rend compte des réactions thermiques de la surface provoquées par les précipitations en un point à un moment donné.

Ces deux champs de pluviométries estimés sont ensuite combinés linéairement selon l'expression suivante :

$$Pe = P1 * [Foc * PCb_{ch}] / P2 * [Tmax * PvT_{ch}] \quad \text{III.3}$$

$PCb_{ch}$  et  $PvT_{ch}$  sont les champs respectivement de PCb et PvT étendu sur la zone concernée.

Les coefficients de pondération P1 et P2 sont en fonction des valeurs des coefficients de corrélation qui relient respectivement la pluie mesurée aux synoptiques de calibration avec les fréquences d'occurrences Foc de nuages froids d'une part et avec les températures radiatives maximums T max du sol d'autre part. [16]

#### ❖ Discussion :

Le couplage de deux paramètres (la fréquence d'occurrences des nuages froids le champ thermique radiatif maximum de la surface) dans un même algorithme permet de compenser les insuffisances et défauts de chacun d'entre eux vis-à-vis de la pluviométrie, qui sont dus essentiellement :

- A la prise en compte dans le recensement, de nuages de glace (cirrus) non précipitants.
- A la non-représentation de pluies produites par des nuages moyens ou bas (à sommets plus chauds que  $-40^{\circ}\text{C}$ ).
- A l'évolution de la température du sol durant la journée en fonction de l'éclairement solaire et de la nature du sol, de sa teneur en eau et du couvert végétal.

Les indices pluviométriques définis (PCb et PvT) sont des bons outils statistiques pour l'étude qualitative des champs de pluie, et ouvrent deux voies distinctes pour la conception de références de calibration permettant la réalisation des produits satellitaires d'estimation quantitative de la pluviométrie en temps réel, dérivés du canal IR, encore que la relation [hauteur de pluie/température radiative] semble plus pertinente interannuellement que celle se rapportant à la pluie aux fréquences d'occurrences des nuages.

### III.3.2. Méthode TAMSAT :

Le groupe TAMSAT (Tropical Applications in Meteorology using SATellite data) de l'université de Reading, Royaume-Uni, a généré des estimations de précipitations pour la plupart de l'Afrique du nord pour une période de 15 années. L'algorithme de base est une simple approche de "Cold Cloud Duration" (durée du nuage froide - CCD) en utilisant des images thermiques infrarouge du satellite METEOSAT (TOURÉ et al, 1989). Les données de TIR sont accumulées afin de générer des montants de CCD. [2]

L'algorithme TAMSAT est basé sur deux suppositions:

- Identifier une température de seuil  $T_s$  pour les sommets de nuages afin de distinguer entre les nuages pluvieux et les nuages non-pluvieux.
- Le rapport linéaire entre le nombre d'heures pour lesquelles un pixel donné est plus froid que la température du seuil (la durée du nuage froid ou CCD) et le taux de précipitations total de l'ensemble des pixels :

$$P = a_1 * CCD + a_0 \quad \text{pour } CCD > 0 \quad \text{III.4}$$

Où  $P$  est le taux de précipitations totales,  $CCD$  est la durée du nuage froid et  $a_0$  et  $a_1$  sont des constantes empiriques. [2]

Pour étalonner le rapport, il est nécessaire de déterminer des valeurs optimums pour  $T_s$ ,  $a_0$  et  $a_1$ . Cela est fait par comparaison avec les données des précipitations dans un des deux processus de l'étape. Dans l'étape 1, le CCD est calculé à plusieurs valeurs différentes de  $T_s$  et la valeur sélectionnée est la meilleure qui distingue entre décades pluvieux et non-pluvieux. Dans la seconde étape, une régression linéaire établie, dans chaque zone ainsi que pour les différents seuils de température, entre les données brutes de pluie d'une part et les CCD d'autre part, permet de déterminer les coefficients  $a_1$  et  $a_0$  respectivement de la pente. Pour cette analyse les valeurs moyennes de pluies de chaque classe et les valeurs centrales des classes de CCD correspondantes (FLITCROFT et al, 1986) ont été utilisées en considérant l'ensemble des trois décades de chacun des mois analysés. [5]

#### ❖ Discussion :

Les estimations de TAMSAT constituent une référence utile pour la comparaison d'autres algorithmes plus complexes, car il s'agit du plus simple algorithme de précipitations qui utilise des données provenant des satellites et des informations locales.

#### III.3.3. Méthode d'indice nuageux :

Cette technique d'estimation des précipitations repose sur l'identification des différents types de nuages à partir des images satellitaires IR et VIS. En s'appuyant sur les propriétés radiatives des nuages, il est possible de les différencier et de les classer suivant leur structure spatiale. Nous rappelons que la radiance visible permet de connaître l'épaisseur du nuage et la température infrarouge nous renseigne sur son altitude. Une fois les différentes classes de nuages déterminées, on assigne à chacune un taux de pluie moyen. En général, ce taux de pluie est déterminé à partir d'observations sol. Les pluies cumulées dans le temps et/ou intégrées spatialement sont données par la relation :

$$R = \sum r_i f_i \quad \text{III.5}$$

Où R désigne la pluie cumulée et/ou intégrée,  $r_i$  le taux de pluie moyen affecté aux nuages de types  $i$  et  $f_i$  la proportion de nuage de type  $i$  sur la période et/ou la région étudiées.

Pour des cumuls temporels et pour un point de grille donné, la proportion  $f_i$  est donnée par le rapport entre la durée pendant laquelle un nuage de type  $i$  est observé et la durée totale des observations. Pour des estimations intégrées sur une région,  $f_i$  représente le rapport entre le nombre de pixels couvert par le nuage de type  $i$  et le nombre total de pixels dans la région considérée.[8]

#### ❖ Discussion :

La méthode « indice de nuage » est une méthode simple qui repose sur la classification des nuages, mais l'absence de comparaison avec les mesures in-situ ne permet pas de juger la qualité de la méthode.

#### III.3.4. Les modèles de nuages:

Dans ces techniques, les taux de pluie pour chaque type de nuage sont dérivés de relations empiriques sans tenir compte de la physique des nuages. Les méthodes basées sur la modélisation des nuages tentent d'améliorer les techniques empiriques, en introduisant une meilleure description physique des processus de formation de pluie à l'intérieur des nuages.

Gruber introduit une paramétrisation de la convection pour relier la couverture nuageuse au taux de pluie (GreenWald, Jone, Randel, Vonder, 1997). De façon très simplifiée, le processus développé est le suivant: Si on considère une boîte dans laquelle le flux d'humidité varie à un taux  $I$ , et  $Q$  la quantité d'humidité nécessaire pour saturer la boîte, le taux de remplissage de la boîte est donné par  $I/Q$ . Parallèlement, on suppose que tous les nuages observés sont convectifs et ont une durée de vie  $t_L$ . Le taux de croissance du nuage est donné par  $(C/t_L)$ , où  $C$  correspond à la couverture nuageuse estimée à partir des images satellitaires. Enfin, si on suppose que le taux de pluie  $RR$  est égal au  $I$  auquel l'humidité entre dans la boîte, alors, on obtient une relation d'équilibre  $RR=(QC/t_L)$ . Ce processus a été appliqué à une ligne de grain en prenant  $t_L$  égal à 30 minutes. La quantité d'humidité  $Q$  a été calculée à partir d'un radiosondage au-dessus de la Floride. Le taux de pluie moyen obtenu est de  $3.8 \text{ mm.h}^{-1}$ . [19]

#### ❖ Discussion :

Les résultats de la méthode montrent que les valeurs expérimentales sont en accord avec les valeurs observées. Cette technique requiert l'utilisation des données de radiosondage et l'application d'un modèle tridimensionnel.

La rareté des stations de radiosondage en Afrique de l'ouest et la difficulté d'acquérir les données empêche l'utilisation de cette méthode.

#### III.3.5. Méthode d'indice de diffusion (Scattering Index) :

Le principe de cet algorithme est de classer les différents constituants atmosphériques et les types de surface par leurs propriétés de diffusion de rayonnement MO. Grody (1991) utilise une caractéristique pour identifier les précipitations : « la glace au sommet des systèmes convectifs diffuse le rayonnement MO hautes-fréquences ». Il montre qu'une différence positive entre les températures de brillance à 22GHz et les températures de brillances à 85GHz indique la présence des précipitations, aussi bien au-dessus du continent que de l'océan. En effet, une différence positive entre ces températures indique que le mécanisme dominant dans la scène observée est le processus de diffusion, et une différence négative indique une prédominance du mécanisme de diffusion dans les mesures à 85Ghz. Néanmoins, pour obtenir une meilleure estimation de cette contribution, il suggère l'utilisation d'autres canaux pour caractériser les mesures à 85GHz en l'absence de la diffusion. Pour cela, il introduit la notion d'indice de diffusion (SI :Scattering Index) défini par :

$$SI_{85v} = F - T_{85v}$$

III.6

$$F = a.T_{19v} + b.T_{22v} + c.T_{22v}^2 + d.$$

III.7

$T_{19v}$ ,  $T_{22v}$  et  $T_{85v}$  désignent les températures de brillance pour les canaux à 19 GHz, 22GHz et 85GHz polarisés verticalement. Les coefficients a, b, c, et d sont déterminés empiriquement.[18]

Une fois le signal effectivement dû aux précipitations est isolé, les taux des précipitations sont calculés à partir des valeurs de l'indice de diffusion ; il existe diverse relations empiriques déterminées par Ferraro et Marks (1995) et utilisées à l'échelle du globe sont :

$$\text{Sur terre : } R = 0.00513.SI^{1.947}$$

III.8

$$\text{Sur mer : } R = 0.00188.SI^{2.034}$$

III.9

#### ❖ Discussion :

Les estimations moyennes mensuelles de taux de pluie dérivées du Scattering Index en utilisant des données de SSM/I au dessus de l'Océan Indien en janvier 1999, montrent des valeurs relativement plus basses que les taux moyens mensuels de GPCP et de TMI-3G68, la différence maximum atteint 75 mm/jour pour GPCP et 100 mm/jour pour TMI-3G68 dans les taux cumulés autour de l'équateur. Le décalage des taux d'estimations cumulées peut résulter de la sous-estimation du SI pour SSM/I, puisque beaucoup de régions avec des taux de pluie bas sur les cartes GPCP et TMI-3G68 ne correspondent à aucune pluie sur les même régions dans les cartes de SSM/I.

#### III.3.6. Méthode Goddard PROfiling Algorithm (GPROF):

Adler et al (1991) utilisent un modèle 3D de nuages, pour étudier les relations entre les précipitations et d'autres paramètres microphysiques, caractéristiques d'une ligne de grain tropicale au-dessus de l'océan. Un modèle de transfert radiatif leur permet de simuler les températures de brillances qui seraient observées à 10GHz, 19GHz 37GHz et 85GHz. Ils montrent que pendant la phase de maturité du système, les relations entre les températures simulées et la pluie ne sont pas identiques pour les parties convectives et les parties stratiformes du système. De plus, l'évolution du système d'un petit nuage convectif de sa phase de maturité, à sa phase de dissipation, fait aussi apparaître des variations dans les relations de températures de brillance à 85GHz polarisées horizontalement et les intensités de pluies, utilisée, dans l'algorithme de diffusion du Goddard (GSCAT : Goddard Scattering).[17]

Les relations R-Tb<sub>MO</sub> retenus pour l'algorithme GSCAT sont données comme suit :

$$\text{Sur terre : } R = \frac{251 - T_{85H}}{4.19} \quad \text{III.10}$$

$$\text{Sur mer : } R = \frac{251 - T_{85H}}{2.19} \quad \text{III.11}$$

L'estimation des précipitations à l'échelle du globe à partir du modèle des nuages nécessite une représentation des régimes pluvieux. Kummerow et Al (1989) utilisent vingt-cinq modèles de nuages différents afin de représenter une grande variété de nuages convectif et stratiforme. Parmi ces vingt-cinq modèles, dix représentent des nuages précipitants convectif, dix autres décrivent des nuages précipitants stratiformes. Les cinq restants, représentent des nuages non précipitants caractérisés par une couche supérieure de glace (cirrus). A partir de ces modèles de nuages, ils construisent une base de données de profils d'hydrométéores en faisant varier différents paramètres géophysique, tels que les taux de pluies à l'intérieure du nuage, l'eau nuageuse ou la température de la surface. Les températures de brillance à 18 GHz, 37 GHz et 92 GHz correspondant à chacun des profils de la base de données sont en suites calculées à partir d'un modèle de transfert radiatif.

Des techniques de régression permettent d'obtenir, pour chaque modèle de nuage, des relations linéaires entre les paramètres géophysiques et les températures de brillance. Pour tenir compte de la non linéarité des taux précipitants RR en fonction des températures de brillance (Tb<sub>MO</sub>), les coefficients de la régression sont calculés, pour chaque modèle de nuages, sur six intervalles de taux précipitants, pour lesquels la relation Tb<sub>MO</sub>-RR est supposée linéaire. [18]

Kummerow et al (1996) ont modifié l'algorithme en supprimant le calcul des relations Tb<sub>MO</sub>-RR. Ils utilisent une méthode bayésienne pour choisir, à partir des températures de brillance multicanaux mesurées, le profil d'hydrométéores le plus probable parmi les profils contenus dans la base de données. Suivant le théorème de Bayes, si P<sub>r</sub>(R) désigne la probabilité d'observer un profil d'hydrométéores R et P<sub>r</sub>(Tb/R), la probabilité de mesurer un vecteur de températures de brillance Tb pour ce profil, alors la probabilité d'observer un profil d'hydrométéores R connaissant le vecteur de températures Tb, est donnée par :

### III.3.7. Méthode RACC :

Cette méthode combine l'information provenant des instruments infrarouge thermique des satellites géostationnaires METEOSAT, GSM... (disponible toutes les demi-heure, un quart d'heure ou l'heure), et l'information des instruments micro-ondes des satellites défilant SSM/I (reliée directement aux précipitations, mais disponible toutes les douze heures). Elle consiste à utiliser les images infrarouges et micro-ondes en coïncidence spatio-temporelle pour identifier des classes de nuages associées à des taux précipitants typiques (appelés facteurs de pluie), puis à se servir de l'information infrarouge seulement pour identifier ces classes avec un échantillonnage temporel beaucoup plus fin, permettant une meilleure restitution des pluies cumulées sur des périodes données. Plusieurs études et comparaisons avec des pluies mesurées ont été présentées pour des régions climatiques différentes : l'Afrique de l'ouest (continent tropical) et l'Archipel du Japon (terres, côtes et mer).[13]

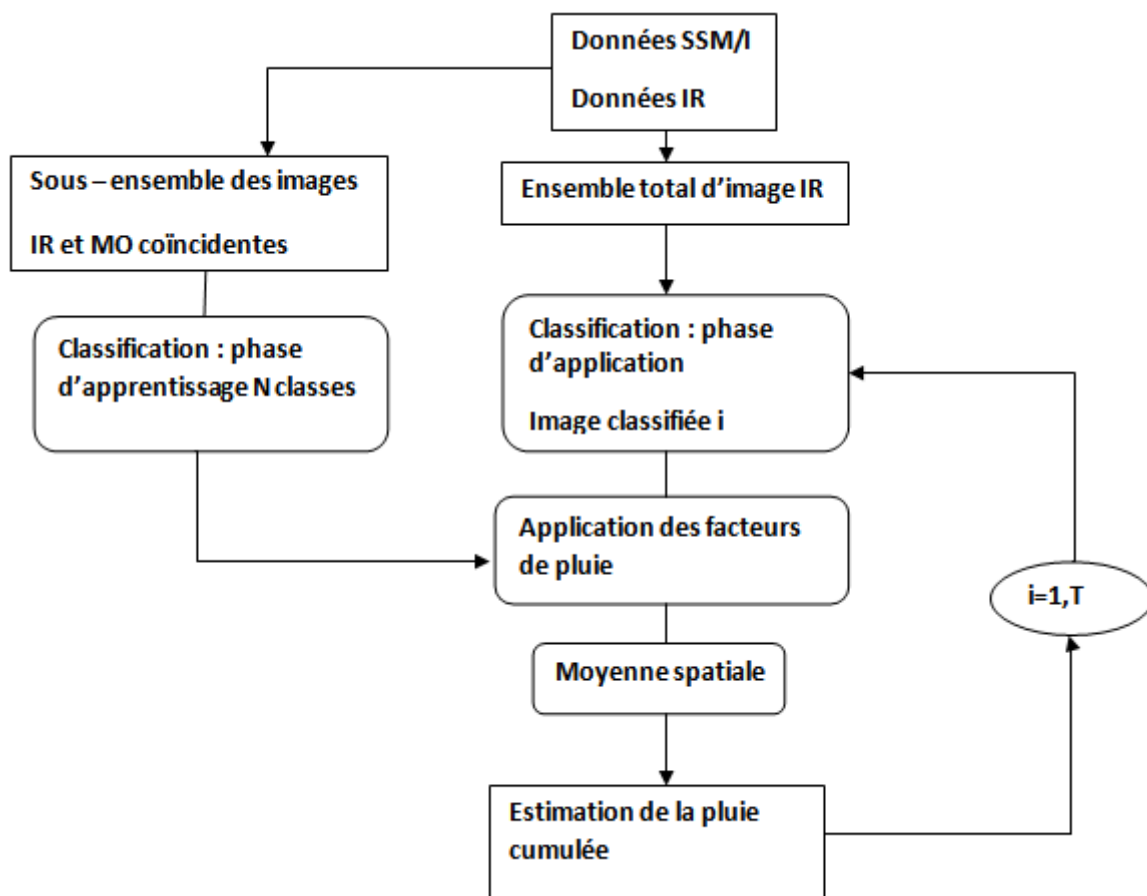
La méthode RACC utilise une technique de classification automatique développée par Desbois et al. (1982). Cette technique de classification des nuées dynamiques permet de partitionner les données en classes naturelles en considérant plusieurs paramètres, sans avoir aucune connaissance a priori de ces classes. Ceci permet de trouver un certain nombre de classes homogènes que l'on associe à différents types de nuages.

Dans la phase d'apprentissage de la méthode, trois paramètres (les images IR, Variance-IR et MO) en coïncidence spatio-temporelle sont utilisés dans un processus d'itérations successives pour identifier des classes de nuages associées à des taux de précipitations typiques. Ce processus initialisé d'un nombre donné de classes pour lesquelles un ensemble aléatoire de points est choisi. Les centres de gravité et les écarts type de chaque classe sont calculés. Chaque pixel de chaque image est alors attribué à la classe la plus proche, selon la distance euclidienne avec les centres de gravité. Les centres de gravité et les écarts types de ces classes sont recalculés et une nouvelle itération est commencée. Le processus dure jusqu'à ce que la partition des classes soit quasiment constante.[3]

Le résultat final de cette phase d'apprentissage est un ensemble de classes, pour lequel chaque classe est représentée par les centres de gravité des pixels, qui appartiennent à la classe pour chacun des paramètres.

La deuxième phase de la méthode consiste en l'application de cette classification à l'ensemble de données dont on dispose. Chaque pixel est associé à la classe la plus proche et

on obtient ainsi une image classifiée. Comme les images MO ne sont disponibles qu'une ou deux fois par jour, nous conservons, dans cette phase d'étude, seulement les paramètres (images IR et variance-IR) avec les mêmes centres de gravité qui ont été trouvés dans la phase d'apprentissage à trois paramètres. De cette façon, nous pouvons créer des images classifiées avec une bonne résolution spatiale et temporelle. Les centres de gravité du paramètre MO vont servir à définir des taux de précipitations ou facteurs de pluie, qui seront associés aux classes de pluie. Les facteurs de pluie sont appliqués aux images classifiées pour l'obtention du taux de pluie estimée. Un organigramme décrivant la méthode RACC est représenté par la figure III. [1]



**Figure III. 1:** Organigramme de la méthode RACC.[14]

#### ❖ Discussion :

La fréquence temporelle et la bonne résolution spatiale au sol des données IR sont très importantes pour l'estimation des précipitations. Néanmoins, les radiances IR sont uniquement corrélées à la température des sommets des nuages, tandis que les données MO sont des mesures directes de la présence des hydrométéores. La méthode RACC qui combine les données IR et MO peut donc, avoir les avantages des deux techniques.

### **III.3.8. Méthode EPSAT-SG (Estimation des Précipitations par Satellite Seconde Génération) :**

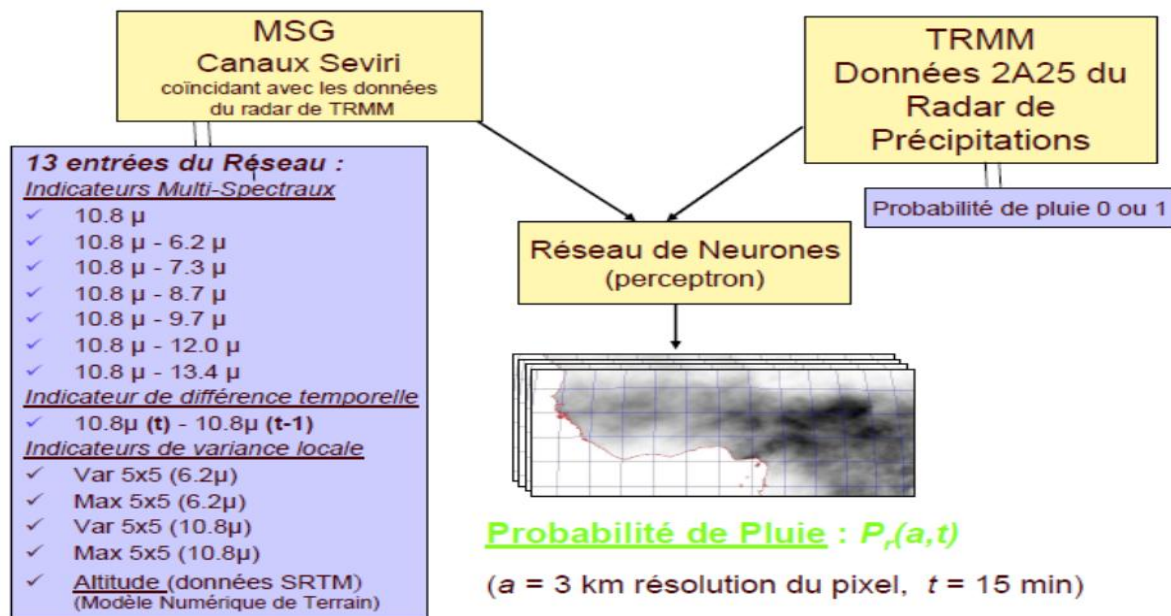
La méthode EPSAT-SG utilise un réseau de neurones qui combine des informations provenant de plusieurs satellites, des données multi-spectrales (IRT et Micro-ondes) et des données sol. La région d'étude est la zone AMMA d'Afrique de l'Ouest (situé entre 25°Ouest à 25°Est, 5°Sud à 20°Nord) pendant la saison de pluies de la mousson Ouest-Africaine: Juin à Septembre 2004. [6]

Pour mettre en application cette méthode, la première étape est le choix d'un ensemble de facteur prédictif d'entrée. Ce choix dépend du système d'observation et de la zone d'étude. Ces facteurs prédictifs sont choisis parmi les 12 canaux du MSG.

Ces trois canaux 0.6  $\mu\text{m}$ , 0.8  $\mu\text{m}$ , 1.6  $\mu\text{m}$  et 3.9  $\mu\text{m}$  n'ont pas été choisis car ils ne fournissent pas d'images la nuit.

En raison de leur rapport avec des propriétés de nuage, tous les canaux infrarouges thermiques de SEVIRI ( $\mu\text{m}$  6.2  $\mu\text{m}$ , 7.3  $\mu\text{m}$ , 8.7  $\mu\text{m}$ , 9.7  $\mu\text{m}$ , 10.8  $\mu\text{m}$ , 12.0, et  $\mu\text{m}$  13.4) sont choisis en tant que facteurs prédictifs. Tous ces canaux sont fortement corrélés avec un facteur de température général. Pour améliorer l'efficacité de convergence, un des canaux est choisi comme référence et comme canal d'entrée, et les différences entre ce canal et les autres sont considérées comme entrées pour le réseau neurologique.

Les effets orographiques peuvent produire des événements pluvieux avec les modèles spécifiques. Afin de tenir compte de ce phénomène, l'information d'altitude est choisie comme entrée. Des données d'altitude sont extraites à partir du modèle numérique d'altitude basé sur la mission de topographie du radar de la navette (SRTM).[13]



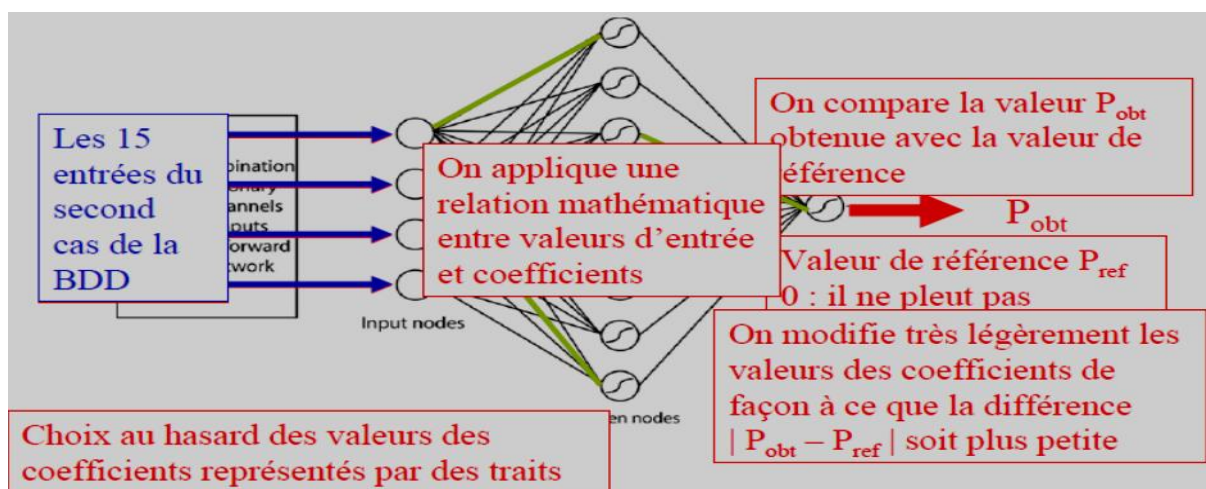
**Figure III. 2:** Les facteurs prédictifs. [6]

L'évaluation des précipitations est fondée sur deux produits intermédiaires : une probabilité de précipitations et une intensité potentielle de précipitations.

- Le premier produit est calculé par un réseau neurologique, en comparant les indicateurs dérivés de MSG avec la détection de pluie TRMM/PR. Après la sélection des nœuds d'entrée, un perceptron multicouche est entraîné, les coefficients du réseau évalués et les durées de pluie peuvent être calculées.

Le réseau neurone fonctionne en deux phases :

- Une phase d'apprentissage : le réseau de neurones apprend à reconnaître la présence de pluie. Il a besoin pour cela de données de référence.



**Figure III. 3:** Calcul de la probabilité de précipitation. [7]

–Une phase de généralisation: le réseau applique ce qu'il a appris durant l'apprentissage aux images MSG complètes.

- Le deuxième produit peut être interprété comme l'intensité des précipitations conditionnelle et, dans l'exécution décrite, il est extrait à partir de GPCP-1dd. [7]

Deux produits quadrillés d'intensité des précipitations sont employés : le GPCP-1dd et les produits de TRMM 3B42.

Le produit de GPCP-1dd (Huffman, 2001) est un produit global de précipitations livré sur une base opérationnelle dans l'armature du projet global de climatologie de précipitation (GPCP). Le 3B42 est un produit global des précipitations donnant plus de poids aux données de TRMM (Huffman et autres, 2007).

Le concept d'EPSAT-SG est basé sur le fait que tandis que les sondes infrarouges des satellites géostationnaires sont un outil valable pour la classification de nuages. Cependant il n'y a aucune relation directe entre les températures de brillance et des taux de pluie estimé par les canaux infrarouges des satellites. Par contre, il existe une relation proche entre l'information IR et la présence des précipitations particulièrement au-dessus du secteur tropical (Arkin, 1979) où la majeure partie des précipitations vient des faisceaux des nuages convecteurs à sommet froid.

L'intensité des précipitations ( $I_e$ ) est le produit des probabilités ( $P_r$ ), par l'intensité potentielle des précipitations ( $I_p$ ) :

$$I_e = P_r \times I_p \quad \text{III.13}$$

Où le  $I_e$ , le  $P_r$  et le  $I_p$  sont des fonctions définies dans l'espace et le temps.

L'intensité potentielle des précipitations ( $I_p$ ) est estimée par une méthode, de façon à inclure la petite variabilité de l'échelle de sondes géostationnaires.

$I_p$  peut être estimée par la formule:

$$I_p(B) = \int_B I_r / \int_B P_r \quad \text{III.14}$$

Où B est un domaine spatio-temporal dont le classement par taille est important pour l'exactitude et  $I_r$  une intensité de précipitations de référence.

Pour l'exécution d'EPSAT-SG dans la base de données d'AMMA, quelques considérations opérationnelles ont été menées pour choisir le produit de GPCP comme  $I_r$ .

Parmi les produits de GPCP une grille a été extraite et interpolée à l'échelle d'un pixel de MSG pour les champs de  $I_r$  :

$$I_p = \alpha \times \frac{\sum_{31\text{jours}}(\sum_{2.5\text{deg}} I_r)}{\sum_{31\text{jours}}(\sum_{2.5\text{deg}} P_r)} \quad \text{III.15}$$

$\alpha$  : est un coefficient correcteur.

Une intensité de probabilité de précipitations ( $I_p$ ) peut être interprétée comme un taux moyen d'événement quotidien de pluie et la probabilité de précipitations ( $P_r$ ) comme la durée de cet événement. Les évaluations prévues des précipitations ( $I_e$ ) peuvent être obtenues avec la résolution spatio-temporelle de MSG.

Au temps 't' pendant le jour 'd' et à la résolution du Pixel 'a', la valeur de  $I_e$  peut être estimée par la formule :

$$I_e(a, t) = P_r(a, t) \times I_p(a, d) \quad \text{III.16}$$

L'accumulation des précipitations estimée pendant une période T peut être calculée facilement par la formule suivante :

$$I_e(a, T) = 1/\alpha \sum_{(t \in T)} I_e(a, t) \quad \text{III.17}$$

#### ❖ Discussion :

EPSAT-SG est une méthode d'évaluation des précipitations, qui a été présentée comme une armature de concept. La complexité d'estimation des précipitations par satellites, radars et réseaux terrestre oblige l'établissement d'un procédé de combinaison entre ces différents instruments. L'intensité potentielle de précipitations est un nouveau concept présenté par EPSAT-SG. Le but du calcul de cette intensité est qu'elle tient compte de l'environnement aérologique local.

La comparaison d'EPSAT-SG avec GPCP-1dd sur la saison pluvieuse en 2004 montre des améliorations sensibles même avec des cumules de 10 jours. Ce résultat suggère qu'une résolution réduite est efficace réduit l'erreur du produit des précipitations. [13]

### III.3.9. Méthode auto-estimateur :

La technique nommée auto-estimateur (Vicente et al, 1998), permet d'estimer le champ d'intensité de pluie à partir de l'information captée toutes les demi-heures par le satellite géosynchrone GOES dans chacun des pixels qui composent l'image satellite.

Cette technique est basée sur la relation empirique entre l'intensité de la pluie R (mm/h) à la base des nuages (estimée à partir des échos de radar météorologique) et la température T (Kelvin) au sommet des nuages (estimée à partir des radiances infrarouges du satellite).

La taille du pixel (résolution spatiale pour cette bande de longueurs d'onde centrée en 10,7 $\mu$ m.) est 16 km<sup>2</sup>. Cette relation est :

$$R = 1.1183 \cdot 10^{11} \exp(-3.6382 \cdot 10^{-2} T^{12}) \quad \text{III.18}$$

Les valeurs obtenues sont après corrigées en tenant compte de l'humidité atmosphérique.

Cette méthode a été adaptée par Daniel F. BARRERA qui a utilisé les valeurs d'intensité de pluie fournies par le projet "Tropical Rainfall Measuring Mission" (TRMM) pour valider les estimations, lesquelles s'obtiennent à partir d'observations radar et micro-ondes depuis un satellite à orbite polaire.

Dans une zone climatiquement homogène par rapport à la précipitation, les valeurs obtenues pour un pixel (moyennes spatiales sur une aire carrée de 4 km de coté) arriveraient avec la même probabilité qu'un pixel quelconque appartenant à cette zone. Par conséquent, les termes des séries temporelles des précipitations obtenues pour chaque pixel sur une période de quelques années (suffisamment longue pour décrire le climat de la région) peuvent être considérés comme des sous-échantillons d'un échantillon plus grand de la même population statistique. L'extension de la zone considérée comme climatiquement homogène, et la période minimale de prise de données, dépendent de la région étudiée.

A partir de cette hypothèse d'homogénéité climatique, il est possible de construire des échantillons statistiques à partir desquels l'extraction des caractéristiques climatiques, des données satellitaires prises pendant un laps de temps relativement court est possible.

De plus, avec la disposition d'images satellitaires toutes les demi-heures (dans le cas du satellite GOES) il est possible de générer des séries de précipitations cumulée en périodes multiples d'une demi-heure. De cette manière, on peut étudier la climatologie des précipitations à des heures particulières pendant la journée, spécialement dans les heures de plus grande activité convective. [4]

### ❖ Discussion :

La technique est en mesure d'être opérationnelle pour les centres d'analyse disposant d'images satellite géosynchrone. Elle fournit la localisation des zones de pluie convective, spécialement celles d'intensité moyenne à forte, avec des applications à la prévision du temps, à la prévision de crues et au bilan hydrologique du sol.

### III.3.10. Méthode de L'algorithme SatPrecip et TAMORA :

L'algorithme utilise les données multi-spectrales de SEVIRI pour fournir des évaluations de précipitations en temps réel sur l'Europe et l'Atlantique Nord. Les estimations de SEVIRI sont étalonnées à l'aide de données du radar météorologique du ROYAUME-UNI et des réseaux Européen (Francis et al, 2006).

Chaque image MSG est associée à l'image du radar qui coïncide le plus temporellement. Les taux de pluie du radar sont séparés en quatre classes, et le processus de calibrage est réalisé séparément pour chaque taux de pluie. Les données de chaque canal SEVIRI sont classés d'après la température de luminosité (BT) ou de réflectance (refl.) dans plusieurs classes discrètes (32 pour chaque canal BT et 16 pour chaque canal refl.). En combinant les données du multi-canal dans une table de la contingence, plusieurs classes de pixels du satellite sont obtenues.

Prendre les données du radar comme étant exacte, les pixels du radar et du satellite coïncidant sont comparées et une probabilité de précipitations pour chaque classe des données du satellite est calculée. Ce processus est exécuté pour chaque seuil du taux de pluie utilisé par l'algorithme, et dans ce cas la probabilité des précipitations est la probabilité d'un taux de pluie plus grand que le seuil du taux de pluie choisie.

Une probabilité de seuil est choisie pour chaque classe du taux de pluie, avec toutes les données du satellite au-dessus de cette probabilité assignée comme "pluvieux", et les autres sont assignés comme étant "non pluvieux".

Ayant établi un calibrage du taux de pluie pour les données MSG, les évaluations du taux de pluie peuvent maintenant être étendues au-delà de la région de couverture du radar à toute région couverte par MSG.

La validation des données radar du ROYAUME-UNI a montré que les canaux SEVIRI supplémentaires fournissent une augmentation des compétences du produit bi-spectral original (Francis et al, 2006). [17]

### **Adaptation de SatPrecip à l'Afrique :**

Comme la nature des précipitations en Europe (un mélange de stratiforme et convective) est très différente de celle de l'Afrique Ouest (dominé par la convection profonde), un algorithme (TAMORA) a étalonné les données du radar des précipitations d'Afrique et a été considéré vraisemblablement comme produisant des résultats plus exacts sur le continent que l'algorithme original du SatPrecip.

Les données du radar de Niamey, Niger pour 2006 ont été utilisées pour le calibrage. Les données ont été interpolées à l'échelle du pixel MSG. Même si l'utilisation des données de calibrage différentes, plusieurs autres changements ont été faits pour optimiser l'utilisation de TAMORA en Afrique. La relation entre la température de brillance, la réflectance du SEVIRI et la probabilité de précipitations (P(R)) varie considérablement entre les données Européennes et Nigériennes.

L'autre changement majeur entre SatPrecip et TAMORA est la méthode par laquelle les évaluations instantanées sont agrégées pour de plus longues périodes. SatPrecip a estimé simplement le taux de pluie instantané accumulé pour chaque heure et pour de plus longues périodes. Cependant la distribution du taux de pluie instantanés du radar est complètement différente d'une distribution des précipitations accumulée pour toutes les heures.

Les estimations instantanées de TAMORA toutes les demi-heures ont été accumulées pour une estimation décadaire par une méthode plus sophistiquée. [17]

### **❖ Discussion :**

La nature des précipitations en Europe et en Afrique présente une grande différence, ce qui explique la variation considérable du rapport entre le rayonnement SEVIRI et le taux de précipitations. En effet l'application de SatPrecip en Europe assigne souvent des taux de pluie à des nuages bas, ce qui produit une surestimation des évaluations des précipitations.

Cependant, l'application de TAMORA en Afrique de l'Ouest présente un grand nombre de biais négatif, à cause de l'incapacité de la technique TAMORA d'estimer des grandes précipitations, dans ce cas TAMORA présente une sous-estimation. Par contre, pour des

régions où l'évaluation des précipitations est faible, TAMORA à un petit nombre de biais négatif.

#### **III4. Discussion du chapitre :**

Dans le présent chapitre, nous avons donné quelques exemples des différents algorithmes d'estimation des précipitations, pour chaque technique nous avons présenté ses avantages et inconvénients. Les résultats d'inter-comparaisons entrepris ont montré que, pour des estimations des précipitations cumulées dans le temps, les meilleurs résultats sont obtenus avec les méthodes utilisant les données IR ou VIS (comme la méthode EPAT, TAMSAT et indice de nuage). Néanmoins, les données IR sont des mesures de températures des sommets des nuages et n'ont pas un rapport physique direct avec les précipitations. Pour des estimations des taux instantanées, les algorithmes MO présentent les meilleures performances (le cas de la méthode Scattering Index et Goddard profiling Algorithm), cependant, les données collectées ne sont disponible que deux fois par jours. A cet effet, la fusion entre l'imagerie radar et satellitaire offre de meilleurs résultats, étant donné que les données radar sont des mesures directes des précipitations disponible tout au long de la journée. En ce sens nous avons utilisé cette méthode que nous expliciterons dans le chapitre suivante.

# CHAPITRE IV

## Méthode appliquée

### **IV.1. Préambule :**

Le radar est le seul système d'observation météorologique, permettant d'observer en temps réel, la structure spatiale du champ des précipitations, Cependant, l'inconvénient majeur des méthodes qui utilisent le radar est la faible couverture géographique. De ce fait, nous avons utilisé dans ce chapitre, une méthode d'estimation des précipitations basée sur la fusion d'imagerie radar et satellite. Le principe de cette méthode est de faire correspondre les valeurs des taux de précipitations obtenu par le radar à l'image visible.

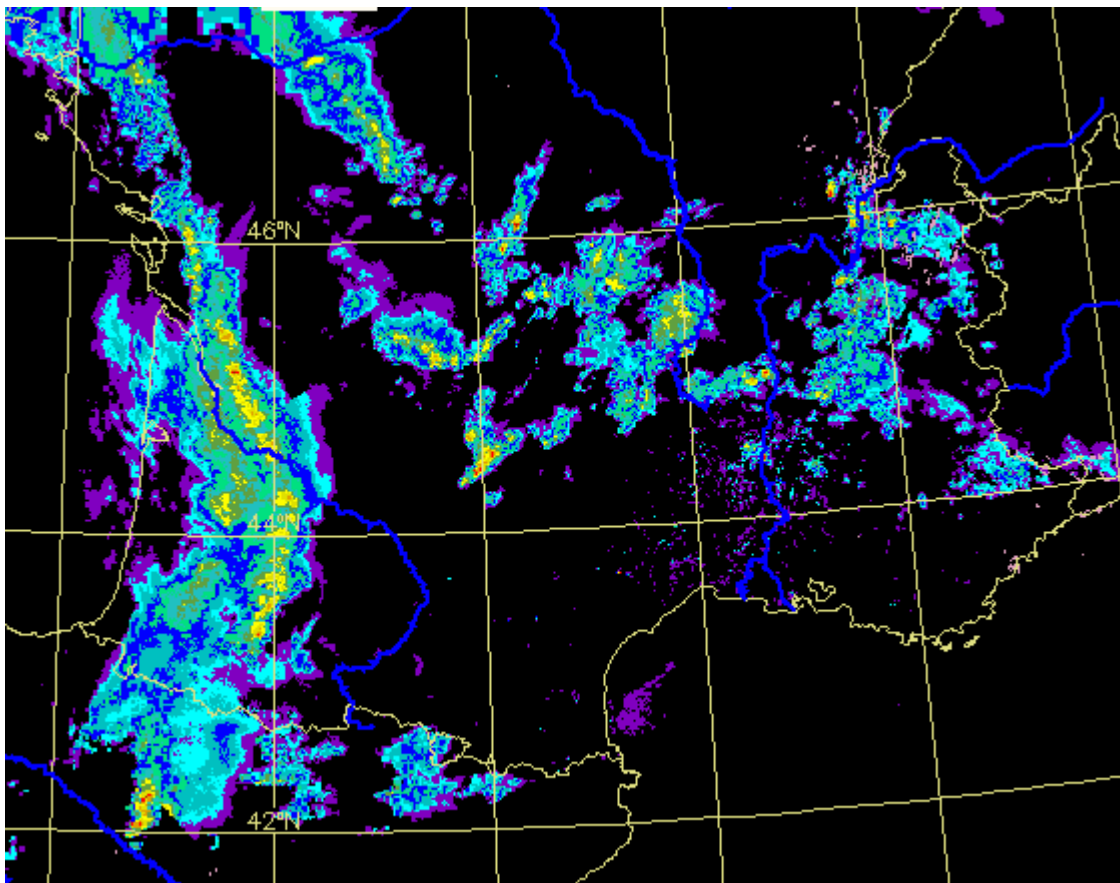
### **IV.2. Le but de la méthode :**

L'avantage d'utiliser les images visibles pour l'estimation des précipitations est la très bonne couverture et résolution spatiale de ces données. Ce type d'images indique la quantité de lumière visible rétrodiffusée par les nuages ou la surface de la terre. En outre, ces images ne donnent aucune information sur l'altitude des nuages, mais uniquement des informations sur la densité (pas de rapport physique direct avec les précipitations). La fusion des images visibles avec les images radar (qui présentent une mesure directe des précipitations) peut combler cette lacune. Le but de cette fusion est de déterminer le taux de précipitations de l'image visible.

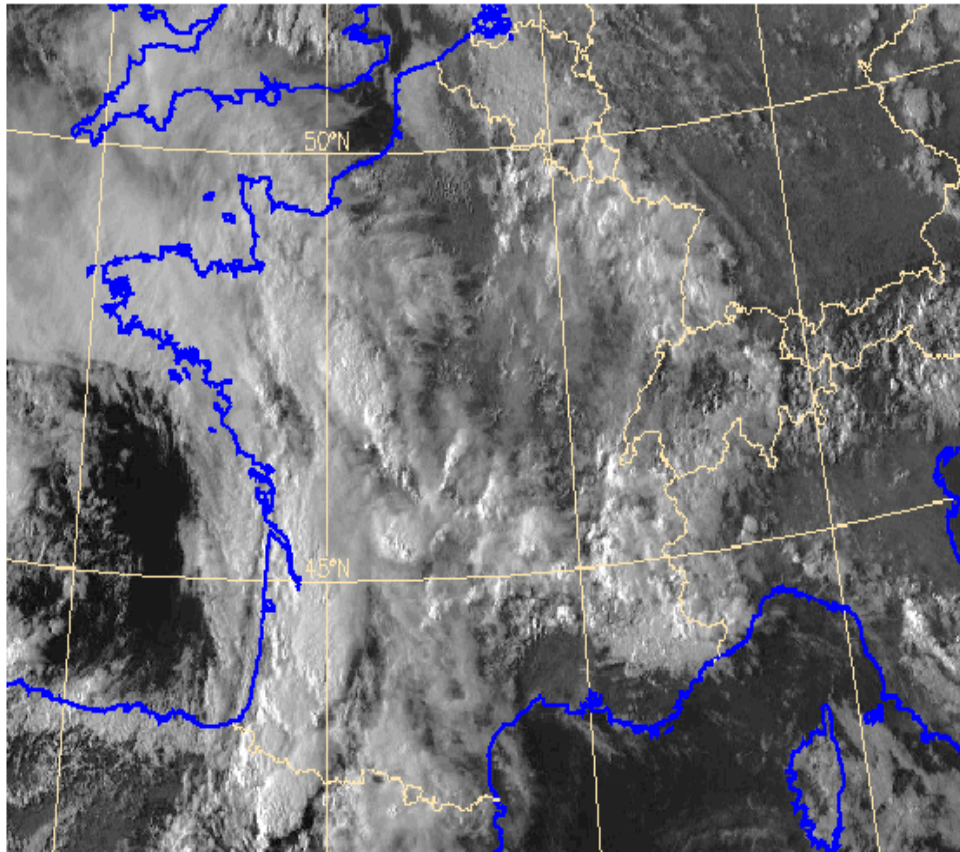
### IV.3. Données utilisées :

Nous avons utilisés deux images prises le 7 Mai 2006 à 17 :00, l'une par le satellite Météosat Seconde Génération (MSG 1) sur le canal visible à large bande, et l'autre par le radar météorologique de Toulouse (France).

L'image radar est une image au format 400 x 400 pixels, de résolution spatiale de 1km x 1km avec une cadence de prise de vue de 10 minutes (Figure IV.1). Quant à l'image satellitaire, elle est de format 500 x 500 pixels, de résolution spatiale 1 km et de résolution temporelle de 15 minutes (Figure IV.2).



**Figure IV.1** : Image radar.



**Figure IV.2 :** Image satellite.

#### **IV.4. Description de la méthode :**

Les deux images (satellitaire et radar) ont été superposées dans le but de déterminer le taux de précipitations pour l'image visible à partir de l'image radar.

La méthode appliquée est structurée en trois étapes :

- Calcul des taux de précipitations (R) et affectation de chacun de ces taux à une classe donnée.
- Assignation de chaque pixel de la partie superposée de l'image visible à la classe dont son coïncident est précipitant sur l'image radar.
- Détermination des intervalles de niveaux de gris de toute l'image visible correspondant aux différentes classes.

➤ **La première étape :**

Dans un premier temps, nous avons calculé le taux de précipitations dans l'image radar à partir de cette relation :

$$Z = a R^b$$

Où Z est la réflectivité du radar exprimé en mm<sup>6</sup>/m<sup>3</sup>, R le taux de précipitations en mm/h.

Pour les applications opérationnelles, les paramètres a et b sont fixés à une valeur constante quelles que soient les conditions météorologiques. Les valeurs les plus couramment utilisées en Europe sont a = 200 et b = 1.6.

Chacun des taux de précipitations R calculé précédemment a été affecté à une classe donnée déterminée par l'image radar.

➤ **Deuxième étape :**

Dans cette étape, nous avons affecté chaque pixel de la partie de l'image visible superposé, à la classe dont son coïncident est précipitant sur l'image radar. Quant aux pixels non affectés, ils appartiennent à la classe "nuages non précipitant ou ciel clair". Le tableau suivant résume toutes les situations de l'affectation :

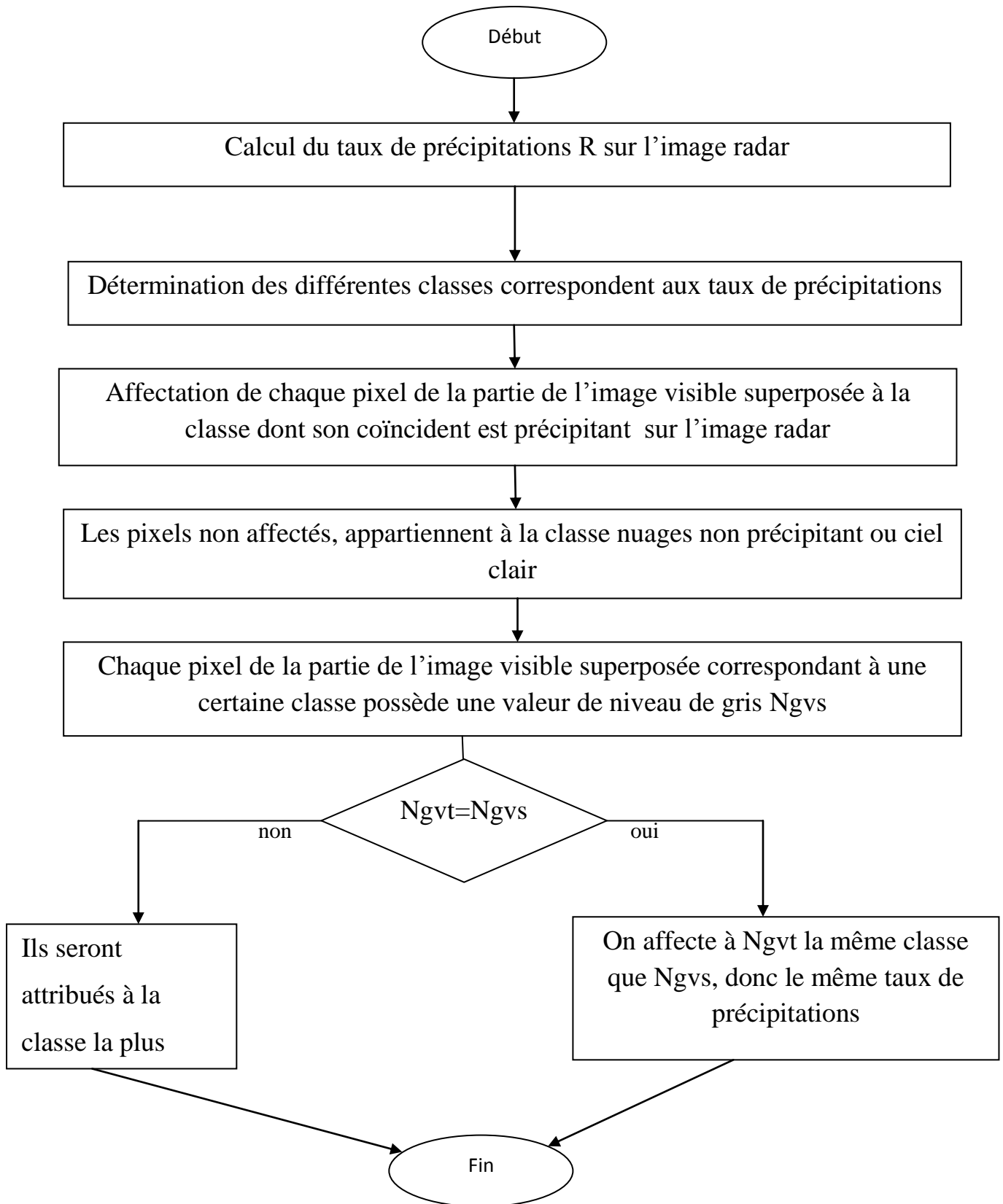
Pixel de l'image MSG	Son coïncident sur l'image radar	Classe à laquelle il appartient
Pm	Pr ≠ 0	Nuage précipitant la classe de Pr
Pm	Pr=0	Ciel clair ou Nuage non précipitant

**Tableau IV.1.** Affectation des pixels aux classes correspondantes.

➤ **Troisième étape :**

Après l'étape d'affectation, chaque pixel de la partie de l'image visible superposée correspondant à une certaine classe, possède une valeur de niveaux de gris. Cette dernière est comparée à toutes les valeurs de niveaux de gris de toute l'image visible. Si on trouve une correspondance, cela veut dire qu'on affecte à ce pixel là, la même classe et donc le même taux de précipitations. Quant aux autres pixels qui ne correspondent pas à la même valeur, ils seront attribués à la classe la plus proche.

Voici un organigramme illustrant la méthode :



**Figure IV.3 :** Organigramme de la méthode adaptée.

Ngvs : valeur du niveau de gris des pixels de la partie superposée de l'image visible.

Ngvt : valeur du niveau de gris des pixels de l'image visible totale.

- **Résultats obtenus :**

Lors du calcul des taux de précipitations, à partir de l'image radar, sept classes ont été obtenues. Chacune de ces classes, correspond à un intervalle de niveaux de gris dans la partie superposée de l'image visible.

Le tableau suivant donne les taux d'estimation correspondant à un intervalle de niveaux de gris donné.

Différentes Classes	Niveaux de gris
Classe1 : ciel clair/ nuage non précipitant	[0 , 60]
Classe2 : 0.2mm/h	[62 , 108]
Classe3 : 0.4 mm/h	[109 , 153]
Classe4 : 0.6 mm/h	[155 , 176]
Classe5: 1 mm/h	[181 , 190]
Classe6: 1.3 mm/h	[195 , 213]
Classe7: 1.7 mm/h	[216 , 255]

**Tableau IV.2.** Niveaux de gris obtenues des différentes classes.

Chaque intervalle de niveaux de gris correspond à une classe donnée. Quant aux niveaux de gris restant (n'appartient à aucune de ces classes), ils sont attribué à la classe la plus proche.

Ainsi, dans l'image visible totale, tous les niveaux de gris correspondant aux intervalles cités dans le tableau ci-dessus, seront attribués à la classe correspondante.

#### **IV.5. Discussion :**

Dans ce chapitre, nous avons appliqué une méthode d'estimation des précipitations par fusion d'images radar-satellite à un couple d'image collectées par le radar de Toulouse et le satellite MSG. De cette façon nous avons pu estimer le taux de précipitations de l'image visible dans la zone de couverture du radar. Grâce à cela, nous avons pu déterminer le taux de précipitations sur la totalité de l'image visible. Cependant, pour obtenir une estimation plus fine, il faudrait étudier une séquence d'images d'une longue durée dans le temps.

# CONCLUSION

L'objectif de ce travail est d'estimer les précipitations par Télédétection. Dans un premier temps, nous avons présenté les différents algorithmes utilisés par différents chercheurs. Ces techniques nécessitent néanmoins une banque de données riche en images et en données in-situ. Dans notre cas, à cause du manque de données, nous avons fait appel à la technique de classifications des nuages à partir des coïncidences spatiotemporelles, des données MSG dans la bande visible (large bande) avec les données radar de Toulouse.

Dans la méthode que nous avons appliquée dans ce mémoire, nous avons calculé dans un premier temps les taux de précipitations  $R$  à partir des réflectivités ( $Z$ ) du radar. Le calcul de ces taux de précipitations a permis de définir un certain nombre de classes homogènes.

Dans un second temps, nous avons affecté chaque pixel de la partie superposée de l'image visible, à la classe dont son coïncidant est précipitant sur l'image radar. Quant aux pixels non affectés, ils appartiennent à la classe "nuages non précipitant ou ciel clair". Dans ce cas, un intervalle de niveau de gris est établi pour chacune des classes des taux de précipitations. A partir de là, nous avons pu déterminer le taux de précipitations de toute l'image visible en comparant les valeurs des intervalles de niveaux de gris de la partie de l'image superposée avec l'image totale.

Cependant, des problèmes restent encore posés, notamment la nuit où les données visibles de MSG ne sont pas disponibles. Pour bien appréhender les précipitations et résoudre le problème de la discontinuité des données, nous suggérons d'améliorer la technique en utilisant un ensemble de données provenant de ce satellite. De plus, il serait intéressant de disposer d'un échantillon aussi grand que possible, étant donné qu'un nuage appartenant à l'image étudiée peut évoluer dans le temps, c'est-à-dire, qu'il peut passer de sa phase de développement à sa phase de dissipation en passant par la phase de maturité.

# ANNEXE

## A.1.1. Classification des nuages :

- **Nuages élevés :**

Ils se forment au dessus de 6000 mètres dans la région froide de l'atmosphère. Ils sont classés en utilisant le préfixe cirrus ou cirrus. A cet altitude, l'eau gèle quasiment toujours, les nuages sont donc composés de cristaux de glace. Voici quelques images correspondant à ce type de nuage :

### **Cirrus (Ci) :**

Nuages séparés, en forme de filaments blancs et délicats ou de bancs ou de bandes étroites, blancs ou en majeure partie blancs. Ces nuages ont un aspect fibreux (chevelu) ou un éclat soyeux, ou les deux.



**Figure A.1 :** cirrus

### **Cirrocumulus (Cc) :**

Banc, nappe ou couche mince de nuages blancs, sans ombres propres, composés de très petits éléments en forme de granules, de rides, etc., soudés ou non, et disposés plus ou moins régulièrement ; la plupart des éléments ont une largeur apparente inférieure à un degré (équivalent à la largeur de l'oreille bras tendu).



**Figure A.2 :** Cirrocumulus.

### **Cirrostratus (Cs) :**

Voile nuageux transparent et blanchâtre, d'aspect fibreux (chevelu) ou lisse, couvrant entièrement ou partiellement le ciel, et donnant généralement lieu à des phénomènes de halo surtout autour de la lune.



**Figure A.3 :** Cirrostratus.

- **Nuages moyens :**

Ils se développent entre 2000 et 6000 mètres d'altitude et sont précédés par le préfixe Alto. Ils sont formés de gouttelettes d'eau.

### **Alto cumulus (Ac) :**

Banc, nappe ou couche de nuages blancs ou gris, ou à la fois blancs et gris, ayant généralement des ombres propres, composés de lamelles, galets, rouleaux, etc., d'aspect parfois partiellement fibreux ou diffus, soudés ou non ; la plupart des éléments disposés régulièrement ont une largeur apparente comprise entre un et cinq degrés (cinq degrés correspondant à la largeur de trois doigts main tendu).



**Figure A.4 :** Alto cumulus.

### **Altostratus (As) :**

Nappe ou couche nuageuse grisâtre ou bleuâtre, d'aspect strié, fibreux ou uniforme, couvrant entièrement ou partiellement le ciel, et présentant parfois des parties suffisamment minces pour laisser voir le soleil au moins vaguement, comme au travers d'un verre dépoli. L'Altostratus ne présente pas de phénomènes de halo et peut être accompagné de pluie ou de neige (plus ou moins continues) ou de granules de glace.



**Figure A.5 :** Altostratus.

- **Nuages bas :**

Ils peuvent atteindre jusqu'à 2000 mètres d'altitude. Lorsqu'ils atteignent le sol, on les appelle brouillard.

### **Stratocumulus (Sc) :**

Banc, nappe ou couche de nuages gris ou blanchâtres, ou à la fois gris et blanchâtres, ayant presque toujours des parties sombres, composés de dalles, galets, rouleaux, etc., d'aspect non fibreux (sauf virga), soudés ou non ; la plupart des petits éléments disposés régulièrement ont une largeur apparente supérieure à cinq degrés.



**Figure A.6:** Stratocumulus.

### **Stratus (St) :**

Couche nuageuse généralement grise, à base assez uniforme, pouvant donner lieu à de la bruine ou à de la neige en grains. Lorsque le soleil est visible au travers de la couche, son contour est nettement discernable. Le Stratus ne donne pas lieu à des phénomènes de halo sauf à de très basses températures. Le Stratus peut aussi se présenter sous la forme de bancs déchiquetés (espèce fractus).



**Figure A.7 :** Stratus.

### **Cumulus (Cu) :**

Nuages séparés, généralement denses et à contours blancs bien délimités, se développant verticalement en forme de mamelons, de dômes ou de tours, dont la région supérieure bourgeonnante ressemble souvent à un chou-fleur. Les parties de ces nuages éclairées par le soleil sont, le plus souvent, d'un blanc éclatant ; leur base, relativement sombre, est sensiblement horizontale. Les cumulus sont parfois déchiquetés (espèce fractus).



**Figure A.8:** Cumulus.

- **Nuage à développement vertical :**

**Nimbostratus (Ns) :**

Couche nuageuse grise, souvent sombre, dont l'aspect est rendu flou par des chutes plus ou moins continues de pluie ou de neige qui, dans la plupart des cas, atteignent le sol. L'épaisseur de cette couche est partout suffisante pour masquer complètement le soleil. Il existe fréquemment, au-dessous de la couche et la rendant difficilement visible, des nuages bas (pannus) déchiquetés, soudés ou non avec elle.



**Figures A.9 :** Nimbostratus.

**Cumulonimbus (Cb) :**

Nuage dense et puissant, à extension verticale considérable, en forme de montagne ou d'énormes tours. Une partie au moins de sa région supérieure est généralement lisse, fibreuse ou striée, et presque toujours visible ; cette partie s'étale en forme d'enclume ou de vaste panache. Au dessous de la base de ce nuage, souvent très sombre (ce qui le différencie du Nimbostratus, semblant éclairé de l'intérieur, lorsque l'on se trouve dessous), il existe fréquemment des nuages bas (pannus) déchiquetés, soudés ou non avec elle, et des précipitations de tous genres, parfois sous forme de virga. En présence d'orage, on est certain qu'il y a un Cb.



**Figure A.10 :** Cumulonimbus.

### **A.1.2. Les type de précipitations :**

Les précipitations se présentent sous forme d'une chute d'un ensemble de particules : pluie, bruine, neige, neige roulée, neige en grains, granules de glace, grésil et prismes de glace.

- **Pluie :** Précipitations de particules d'eau liquide.
- **Bruine :** Précipitations assez uniforme, constituée exclusivement de fines gouttes d'eau très proche les unes des autres.
- **Neige :** Précipitations de particules de glace dont la plupart sont ramifiés (parfois étoilés). Par une température supérieure à  $-5^{\circ}\text{C}$  environ, les cristaux sont généralement agglomérés en flocons.
- **Neige roulée :** Précipitations de grains de glace, blancs et opaques. ces grains sont sphériques ou parfois coniques, leur diamètre est compris entre 2 et 5 mm. Ces grains lorsqu'ils tombent sur un sol dur rebondissent et se brisent souvent. La neige roulée s'observe habituellement quand la température du sol avoisine  $0^{\circ}\text{C}$ . Elle se présente généralement sous forme d'averses, mélangées à des flocons de neige ou à des gouttes de pluie.
- **Neige en grains :** Précipitations de très petits grains de glace, blancs et opaques. Ces grains sont relativement plats ou allongés, leur diamètre est généralement inférieur à un millimètre. ils ne rebondissent pas et ne se brisent pas. Ils tombent en petites quantités, le plus souvent d'un stratus ou d'un brouillard, jamais sous forme d'averse.
- **Granules de glace ou grésil :** Précipitations de granules de glace transparents, de forme sphériques ou irrégulières, rarement coniques, et dont le diamètre est inférieur ou égal à 5mm.

➤ **Grêle** : Précipitations de granules ou de morceaux de glace (grêlons) dont le diamètre est de l'ordre de 5 à 50 mm, parfois plus, et qui tombent soit séparés les uns des autres, soit agglomérés en blocs irréguliers.

➤ **Averses** : On désigne par le mot averse un ensemble de pluies associé à une perturbation météorologique bien définie. Les averses sont caractérisées par leur début et leur fin brusques et par les variations généralement rapides et parfois brutales de l'intensité des précipitations. La durée d'une averse peut varier de quelques minutes à une centaine d'heures et intéresser une superficie allant de quelques kilomètres carrés (orages) à quelques milliers de kilomètres (pluies cycloniques).

### A.2.1 Neurone formel (artificielle) :

Les réseaux de neurones artificiels sont des réseaux fortement connectés de processeurs élémentaires fonctionnant en parallèle. Chaque processeur élémentaire calcule une sortie unique sur la base des informations qu'il reçoit. Toute structure hiérarchique de réseaux est évidemment un réseau.

Le modèle de neurone formel est un modèle mathématique très simple dérivé d'une analyse de la réalité biologique. Il doit être capable de :

- recevoir en entrée différentes informations provenant des neurones environnants,
- analyser ces informations, de manière à envoyer en sortie une réponse,
- ajuster cette réponse avant de l'envoyer aux neurones suivants.

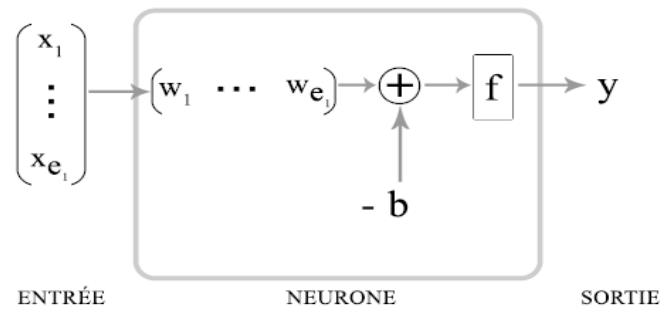
Il est donc tout naturel d'assimiler un neurone à un triplet (*poids*, biais, fonction d'activation  $f$ ) :

On multiplie chaque valeur d'entrée par la composante des *poids* correspondante, ce qui revient à faire le produit scalaire  $\overrightarrow{\text{entrée}} \cdot \overrightarrow{\text{poids}}$ .

On compare la valeur obtenue à une valeur de référence : le biais, ce qui revient à soustraire le scalaire biais,

Enfin on applique la fonction d'activation à cette différence ; la fonction d'activation est souvent appliquée de façon à avoir une sortie comprise entre 0 et 1. Par exemple dans le cas d'une fonction d'activation de type seuil, la sortie sera :

$$\begin{array}{l} 0 \text{ si } \overrightarrow{\text{entrées}} \cdot \overrightarrow{\text{poids}} - \text{biais} \leq 0 \\ 1 \text{ si } \overrightarrow{\text{entrées}} \cdot \overrightarrow{\text{poids}} - \text{biais} > 0. \end{array}$$



**Figure A.2.1** : Neurone formel.

De règle générale, le calcul de la valeur de la sortie peut se décomposer en deux étapes :

- Un potentiel dit post-synaptique est élaboré en réalisant une sommation pondérée des entrées (a) selon l'expression suivante :

$$a = \sum_{i=0}^n w_i x_i \quad \text{A.2.1}$$

Où :  $w_i$  sont les poids synaptique correspondant aux entrées  $x_i$  et a potentiel de neurone.

Le calcul de la sortie de neurone en fonction de son potentiel a est réalisé à l'aide d'une fonction f dite fonction d'activation du neurone. C'est cette valeur qui sera transmise aux neurones aval. Il existe de nombreuses formes possibles pour la fonction de transfert.

### A .2.2. L'apprentissage

L'apprentissage est vraisemblablement la propriété la plus intéressante des réseaux neuronaux. L'apprentissage est une phase du développement d'un réseau de neurones durant laquelle le comportement du réseau est modifié jusqu'à l'obtention du comportement désiré.

L'apprentissage neuronal fait appel à des exemples de comportement.

Dans la majorité des algorithmes actuels, les variables modifiées pendant l'apprentissage sont les poids des connexions.

Il est souvent impossible de décider à priori des valeurs des poids des connexions d'un réseau pour une application donnée. A l'issue de l'apprentissage, les poids sont fixés : c'est alors la phase d'utilisation.

Le perceptron est un modèle de réseau de neurones avec algorithme d'apprentissage créé par Frank Rosenblatt en 1958. La version ci-dessous est simplifiée par rapport à l'originale.

### A.2.3.Perceptron :

Le perceptron est un modèle simple qui permet de mieux comprendre la notion d'apprentissage par des applications concrètes. Il est néanmoins très restrictif car il ne permet de traiter que des problèmes dont les résultats sont séparables de manière linéaire.

Le modèle est composé d'une « entrée parallèle », une ou plusieurs « couches cachées » et une « couche de sortie » où chaque couche est constituée d'un ensemble de neurone formel.

Le perceptron multicouche est un type de réseau de neurones parmi les plus utilisés. Son fonctionnement est le suivant : l'information se propage de couche en couche, toujours dans le même sens jusqu'à la sortie. On donne au réseau l'information sous forme d'un vecteur de  $\mathbb{R}^1$  et on récupère l'information traitée sous forme d'un vecteur de  $\mathbb{R}^{sN}$ .

Un exemple très simple : on considère un perceptron monocouche, dont la fonction sera de détecter si un point du plan  $\mathbb{R}^2$  est au-dessus ou en dessous de la droite d'équation  $y = x + 2$ .

- En entrée, les coordonnées  $x$  et  $y$  du point de  $\mathbb{R}^2$  ( $e_1 = 2$ )
- En sortie, la valeur  $+1$  si le point est au-dessus de la droite,  $-1$  s'il est en dessous ( $s = 1$ ).

Utilisons alors la fonction d'activation seuil symétrique, qui à tout réel positif associe  $+1$ , à tout réel négatif associe  $-1$  et à  $0$  lui-même ; un biais  $b = 2$  ; et une matrice de poids

$$W = (-1, 1).$$

Si le point est au dessus de la droite, c'est-à-dire si  $y > x + 2$ , alors  $W.X - b = x + y - 2 > 0$  et la fonction d'activation donnera  $\varepsilon = +1$ . Si le point sur la droite,  $y = x + 2$  et on obtient  $\varepsilon = 0$ .

Si le point est en dessous,  $y < x + 2$  et alors  $\varepsilon = -1$ .

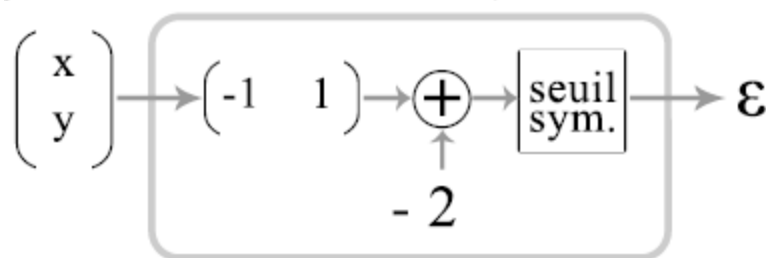


Figure A.2.2 : Exemple d'utilisation des réseaux neurone.

### A.3.1. Critère de régression :

De nombreuses quantités physiques sont reliées par des conditions du type  $y=ax + b$ .

Par des expériences, on arrive à connaître des couples  $(x_i, y_i)$ , et on cherche à déterminer  $a$  et  $b$ .

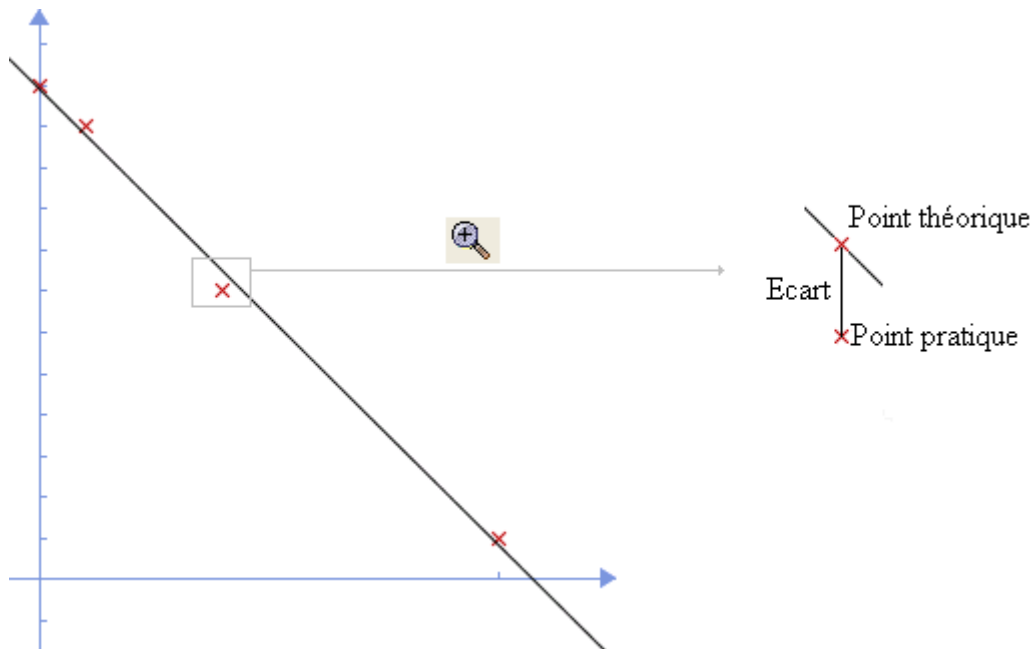
En général, en raison des erreurs de mesure, les points  $(x_i, y_i)$  ne sont pas alignés, mais sont "presque" sur une même droite. Il faut alors choisir  $a$  et  $b$  de sorte que la droite soit la meilleure possible.

Pour cela, il faut choisir une mesure de l'écart entre une droite  $y=ax+b$  et le nuage de points expérimentaux  $(x_i, y_i)$ . On choisit en général le carré de la différence entre le point théorique et le point expérimental, c'est-à-dire  $(y_i - (ax_i + b))^2$ . L'écart total est donc :

$$J(a, b) = \sum_{i=1}^n (y_i - ax_i - b)^2. \quad (\text{A3.1})$$

Où  $n$  est la dimension des vecteurs  $y$  et  $x$ .

Effectuer une régression linéaire, c'est trouver la droite qui minimise l'écart précédent, c'est-à-dire la somme des carrés des différences : on parle de droite des moindres carrés.



La régression linéaire consiste à déterminer une estimation des valeurs  $a$  et  $b$  et à quantifier la validité de cette relation grâce au coefficient de corrélation linéaire.

L'étude mathématique est assez facile lorsqu'on connaît les fonctions de plusieurs variables. La minimisation est obtenue en calculant les dérivées d'une fonction de plusieurs variables ( $y$  et  $x$ ) par rapport à  $a$  et  $b$ , puis en annulant celle-ci. On obtient le système d'équations suivant :

$$\begin{cases} \frac{\partial J}{\partial a} = -2 \sum_{i=1}^n x_i (y_i - ax_i - b) = 0, \\ \frac{\partial J}{\partial b} = -2 \sum_{i=1}^n (y_i - ax_i - b) = 0. \end{cases} \quad (\text{A3.2})$$

A partir de ce système, l'estimation des coefficients a et b est donnée par :

$$\begin{cases} a = \frac{\text{cov}(x, y)}{V(x)} \\ b = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - ax_i) = \bar{y} - a\bar{x} \end{cases} \quad (\text{A3.3})$$

Avec la cov (x,y) la covariance entre les deux vecteurs x et y, donnée par :

$$\text{Cov}(x,y) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) = \overline{x \cdot y} - \bar{x} \cdot \bar{y} \quad (\text{A3.4})$$

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$$

$$\bar{y} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i$$

V(x) et V(y) représentent l'écart type des valeurs  $x_i$  et  $y_i$

$$V(y) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 = \overline{y^2} - \bar{y}^2 \quad (\text{A3.5})$$

$$V(x) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 = \overline{x^2} - \bar{x}^2$$

la méthode des moindres carrés fournit une estimation de a et b. deux hypothèses doivent être vérifiées pour que la solution soit significative : d'une part, l'échantillon des valeurs  $x_i$  et  $y_i$  doit vérifier l'hypothèse de linéarité ; d'autre part, la taille de l'échantillon doit être suffisante pour mieux identifier les coefficients a et b. le coefficient de corrélation fournit une valeur numérique permettant d'apprécier la qualité de l'ajustement de la courbe de l'équation  $y=ax+b$ . il est donnée par :

$$r = \frac{\text{cov}(x,y)}{\sqrt{V(x) \cdot V(y)}} \quad (\text{A3.6})$$

le coefficient de corrélation r possède le même signe que la covariance et varie entre -1 et 1.

La dissipation des points observés autour de la droite de régression peut être mesurée par la variance résiduelle de R, donnée par :

$$V_{y,x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [y_i - y(x_i)]^2 \quad (\text{A3.7})$$

Pour mieux se rendre compte de la précision du résultat de la régression, on calcule l'erreur relative globale qui est le rapport de l'erreur résiduelle sur la somme totale des échantillons :

$$E_{rr} = \frac{V_{x,y}}{\sum_{i=1}^n y_i} \quad (\text{A3.8})$$

# BIBLIOGRAPHIE

- [1]. A.MAIA.I, JOBARD, 1994: Méthode combinée IR -micro-onde pour la tropicales. Application à l'Afrique et à des régions océaniques, Xe journées hydrologiques, France, Septembre.
- [2]. A. Touré, ND.N'Diane, 1996: Estimation des pluies Au Sénégal par la méthode TAMSAT.
- [3]. Bernard Guillot : Problèmes de validation des méthodes d'estimation des précipitations par satellite en Afrique intertropicale, colloque et séminaires, ORSTOM, septembre.
- [4]. Daniel F. BARRERA, 2000: L'utilisation des images satellitaires dans la génération de Séries temporelles de pluie cumulée pour leur usage en Analyse climatique, Argentine.
- [5]. D.I.F. GRIMES, 2005: Validation of the TAMSAT algorithm for satellite-derived rainfall estimates in West Africa, University of Reading.
- [6]. F. Chopin, J.C. Bergès, Abdou Ali, I. Jobard, T. Lebel ,M. Desbois ,2007: Inter-comparaison d'algorithmes d'estimation des pluies en Afrique de l'Ouest durant les saisons des pluies 2004, 2005 et 2006,rapport de la journées scientifique ICARE-IPSL.
- [7]. Franck Chopin, Jean Claude Bergès, Michel Desbois ,2006: Description of the EPSAT-SG method, LMD/IPSL.
- [8]. F.SEDDI, 2008: L'imagerie satellitaire dans l'estimation des précipitations, thèse de magister, UMMTO.
- [9 ] . <http://rsd.gsfc.nasa.gov/goes/>;
- [10].<http://trmm.gsfc.nasa.gov/>.
- [11]. <http://www.met.fsu.edu/explores/IMAGE-IN/image-in.html>.

- [12]. J.C. Bergès, F. Chopin, et F.Bessat,2005: satellite based downscaling algorithm for rainfall Estimation, PRODIG, LMD, IPSL/CNRS, France .
- [13]. J. C. Bergès, I. Jobard, F. Chopin, R. Roca, 2010: EPSAT-SG: a satellite method for precipitation estimation; its concepts and implementation for the AMMA experiment, PRODIG, LMD, IPSL/CNRS, Univ. Paris-Sud, France.
- [14]. L. Delobbe ,2006. Estimation des précipitations à l'aide d'un radar météorologique, Institut Royal Météorologique de Belgique.
- [15]. M. Carn : Apport de la télédétection satellitaire du bassin d'un fleuve sahélien : le Sénégal, ORSTOM, p 36-43.
- [16]. R. S. Chadwick et al,2000.: The TAMORA algorithm: satellite rainfall estimates over West Africa using multi-spectral SEVIRI data, Adv. Geosci., p 25, 3–9.
- [17]. T.YANG, 2005: Télédétection Multi-satellite des Propriétés des Systèmes Convectifs de l'Océan Indien ; Observation pendant la Mousson d'Hiver, thèse de doctorat, École Polytechnique, 96-98.
- [18]. Wassila THIAO ,1998 : Contribution à l'estimation des précipitations au sahel par l'imagerie satellitaire, thèse de docteur, l'Université Blaise Pascal.
- [19]. Yves ARNAUD, 1992 : Caractérisation des nuages précipitants en fonction de leur structure spatiale et de leur évolution temporelle en milieu sahélien à partir d'images meteosat, thèse de doctorat en Télédétection, université Paul Sabatier, TOULOUSE, France, 49.