

MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
UNIVERSITE MOULOUD MAMMERI, TIZI - OUZOU

FACULTE DE GENIE ELECTRIQUE ET D'INFORMATIQUE
DEPARTEMENT : ELECTRONIQUE

Thèse de doctorat
SPECIALITE : Electronique
Option : Télédétection

Présentée par : **M^r LAZRI Mourad**

**Sujet : Analyse des variations spatio-temporelles des précipitations
par télédétection active et passive**

Devant le jury d'examen composé de :

Mr. ADANE Abd-el-Hamid	Professeur à L'USTHB,	Président
Mr. AMEUR Soltane	Professeur à l'UMMTO,	Rapporteur
Mr. DJEDDI Mabrouk	Professeur à l'UMBB	Examineur
Mr. BOUTARFA Abdelhalim	Professeur à l'université de BATNA	Examineur
Mr. LAGHROUCHE Mourad	Professeur à l'UMMTO	Examineur
Mme. AMEUR Zohra	Maître de conférences à l'UMMTO	Examinatrice
Dr BRUCKER Jean Michel	Directeur scientifique à l'EPMI (France)	Invité

Remerciements

Le travail présenté dans cette thèse a été réalisé au laboratoire LAMPA (Laboratoire d'Analyse et de Modélisation des Phénomènes Aléatoires) de l'Université Mouloud MAMMERI de TIZI-OUZOU.

Ma reconnaissance très chaleureuse va tout d'abord à Monsieur le Professeur Soltane AMEUR, mon directeur de thèse, avec qui j'avais le plaisir de travailler tout au long de cette thèse. Cette thèse doit infiniment à sa connaissance profonde du domaine et son soutien hors du commun.

Je souhaite exprimer ma gratitude toute particulière à Monsieur Abd-El-Hamid ADANE Professeur émérite à USTHB, qui a accepté de présider mon Jury, et avec qui j'avais le plaisir de mener des discussions aussi fructueuses.

Je tiens à remercier particulièrement Monsieur Jean Michel BRUCKER Directeur scientifique à l'EPMI, qui m'a très aimablement accueilli à l'EPMI et pour sa disponibilité, son écoute et ses conseils, et qui m'a fait l'honneur de participer à mon Jury.

J'exprime ma profonde gratitude à Monsieur le Professeur Mabrouk DJEDDI pour avoir accepté de participer au Jury

Je remercie vivement Monsieur le Professeur Abdelhalim BOUTARFA d'avoir accepté de faire partie de mon Jury.

Que Monsieur le Professeur Mourad LAGHROUCHE trouve ici, l'expression de ma profonde reconnaissance pour toute l'aide précieuse qu'il m'a apportée. C'est avec un grand plaisir que je le vois prendre part à ce Jury.

J'adresse également toute ma reconnaissance à Madame Zohra AMEUR Maître de conférence, Directrice du laboratoire de recherche LAMPA, d'avoir mis à ma disponibilité les moyens nécessaires pour réaliser mon travail dans de bonnes conditions, et de m'avoir fait l'honneur d'accepter de participer au Jury.

De la même façon, j'exprime ma gratitude toute particulière à l'équipe de l'EPMI, en particulière aux Docteur Karim LABADI et Docteur Samir HAMACI qui m'ont donné un cadre excellent pour la réalisation de cette thèse.

Mes plus chaleureux remerciements vont à ma très chère famille ainsi qu'à mes véritables amis, Mrs MOHIA Yacine, OUALLOUCHE Fethi, HAMEG Slimane, SEHAD Mounir et AMEUR Youcef.

SOMMAIRE

INTRODUCTION.....	1
 CHAPITRE 1 : LES PRECIPITATIONS DANS LA REGION MEDITERRANEENE	
 1.1. Préambule	4
1.2. Principe de formation des précipitations et des nuages.....	5
1.3. Précipitations stratiformes et convectives.....	7
1.4. Organisation spatio-temporelle des phénomènes météorologiques.....	8
1.4.1. L'échelle planétaire.....	9
1.4.2. L'échelle synoptique	10
1.4.3. La Mésos échelle	10
1.4.4. L'échelle Aérologique	10
1.4.5. La micro échelle	10
1.5. Précipitations en région méditerranéenne.....	11
1.5.1. Les systèmes précipitants de grande échelle.....	11
1.5.1.1. Développement des systèmes précipitants de grande échelle.....	12
1.5.1.2. Impact de l'orographie.....	13
1.5.2. Les systèmes convectifs de mésoéchelle	14
1.5.2.1. Les cellules convectives	15
1.5.2.2. Formations des orages à partir des cellules convectives.....	17
1.6. Propriétés radiatives des précipitations et des nuages.....	19
1.7. Discussion	23

CHAPITRE 2 : INSTRUMENTS DE MESURE DES PRECIPITATIONS

2.1. Préambule	24
2.2. Instruments de mesure au sol.....	25
2.2.1. Le Pluviomètre.....	25
2.2.2. Le pluviographe.....	26
2.2.2.1. Le pluviographe à siphon.....	26
2.2.2.2. Le pluviographe à augets basculeurs.....	27
2.3. Instruments de mesure à distance (radar et satellite).....	29
2.3.1. Le radar météorologiques	29
2.3.1.1. Principe de fonctionnement	30
2.3.1.2. Equation du radar.....	31
2.3.1.3. Réflectivité radar	33
2.3.1.4. Intensité de pluie R.....	34
2.3.1.5. Principaux types d'images.....	35
2.3.1.6. Bandes de fréquences radar.....	36
2.3.2. Satellites météorologiques.....	36
2.3.2.1. Satellites Météorologiques « Météosat ».....	39
2.3.2.2. Satellite de deuxième génération (MSG).....	39
2.3.2.3. Principe d'acquisition d'images.....	48
2.4. Discussion.....	49

CHAPITRES 3 : METHODES D'ESTIMATION DES PRECIPITATIONS PAR SATELLITE

3.1. Préambule.....	51
3.2. Méthodes d'estimation des précipitations par satellite.....	52
3.2.1. Méthodes « infrarouge ».....	52
3.2.1.1. Méthodes à indice nuageux	52
3.2.1.2. Méthodes statistiques.....	53
3.2.1.3. Méthode paramétrique.....	54
3.2.1.4. Méthodes basées sur le cycle de vie d'un nuage.....	55
3.2.1.5. La méthode Convective Stratiforme « convective stratiform Technique (CST) ».....	57
3.2.1.6. Avantages et inconvénients des techniques « infrarouge ».....	58
3.2.2. Méthodes « bispectrales ».....	58
3.2.2.1. Avantages et inconvénients des techniques « bispectrale ».....	60
3.2.3. Les méthodes « multispectrales ».....	60
3.2.3.1. Avantages et inconvénients des techniques «multispectrale»....	63
3.2.4. Les méthodes «micro-onde».....	63
3.2.4.1. Avantages et inconvénients des techniques « microonde ».....	64
3.2.5. Méthodes « combinées »	64
3.2.5.1. Avantages et inconvénients des techniques «combinées».....	65
3.3. Discussion	65

CHAPITRE 4 : ESTIMATION DES PRECIPITATIONS PAR SATELLITE

4.1.	Préambule.....	67
4.2.	Présentation du site d'étude et des données utilisées.....	68
4.2.1.	Présentation du site.....	68
4.2.2.	Données utilisées.....	68
4.2.2.1.	Données du satellite MSG.....	69
4.2.2.2.	Données du radar météorologique.....	71
4.2.2.3.	Données pluviographiques	73
4.3.	Méthode d'estimation des précipitations	74
4.3.1.	Identification et discrimination des nuages précipitants.....	74
4.3.1.1.	Identification des nuages précipitants de type convectif	74
4.3.1.2.	identification des nuages précipitants de types stratiformes	76
a.	Identification du nuage précipitant durant le jour.....	76
b.	Identification des nuages précipitants durant la nuit	77
4.3.1.3.	Résultats obtenus et évaluation	80
a.	Cas d'une seule situation pluviométrique	80
b.	Application aux situations pluviométriques observées entre le 1^{er} Novembre 2010 et le 31 mars 2011.....	82
4.3.2.	Calcul des taux de précipitation.....	86
4.3.2.1.	Calcul des taux de pluie en utilisant les données radar.....	86
4.3.2.2.	Calcul du taux de pluies en utilisant les données de pluviographes.....	86
4.3.2.3.	Estimation des précipitations sur le site d'étude	87

4.3.2.4. Analyse des résultats	91
CONCLUSION.....	92
ANNEXE A : LE RAYONNEMENT ELECTROMAGNETIQUE	
A.1. Le rayonnement électromagnétique.....	i
A.1.1. L'émission thermique.....	ii
A.1.2. Interaction rayonnement-matière.....	iii
ANNEXE B : REGRESSION LINEAIRE	
B.1. Régression linéaire.....	vi
B.1.1. Régression linéaire simple	vi
B.1.1.1. Hypothèses du modèle de régression linéaire simple.....	vii
B.1.1.2. Estimateurs des paramètres du modèle	viii
B.1.2. Régression linéaire multiple	viii
B.1.2.1. Estimation.....	x
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	

INTRODUCTION

Cette thèse porte sur l'estimation des précipitations sur la partie nord du territoire algérien en utilisant des données multi spectrales issues du satellite MSG.

Situé dans le sud de la région méditerranéenne et se chevauchant avec la région subtropicale, le territoire algérien couvre une superficie de près de 2,4 millions de km². Le nord de l'Algérie, qui couvre environ 20% de ce vaste territoire, possède à l'instar de la région méditerranéenne une structure orographique et des caractéristiques côtières mer-terre particulières. En raison de ces propriétés géographiques, son climat présente des caractéristiques spatio-temporelles très complexes [Lionello et al., 2006]. En effet, il est influencé à la fois par le climat subtropical et le climat des systèmes de moyenne latitude [Trigo et al. 2006; Alpert et al. 2006]. Par conséquent, cette région est caractérisée par une occurrence importante des précipitations convectives liées à l'instabilité atmosphérique et des précipitations stratiformes liées aux systèmes frontaux.

Le potentiel des ressources en eau renouvelables est localisé principalement dans le Nord qui englobe les bassins tributaires de la Méditerranée et les bassins fermés des Hauts Plateaux [Mehta and Yang, 2008]. La connaissance des champs de pluie dans le temps et dans l'espace est un paramètre important dans la gestion des ressources en eau. Pour une estimation de ces champs de pluie et au vu de l'insuffisance de stations d'acquisition notamment dans les régions difficiles d'accès, désertiques et au niveau des mers et des océans, les chercheurs utilisent de plus en plus des données fournies par des satellites météorologiques [e.g. Guillot et al, 1994; Huffman et al. 2007; Xie et Arkin 1996 ; Stephens et Kummerow 2007; Anagnostou 2004; Levizzani et al. 2001; Levizzani 2003; Ferreira et al. 2001; Nauss et Kokhanovsky 2007 ; Lazri et al. 2012 ; 2013]. En effet, ces derniers permettent une bonne couverture spatio-temporelle des champs de pluie.

En Algérie, les instruments de mesure pour la collecte des données pluviométriques restent insuffisants pour une évaluation fiable de ces champs de pluie. En effet, actuellement seuls 320 stations pluviométriques, réparties sur l'ensemble du territoire national, et un radar côtier situé dans la région de Sétif sont utilisés pour l'acquisition des données de précipitation. Pour palier cet inconvénient, nous avons utilisé des données fournies par le satellite MSG (Meteosat Second Generation). Ce dernier fournit des données multi spectrale toutes les 15 minutes à travers 12 canaux. La résolution spatiale de ces données est de $1 \times 1 \text{ km}^2$ pour le canal visible à large bande et $3 \times 3 \text{ km}^2$ pour les autres canaux.

Les principales méthodes permettant d'estimer les précipitations par satellite dans les régions tropicales où les précipitations sont essentiellement générées par des cellules convectives sont basées essentiellement sur la température des sommets des nuages [e.g. Gruber 1973; Arkin et Meisner 1987; Marrocu et al. 1993, Levizzani et al. 2002; Adler et Negri 1988; Tarruella et Jorge 2003; Amorati et al. 2000] ou Cold Cloud Durations (CCD) [Huffman et al. 2001; Grimes et al. 1999; Arkin 1979 ; Lovejoy et Austin, 1979 ; Carn et Lahuec 1987; Milford et Dugdale 1989]. Dans les régions extratropicales où les précipitations sont issues de systèmes stratiformes, l'identification des nuages précipitants ne peut pas se faire à l'aide de leur température de brillance, car ce type de nuages est caractérisé par des températures relativement chaudes à leur sommet et une répartition spatiale plus homogène, qui ne diffèrent pas significativement entre les nuages précipitants et non précipitants [Amorati et al. 2000; Thies et al. 2008a; Feidas et al. 2008; Levizzani et al. 2001; Levizzani 2003]. Pour une évaluation fiable des précipitations dans les régions extratropicales, des techniques basées sur les propriétés optiques et microphysiques des nuages ont été développées [e.g. Thies et al. 2008a; 2008b; 2010; Roebeling et Holleman 2009; Lensky et al. 2002; 2007; Lazri et al. 2013; Nakajima et King 1990; Nauss et Kokhanovsky 2006]

Pour estimer les précipitations sur la partie nord de l'Algérie qui est influencé à la fois par le climat tropical et par le climat des moyennes latitudes d'une part, et où les instruments de mesure pour la collecte des données pluviométriques restent insuffisants d'autre part, nous avons utilisé des données satellitaires fournies par le satellite MSG et nous avons développé un algorithme hybride tenant compte à la fois de la température des sommets des nuages et de leurs propriétés optiques et microphysiques.

Pour l'étalonnage de notre méthode, nous avons déterminé les seuils de décision en utilisant des données du radar météorologique de Sétif en coïncidence spatiotemporelle avec les données du Satellite MSG. Puis nous avons utilisé les cumuls de pluie, enregistrés par les pluviographes réparties sur la région d'étude, pour déterminer un taux de pluie à assigner à chaque type de précipitations.

L'évaluation de la méthode a été effectuée sur un ensemble de données composées d'images radar et de données collectées par les pluviographes et/ou pluviomètres.

Le travail que nous présentons dans cette thèse est structuré en quatre chapitres.

Le premier chapitre a été consacré à une description générale du climat méditerranéen. L'objectif visé est de donner une vision globale sur les phénomènes météorologiques précipitants se produisant dans cette la région.

Dans le deuxième chapitre, nous présentons les instruments de mesure de précipitations les plus utilisés.

Dans le troisième chapitre nous présentons les principales techniques d'estimation de précipitations utilisant des données issues de satellites météorologiques.

Dans le dernier chapitre nous présentons l'algorithme d'identification et d'estimation des précipitations que nous avons développé ainsi que les résultats obtenus en l'appliquant à la région du Nord de l'Algérie.

Nous terminons par une conclusion.

CHAPITRE 1

LES PRECIPITATIONS DANS LA REGION MEDITERRANEENE

1.1. Préambule

La région méditerranéenne située entre 30° et 45° de latitude (voir figure 1) connaît depuis la haute antiquité une occupation humaine importante qui a fortement marqué ses paysages et ses espaces naturels. Les ressources physiques de cette région dépendent des caractéristiques des principales composantes du milieu naturel à savoir, le climat, le relief, le sol et les ressources en eau. Le climat méditerranéen est généralement caractérisé par une longue saison sèche estivale, des températures hivernales relativement clémentes avec une pluviométrie importante durant la saison des pluies. Ce climat est influencé à la fois par le climat subtropical et le climat des systèmes de moyennes latitudes [Trigo et al. 2006; Alpert et al. 2006]. Les cyclones du front polaire apportent froid et humidité alors que les pressions tropicales font remonter de l'air chaud et sec. Les précipitations des systèmes méso-échelle généralement se propagent d'Ouest en Est et du Nord au Sud sur la région méditerranéenne, susceptibles d'être associés aux perturbations cycloniques méditerranéennes résultant d'interactions entre la circulation atmosphérique à grande échelle, l'orographie et le contraste de température terre-mer [Mehta et Yang 2008]. Il en résulte que les climats méditerranéens sont des climats instables et d'une pluviométrie

extrêmement variable. Par conséquent, cette région est caractérisée par une occurrence importante des précipitations convectives et des précipitations stratiformes. Les premières sont liées à l'instabilité atmosphérique des systèmes de méso échelle et les secondes sont liées aux systèmes frontaux de grande échelle.

Dans ce chapitre, après la présentation du processus de formation des précipitations et l'organisation spatio-temporelle des phénomènes météorologiques, nous nous intéresserons plus particulièrement à ces deux systèmes précipitants.

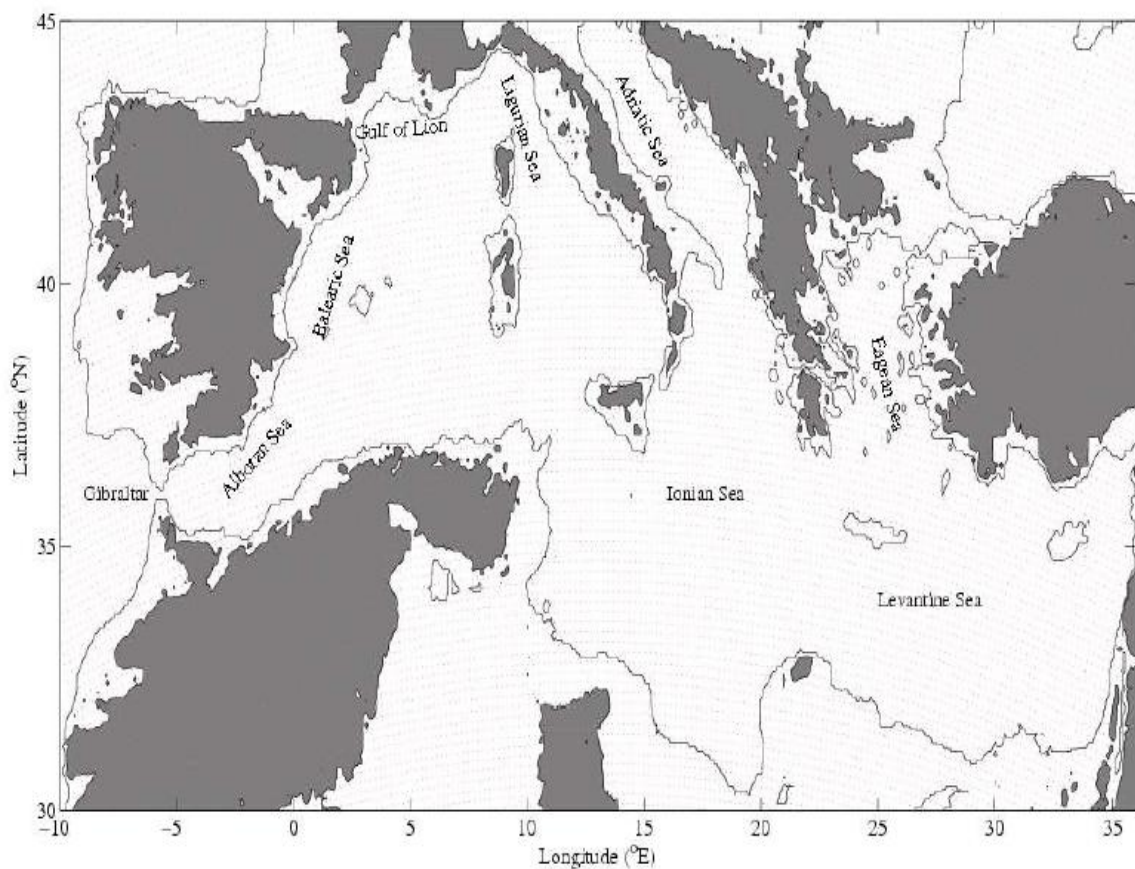


Fig. 1. Carte du bassin méditerranéen. Les lignes noires représentent les côtes, et les régions grises, l'orographie au dessus de 500 m d'altitude.

1.2. Principe de formation des précipitations et des nuages

Les gouttelettes d'eau se forment lorsqu'une quantité suffisante de vapeur d'eau est entraînée au dessus du niveau de condensation par des mouvements ascendants. Un flux

d'humidité convergent de l'environnement vers le nuage est nécessaire dans les basses et moyennes couches de l'atmosphère pour assurer le maintien et le développement du nuage. Pour qu'il y ait production de précipitations, il faut, d'une part, que les mouvements ascendants persistent suffisamment longtemps pour qu'il y ait condensation d'une grande quantité d'eau nuageuse et, d'autre part, que les petites gouttelettes se transforment en particules précipitantes. Les processus microphysiques se produisant dans un nuage dans les deux phases « chaudes » et « mixtes » et conduisant aux différents types de précipitations sont schématisés dans la figure 2. Ces précipitations se forment selon deux mécanismes:

Soit par un mécanisme de croissance consistant en la déposition de vapeur d'eau en sursaturation sur les noyaux de condensation, puis sur les gouttelettes, ce qui a pour effet d'augmenter leur diamètre.

Soit par un mécanisme d'autoconversion, par lequel les gouttelettes vont s'agglomérer, qui dépend à la fois de la collision et de la coalescence des gouttelettes. Les gouttelettes tombent alors hors du courant ascendant lorsque leur vitesse de chute est assez grande. Elles grossissent ensuite par collection tant qu'elles restent dans l'air nuageux. L'efficacité de ce mécanisme dépend des vitesses relatives des gouttelettes, de leur diamètre et de la turbulence dans le nuage. Certaines gouttes éclatent et produisent de nombreux fragments; les plus petits sont entraînés par les courants ascendants, les autres continuent leur chute. Une partie s'évapore dans l'air sec sous le nuage avant d'atteindre le sol, l'autre partie produit les précipitations. Lorsque les précipitations n'atteignent pas le sol, on est en présence d'un phénomène appelé "virga".

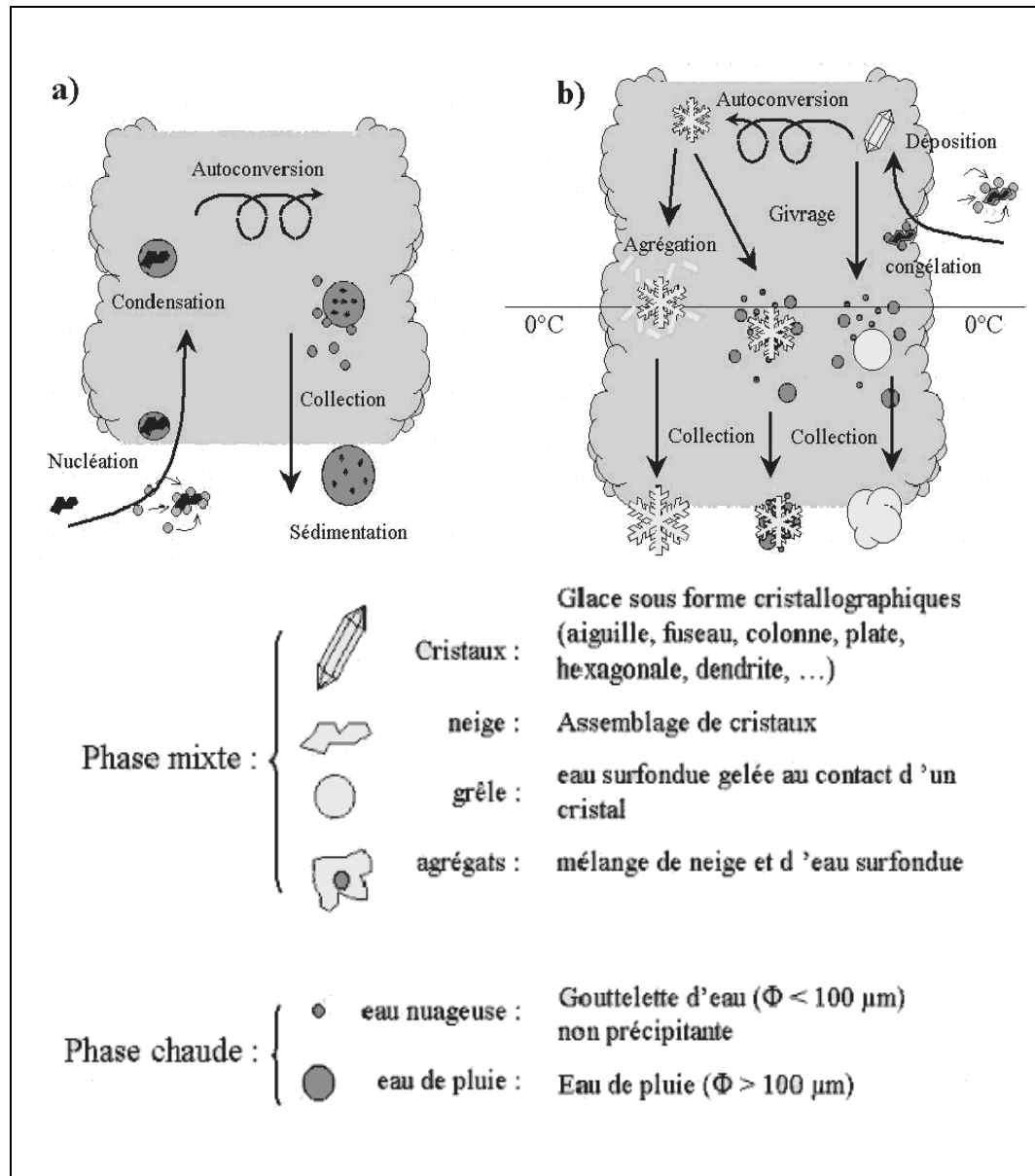


Fig.2. Processus microphysiques dans un nuage : a) Phase chaude ($T > 0^\circ C$) b) Phase mixte (l'isotherme $0^\circ C$ traverse le nuage) (d'après Cohard, 1999).

1.3. Précipitations stratiformes et convectives

D'un point de vue macroscopique, la nature des mouvements d'air verticaux permet de distinguer fondamentalement deux types de précipitations: celles qualifiées de *stratiformes* pour lesquelles la vitesse verticale de l'air est inférieure à la vitesse de chute des

gouttelettes d'eau ou de glace et celles dites *convectives* pour lesquelles la vitesse verticale de l'air est supérieure ou égale à la vitesse de chute des gouttelettes d'eau ou de glace.

Dans une situation convective, les forts mouvements ascendants provoquent une condensation rapide de la vapeur d'eau et génèrent de forts contenus en eau liquide nuageuse. Les processus microphysiques dominants sont la coalescence et le givrage. Ils conduisent à un développement très efficace des précipitations (liquides et solides) car ils sont favorisés par les fortes ascendances qui augmentent la durée de résidence des hydrométéores dans le système. Lorsque des particules deviennent suffisamment lourdes, elles tombent au sol sous forme de pluies très intense ou de grêle. Les cumulonimbus sont des exemples courants de précipitations convectives intenses; les ascendances sont en moyenne comprises entre 1 et 5 m s⁻¹. Les pluies convectives sont caractérisées par des champs de précipitations de plus grande extension verticale et par une forte variabilité spatiale et temporelle des intensités de pluie.

Dans une situation stratiforme, les ascendances sont moins fortes (< 1 m s⁻¹), les contenus en eau liquide nuageuse plus faibles et la croissance des précipitations se fait par les mécanismes de diffusion et d'agrégation. Ces particules tombent dans le champ de pesanteur, grossissent en formant quelques agrégats de neige, fondent au passage par l'isotherme 0°C et enrichissent les précipitations liquides qui atteignent parfois le sol. Si la température est négative, les précipitations restent sous forme de flocons de neige. Ces situations correspondent à des nuages de type nimbostratus. Les pluies stratiformes sont caractérisées par des champs de précipitations de grande extension horizontale, de faible extension verticale et par une faible variabilité spatiale et temporelle des intensités de pluie.

1.4. Organisation spatio-temporelle des phénomènes météorologiques

Pour l'étude du fluide atmosphérique, les différents phénomènes observables peuvent être regroupés suivant leurs dimensions et leurs durées de vie. C'est ce que l'on appelle échelle spatiale et échelle temporelle respectivement.

La notion d'échelles a été officialisée par le Programme de Recherche sur l'Atmosphère Globale (GARP). Cinq échelles ont été définies; elles sont par ordre décroissant selon

l'étendue des phénomènes étudiés. Ces échelles sont: l'échelle planétaire, l'échelle synoptique, la méso échelle, l'échelle aérologique et la micro échelle

La figure 3 montre les différentes échelles spatio-temporelles utilisées pour caractériser les différents phénomènes météorologiques.

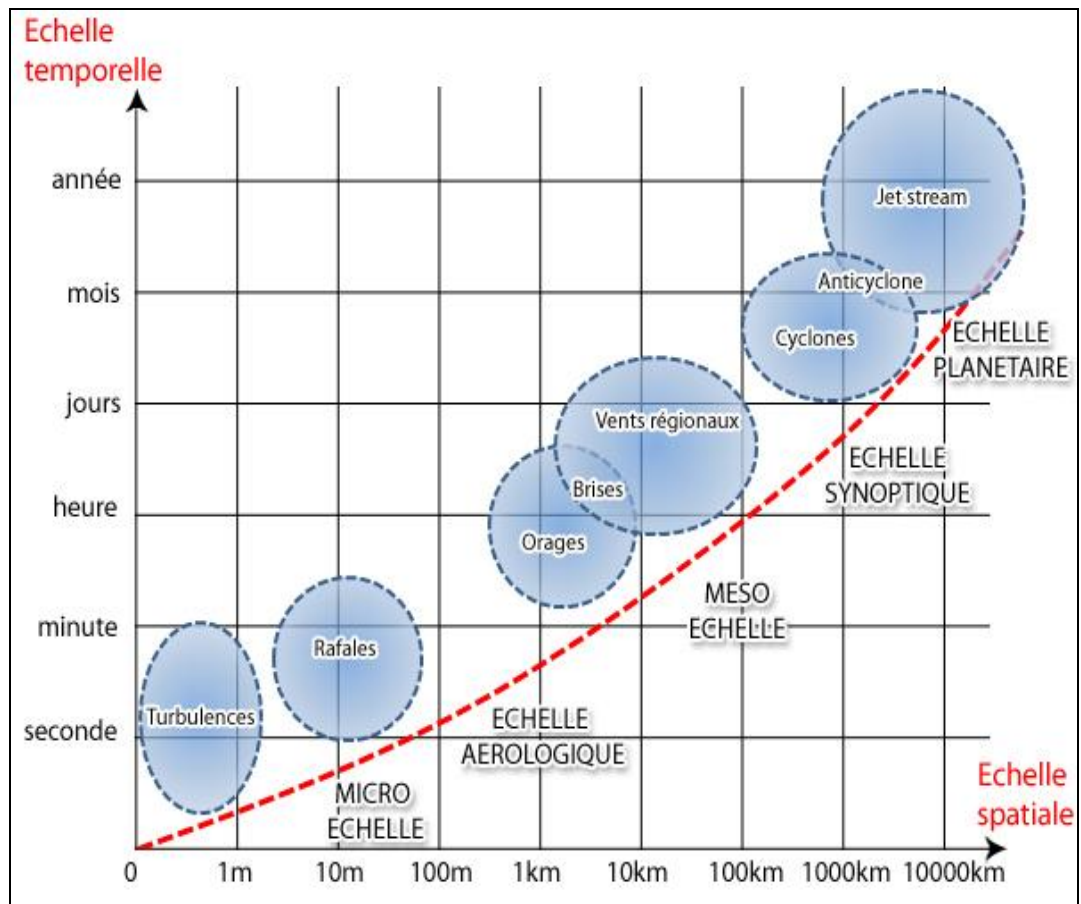


Fig.3. Echelles spatio-temporelles des différents phénomènes météorologiques

1.4.1. L'échelle planétaire

Elle se rapporte aux phénomènes en liaison avec la circulation générale. On peut citer l'exemple de l'alternance des saisons sèches et pluvieuses des régions intertropicales. Ces phénomènes sont associés aux grandes fluctuations saisonnières de l'atmosphère. Ils s'étendent sur des zones de plusieurs milliers de kilomètres et leur durée de vie est de l'ordre du mois ou de l'année. On peut les observer grâce aux satellites météorologiques géostationnaires.

1.4.2. L'échelle synoptique

Les phénomènes de l'échelle synoptique s'étendent sur de vastes régions (1000 à 10000 km) et persistent pendant plusieurs jours. L'étude et l'analyse de tels phénomènes sont faites grâce aux réseaux d'observations en surface et en altitude. Les précipitations frontales, les ondes d'est, les alizés, la mousson, les lignes de grains de l'Afrique tropicale et les cyclones en sont de bons exemples parmi tant d'autres.

1.4.3. La Mésos échelle

Elle est définie pour les phénomènes dont la dimension est comprise entre 100 et 1000 km. Vents régionaux ou locaux, cellules convectives, la brise de mer/terre ou encore les ondulations d'un courant aérien que l'on peut déceler en altitude après le passage d'une barrière montagneuse, entrent dans cette catégorie. La ligne de grains est considérée également comme étant un phénomène de méso échelle.

1.4.4. L'échelle Aérologique

Elle est relative aux phénomènes dont la dimension est comprise entre 10 et 100 km tel que les orages de cumulonimbus. La ligne de grains peut également se trouver dans cette échelle.

1.4.5. La micro échelle

La micro échelle se rapporte aux phénomènes dont la dimension est comprise entre 1 et 10 km. On peut y inclure tout phénomène ayant une dimension de l'ordre du mètre et une durée de vie de l'ordre de la seconde à la minute. Les tourbillons de poussière, les remous observés dans un écoulement atmosphérique à cause de la rugosité du sol et du frottement occasionné, ou encore les rafales de vent, la convection, la turbulence en sont des exemples.

1.5. Précipitations en région méditerranéenne

Une des caractéristiques du climat méditerranéen est le faible nombre annuel de jours de pluie. Mais derrière cette faible pluviosité se cachent des épisodes intenses conduisant à de forts cumuls de précipitations. Ces épisodes pluvieux naissent de la conjonction entre la configuration géographique de la zone considérée et la situation météorologique. En région méditerranéenne, la mer a une influence non négligeable sur l'occurrence de ces événements. En effet, la température de surface de la mer joue un rôle important en humidifiant et en réchauffant les basses couches de l'atmosphère conduisant ainsi à un développement des systèmes fortement précipitants [Lebeaupin et al. 2006].

L'analyse de nombreux épisodes de précipitations intenses (HPEs pour Heavy Precipitating Events) en région méditerranéenne a montré qu'ils résultent principalement de deux systèmes à savoir, les systèmes précipitants de grande échelle et les systèmes convectifs de mésoéchelle (MCS pour Mesoscale Convective System). Notons que ces deux systèmes précipitants peuvent coexister [Nuissier et al. 2008].

1.5.1. Les systèmes précipitants de grande échelle

Dans les systèmes précipitants de grande échelle, les précipitations sont modérées (typiquement avec des réflectivités radar < 38 dBZ) mais leur caractère continu et persistant (de durée supérieure à 24 h) amène à des cumuls importants. Ce type de système est identifiable sur les images satellitaires dans les radiances visibles et infrarouges grâce à leurs propriétés optiques et microphysiques.

Ces systèmes sont associés à des systèmes frontaux dynamiques des moyennes latitudes qui sont engendrés au voisinage des surfaces de contact entre deux masses d'air de température et d'humidité différentes, qu'on appelle « front ». La masse d'air chaud est toujours soulevée en altitude par la masse d'air froid. Suivant que la masse d'air chaud suive ou précède la masse d'air froid, on trouve un front chaud ou froid (voir figure 4).

Les systèmes frontaux peuvent prendre, au moins localement et temporairement, un caractère convectif avec le développement, notamment au niveau du front froid, de cellules de convection profonde noyées dans la masse de la perturbation dynamique. Dans ce cas, les nuages auront un développement vertical important et les précipitations seront intenses.

Dans le cas d'un front chaud, les nuages ont une extension horizontale plus importante et les précipitations sont plus faibles que pour le front froid. La figure 4 illustre ces deux cas.

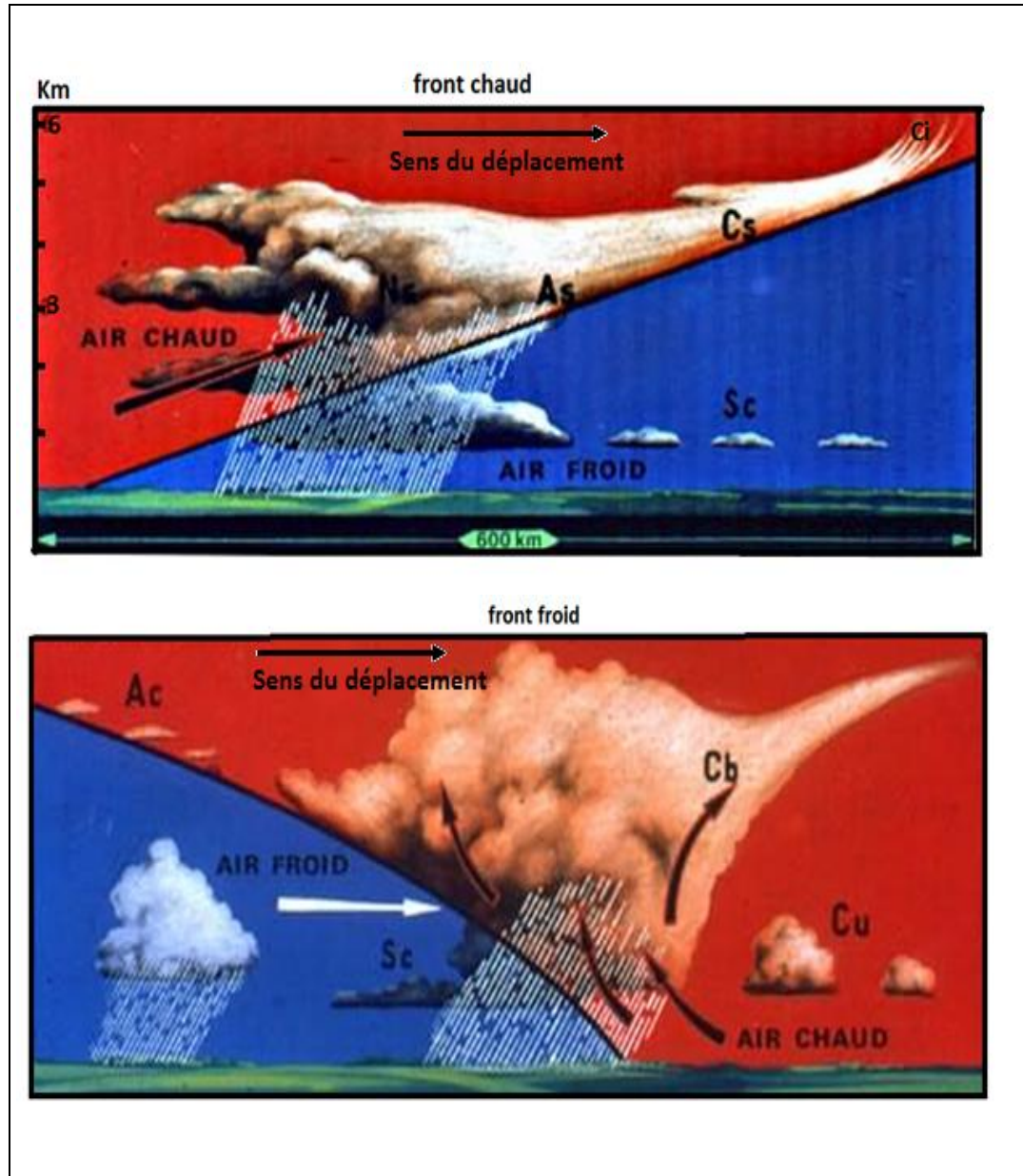


Fig.4. Fronts chaud et froid

1.5.1.1. Développement des systèmes précipitants de grande échelle

Les systèmes fortement précipitants de grande échelle se développent dans un environnement très dynamique. Le cyclonisme de l'environnement génère des ascendances

qui produisent des formations nuageuses et précipitantes, notamment dans le secteur chaud de la perturbation dont le contenu en vapeur d'eau est plus élevé. Ces ascendances sont renforcées au niveau des zones frontales qui soulèvent l'air chaud de la perturbation. Les systèmes précipitants de grande échelle ne couvrent généralement pas toute la hauteur de la troposphère. Houze (1993) précise qu'ils se limitent dans les zones directement affectées par le forçage dynamique et frontal, essentiellement dans la moitié basse de la troposphère. Les précipitations associées sont principalement stratiformes, avec éventuellement quelques cellules convectives peu profondes noyées dans la masse. Ces précipitations couvrent une large zone géographique mais ne sont pas très intenses. Aussi, pour donner de forts cumuls, ces systèmes précipitants de grande échelle doivent persister sur la même zone pendant de nombreuses heures. Du fait de la large zone couverte par les pluies, ces systèmes persistants ne sont pas nécessairement stationnaires, mais évoluent lentement en lien avec une perturbation active peu mobile et un système frontal associé quasi-stationnaire.

1.5.1.2. Impact de l'orographie

Les précipitations de ces systèmes de grande échelle sont renforcées par le relief du pourtour méditerranéen. Houze (1993) en décrit les deux mécanismes principaux. Tout d'abord, la présence d'un relief sur la trajectoire d'une masse d'air provoque l'élévation de celle-ci et accentue ainsi les ascendances dynamiques et permet la saturation d'une plus large couche atmosphérique. Le refroidissement induit peut entraîner la formation d'une couverture nuageuse et déclencher des précipitations (voir figure 5). À l'inverse, derrière le relief, un mouvement subsident se met en place et réduit, voire inhibe, les précipitations.

Les précipitations issues de ces systèmes de grande échelle grossissent alors en traversant la couche plus basse de nuages orographiques en y collectant les gouttelettes d'eau nuageuse.

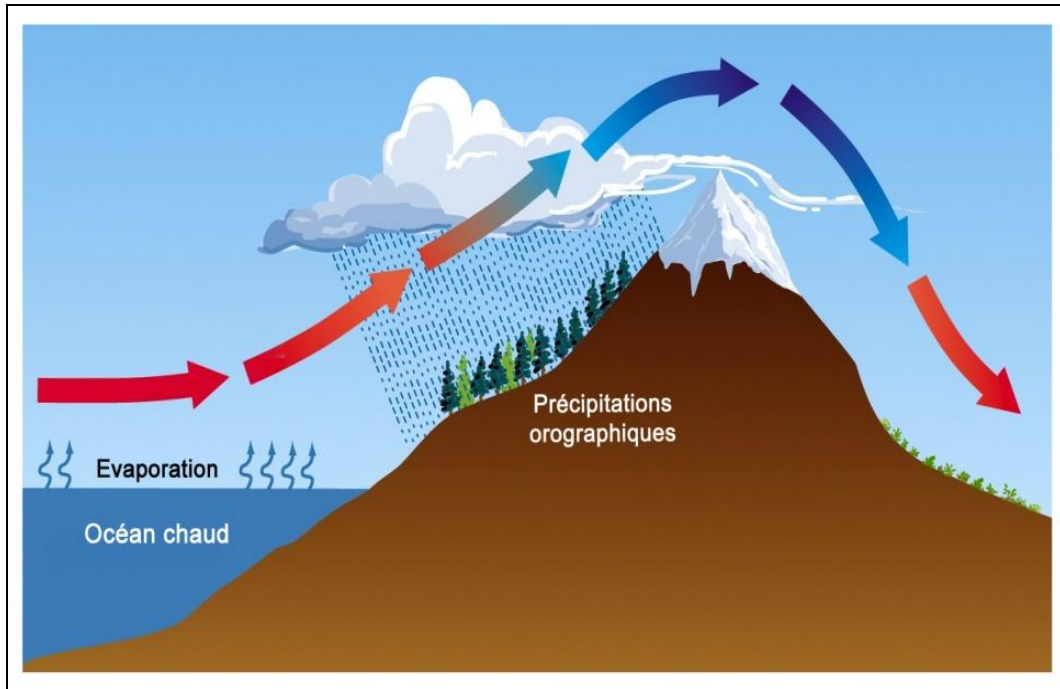


Fig.5. Précipitations orographiques

1.5.2. Les systèmes convectifs de mésoéchelle

Dans les systèmes convectifs de mésoéchelle, les précipitations associées sont intenses (réflectivités allant régulièrement jusqu'à 70 dBZ) mais plus localisées que les précipitations de grande échelle. Les systèmes convectifs de méso-échelle peuvent être vus comme l'imbrication de systèmes convectifs de petite échelle tels que les orages monocellulaires, multicellulaires ou encore supercellulaires (voir section 1.5.2.2). Ainsi, un système convectif de méso-échelle mature est composé de cellules convectives à différents stades de développement (voir section 1.5.2.1). Le maintien du système est lié aux circulations internes qui s'établissent (fig.6). Alimenté par un flux d'humidité, de nouvelles cellules convectives se forment permettant de prolonger la durée de vie du système et le rendre quasi-stationnaire. Les cellules plus anciennes et la partie stratiforme qu'elles constituent sont advectées selon le flux qui prévaut en altitude.

La quasi-stationnarité des systèmes focalise ces précipitations intenses sur une même zone permettant alors d'atteindre très rapidement des cumuls importants. Il apparaît que ce second phénomène météorologique est à l'origine de la grande majorité des épisodes de pluies intenses en région méditerranéenne [Rivrain 1997]. Les MCS quasi-stationnaires

responsables de la plupart des épisodes de pluies intenses en région méditerranéenne sont facilement identifiables sur l'imagerie satellitaire dans l'infrarouge [Rivrain, 1997; Nuissier et al., 2008]. Ils sont caractérisés par un sommet très froid avec une extension verticale importante.

Lorsque l'environnement météorologique devient moins favorable, la formation de nouvelles cellules devient plus éparse et le système entre dans sa phase de dissipation. Il se désorganise et les précipitations convectives puis stratiformes diminuent rapidement.

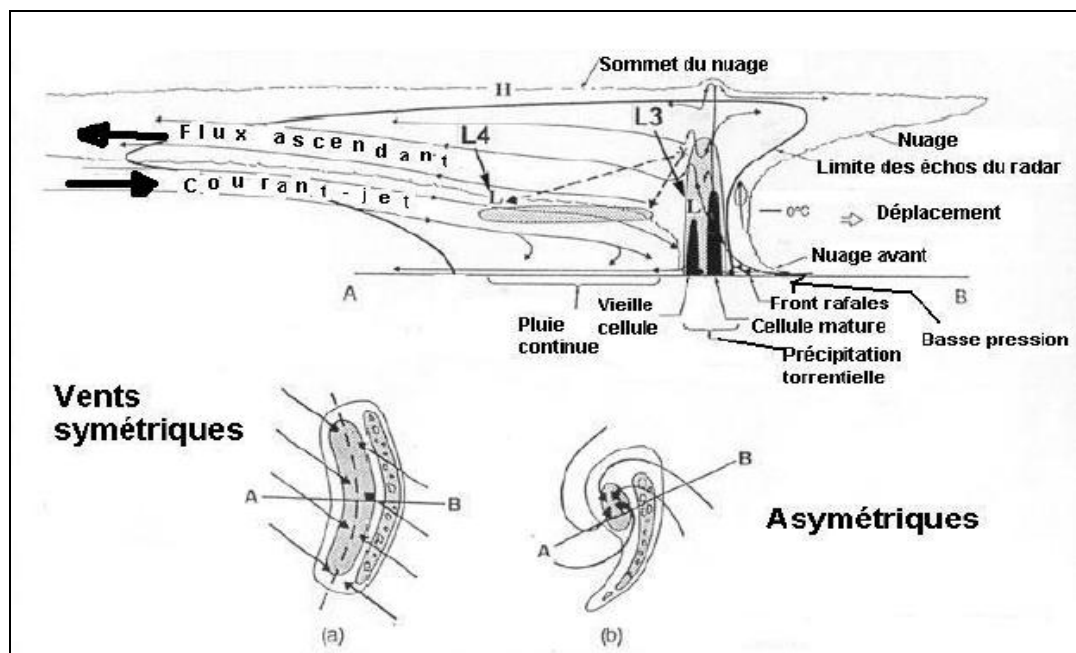


Fig.6. Représentation schématique d'un MCS en phase mature [Houze et al. 1988].

Sur la figure 6, la partie du haut représente une coupe verticale de MCS et la partie du bas représente les coupes horizontales des deux formes typiques de MCS.

On distingue deux zones principales qui sont la partie convective et la partie stratiforme. Bien que la partie stratiforme soit très étendue spatialement, elle ne représente que 25 à 50 % du total des précipitations.

1.5.2.1. Les cellules convectives

Une cellule convective est un système nuageux formé par une masse d'air instable. Ce système est constitué d'un courant vertical ascendant alimenté par la masse d'air instable et

au sein duquel la vapeur d'eau condense pour former de l'eau liquide nuageuse puis précipitante ou des cristaux de glace. Les particules d'eau liquide et de glace interagissent entre elles et avec la vapeur d'eau ambiante pour grossir selon divers processus microphysiques.

Les hydrométéores sont ainsi stockés un moment en altitude pendant que la cellule se développe et devient mature. Lorsqu'ils atteignent un poids suffisant, ils précipitent en générant des courants subsidents. La cellule convective est alors dans sa phase mature. La figure 7 illustre le cycle de vie d'une cellule convective isolée.

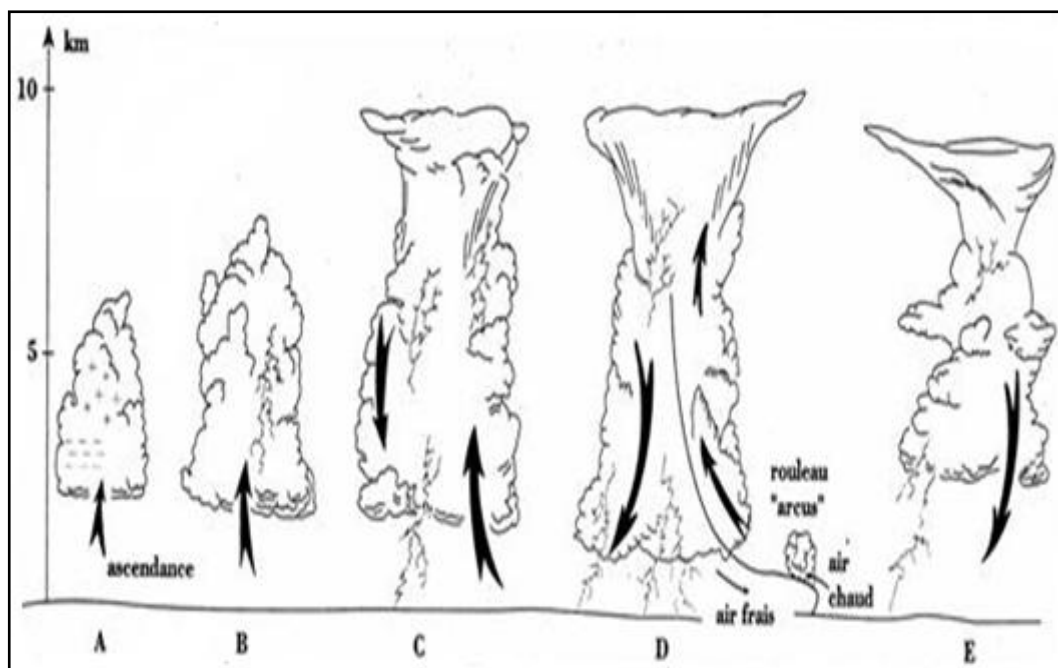


Fig.7. Cycle de vie d'une cellule convective isolée [Malardel 2005].

Lorsque l'instabilité est forte, une cellule convective peut atteindre la tropopause et former un cumulonimbus. On parle alors de convection profonde. Le courant ascendant advecte les cristaux de glace jusqu'à la tropopause qui marque la limite inférieure des couches d'altitude très stables (stratosphère). L'ascendance convective y est stoppée et les cristaux de glace s'étalent en altitude emportés par les vents de la haute troposphère en formant une enclume caractéristique.

En l'absence de cisaillement vertical du vent horizontal, les courants subsidents associés aux précipitations coupent l'ascendance convective alimentant la cellule [Weisman et Klemp 1982]. Celle-ci est alors dans sa phase de dissipation. Elle se désagrège rapidement

et seules quelques précipitations stratiformes faibles perdurent quelques temps sous l'enclume. Ainsi, dans un environnement sans cisaillement vertical du vent horizontal, les cellules convectives restent isolées et n'ont qu'un cycle de vie très court (< 1 h) [Weisman et Klemp 1982]. Au cours de son cycle de vie, la cellule se déplace globalement avec le vent moyen.

1.5.2.2. Formations des orages à partir des cellules convectives

Les orages sont formés à partir des cellules convectives profondes. Au sein desquelles, se produisent des décharges électriques qui se manifestent par des éclairs et des tonnerres. Le nuage caractéristique des orages est le cumulonimbus, reconnaissable par sa grande extension verticale et sa forte densité. Lorsqu'un orage de ce type se produit, l'air est instable entre la base du nuage et son sommet.

➤ Orage monoclulaire

Un orage monoclulaire est formé d'une simple cellule convective isolée. Il se dissipe donc rapidement et n'est généralement pas stationnaire. Il peut ainsi donner des précipitations momentanément intenses, mais ne permet pas d'obtenir des cumuls de précipitations importants.

➤ Orage supercellulaire

Un orage supercellulaire est formé comme l'orage monoclulaire d'une seule cellule convective mais cette dernière est de très grande taille, de très forte intensité et de très longue durée de vie. Cette cellule convective est un élément constitutif des orages formé d'un courant ascendant et d'un courant descendant (fig.8).

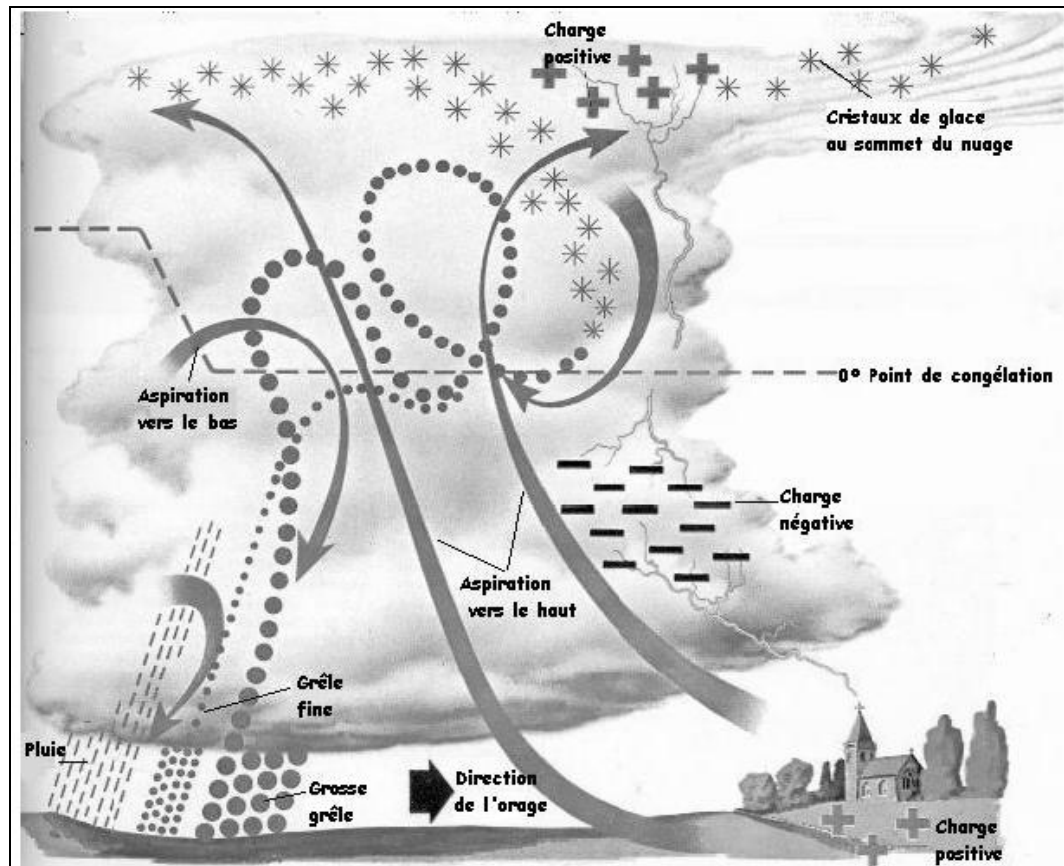


Fig.8. Orage au stade de la maturité.

➤ Orage multicellulaire

A l'inverse des orages isolés, un orage multicellulaire est un système composé de plusieurs cellules convectives à différents stades de leur cycle de vie [Browning et Ludlam, 1960; Chappell 1986], comme cela est indiqué schématiquement sur la figure 9.

Un système convectif multicellulaire se forme dans un environnement instable permettant la génération permanente de nouvelles cellules convectives. Ces nouvelles cellules deviennent matures et prennent part au système tout en étant advectées dans le flux moyen (comme pour les cellules isolées) avec les cellules plus anciennes. Une zone stratiforme s'étend en aval du flux d'altitude, alimentée par les anciennes cellules en cours de dissipation.

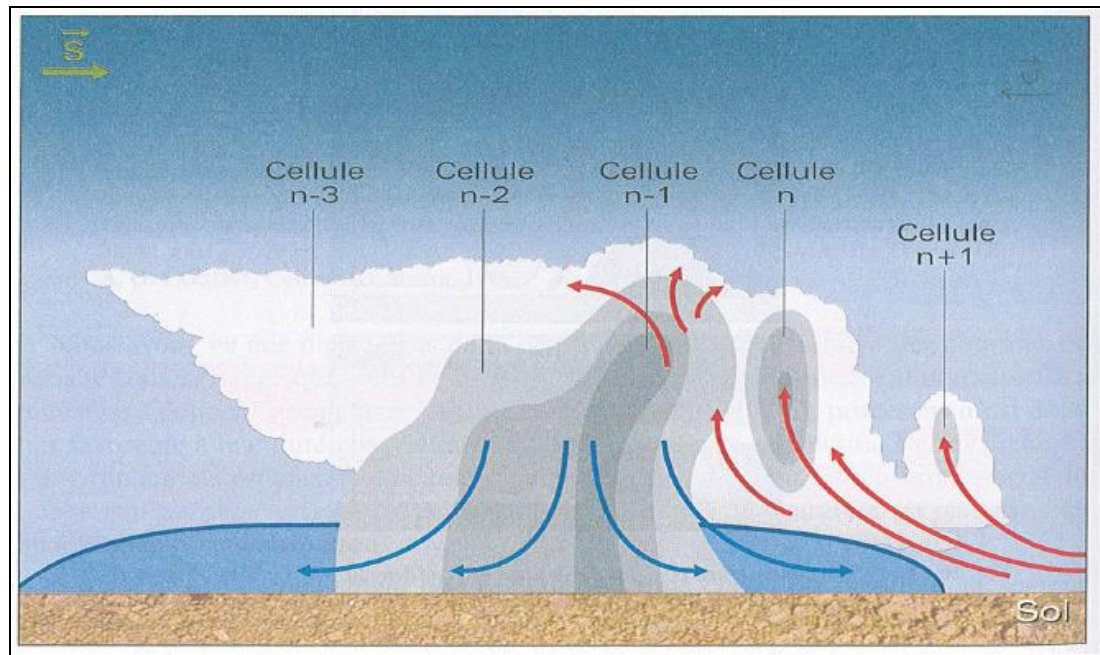


Fig.9. Représentation schématique d'un système convectif multicellulaire. Les cellules n et n+1 sont en formation tandis que la cellule n-1 est mature et que les cellules n-2 et n-3 sont en phase de dissipation [Malardel 2005].

Différents processus peuvent favoriser la formation continue de nouvelles cellules convectives, comme notamment des soulèvements orographiques ou des convergences en basses couches.

La génération continue de nouvelles cellules convectives assure aux orages multicellulaires une durée de vie plus longue que pour les orages isolés. Ces orages durent typiquement plusieurs heures et, en cas de quasi-stationnarité, sont susceptibles de donner de forts cumuls de précipitations. Un système convectif multicellulaire ou l'ensemble cohérent de plusieurs d'entre eux (issus d'un même forçage) peut atteindre une extension horizontale importante générant une zone continue de précipitations convectives et stratiformes de plusieurs centaines de kilomètres de long. On parle alors de système convectif de mésoéchelle (MCS).

1.6. Propriétés radiatives des précipitations et des nuages

Les propriétés radiatives des nuages et des précipitations dans les longueurs d'onde visible VIS, proche infrarouge NIR et infrarouge IR (voir annexe A) ont depuis longtemps

été étudiées [e.g. Arking et Childs 1985]. Ces propriétés radiatives qui dépendent des propriétés optiques et microphysiques des nuages (épaisseur optique des nuages, rayon effectif des particules des nuages, phase thermodynamique des nuages, extension verticale des nuages) que nous détaillerons ci-après peuvent être résumées comme suit [Levizzani et al. 2001]:

- Dans l'infrarouge thermique, les propriétés radiatives sont sensibles à la distribution de la taille des hydrométéores. En effet, une augmentation de la taille des particules augmente la transmissivité, diminue la réflectivité et augmente l'émissivité des nuages.
- L'émissivité des nuages de glace est inférieure à celle des nuages d'eau.
- Dans la bande (3.7 - 3.9 μ m), l'émissivité des nuages est plus faible que dans l'infrarouge thermique (10.5 - 12.5 μ m).
- Nuages avec des petits hydrométéores diffusent et reflètent une grande partie du rayonnement dans la bande (3.7 - 3.9 μ m). Une augmentation de la taille des particules des nuages ou de la présence de grosses gouttes ou cristaux de glace au sommet des nuages réduit la réflectance dans la bande (3.7 -3.9 μ m).
- La réflectance dans le NIR (1,50 - 1,78 μ m) est inversement proportionnelle à la taille des rayons effectifs des particules de nuages.
- La réflectance dans la bande VIS est proportionnelle à l'épaisseur optique des nuages.

Le rayon effectif (r_e) est défini comme le rapport du troisième sur le second moment du spectre dimensionnel des gouttelettes, soit [Levizzani et al. 2001]:

$$r_e = \frac{\int_0^\infty r^3 n(r) dr}{\int_0^\infty r^2 n(r) dr} \quad (1-1)$$

Où r est le rayon des gouttelettes de nuages et $n(r)$ est la concentration de gouttelettes de rayon r .

La teneur en eau liquide des nuages LWC (Liquid Water Content) pour les nuages d'eau (ou IWC (Ice Water Content) pour les nuages de glace) est largement utilisée pour caractériser la microphysique des nuages et elle est définie comme suit [Levizzani et al. 2001]:

$$LWC = \frac{4\pi\rho_w}{3} \int_0^\infty n(r)r^3 dr \quad (1-2)$$

Où ρ_w est la densité de l'eau (en g m⁻³).

L'épaisseur optique des nuages résume la capacité du nuage à « éteindre » un faisceau lumineux. L'épaisseur optique des nuages est définie par l'intégration du coefficient d'extinction sur l'épaisseur géométrique de nuage [Levizzani et al. 2001]:

$$\tau = \int_{z_1}^{z_2} k dz \quad (1-3)$$

Où z_1 et z_2 sont la hauteur de la base du nuage et la hauteur du sommet du nuage, respectivement, et k est le coefficient d'extinction.

LWP (liquid water path) représente la quantité d'eau liquide intégrée sur la colonne atmosphérique (en g m⁻²). *LWP* s'exprime par la relation suivante [Levizzani et al. 2001]:

$$LWP = \int_{z_1}^{z_2} LWC(z) dz \quad (1-4)$$

Le paramètre *CWP* (Cloud Water Path) est défini comme *LWP* pour le nuage d'eau ou *IWP* pour le nuage de glace. Le *CWP* est proportionnelle à l'épaisseur optique des nuages (τ) et au rayon effectif des particules des nuages (r_e). Il peut être exprimé en fonction de τ et de r_e par la relation suivante [Thies et al. 2008a; 2008b; 2010; Nauss et Kokhanovsky 2006; 2007]:

$$CWP = \frac{2}{3} r_e \tau \rho \quad (1-5)$$

Où le ρ (g/m³) est la densité de l'eau dans les nuages.

Le paramètre *CWP* est donc directement lié à la probabilité qu'un nuage soit pluvigène. Cette hypothèse repose sur le fait que les particules assez grosse peuvent tomber contre le champ de vent ascendant au sein d'un nuage d'une extension verticale, qui favorise la croissance de ces particules [Lensky et Rosenfeld 2003a; Nauss et al. 2007].

Aussi, la présence des particules de glace (phase des nuages) dans la partie supérieure de nuage renforce l'hypothèse qu'un nuage soit pluvigène suivant le processus Bergeron-Findeisen [Houze 1993].

Par conséquent, ces propriétés optiques et microphysiques des nuages (*CWP* et Phase des nuages) sont directement liées à la probabilité qu'un nuage soit précipitant et peuvent donc être utilisées comme un délimiteur entre les nuages précipitants et les nuages non précipitants [Nauss et Kokhanovsky 2006].

La figure 10 résume les situations précipitantes et non précipitantes des nuages en fonction des propriétés optiques et microphysiques des nuages.

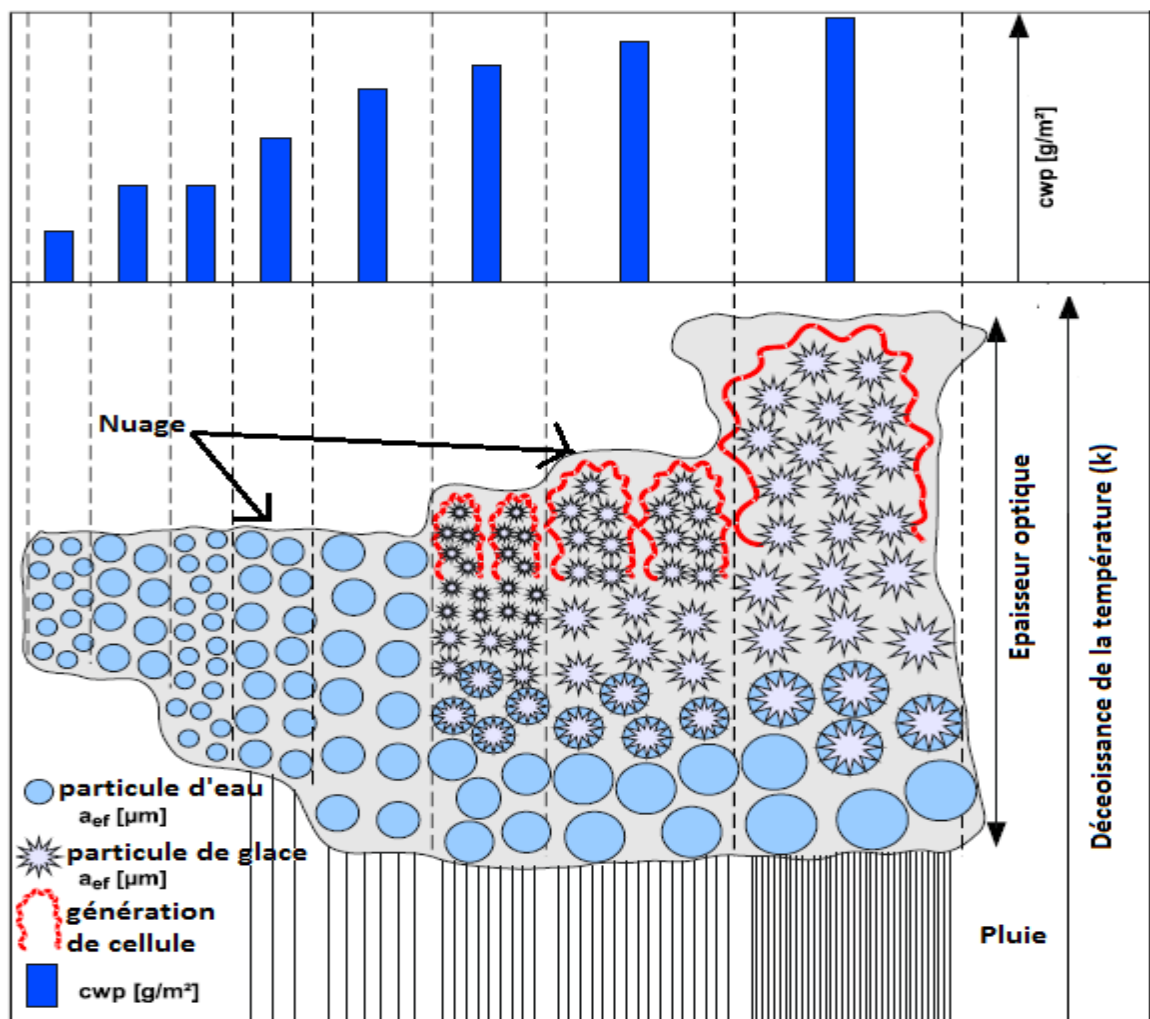


Fig.10. Modèle conceptuel pour l'identification de la zone de pluie basée sur les propriétés optiques et microphysiques des nuages (*CWP* et la phase des nuages) [Lensky et Rosenfeld 2003a].

Comme le montre la figure, les zones nuageuses précipitantes sont caractérisées par un *CWP* suffisamment grand et une présence des particules de glace dans la partie supérieure. Les zones nuageuses de très fortes intensités de précipitations sont caractérisées par un

CWP plus grand, une plus grande quantité de particules de glace dans la partie supérieure et une extension verticale importante (des sommets très froids). Alors que les zones non précipitantes sont caractérisées par un *CWP* plus faible et un sommet relativement chaud.

1.7. Discussion

Comme nous venons de le voir dans ce chapitre, les épisodes de pluies intenses en région méditerranéenne peuvent résulter de différents phénomènes météorologiques. Qu'ils soient associés à des systèmes précipitants dynamiques persistants de grande échelle ou à des systèmes convectifs de mésoéchelle quasi-stationnaires ou à une combinaison des deux.

L'observation de tels systèmes de précipitations intenses et l'identification des précipitations convectives et stratiformes sont réalisées en utilisant les moyens de télédétection à savoir, les satellites et les radars météorologiques. Ces derniers ainsi que les instruments de mesure au sol seront décrits en détail dans le chapitre suivant.

CHAPITRE 2

INSTRUMENTS DE MESURE DES PRECIPITATIONS

2.1. Préambule

La mesure des précipitations est une opération complexe. Cela est dû, à la forte variation spatiale des précipitations engendrée par le déplacement de la perturbation, le lieu de l'averse et sa topographie.

On exprime généralement les précipitations en hauteur ou lame d'eau précipitée par unité de surface horizontale (mm où $1 \text{ mm} = 1 \text{ l/m}^2$). Si on rapporte cette hauteur d'eau à l'unité de temps, il s'agit d'une intensité (mm/h). L'enregistrement des pluies en général, et des averses en particulier, se fait au moyen de divers appareils de mesure. Il existe deux grandes familles d'instruments à savoir, ceux qui mesurent les précipitations au sol dont les plus classiques sont les pluviomètres et les pluviographes, à enregistrement mécanographique ou digital, et ceux qui opèrent à distance par télédétection passive (satellites météorologiques) ou active (radars météorologiques)

Dans ce chapitre, nous présenterons les instruments de mesure des précipitations les plus utilisées en météorologie ainsi que leur mode de fonctionnement.

2.2. Instruments de mesure au sol

Pour mesurer les précipitations au sol on utilise notamment des pluviomètres ou des pluviographes. Ces derniers sont considérés comme des instruments de référence en météorologie. L'acquisition des données pluviométriques peut se faire en temps réel ou en temps différé.

2.2.1. Le Pluviomètre

Le pluviomètre est l'instrument de base pour la mesure des précipitations liquides ou solides. Il donne la quantité de pluie précipitée cumulée dans l'intervalle de temps séparant deux relevés. La hauteur de pluie, lue le jour j , est attribuée au jour $j-1$ et constitue la quantité de "pluie journalière". Si la station pluviométrique est éloignée ou difficile d'accès, il est recommandé de recourir au pluviomètre totalisateur. Cet appareil mesure la quantité de pluie cumulée sur une longue période. En cas de neige ou de grêle, on procède à une fonte de ces dernières avant la mesure. La quantité d'eau recueillie est mesurée à l'aide d'une éprouvette graduée (fig.11).

Le choix du site d'installation du pluviomètre est très important. Il est recommandé de choisir un site dégagé et sans obstacles à proximité. La hauteur au-dessus du sol de la bague du pluviomètre est également déterminante pour une mesure correcte de la pluie. En effet, les effets du vent créent un déficit en eau dans le cas où le pluviomètre serait en position élevée. Aussi, malgré les erreurs de captation, les normes de l'OMM (Organisation Mondiale de Météorologie) préconisent que la surface réceptrice des pluviomètres (et pluviographes) soit horizontale et située à 1,50 m au-dessus du sol ; cette hauteur permet d'éviter les rejaillissements.



Fig.11. Un pluviomètre à lecture directe (Météo-France)

2.2.2. Le pluviographe

Le pluviographe diffère du pluviomètre en ce sens que la précipitation, au lieu de s'écouler directement dans un récipient collecteur, passe d'abord dans un dispositif particulier (réservoir à flotteur, augets, etc.) qui permet l'enregistrement automatique de la hauteur instantanée de précipitation. L'enregistrement est permanent et continu, et permet de déterminer non seulement la hauteur des précipitations, mais aussi sa répartition dans le temps donc son intensité. Les pluviographes fournissent des diagrammes de hauteurs de précipitations cumulées en fonction du temps. On distingue le pluviographe à siphon et le pluviographe à augets basculeurs

2.2.2.1. Le pluviographe à siphon

Dans ce type de pluviographe, l'accumulation de la pluie se fait dans un réservoir cylindrique; elle est enregistrée par l'élévation d'un flotteur. Lorsque le cylindre est plein, un siphon s'amorce et le vide rapidement. Les mouvements du flotteur sont enregistrés par

un tambour rotatif à vitesse constante, entouré d'un papier, et déterminent le tracé du pluviogramme.

2.2.2.2. Le pluviographe à augets basculeurs

Cet appareil comporte, en dessous de son entonnoir de collecte de l'eau, une pièce pivotante dont les deux compartiments peuvent recevoir l'eau tour à tour (augets basculeurs). Quand un poids d'eau déterminé (correspondant en général à 0,1 ou 0,2 mm de pluie) s'est accumulé dans un des compartiments, la bascule change de position : le premier auget se vide et le deuxième commence à se remplir (Fig.12). Les basculements sont comptés soit mécaniquement avec enregistrement sur papier enroulé autour d'un tambour rotatif, soit électriquement par comptage d'impulsions. Les pluviographes à augets basculeurs sont actuellement les plus précis et les plus utilisés (Fig.13).

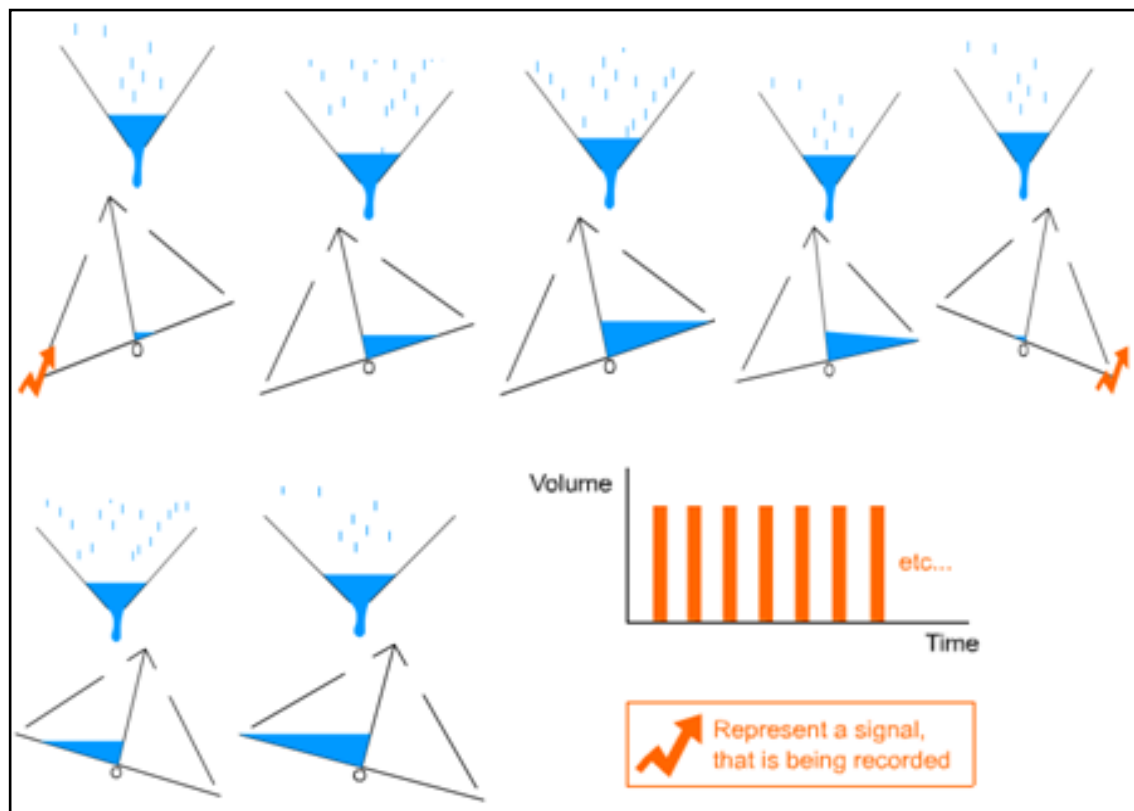


Fig.12. Principe des augets basculeurs.



Fig.13. Pluviographe, augets basculeurs électriquement par comptage d'impulsions et la station d'enregistrement (LAMP).

Notons toutefois que la mesure issue d'un pluviomètre ou pluviographe n'est pas parfaite pour de multiples raisons telles que : pluviomètre bouché, vent fort au moment de la mesure etc. Ces problèmes peuvent être néanmoins fortement réduits par une bonne maintenance du réseau d'observation (à la fois préventive et curative) et par des processus de contrôles de qualité élaborés. Aussi, le "Guide des instruments et des observations météorologiques" de l'OMM recommande de traiter les données brutes à posteriori via des procédures de contrôle tels que des filtres sur les données aberrantes, des contrôles de cohérence spatio-temporelle, une estimation humaine en cas de perte de la donnée ou de doute sur sa qualité. Les données de pluviomètres peuvent également être vérifiées par

comparaison avec d'autres sources de données (données radar par exemple,...). Ces techniques peuvent s'avérer utiles compte tenu de la forte variabilité spatiale des précipitations.

A l'issue de ces différents contrôles, on obtient des estimations quantitatives généralement fiables mais ponctuelles. Notons toutefois que pour de nombreuses applications, il est nécessaire de disposer d'un réseau de mesures suffisamment dense pour traduire la variabilité spatiale de la pluie. Cependant, il est souvent difficile d'accéder à une densité adéquate surtout, en zone montagneuse, au dessus des océans et dans les régions désertiques ou difficiles d'accès. L'arrivée donc des radars et des satellites météorologiques a permis d'améliorer considérablement la connaissance de la répartition spatiale des précipitations.

2.3. Instruments de mesure à distance (radar et satellite)

La mesure des précipitations à distance est réalisée par des radars et satellites météorologiques en utilisant des techniques de télédétection active et passive. Nous décrivons ci après le principe de fonctionnement du radar météorologique et du satellite météorologique.

2.3.1. Le radar météorologiques

Le RADAR est l'acronyme de RAdio Detection And Ranging (Détection et Télémétrie par onde RAdio). Il s'agit d'un système de télédétection active basé sur le principe de l'émission/réception d'ondes électromagnétiques. Durant la seconde guerre mondiale, les radars émettaient des faisceaux électromagnétiques dans des longueurs d'onde de l'ordre du mètre et étaient utilisés pour la détection et l'estimation de la vitesse d'obstacles de taille importante, tels que des avions ou des bateaux. Ce n'est qu'à la fin de la guerre, avec l'amélioration des techniques et du matériel, que les premières études sur les précipitations sont réalisées avec les premiers radars météorologiques. Il a fallu attendre que les longueurs d'onde utilisées par les systèmes radars deviennent plus petites, de l'ordre du centimètre, pour que les précipitations deviennent identifiables et étudiables.

Le radar météorologique constitue donc un outil indispensable à l'observation de l'atmosphère (surveillance et détection des zones pluvieuses) et à l'élaboration des prévisions météorologiques à courte échéance. Il peut apporter également des informations nécessaires aux services d'annonce des crues puisqu'il permet de fournir, après traitement approprié, une estimation des cumuls de précipitations. Il permet de localiser les précipitations (pluie, neige, grêle) et de mesurer leurs intensités en temps réel.

Les radars utilisés en météorologie sont des radars à impulsion. Pour cela, un signal de haute fréquence issu d'un oscillateur pilote est modulé en amplitude par une impulsion rectangulaire. Selon sa configuration électronique, un radar à impulsion est cohérent ou non. Le signal produit par un radar non cohérent, permet de déterminer la nature de la cible, la distance à laquelle elle se trouve et sa position angulaire dans l'espace. Par contre, un radar cohérent donne, en plus des informations données par un radar non cohérent, la vitesse de déplacement de la cible par mesure de l'effet Doppler dû à son mouvement [Sauvageot 1992].

2.3.1.1. Principe de fonctionnement

Un radar est constitué d'une antenne parabolique, d'un système d'émission-réception et d'un ordinateur. L'antenne est équipée de plusieurs moteurs destinés à l'orienter verticalement et horizontalement. L'ordinateur assure le traitement du signal et permet la visualisation des échos et l'animation de plusieurs images successives.

L'antenne parabolique du radar tourne et émet un faisceau d'ondes électromagnétiques. Ces ondes sont, à la fois, puissantes, très brèves et de fréquences élevées. Elles se déplacent à la vitesse de la lumière puis elles sont rétrodiffusées par les gouttes de pluie, les grêlons ou la neige. Le radar calcule alors la distance qui le sépare de ces précipitations. L'orientation de l'antenne et le temps écoulé entre l'émission de l'impulsion et la réception du signal permettent de localiser la région diffusante, en direction et en distance. Le radar localise ainsi les zones de précipitations et mesure leur intensité à des distances atteignant 200 à 300 km. Finalement, ce type de radar permet d'utiliser la même antenne pour l'émission et la réception, en plus de concentrer l'énergie dans des impulsions courtes au lieu de la répartir dans une émission continue. Le phénomène physique "responsable" du signal radar est la rétrodiffusion (diffusion vers l'arrière) des particules du volume échantillonné. Il s'agit donc d'une propriété physique directement proportionnelle à la puissance reçue mesurée par le radar. Le traitement de ce signal retour permet de calculer

le facteur de réflectivité radar Z , exprimé en décibels (dBZ). Généralement, on représente un radar météorologique comme un radar tournant à 360° sur son axe (représenté par son angle azimutal) avec un certain angle d'élévation par rapport au sol, comme représenté sur la figure 14.

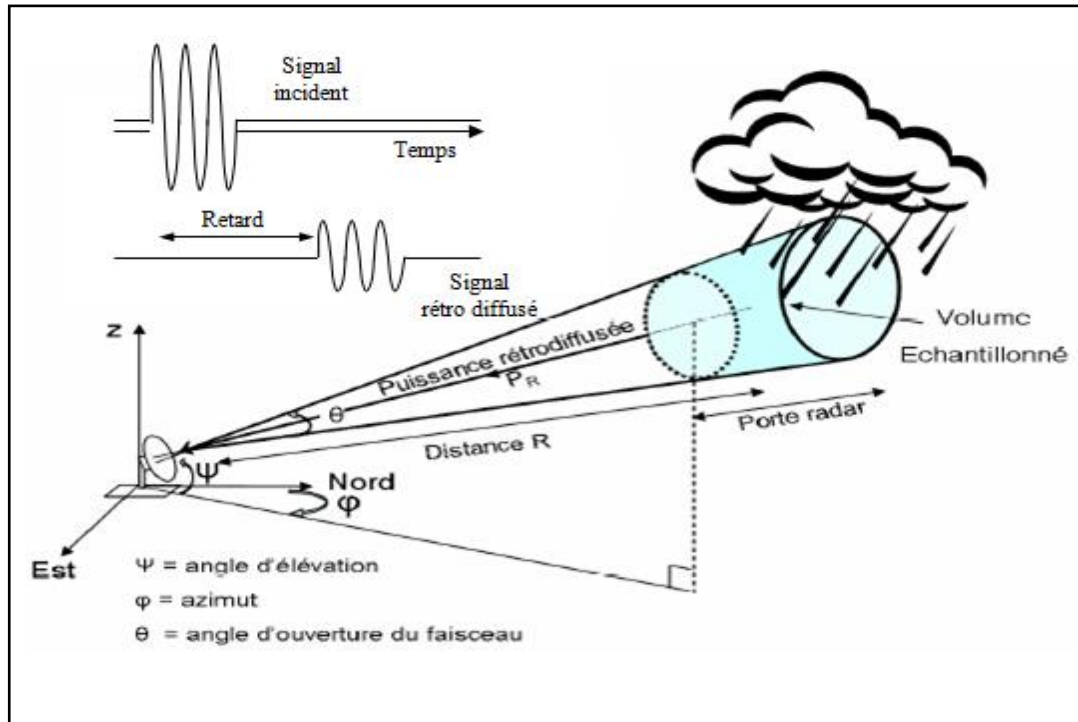


Fig.14. Schéma de principe de fonctionnement d'un radar météorologique

En émettant des hypothèses sur les caractéristiques physiques des cibles (phase, distribution dimensionnelle) ou en utilisant des informations provenant d'instruments complémentaires (lidar, radiomètre), il est possible de restituer certains paramètres nuageux tels que les diamètres caractéristiques (diamètre moyen, effectif des hydrométéores), la nature des hydrométéores (pluie, eau nuageuse, neige, grêle, ...), ou encore les contenus en eau ou en glace (LWC/IWC).

2.3.1.2. Equation du radar

L'équation du radar est un bilan des puissances sur le trajet aller-retour d'une onde émise. Cette équation exprime la relation entre la puissance de l'onde émise par le radar et

celle rétrodiffusée par les précipitations. Elle révèle les propriétés du volume diffusant d'une cible située à une distance r , en fonction des caractéristiques du radar et des conditions météorologiques. Soient P_t , la puissance totale émise par le radar, G_m le gain maximum de son antenne et σ , la section efficace de rétrodiffusion de la cible. La distance entre l'émetteur et le récepteur est déduite du décalage de temps entre émission et réception. Si on néglige l'atténuation atmosphérique, le rapport entre la puissance reçue et celle transmise est donné par la relation suivante [Sauvageot 1992]:

$$P/P_t = \sigma G_m^2 \lambda^2 / (4\pi)^3 r^4 \quad (2-1)$$

La cible interceptée par le radar est aussi caractérisée par la réflectivité radar qui est donnée par :

$$\eta = \sum \sigma_i / V \quad (2-2)$$

Où V est le volume d'impulsion contenant une multitude de centres diffuseurs de section efficace σ_i .

En tenant compte de l'atténuation atmosphérique (L_a) et de l'affaiblissement (L_r) dans le récepteur, l'équation du radar prendra la forme générale qui est donnée par la relation suivante [Sauvageot 1992] :

$$P/P_t = \frac{G_m^2 \lambda^2 \theta_0 \varphi_0 c \tau L_a^2 L_r}{1024 \pi^2 L n 2} \frac{\eta}{r^2} \quad (2-3)$$

Avec θ_0 φ_0 sont des angles d'ouvertures à 3 dB en site et en azimuth, c est la vitesse de propagation des ondes, et τ la durée de l'impulsion radar. L'équation peut se mettre sous la forme suivante:

$$P = A. L_a^2 \frac{\eta}{r^2} \quad (2-4)$$

A est la constante du radar considéré, est obtenue par la mesure des caractéristiques de ce dernier.

2.3.1.3. Réflectivité radar

L'écho de retour réfléchi par les cibles est analysé pour son intensité afin d'établir le taux de précipitation dans le volume sondé. On utilise une longueur d'onde radar entre 1 et 10cm afin que le retour agisse selon la loi de Rayleigh (intensité proportionnelle à une puissance du diamètre de la cible en autant que le diamètre des cibles soit beaucoup plus petit que la longueur d'onde du faisceau radar). C'est ce qu'on nomme la réflectivité (Z) exprimé usuellement en mm^6/m^3 .

Cette intensité varie en fait comme la 6^{ième} puissance du diamètre D des cibles et le carré de leur constante diélectrique. La distribution des gouttes est donnée par l'équation suivante [Sauvageot 1992]:

$$Z = \int_{D_{min}}^{D_{max}} D^6 N(D) dD \quad (2-5)$$

Où $N(D)dD$ exprime le nombre de particules de dimensions comprises entre D et $D+dD$. Dans le cas de spectre discret, le facteur de réflectivité est donné par la relation suivante [Sauvageot 1992] :

$$Z = \sum_i \Delta Z_i = \sum_i [N_i(D_i) \Delta D_i] D_i^6 = \sum_i n_i(D_i) D_i^6 \quad (2-6)$$

Le facteur Z est une caractérisation de la répartition moyenne de la population des diffuseurs dans le volume V . Il est donné par la relation (2-7):

$$Z = \frac{1}{V} \sum_i D_i^6 \quad (2-7)$$

Une échelle logarithmique définie par comparaison avec un niveau de référence de 1 mm^6/m^3 exprime le facteur de réflectivité en dBZ [Sauvagoet 1992] :

$$Z(dBZ) = 10 \log_{10} [Z(mm^6/m^3)] \quad (2-8)$$

2.3.1.4. Intensité de pluie R

L'intensité de pluie notée R exprimée par unité de temps et de surface est la quantité d'eau traversant une unité de surface pendant un intervalle de temps; en d'autres termes c'est la hauteur d'eau/temps. Elle est donnée selon la relation suivante [Sauvageot 1992]:

$$R = \frac{\pi}{6} \int_{D_{min}}^{D_{max}} D^3 V_t(D) N(D) dD \quad (2-9)$$

Où $V_t(D)$ représente la vitesse terminale de chute d'une goutte de pluie de diamètre D en l'absence de courant d'air vertical. Elle est fonction de son diamètre et peut être approchée par la relation suivante [Sauvageot 1992]:

$$V_t(D) = kD^\alpha \quad (2-10)$$

Où k et α sont des coefficients d'ajustement.

En posant certaines hypothèses sur le comportement de la pluie (son homogénéité, sa répartition, la constance de son intensité dans le volume traité), et connaissant les lois physiques qui régissent le comportement des gouttes d'eau [Quéré 2004], une des toutes premières études, qui a permis de relier la réflectivité radar Z (en $\text{mm}^6.\text{m}^{-3}$) au taux de précipitation R de la pluie (en mm.h^{-1}), est publiée par Marshall et Palmer (1948) :

$$Z = 200R^{1.6} \quad (2-11)$$

Ce type de relation (relation Z - R , de forme générale $Z = a.R^b$) est encore très utilisée de nos jours pour la caractérisation et l'étude des précipitations (avec des coefficients a et b adaptés selon le type de pluie : stratiforme, convective et la zone d'observation : tropicale, tempérée etc...). Le choix de la longueur d'onde radar est très important, car elle doit correspondre aux ordres de grandeur des objets que l'on désire étudier, pas trop petite si l'on ne veut pas que l'onde soit trop atténuée, et pas trop importante si l'on veut pouvoir différencier la mesure du bruit instrumental.

2.3.1.5. Principaux types d'images

Toutes les données obtenues par le sondage radar sont affichées selon leur format. Ainsi, la visualisation du signal radar reçu peut se faire selon trois modes appelés respectivement: PPI (Plan Position Indicator), RHI (Range Height Indicator) et HTI (Height Time Indicator).

➤ Mode PPI

C'est une représentation de la forme et de la position de la cible en azimuth, dans le système de coordonnées polaires. Cette représentation est obtenue en imprimant à l'antenne radar un balayage circulaire ou semi circulaire et en synchronisant ce balayage à celui d'une base de temps circulaire d'un oscilloscope jouant le rôle d'organe de visualisation.

➤ Mode RHI

C'est une représentation de la forme et de la position de la cible en site, dans le système de coordonnées polaires. On adopte le même principe de balayage que celui de la représentation précédente.

➤ Mode HTI

C'est une représentation de l'intensité du signal émis et de son écho en fonction du temps. Cette représentation permet de trouver la distance qui sépare la cible du radar.

2.3.1.6. Bandes de fréquences radar

Selon leurs applications, les radars météorologiques fonctionnent dans des bandes de fréquences. La table 1 ci-dessous est un récapitulatif des longueurs d'onde utilisées par les radars, ainsi que leurs bandes de fréquences correspondantes.

Bandes	S	C	X	Ku	K	Ka	Q	U	V	W
Fréquences GHz	2-4	4-8	8-12	12-18	18-26	26-40	30-50	40-60	46-56	56-100
Longueurs d'ondes	15-7,5 cm	7,5-3,75 cm	3,75-2,5 cm	2,5-1,6 cm	16,6-11,5 mm	11,5-7,5 mm	10-6 mm	7,5-5 mm	6,5-5,3 mm	5,3-3 mm
Utilisation	Précipitations/Nuages en phase liquide/ Nuages de glace épais						Nuages de glace			

Table.1. Bandes de fréquences micro-ondes et longueurs d'onde correspondantes. Les radars en bande C, X et W sont les radars les plus utilisés en météorologie.

2.3.2. Satellites météorologiques

Des estimations de pluie peuvent être aussi obtenues à partir de données satellitaires. Dans ce cas, la couverture spatiale est très vaste et ces données sont particulièrement utiles là où ni pluviomètres ni radar météorologiques au sol ne sont disponibles (sur les océans par exemple). Les radiomètres embarqués fournissent des mesures de radiances micro-ondes, visibles ou infrarouges.

Les Satellites météorologiques sont divisés en deux catégories: les satellites géostationnaires et les satellites à orbite polaire (fig.15).

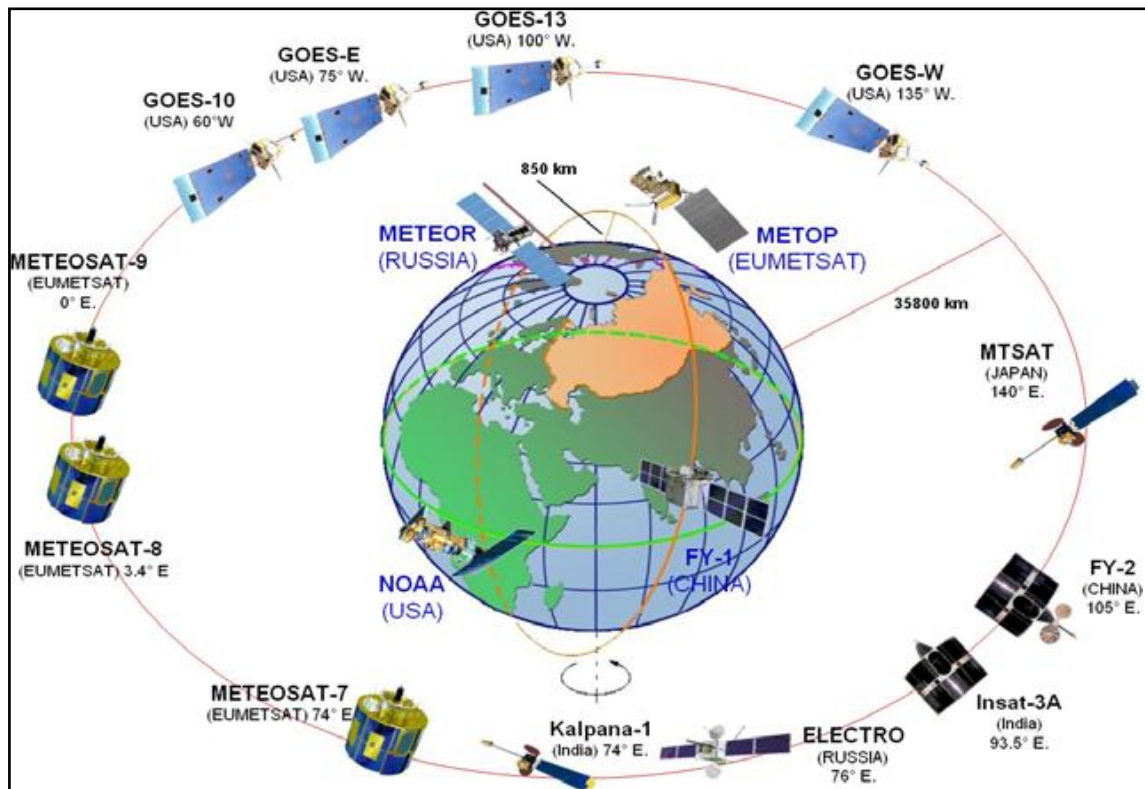


Fig.15. Système mondial d'observation de satellites météorologiques.

Les satellites géostationnaires sont positionnés à environ 35800 km au-dessus de la surface de la Terre sur des points spécifiques à la même latitude que l'équateur 0° (voir la table 2). Ces satellites tournent à la même vitesse que la Terre et paraissent fixes pour un observateur terrestre. Cette caractéristique permet à chacun de ces satellites d'observer environ un tiers de la surface terrestre à une fréquence régulière.

Region	Satellite	Position	Operator	Notes
Western Pacific Japan, Australia	MTSAT-1R	140°E	Japan	
Eastern Pacific Hawaii, Western U.S.	GOES-11	135°W	U.S.	Operational GOES-W
Western Atlantic	GOES-10	60°W	U.S./NOAA	S. America coverage
Eastern U.S. and S. America	GOES-12	75°W	U.S./NOAA	Operational GOES-E
Eastern Atlantic Europe, Africa	Meteosat-9	0°	EUMETSAT	
Indian Ocean	Meteosat-7	57½°E	EUMETSAT	Indian Ocean data coverage
Middle East	FY-2C	105°E	China/CMA	
India	Kalpana-1	74°E	India	
SE Asia	INSAT-3A	93½°E	India	

Table. 2. Satellites météorologiques géostationnaires.

Les satellites à défilement (voir table 3) tournent sur une orbite beaucoup plus basse et dont le plan passe pratiquement près des pôles de la Terre dans des trajets Nord et Sud (par exemple NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) pour les américains et METOP pour les européens d'EUMETSAT). Ils observent la Terre à seulement 850 km d'altitude. Ils donnent une meilleure résolution (des détails de l'ordre de 2 km) que les satellites géostationnaires et permettent surtout l'observation des régions qui ne sont pas couvertes par les satellites géostationnaires.

Les satellites en orbite polaire balayent une bande de la Terre en faisant une orbite complète. À chaque passe, ils examinent une bande d'une largeur d'environ 1900 kilomètres qui se situe plus à l'Ouest à cause de la rotation de la Terre vers l'Est. Plusieurs heures s'écoulent entre les passes au-dessus du même endroit de moyenne ou basse latitude. Chaque satellite en orbite polaire peut observer la planète entière en 24 heures. Pour la plupart des satellites météorologiques polaires, les orbites sont choisies de telle sorte qu'elles soient héliosynchrones, ce qui signifie que l'orbite garde un angle constant avec le soleil durant toute l'année. Ceci pour s'assurer que le satellite passe au-dessus d'un endroit donné à la même heure solaire locale chaque jour.

Period	Satellite	Equatorial Crossing Time	Operator	Instrumentation
Morning	NOAA-17	10:24	U.S./NOAA	Vis/IR,
	DMSP-F16	20:13	U.S./NOAA	Passive Microwave
	FY-1D	08:20	China/CMA	Vis/IR
	METOP-A	21:30	EUMETSAT	Vis/IR,
Afternoon	NOAA-18	13:55	U.S./NOAA	Vis/IR, sounding
Early morning	DMSP-F13	18:33	U.S./NOAA	Passive Microwave
	DMSP-F17	17:31	U.S./NOAA	Passive Microwave

Table3. Satellites météorologiques à orbite polaire.

Dans le cadre de notre travail, nous nous intéressons au satellite Météosat de seconde génération « MSG ». Aussi, pour situer ce satellite, nous décrivons brièvement la chronologie des satellites Météosat puis nous présenterons de façon plus détaillée le satellite MSG1.

2.3.2.1. Satellites Météorologiques « Météosat »

Les satellites Météosat sont des satellites européens dont le propriétaire et l'opérateur est EUMETSAT. La première utilisation des images fournies par ces satellites est évidemment destinée à la prévision météorologique. Cependant, d'autres utilisations sont facilement envisageables telles que l'estimation des paramètres météorologiques. Ce sont des satellites géostationnaires qui couvrent l'Afrique, l'Europe et les extrémités de l'Asie et de l'Amérique méridionale. Les images acquises couvrent toujours la même zone du globe terrestre durant un intervalle de temps fixé à l'avance. Le premier satellite Météosat a été lancé en 1977 suivi d'une série de plusieurs satellites, dont le dernier « MSG3 » a été lancé en 2012. La table 4 donne l'année de lancement ainsi que les caractéristiques principales de chaque type de satellite.

Satellites Météosat	Date de lancement	Nombre de canaux	Fréquence d'acquisition	Résolution spatiale
METEOSAT1	Novembre 1977	3	30min	5km (2.5 pour HRV)
METEOSAT2	Juin 1981	3	30min	5km (2.5 pour HRV)
METEOSAT3	Juin 1988	3	30min	5km (2.5 pour HRV)
METEOSAT4	Mars 1989	3	30min	5km (2.5 pour HRV)
METEOSAT5	Mars 1991	3	30min	5km (2.5 pour HRV)
METEOSAT6	Novembre 1993	3	30min	5km (2.5 pour HRV)
METEOSAT7	Septembre 1997	3	30min	5km (2.5 pour HRV)
MSG1	Aout 2002	12	15min	3km (1 pour HRV)
MSG2	Décembre 2005	12	15min	3km (1 pour HRV)
MSG3	Juillet 2012	12	15min	3km (1 pour HRV)

Table.4. Caractéristiques principales des satellites Météosat (HRV : haute résolution dans le visible).

2.3.2.2. Satellite de deuxième génération (MSG)

Le 28 août 2002 a été lancé le premier satellite Météosat de seconde génération (MSG). Toutefois, pour des raisons de pannes, le MSG1 (appelé aussi Météosat 8) n'a pu être opérationnel qu'à partir du 29 janvier 2004. Deux mises à jour ont été nécessaires:

- La première était de mettre à jour la largeur de bande pour supporter une transmission à 2 Mbit/s.
- La seconde était d'étendre la couverture sur l'Afrique.

Le capteur SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infra Red Imager) du MSG (fig.16) permet l'acquisition d'images toutes les 15 minutes (au lieu de 30 minutes pour METEOSAT). Il comporte 11 canaux utilisant des bandes spectrales allant du visible à l'infrarouge thermique, avec une résolution spatiale de 3km, et un canal panchromatique à haute résolution spatiale (1km). Cet enrichissement du spectre des observations représente une avancée majeure pour l'amélioration des modèles météorologiques numériques. De plus, en réduisant de 30 à 15 minutes le rafraîchissement des données, MSG1 permet aux climatologues et aux météorologues de déceler plus facilement le déclenchement des phénomènes à évolution rapide, comme les orages, les tempêtes de neige ou les bancs de brouillard. De même, une résolution au sol de 1 km dans le spectre visible au lieu de 2,5 km précédemment autorise l'observation et le suivi de phénomènes localisés. Le rapport signal-bruit qui était élevé avec celui de METEOSAT, a été amélioré sur MSG1 grâce à l'élargissement des bandes spectrales.



Fig. 16. Satellite MSG1 [source EUMETSAT].

La table 5 donne les noms des 12 canaux du MSG, la bande spectrale et la longueur d'onde centrale du chaque canal.

Nom du canal	Longueur d'onde centrale (μm)	Bande spectrale(μm)
VIS 0.6	0.635	0.56 – 0.71
VIS 0.8	0.81	0.74 – 0.88
IR 1.6	1.64	1.50 – 1.78
IR 3.9	3.92	3.48 – 4.36
WV 6.2	6.25	5.35 – 7.15
WV 7.3	7.35	6.85 – 7.85
IR 8.7	8.7	8.30 – 9.10
IR 9.7	9.66	9.38 – 9.94
IR 10.8	10.8	9.80 – 11.80
IR 12.0	12	11.00 – 13.00
IR 13.4	13.4	12.40 – 14.40
HRV	0.7	0.50 – 0.90

Table.5. Les 12 canaux du MSG

Nous présentons dans les paragraphes suivants les différents canaux d'observation du radiomètre SEVIRI de MSG1.

➤ Les canaux visibles

MSG1 possède deux canaux visibles : VIS 0.6 et VIS 0.8. Les images provenant de ces canaux (fig.17 et fig.18 respectivement) ont des caractéristiques similaires à l'image du visible de METEOSAT première génération. Elles peuvent ainsi être interprétées de façon

identique. En effet, ces canaux sont indispensables pour la détection et le suivi des masses nuageuses, la détermination des zones observées lors de prises de vue successives, ainsi que la surveillance de la surface des terres et des aérosols. Leur combinaison permet d'établir des indices de végétation.

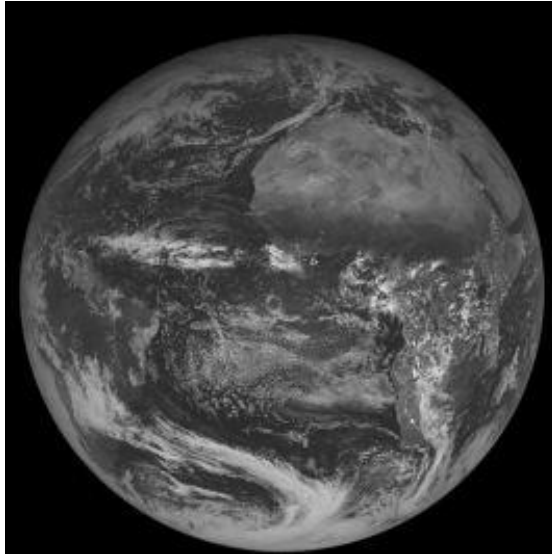


Fig. 17. Image de MSG1 du VIS0.6

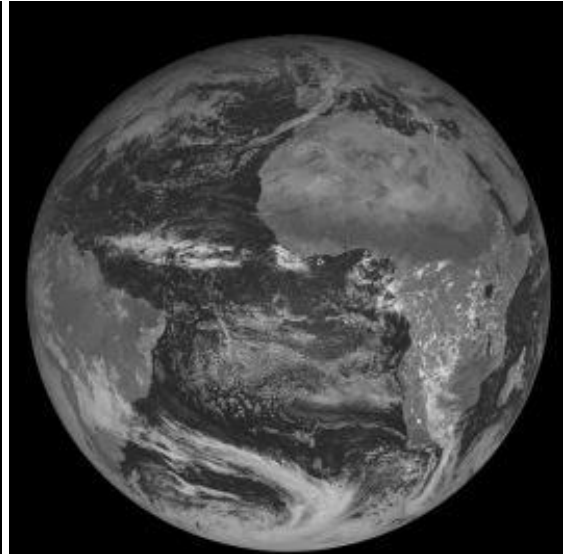


Fig.18. Image de MSG1 du VIS0.8

MSG1 possède aussi un canal visible dénommé HRV (fig.19) qui est un canal visible à large bande et qui est comme le canal VIS de METEOSAT première génération. Il se différencie de ce dernier par sa résolution qui est de 1 km au lieu de 2.5 km. Il permet de distinguer la texture des nuages.

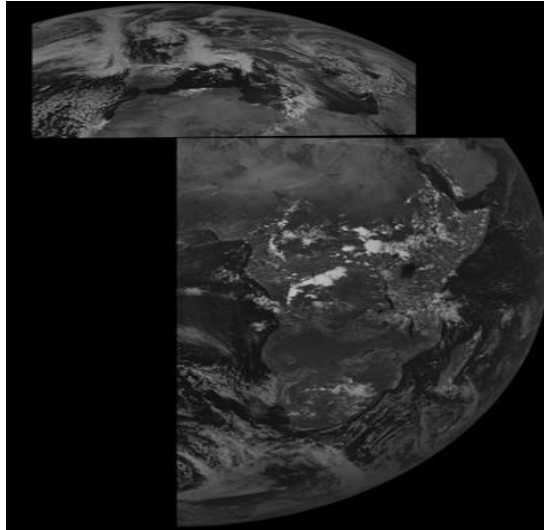


Fig. 19. Image de MSG1 du HRV

➤ **Les canaux vapeur d'eau**

MSG1 possède deux canaux vapeur d'eau: WV 6.2 et WV 7.3 (une image dans le canal WV6.2 et dans le canal WV7.3 est donnée respectivement par la figure 20 et la figure 21). Ces canaux perpétuent le canal vapeur d'eau de METEOSAT première génération. Ils permettent de mesurer la vapeur d'eau dans la mésosphère, de fournir des traceurs pour les vents atmosphériques et d'affecter une altitude aux nuages semi-transparents.

Les deux canaux séparés permettent d'obtenir des informations sur le contenu en vapeur d'eau à différents niveaux de la troposphère.

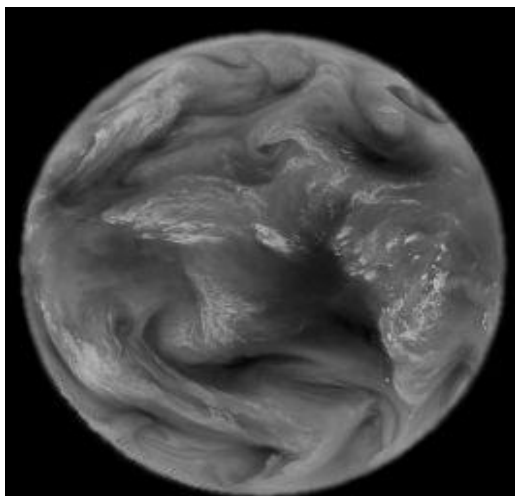


Fig.20.Image de MSG1 du WV 6.2

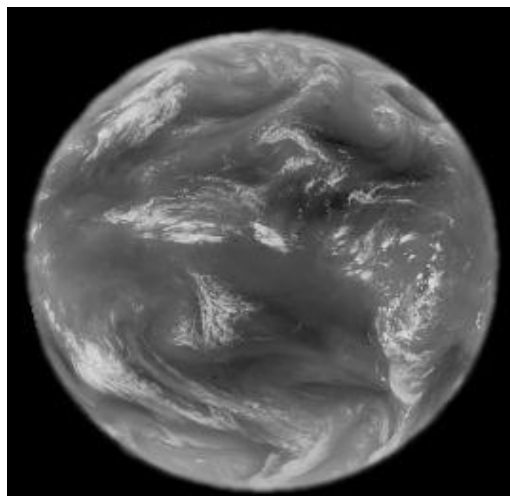


Fig.21. Image de MSG1 du WV 7.3.

➤ **Le canal proche infrarouge NIR 1.6**

Ce canal est situé dans la partie dite proche infrarouge du spectre électromagnétique. Il aide à faire la différence entre surfaces nuageuses et surfaces neigeuses et entre nuages de glace et d'eau. Il apporte aussi des informations sur la présence d'aérosols atmosphériques. Un exemple d'image de MSG1 dans le canal NIR1.6 est donnée par la figure 22.

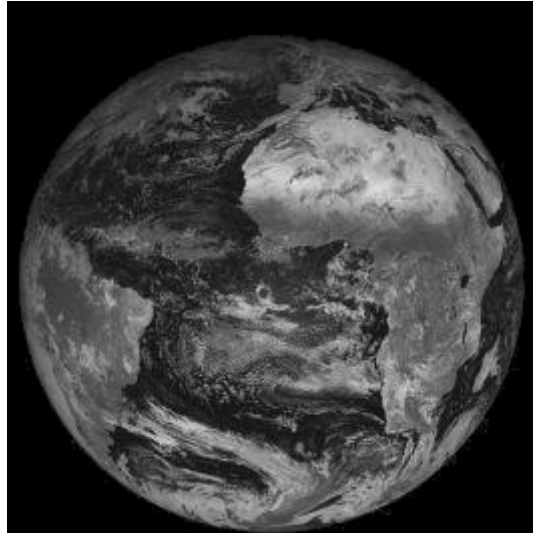


Fig.22. Image de MSG1 du canal IR 1.6

➤ **Le canal IR 3.9**

Il est situé dans une partie du spectre électromagnétique où la lumière du soleil influe sur le rayonnement reçu. Ainsi, il s'agit partiellement d'un canal d'émission thermique et il est aussi partiellement sensible à la réflexion du rayonnement solaire. De ce fait, l'interprétation des images provenant de ce canal nécessite quelques précautions. En effet, durant le jour, l'énergie solaire réfléchie domine pour donner l'apparence d'une image dans la partie visible du spectre, tandis que la nuit, l'énergie ne provient que de la Terre avec les caractéristiques de la partie infrarouge du spectre.

Ce canal est utilisé principalement pour la détection des nuages bas, des brouillards nocturnes et des incendies de forêts. Il sert aussi à mesurer les températures à la surface de la Terre et de la mer. Une image de MSG1 dans le canal IR 3.9 est donnée par la figure 23.

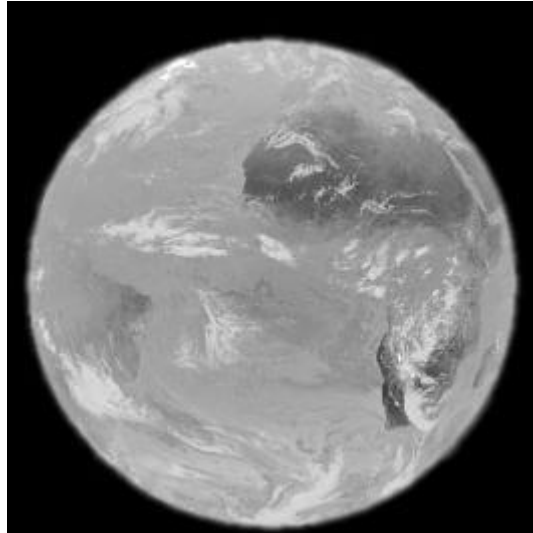


Fig.23. Image de MSG1 du canal IR 3.9

➤ **Le canal IR 8.7**

Il apporte essentiellement des informations sur les masses nuageuses minces des cirrus et permet de faire la différence entre les nuages de glace et d'eau. Une image de MSG1 dans le canal IR 8.7 est donnée par la figure 24.

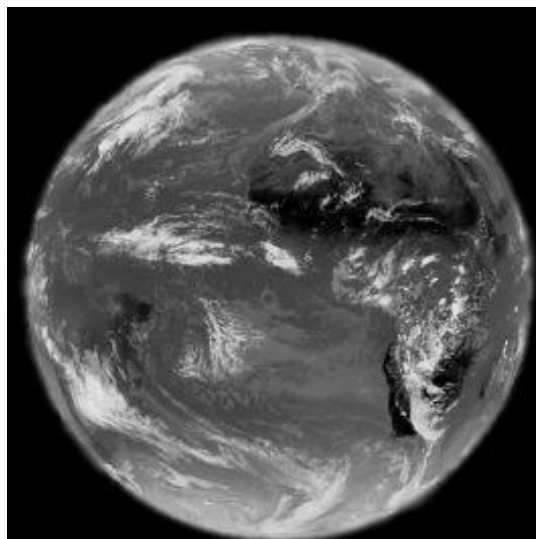


Fig.24. Image de MSG-1 du canal IR 8.7

➤ **Le canal IR 9.7**

Ce canal est sensible à la concentration d’ozone dans la partie basse de la stratosphère. Il sert à mesurer l’ozone total et à évaluer sa variabilité diurne. Il peut aussi servir à établir les configurations d’ozone comme indicateurs des champs de vents à ce niveau. Une image de MSG1 dans le canal IR 9.7 est donnée par la figure 25.

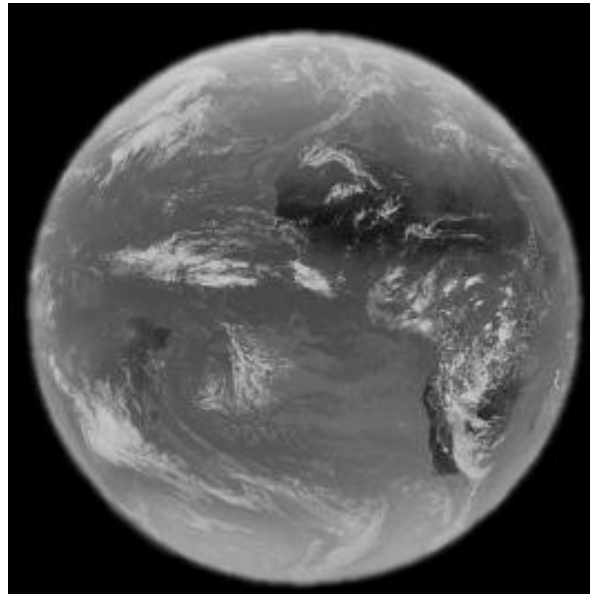
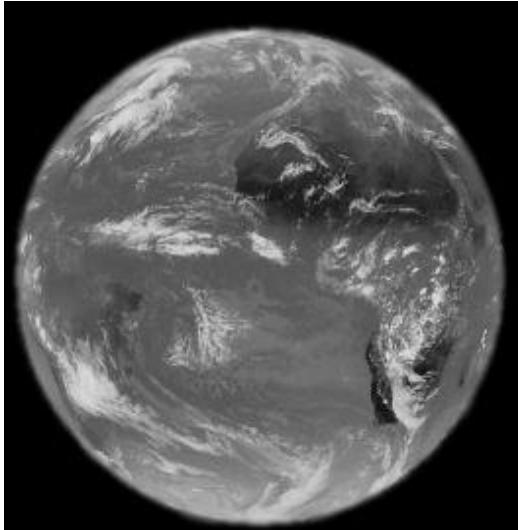
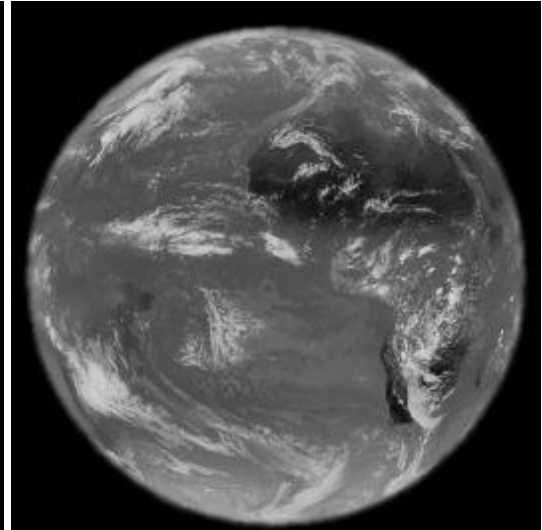


Fig.25. Image de MSG1 du canal IR 9.7

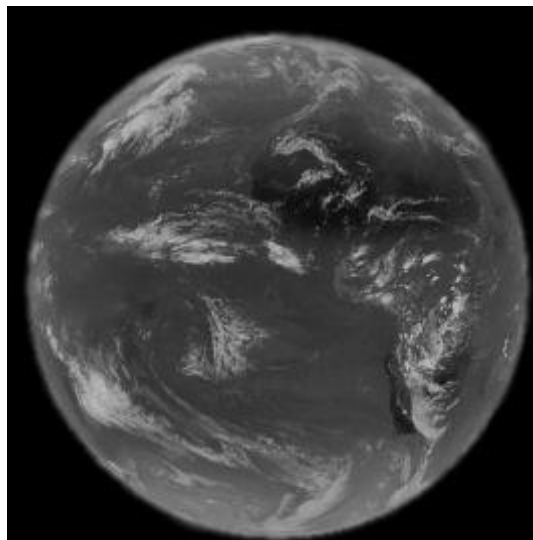
➤ **Les canaux IR 10.8 et IR 12.0**

Ils sont situés dans l’infrarouge thermique et sont semblables à ceux de METEOSAT première génération. Chaque canal réagit à la température des nuages et de la surface terrestre. Ensemble, ces canaux permettent de réduire les effets atmosphériques en mesurant les températures de la surface de la Terre et du sommet des nuages. Ils servent aussi au suivi des nuages pour déterminer les vents atmosphériques et estimer l’instabilité atmosphérique. La figure 26 et la figure 27 donnent une image de MSG dans les canaux IR10.8 et IR12.0 respectivement.

**Fig.26.** Image de MSG1 du IR10.8**Fig.27.** Image de MSG-1 du IR12.0

➤ **Le canal IR 13.4**

Ce canal est situé dans la partie du spectre où le rayonnement est absorbé par les molécules de dioxyde de carbone (CO_2). Il sert à estimer l'instabilité atmosphérique et contribue à fournir des informations sur la température de la basse troposphère. Une image de MSG1 dans le canal IR 13.4 est donnée par la figure 28.

**Fig.28.** Image de MSG1 du IR 13.4

Le MSG produit deux sortes de fichiers images : image 1.0 et image 1.5. La première est l'image telle acquise brute par le satellite et aucun prétraitement n'a encore été appliqué. Quant à la deuxième, elle est corrigée géométriquement de toutes les perturbations introduites par le satellite [Lacaze et Bergès 2005].

2.3.2.3. Principe d'acquisition d'images

Le capteur SEVIRI est un radiomètre à balayage et c'est la rotation du satellite autour de son axe principal d'inertie qui est utilisée pour réaliser l'acquisition des images.

Le satellite tourne à 100 tours par minute autour d'un axe parallèle à l'axe Nord-Sud de la terre. Le télescope du radiomètre de Météosat vise la terre par l'intermédiaire d'un miroir et balaie à chaque révolution du satellite une étroite bande de la surface de la terre. L'angle de balayage correspondant, de 18° , est décrit en 30 ms. Pendant les 570 ms suivantes, le télescope vise l'espace et cette durée est mise à profit pour modifier l'orientation du miroir, de façon qu'au tour suivant, il balaie au sol une bande contiguë à la précédente, mais plus au nord. La phase de non acquisition de données est mise à profit pour calibrer les détecteurs [Eumetsat 2004]. Le radiomètre balaye la surface de la terre ligne par ligne. Chaque ligne consiste en une série d'images élémentaires ou pixel. Pour chaque pixel, le radiomètre mesure l'énergie radiative dans différentes bandes spectrales. Cette mesure est numérisée, puis transmise à une station au sol où elle est traitée, avant d'être envoyée à la communauté des utilisateurs. Le principe d'acquisition d'une image de la terre par le radiomètre SEVIRI est illustré par la figure 29.

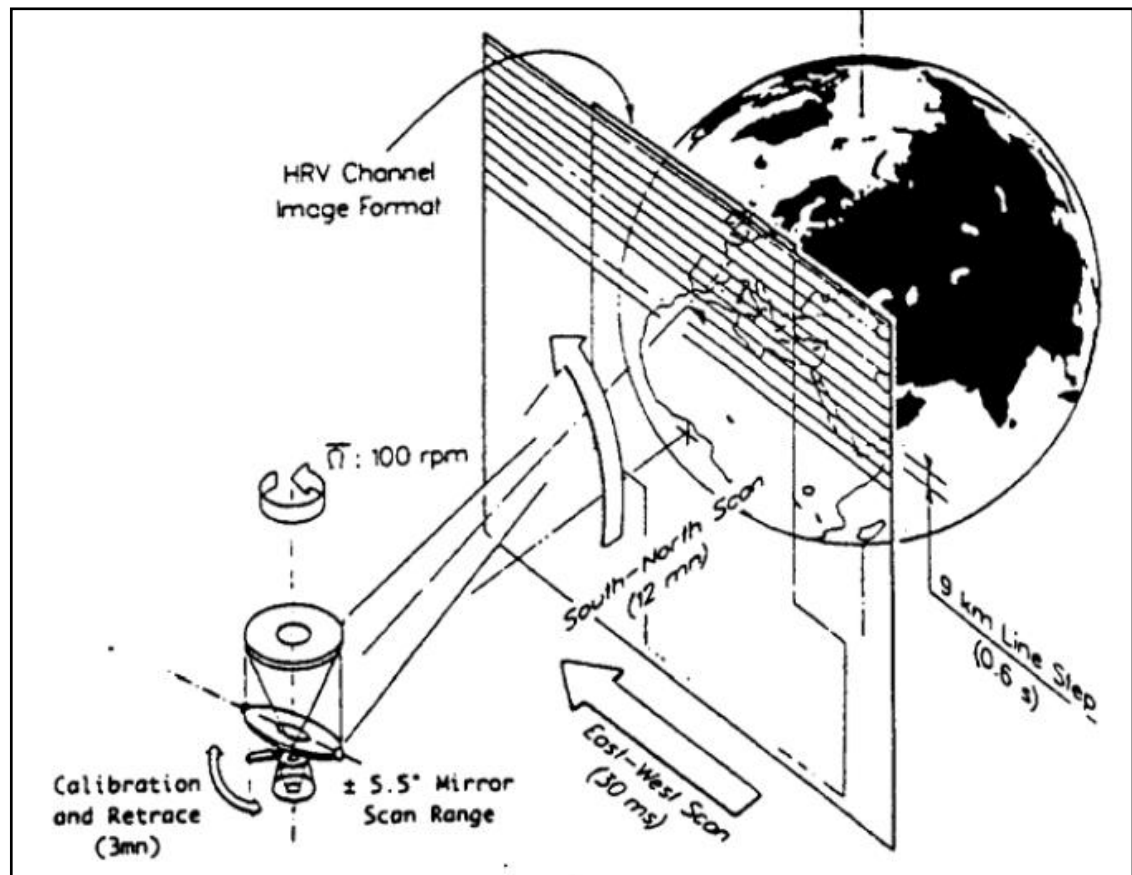


Fig.29. Principe d'acquisition des images des satellites Météosat.

2.4. Discussion

Les instruments que nous venons de décrire dans ce chapitre sont très largement utilisés pour la mesure des précipitations. Les pluviomètres et les pluviographes fournissent des estimations quantitatives généralement fiables mais ponctuelles. Les radars météorologiques qui donnent des mesures directes des précipitations ne permettent pas une couverture globale de toutes les régions d'intérêt et de vastes zones restent encore non couvertes.

Pour permettre une estimation sur des régions plus vastes avec la meilleure résolution spatio-temporelle possible, les satellites météorologiques constituent un moyen d'observation privilégié. Ces satellites météorologiques ont permis d'améliorer considérablement la connaissance de la répartition spatiale des précipitations. Cependant, les mesures satellitaires ne sont liées qu'indirectement à la quantité de pluie atteignant la

surface terrestre, d'où des estimations moins précises que celles issues des mesures "au sol". Pour améliorer ces estimations, plusieurs techniques ont été développées pour tenter de relier les mesures satellitaires aux intensités de précipitations. Dans le prochain chapitre, nous présentons les principales méthodes d'estimation des précipitations qui utilisent des données satellitaires.

CHAPITRES 3

METHODES D'ESTIMATION DES PRECIPITATIONS PAR SATELLITE

3.1. Préambule

Les précipitations sont un paramètre météorologique et hydrologique important, mais elles sont difficiles à mesurer, surtout à cause de leur grande variabilité spatiotemporelle. Comme nous l'avons mentionné dans le chapitre précédent, le satellite reste le seul instrument qui permette de fournir des informations sur les différents types de nuages en tout point du globe, notamment dans les régions difficiles d'accès, désertiques et au niveau des mers et des océans. A partir de ces données, plusieurs méthodes d'estimations des précipitations ont été publiées dans la littérature [e.g. Adler et Negri 1988; Amorati et al. 2000; Thies et al. 2008a; 2008b; 2010; Feidas et Giannakos 2011; 2010; Feidas et al. 2008; Levizzani et al. 2001; Levizzani 2003; Lazri et al. 2013]. Dans ce chapitre, nous présentons les principales méthodes tout en donnant les avantages et les inconvénients de chacune d'elles.

3.2. Méthodes d'estimation des précipitations par satellite

Il n'existe pas de relations directes entre les informations satellitaires et les précipitations. L'estimation des précipitations par satellite consiste à trouver une relation entre les précipitations et les caractéristiques des nuages telles que leurs épaisseurs, la température de leurs sommets, la taille des particules qui les composent...

Une grande diversité d'informations peut être obtenue à partir des observations satellitaires. Ces informations sont liées d'une part à l'orbite du satellite (héliosynchrone ou géostationnaire) et d'autre part au type de capteur et à la longueur d'onde utilisée. Pour l'estimation des précipitations, ces techniques peuvent être regroupées en cinq grande familles à savoir, les méthodes « Infrarouge », les méthodes « Bispectrales », les méthodes « Multispectrales », les méthodes « Micro onde » et les méthodes « Combinées ».

3.2.1. Méthodes « infrarouge »

Ces méthodes sont basées sur la mesure de la température de brillance au sommet des nuages dans l'infrarouge thermique (10-12 μ m). Dans les systèmes convectifs qui fournissent une partie très importante des précipitations dans les tropiques, les nuages avec un sommet très froid sont associés à la présence de la pluie. Dans cette section, nous donnons les principales méthodes basées sur ce principe.

3.2.1.1. Méthodes à indice nuageux

Ces méthodes sont fondées sur une classification des nuages selon la température de leurs sommets (indice nuageux).

Parmi les méthodes utilisant ce principe, les plus utilisées sont celles d'Arkin (1979) et Follansbee (1973).

La technique d'Arkin permet dans un premier temps d'identifier les pixels pluvieux et les pixels non-pluvieux dans une maille de 32 x 32 pixels par un seuillage à 235k (-38°C) sur les températures de brillance dans le canal IR. Puis, dans un second temps, elle permet d'assigner un taux de pluie horaire constant de 3mm/h à chaque pixel considéré pluvieux.

Une autre méthode a été développée au NESS (National Environment Satellite Service) par Follansbee (1973). La méthode est basée sur l'analyse visuelle des images (néphanalyse) et l'attribution de coefficients à chaque type de nuage. Ainsi, pour chaque type de nuage localisé selon sa température du sommet, on lui associe un indice de précipitations. On établit une relation entre le taux de précipitations du nuage, l'indice de précipitation et la surface de chaque type de nuage. Cette relation, liant les types de nuages à la pluviométrie journalière, est donnée par la formule empirique suivante:

$$R = (k_1 a_1 + k_2 a_2 + k_3 a_3)/a_0 \quad (3-1)$$

Où:

a_0 : surface totale de la masse nuageuse,

a_1, a_2, a_3 : surface couverte par les trois types de nuages (cumulo-nimbus, cumulus congestus, nimbo-stratus),

k_1, k_2, k_3 : coefficients empiriques fixes.

3.2.1.2. Méthodes statistiques

Les méthodes statistiques sont habituellement utilisées pour une estimation mensuelle, saisonnière, ou annuelle. Elles ont été toutes développées à partir des séries temporelles d'images satellitaires du canal infrarouge.

Le principe de ces méthodes est le suivant :

- On identifie le nuage pluvigène en fonction de la température de son sommet ou de son altitude. Cette identification ne fait pas de différence entre les types de nuages, mais les nuages sont considérés précipitants lorsque la température de leurs sommets est inférieure à un seuil fixé.
- On calcule sa fréquence d'apparition (occurrence) dans une maille donnée.
- On construit une relation entre la fréquence d'occurrence et le taux de précipitation.

Beaucoup de méthodes basées sur ce principe ont été développées, mais elles diffèrent peu, du point de vue de leurs principes et reposent sur la méthode initialement élaborée par Arkin (1979). Nous donnons la méthode du groupe TAMSAT (Tropical Applications of

Meteorology using SATellite) [Milford et Dugdale 1989] et la méthode développée par Carn et Lahuec (1987) :

Le groupe TAMSAT de Reading utilise l'indice CCD (Cold Cloud Duration) au dessus d'un certain seuil de température pour produire des cartes de précipitations décadaires, mensuelles et annuelles. Cette technique permet de relier la durée de vie d'un nuage précipitant aux pluies mesurées au sol. La régression linéaire est utilisée pour déterminer les meilleurs coefficients de calibration pour chaque zone d'étude. La quantité de pluie précipitée sur la zone d'étude est donnée par la relation suivante :

$$Quantité\ de\ pluie = \begin{cases} a1.CCD + a0 & si\ CCD > 0 \\ 0 & sinon \end{cases} \quad (3-2)$$

Les $a1$ et $a0$ sont des coefficients déterminés par la régression linéaire.

Une méthode d'estimation des pluies similaire, élaborée par Carn et Lahuec (1987) a été appliquée sur l'ensemble des pays du Sahel. Elle tient compte aussi de la température maximale enregistrée durant la période d'étude et de la latitude de la région considérée. La formule qui permet d'obtenir des estimations, pour des périodes allant de la décade à la saison des pluies, est la suivante:

$$Pluie = a\ CCN + b\ T_{max} + c\ Lat + Cte \quad (3-3)$$

où:

CCN : nombre d'occurrences des nuages à sommet froid inférieur à $-40^{\circ}C$,

T_{max} : température maximale déterminée avec le canal infrarouge de Météosat,

Lat : latitude.

a , b , c et Cte : sont des coefficients déterminés par la régression linéaire multiple.

3.2.1.3. Méthode paramétrique

Cette technique développée par Gruber (1973) permet d'estimer les précipitations dans les régions de convection active en utilisant la fraction de surface recouverte par le nuage

convectif, l'humidité de la colonne d'air au dessous du nuage ainsi que sa durée de vie. La quantité de pluie par unité de temps est donnée par la relation suivante:

$$P = S.Q1/Dt \quad (3-4)$$

Où:

P : pluie par unité de temps,

S : fraction recouverte par le nuage convectif,

$Q1$: quantité d'humidité nécessaire pour réchauffer la colonne d'air

Dt : durée de vie du nuage convectif.

Les mesures montrent que les paramètres $Q1$ et Dt sont peu variables d'un événement à l'autre; ce qui permet une estimation directe de la pluie par la simple mesure de S (déduite par satellite).

3.2.1.4. Méthodes basées sur le cycle de vie d'un nuage

Ces techniques sont basées sur une analyse du cycle de vie des nuages, et particulièrement des nuages convectifs qui sont responsables pour une part significative des précipitations et qui peuvent être différenciés, dans les images satellitaires, des autres types de nuages [e.g. Griffith et al. 1978]. L'utilisation de telles méthodes requière une série chronologique d'images fournies par un satellite géostationnaire car l'intervalle entre deux images consécutives doit être court en comparaison avec le cycle de vie des nuages.

Ces méthodes indirectes s'appuient sur la connaissance du cycle de vie du nuage pour distinguer la phase de croissance, fortement pluvigène, de la phase de dissipation du système produisant des pluies faibles.

Nous présentons ci après les méthodes les plus utilisées, à savoir, celle développée par Griffith et al. (1978) et celle mise au point par Scofield et Oliver (1977).

La méthode d'estimation des précipitations développée par Griffith et al. (1978) est basée sur l'existence de relations liant l'aire de l'écho radar à l'aire du nuage identifié sur l'image satellite dans le canal infrarouge qui varie en fonction de l'évolution du nuage.

Les différentes étapes permettant l'estimation des précipitations à l'aide de cette technique sont les suivantes :

- Détermination de l'aire des nuages (A_c), dont la température est inférieure à -20°C sur une séquence d'images infrarouge par seuillage, ainsi que leurs surfaces maximales (A_m),
- Détermination de l'aire de l'écho radar (A_e) correspondante.
- Détermination d'une courbe empirique liant A_e/A_m à A_c/A_m
- Conversion des aires des échos radar en volumes de pluie par la relation suivante:

$$R_v = I A_e \quad (3-5)$$

Où:

R_v : volume de pluie par heure ($\text{mm}^3 \cdot \text{h}^{-1}$),

I : volume de pluie par heure et par kilomètre carré ($\text{mm}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$),

A_e : aire de l'écho radar (km^2).

La valeur de I est déterminée, pour un lieu géographique donné, à l'aide d'un radar et d'un réseau de pluviographes.

Pour estimer les précipitations, la méthode consiste donc à mesurer la surface d'un nuage au cours du temps ainsi que sa surface maximum et à en déduire l'aire de l'écho radar à l'aide de la courbe liant A_e/A_m à A_c/A_m . L'étape suivante est la conversion de la surface de l'écho en intensité de pluies avec la relation précédente (équation 3-5). Lorsque cette procédure a été effectuée sur toute la séquence d'image, une estimation du volume total de pluie produit par le nuage peut être obtenue.

Scofield et Oliver (1977) ont développé un algorithme qui utilise un critère de décision pour classifier les pixels convectifs en 48 intervalles de taux de pluie. Pour ce faire, on identifie dans un premier temps tous les pixels convectifs en utilisant un seuil de température dans le canal infrarouge. Puis, dans un deuxième temps on attribue chaque pixel à l'une des 48 classes en fonction de la température de brillance du pixel, du taux de croissance (ou décroissance) du nuage, et du déplacement de la surface froide par rapport au pixel. Cette classification prend en compte aussi la température minimale du sommet du nuage. Les taux de pluie associés à chaque classe sont préalablement déterminés par des mesures faites par des pluviographes et ajustés expérimentalement en comparant les données sol aux données satellitaires.

3.2.1.5. La méthode Convective Stratiforme « Convective Stratiform Technique (CST) »

Les méthodes que nous avons présentées précédemment ne permettent d'estimer que les précipitations dues aux processus convectifs sans tenir compte des nuages stratiformes. Néanmoins, plusieurs études ont montré que ces derniers peuvent contribuer à hauteur de 40 à 50% du total des précipitations observées pour certains systèmes nuageux [e.g. Houze et Happpaport 1984]. C'est ainsi que Adler et Negri (1988) ont développé une méthode qui permet d'estimer les précipitations en tenant compte à la fois des nuages convectifs et des nuages stratiformes.

Cette méthode qui utilise des données infrarouges du satellite GOES opère de la manière suivante :

- On localise dans l'image infrarouge tous les minima locaux ($T_{min(i,j)}$) de coordonnées i,j .
- On élimine les minima correspondant à des cirrus en utilisant une relation empirique. Pour ce faire, un paramètre de pente est calculé pour chaque température minimale $T_{min(i,j)}$; le paramètre pente S est défini comme suit :

$$S = \bar{T}_{1-6} - T_{min} \quad (3-6)$$

Où $\bar{T}_{1-6}$ est la température moyenne des six pixels voisins du pixel de température $T_{min(i,j)}$. $\bar{T}_{1-6}$ est calculée par la relation suivante :

$$\bar{T}_{1-6} = (T_{i-2,j} + T_{i-1,j} + T_{i+1,j} + T_{i+2,j} + T_{i,j+1} + T_{i,j-1})/6 \quad (3-7)$$

- On établit une ligne de discrimination empirique de cirrus minces à partir de la relation température/pente en utilisant des données radar. Si le T_{min} et sa pente se trouvent à gauche de la ligne de discrimination, le pixel de T_{min} est classé comme un noyau convectif. Sinon le pixel est classé comme un cirrus (non précipitant). Notons qu'une valeur élevée de la pente implique une température très basse, le pixel correspond alors à un cumulonimbus.
- Un seuil T_s de 208 K est ensuite appliqué pour caractériser les zones stratiformes.

Cette technique a été appliquée avec succès dans les régions tropicales sur des systèmes convectifs [Bendix 1997 ; 2000]. Cependant, elle ne permet pas de discriminer d'une façon fiable les cirrus qui sont également froids mais qui ne produisent pas de pluie de la partie convective responsable des précipitations. C'est ainsi que Reudenbach et al (2001) ont amélioré cette technique en ajoutant la différence positive de température de brillance entre le canal vapeur d'eau WV et le canal infrarouge IR de Météosat 7 afin d'éliminer les cirrus non précipitant. Cette différence positive de température de brillance ΔT_{WV-IR} est due à la présence de nuages dans la basse stratosphère transportés en altitude par la convection profonde [Fritz et Laszlo 1993; Tjemkes et al. 1997].

Cette méthode rebaptisée « Enhanced CST (ECST) » a été appliquée à des systèmes convectifs en moyennes latitudes [Reudenbach et al. 2001] et a permis d'améliorer sensiblement les résultats.

3.2.1.6. Avantages et inconvénients des techniques « infrarouge »

Les méthodes basées uniquement sur l'information infrarouge IR sont très utilisées pour l'identification des nuages convectifs. L'application de ce type de méthodes donne des résultats satisfaisants dans les régions tropicales et subtropicales. Cependant, l'identification des nuages précipitants dans les systèmes convectifs au moyen de leur température de brillance, ne peut pas être appliquée à la situation complexe des précipitations cycloniques ou frontales dans des régions à moyenne latitude. En effet, dans ces régions, les précipitations sont en grande partie dues aux systèmes stratiformes. Ces derniers sont caractérisés par des températures relativement chaudes à leur sommet, qui ne diffèrent pas significativement entre les zones pluvieuses et non pluvieuses et une répartition spatiale plus homogène. Par conséquent, ils ne peuvent pas être identifiés au moyen de leur température de brillance.

3.2.2. Méthodes « bispectrales »

Le principe de ces méthodes consiste à utiliser à la fois les radiances visibles et infrarouges pour identifier les nuages précipitants. Parmi les méthodes utilisant ce principe, les plus utilisées sont celles de Lovejoy et Austin (1979), Wu et al. (1985), Martin et Howland (1986) et Stout et al. (1979).

La méthode de Lovejoy et Austin (1979) consiste à identifier sur un histogramme bidimensionnel infrarouge-visible tous les nuages précipitants en utilisant un seuil dans les radiances visibles et un seuil dans les radiances infrarouges. Les seuils sont déterminés en utilisant les données radar.

Wu et al. (1985) ont développé une méthode d'estimation des pluies basée sur une technique de reconnaissance de forme, qui permet de diviser la pluie en trois classes (absence de pluie, faible pluie, pluie importante). Les caractéristiques radiométriques (minimum, maximum, moyenne) dans les canaux visible et infrarouge ont été utilisées ainsi que des caractéristiques texturales (contraste, second moment angulaire, entropie) calculées dans des régions de 20 x 20 km². Deux taux de pluie déterminés empiriquement sont attribués respectivement à la classe (faible pluie) et à la classe (pluie importante).

Martin et Howland (1986) ont développé une méthode interactive pour l'estimation des pluies basée sur l'observation des images visibles et infrarouges pour déterminer la pluviométrie aux nœuds d'une grille. L'intensité de la pluie est découpée en trois classes (faible, moyenne, forte), et l'estimation journalière est obtenue par :

$$R = r_0 + r_1.f_1 + r_2.f_2 + r_3.f_3 \quad (3-8)$$

où:

f_1, f_2 et f_3 : fréquence d'apparition de chaque classe pendant 24 heures,

R : pluie journalière estimée,

r_1, r_2, r_3 : intensité constante de pluie attribuée à chaque classe de pluie,

r_0 : terme correcteur.

Les coefficients (r_i) sont déterminés par une régression linéaire multiple en comparant les estimations satellites avec les valeurs de pluies à partir des postes pluviométriques.

Stout et al. (1979) utilisent une combinaison des données IR et VIS pour estimer les précipitations dans un nuage de type cumulonimbus. Lorsqu'un cumulonimbus est identifié sur les images visible et infrarouge, sa localisation et sa surface sont déterminés à chaque instant (résolution temporelle) durant tout son cycle de vie. La surface des nuages précipitants est obtenue en fonction d'un seuil déterminé pour chaque canal (245 k pour l'IR et 200 Wm⁻² pour le VIS). Stout et al. (1979) ont mis au point une relation linéaire

pour déterminer le taux de pluie volumétrique en fonction de la surface S_n du nuage et la variation temporelle de cette surface. Cette relation est donnée par l'équation (3-9):

$$R_V = a_0 S_n + a_1 \frac{dS_n}{dt} \quad (3-9)$$

Où a_0 et a_1 sont des coefficients empiriques.

3.2.2.1. Avantages et inconvénients des techniques « bispectrale »

En s'appuyant sur leurs propriétés radiatives, les nuages peuvent être identifiés et classifiés selon leurs structures spatiales. En effet, dans les radiances visibles et infrarouges, l'épaisseur et la température de brillance ainsi que l'altitude du sommet des nuages peuvent être estimées. Toutefois, l'information du canal visible ne peut être obtenue que durant la journée ce qui ne permet pas de faire des estimations de façon continue.

3.2.3. Les méthodes « multispectrales »

Pour identifier les précipitations issues des systèmes stratiformes, les méthodes utilisées sont basées sur les propriétés optiques et microphysiques des nuages. Pour ce faire, ce type de méthode utilise des données multispectrales des satellites dans les canaux visible, proche infrarouge ainsi que dans l'infrarouge vapeur d'eau et thermique [e.g. Feidas et Giannakos 2011; 2010; Hutchison et coll 2006; Nauss et Kokhanovsky 2006 ; 2007; Thies et al. 2008a; 2008b; 2010; Lazri et al. 2012; 2013; Arking et Childs 1985; Nakajima et King 1990]. Les données multispectrales sont actuellement disponibles à partir des satellites à orbite polaire ou à partir des satellites géostationnaires; elles sont largement utilisées pour la caractérisation des nuages précipitants. Nous citons ci-après quelques méthodes utilisant ce principe:

Parol et al. (1991) ont utilisé les canaux de la bande infrarouge du radiomètre AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) du satellite NOAA pour l'estimation des rayons effectifs des particules des nuages.

Les propriétés optiques et microphysiques des nuages dans les zones polaires ont été analysées par Han et al. (1999) en utilisant des mesures multispectrales du radiomètre AVHRR.

Turk et al. (1998) ont développé une méthode exploitant les réflectances du proche infrarouge NIR et les températures de brillance de l'infrarouge du satellite GOES pour caractériser la structure microphysique du stratus et du brouillard durant le jour.

King et al. (1997) ont estimé l'épaisseur optique des nuages et le rayon effectif des particules de nuages en utilisant des données multispectrales du satellite TERRA-MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer).

Ou et al. (1993) ont estimé l'épaisseur optique des nuages et les rayons effectifs des particules des nuages pour les cirrus en utilisant les canaux infrarouges thermiques et le proche infrarouge.

Wolters et al. (2008) ont montré que l'utilisation de la différence de température de brillance $\Delta T_{IR8.7-IR10.8}$ permet d'identifier les différentes phases thermodynamiques des nuages.

Rosenfeld et Gutman (1994) ont étudié les propriétés microphysiques des sommets des nuages pour l'identification des nuages pluvio-gènes. En effet, ils ont utilisé les données de canal1 (0,65 μ m), canal3 (3,7 μ m), canal4 (10,8 μ m), et canal5 (12,0 μ m) du radiomètre AVHRR.

Inoue (1985) a utilisé le canal IR et le canal NIR du radiomètre AVHRR pour la détection des cirrus semi-transparent. Il a aussi utilisé les deux bandes (10.5-11.5 μ m) et (11.5-12.5 μ m) pour la détection de cirrus non-précipitant et de cumulus dans les basses couches de l'atmosphère.

Kurino (1997) a utilisé la température de brillance dans le canal IR11 et les différences de température de brillance $\Delta T_{IR11-IR12}$ et $\Delta T_{IR11-IR6.7}$ du satellite Japonais (GMS) pour identifier les nuages précipitants.

Vicente (1996) a développé un algorithme pour l'estimation des précipitations en utilisant les températures de brillances des canaux IR11 et IR3.9 et la réflectance du canal IR3.9.

Inoue et Aonashi (2000) ont utilisé les données multispectrales de TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) pour identifier les nuages précipitants dans les systèmes frontaux. Les auteurs ont sélectionné quatre paramètres suivants, le rapport de réflectances entre le canal VIS0.6 et le canal NIR1.6 [$VIS0.6/NIR1.6$], la différence de température de brillance entre le canal IR11 et le canal IR12, la différence de température de brillance entre le canal IR3.8 et le canal IR11 et la température de brillance dans le canal IR11.

Feidas et Giannakos (2010) ont combiné le canal IR12.0 avec le canal IR10.8 du MSG pour extraire des informations sur l'épaisseur optique des nuages.

Thies et al (2008a) ont présenté une méthode pour identifier les nuages précipitants durant la journée en utilisant des données multispectrales du radiomètre SEVIRI. La technique utilise les réflectances dans les canaux VIS0.6 et NIR1.6 pour obtenir des informations sur l'épaisseur optique et le rayon effectif des nuages, et les différences de température de brillance $\Delta T_{IR8.7-IR10.8}$ et $\Delta T_{IR10.8-IR12.0}$ pour avoir des informations sur la phase des nuages.

Thies et al (2008b) ont développé aussi une autre méthode pour identifier les nuages précipitants dans les systèmes stratiformes durant la nuit à partir des données multispectrales du SEVIRI. Ils ont utilisé les différences de température de brillance à savoir, $\Delta T_{IR3.9-10.8}$, $\Delta T_{IR3.9-WV7.3}$, $\Delta T_{IR8.7-IR10.8}$ et $\Delta T_{IR10.8-IR12.0}$.

Roebeling et Holleman (2009) ont présenté un algorithme basé sur les propriétés optiques et microphysiques pour estimer les précipitations. Ils ont utilisé les données multispectrales issues du satellite MSG dans les canaux visibles, proche infrarouge et l'infrarouge thermique.

3.2.3.1. Avantages et inconvénients des techniques « multispectrale »

Ces méthodes basées sur les propriétés optiques et microphysiques des nuages utilisant des données multispectrales présentent l'avantage de pouvoir être appliquées aussi bien pour identifier les nuages précipitants dans les systèmes frontaux de moyennes latitudes que pour identifier les nuages dans les systèmes convectifs. Leur principal inconvénient réside dans leur incapacité à différencier entre les systèmes convectifs et stratiformes. Cette faiblesse conduit à de mauvais résultats dans les régions où les précipitations convectives et stratiformes coexistent.

3.2.4. Les méthodes «micro-onde»

Contrairement aux méthodes basées sur les données IR et VIS que nous venons de décrire, les méthodes utilisant les données Microondes (MO) fournissent des relations directes entre les observations MO et les taux de pluie. Les interactions entre le rayonnement MO et les hydrométéores et/ou la surface, dépendent de la fréquence, de la polarisation et de l'émissivité de la surface (0.4-0.5 μ m pour l'océan et 0.8 -0.9 μ m pour la terre).

En résumé, en présence de nuages et de précipitations, c'est l'absorption/ émission de l'eau liquide qui est prépondérante aux basses fréquences (10 à 37 GHz) tandis que c'est la diffusion par les cristaux de glace qui est le phénomène le plus important aux fréquences élevées (86GHz). Par conséquent, les méthodes d'estimation des pluies utilisant les données MO sont basées soit, sur le mode diffusion, soit sur le mode émission;

Les algorithmes diffèrent selon que la surface visée est la terre ou l'océan.

Les méthodes utilisant ce type de données (données Microonde) permettent de relier les indices de pluie déduits des données satellitaires aux taux de pluie. Ces relations sont obtenues par des régressions linéaires entre ces indices et les données de pluie mesurées au sol. Les algorithmes utilisent, comme indice de pluie, les températures de brillances et/ou les combinaisons de ces températures de brillance. Parmi les divers indices utilisés, on peut citer, l'indice de diffusion SI (scattering index) et l'indice NPD (Normalized polarisation difference) [Petty 1994] qui permettent de découpler les effets de la diffusion de l'effet de l'émission. Mais il faut noter que ces relations (indice MO/taux de pluie) ne peuvent pas avoir une validité universelle et qu'elles ne doivent être appliquées que pour les régions climatiques pour lesquelles elles ont été établies.

D'autres méthodes d'estimation beaucoup plus fiables consistent à inverser des modèles de transfert radiatif couplés avec un modèle d'atmosphère et de nuages [voir par exemple Kummerow et Giglio 1994]. Dans ce cas, un nombre important de paramètres physiques et microphysiques sont nécessaires pour décrire l'atmosphère nuageuse et les précipitations. Les méthodes neuronales sont parfois utilisées pour optimiser l'inversion.

3.2.4.1. Avantages et inconvénients des techniques « microonde »

L'avantage de ce type de méthode est que l'information utilisée pour l'estimation des précipitations, contenue dans les données MO, est directement reliée à la pluie. Cependant, dans les méthodes utilisant le mode émission par l'eau liquide, il est difficile de distinguer entre les gouttelettes nuageuses non précipitantes et les précipitations et que l'estimation ne peut être faite que sur l'océan. En effet, sur la terre, la variabilité des émissivités selon les types de sol ou de végétation observés et les températures élevées de ces surfaces ne permettent pas de déceler le signal dû à l'émission par les hydrométéores. Pour les méthodes utilisant le mode diffusion par la glace, la diffusion étant provoquée par la couche de glace formée au sommet des nuages précipitant, il n'est pas possible de détecter des pluies « chaudes » c'est-à-dire les pluies produites par des nuages assez bas dont le sommet n'atteint pas le niveau où les cristaux de glace se forment.

3.2.5. Méthodes « combinées »

Ces techniques reposent sur la combinaison des données fournies par des instruments différents ou par plusieurs satellites, citons par exemple, les méthodes qui combinent l'IR des satellites géostationnaires et les données MO des satellites à orbite basse. Les auteurs exploitent les avantages respectifs des techniques IR et MO, en utilisant la bonne résolution spatio-temporelle des images IR et l'information directement reliée à la pluie contenue dans les données MO. Parmi les techniques les plus utilisées, on peut citer la méthode de Jobard et Desbois (1994) et la méthode de Berg (1994).

Jobard et Desbois (1994) ont développé la méthode RACC (Rain and Cloud Classification Method) qui consiste à combiner les images infrarouges et les images

microondes en coïncidence spatio-temporelle pour identifier des classes de nuages associés à des taux de précipitations typiques (appelés facteurs de pluie). L'information infrarouge est ensuite utilisée pour identifier ces classes avec un échantillonnage temporel beaucoup plus fin, permettant ainsi une meilleure restitution des pluies cumulées sur des périodes données.

Berg (1994) calcule les températures moyennes des pixels IR correspondant aux pixels MO pluvieux. Il compare ensuite l'histogramme de la distribution de ces pixels à l'histogramme obtenu avec tous les pixels IR correspondant aux observations MO. Ceci permet de déterminer la probabilité qu'un pixel à une température donnée soit associé à la pluie. Berg (1994) détermine ensuite les taux moyens de pluie associés à chaque température IR.

3.2.5.1. Avantages et inconvénients des techniques «combinées»

Comme mentionné précédemment, ces méthodes tirent profit des avantages respectifs des techniques IR et MO, en utilisant la bonne résolution spatio-temporelle des images IR ainsi que l'information directement reliée à la pluie contenue dans les données MO. Cependant, compte tenu de la variabilité spatio-temporelle des précipitations, la faible résolution temporelle des données MO affecte le calcul de l'estimation de la pluie cumulée durant un intervalle de temps. En effet, entre deux mesures MO, la période est élevée pour rendre compte de l'intermittence de la pluie et l'intégration temporelle d'estimations instantanées est une source d'erreur importante.

3.3. Discussion

Comme nous l'avons mentionné ci-dessus chaque groupe de méthode présente des avantages et des inconvénients. En effet, en raison de la faible résolution spectrale des capteurs de la première génération, la plupart des techniques d'estimation des précipitations, reposent sur une relation entre la température du sommet des nuages mesurée dans l'infrarouge (IR) et l'intensité de précipitations. Ces techniques sont adaptées pour les nuages convectifs, mais montrent des limites quant elles sont appliquées aux

systèmes de précipitation de moyennes latitudes. C'est ainsi que des méthodes utilisant des données multispectrales basées sur les propriétés optiques et microphysiques des nuages ont été développées pour identifier les nuages stratiformes. Toutefois, ce type de méthodes ne différencie pas entre les précipitations convectives et les précipitations stratiformes lorsqu'elles sont appliquées aux régions où les deux types de précipitations coexistent.

Les méthodes utilisant les données microondes présentent deux limitations importantes; la première est liée à l'incapacité de discriminer les précipitations des gouttelettes des nuages non précipitantes pour les méthodes utilisant le mode diffusion et à l'incapacité d'identifier les pluies chaudes de bas niveau de l'atmosphère pour les méthodes utilisant le mode émission, la deuxième limitation est liée à la faible résolution temporelle des données microonde.

Pour exploiter les avantages des différentes techniques tout en limitant au maximum leurs inconvénients, nous présenterons dans le prochain chapitre une nouvelle méthode hybride qui utilise à la fois une technique basée sur la température des sommets des nuages afin d'identifier les nuages convectifs, et une technique basée sur les propriétés optiques et microphysiques des nuages pour identifier les nuages stratiformes. Cette méthode sera appliquée à la partie Nord de l'Algérie, où les précipitations convectives et stratiformes coexistent, en utilisant des données multispectrales fournies par le satellite MSG1.

CHAPITRE 4

ESTIMATION DES PRECIPITATIONS PAR SATELLITE

4.1. Préambule

Dans ce chapitre, nous présentons une méthode hybride (MH) d'estimation des précipitations que nous avons développée et appliquée au Nord de l'Algérie en utilisant des données multispectrales du SEVIRI. Cette méthode qui combine la technique basée sur la température du sommet des nuages (Cloud Top Temperature, CTT) et la technique basée sur les propriétés optiques et microphysiques permet de prendre en considération la complexité du climat algérien qui est influencé à la fois par le climat tropical et le climat des moyennes latitudes.

Après une présentation du site d'étude et les données utilisées pour mettre au point notre méthode, cette dernière sera structurée en deux parties; la première consiste à identifier les nuages précipitants et distinguer entre les nuages convectifs et les nuages stratiformes, quant à la deuxième, elle détermine les taux de pluie à assigner à chaque type de précipitations. Enfin, nous présentons les résultats de l'estimation des précipitations et leur validation ainsi que l'interprétation de ces résultats.

4.2. Présentation du site d'étude et des données utilisées

4.2.1. Présentation du site

L'Algérie est située sur la rive sud de la Méditerranée; elle est bordée à l'Est par la Tunisie et la Libye, au Sud par le Niger et le Mali, au Sud-Ouest par la Mauritanie et le Sahara occidental et à l'Ouest par le Maroc. La zone d'étude qui est située au Nord de l'Algérie s'étend sur environ 800 km de long et 400 km de large (fig.30). Cette zone est couverte par 219 pluviomètres sur les 320 implantés sur le territoire algérien. Sur la figure 30, le cercle montre la couverture radar qui coïncide avec la zone d'étude.

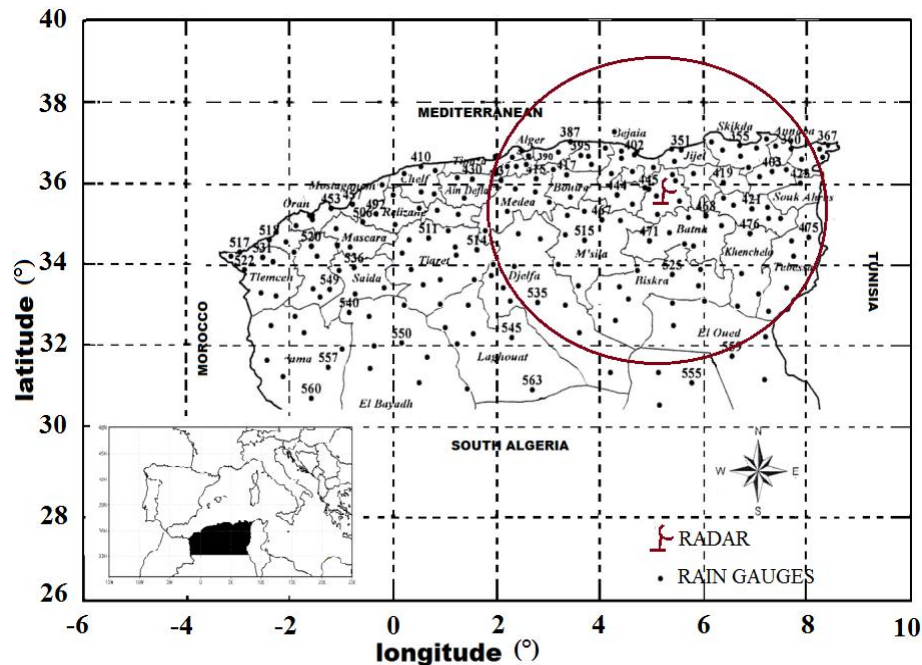


Fig.30. Position du radar météorologique de Sétif et répartition des stations pluviométriques sur la zone d'étude. Le cercle montre la couverture radar d'un rayon de 250 km.

4.2.2. Données utilisées

Nous avons utilisé deux sortes de données à savoir, des données collectées par le satellite MSG et des données enregistrées par les pluviomètres et par le radar de Sétif.

Cette base de données est constituée de données de calibration et de données de validation. Les données de calibration collectées de Novembre 2006 à Mars 2007 sont utilisées pour élaborer notre technique et se composent de 2109 situations de précipitations. Les données de validation sont utilisées pour évaluer notre technique et se composent de 1936 situations de précipitations enregistrées de Novembre 2010 à Mars 2011.

4.2.2.1. Données du satellite MSG

La base de données satellite utilisée dans cette étude est issue du radiomètre SEVIRI du satellite MSG dans les différentes bandes de fréquences. Le radiomètre SEVIRI fournit toutes les 15 minutes 12 images dans les 12 canaux disponibles. Nous avons sélectionné les canaux sensibles aux propriétés optiques et microphysiques des nuages (l'épaisseur optique, la taille des gouttelettes, la phase thermodynamique des nuages) ainsi qu'à la température du sommet des nuages, et ceux situés dans les bandes spectrales d'absorption affectées principalement par la vapeur d'eau. Ces canaux correspondent aux bandes *VIS0.6*, *NIR1.6*, *IR3.9*, *WV6.2*, *WV7.3*, *IR8.7*, *IR10.8* et *IR12.0*. L'image (type Level 1.5) a une taille de 3712×3712 pixels dans chaque canal [Eumetsat 2004]. Cela correspond à une résolution spatiale au centre de l'image d'environ 3 km². Chaque pixel est codé sur 10 bits. Le point sub-satellite est localisé à 3.4° de longitude et 0° de latitude qui correspond au pixel de la position (1856, 1856) sur l'image.

Nous avons stocké les données (Level 1.5), c'est-à-dire les valeurs des 3712×3712 pixels de l'image, ainsi que les coefficients de calibration pour en déduire la radiance à chaque pixel. Pour notre cas, nous avons prédéfini une zone de l'image, elle correspond à notre région d'étude (fig.30).

La valeur d'un pixel aussi appelée « count », est convertie en radiance (exprimée en mWm⁻²sr⁻¹(cm⁻¹)⁻¹) à l'aide d'une relation linéaire donnée par l'équation (4-1) [Eumetsat 2004] :

$$Ra(i, ch) = CN(i, ch) * slope(ch) + offset(ch) \quad (4-1)$$

Où $CN(i, ch)$ (valeurs possibles entre 0 et 1023) est le compte numérique d'un pixel i pour un canal ch . Les $offset(ch)$ et $slope(ch)$ sont des coefficients de calibration exprimés en mWm⁻²sr⁻¹(cm⁻¹)⁻¹ utilisés pour calculer la radiance à chaque pixel d'un canal ch , dont

les valeurs sont données à l'entête de chaque image [Eumetsat 2004]. Cette radiance peut ensuite être convertie en température de brillance dans les canaux infrarouges et en réflectance dans les canaux visibles [Eumetsat 2004]. Pour un pixel donné, la température de brillance Tb (kelvin) dans les canaux infrarouges est calculée à partir de la formule de Planck (équation 4-2) :

$$Tb = \frac{c_2 \cdot v_c}{\left(\log \left(\frac{c_1 \cdot v_c^3}{Ra} + 1 \right) - B \right) \cdot A} \quad (4-2)$$

Où Ra est la radiance du pixel calculée par l'équation (4-1) pour les canaux infrarouges; les c_1 et c_2 sont des constantes qui égalent respectivement à $1.19104 \cdot 10^{-5} mW m^{-1} sr^{-1} (cm^{-1})^{-4}$ et $1.43877 K (cm^{-1})^{-1}$; v_c est le nombre d'onde central du canal d'observation par cm. A et B sont deux paramètres d'ajustement dépendant du canal (voir Table 6).

N° de canal	Canal	v_c	A	B
4	IR3.9	2569.094	0.9959	3.471
5	WV6.2	1598.566	0.9963	2.219
6	WV7.3	1362.142	0.9991	0.485
7	IR8.7	1149.083	0.9996	0.181
8	IR9.7	1034.345	0.9999	0.060
9	IR10.8	930.659	0.9983	0.627
10	IR12.0	839.661	0.9988	0.397
11	IR13.4	752.381	0.9981	0.576

Table.6. Valeurs des constantes v_c , A et B en fonction des canaux infrarouges.

La reflectance Re (%) est calculée pour les canaux ($VIS0.6$, $VIS0.8$, $NIR1.6$, HRV) à partir de l'expression suivante :

$$Re = \frac{\pi \cdot Ra \cdot d^2(t)}{I \cdot \cos(\theta(t, x))} \cdot 100 \quad (4-3)$$

Où Ra est la radiance du pixel calculée par l'équation (4-1), $d(t)$ est la distance terre-soleil à l'instant t (calculée en fonction de la date), I est une constante dépendant du canal

d'observation (voir table 7), et $\theta(t,x)$ est l'angle zénithale solaire (calculé en fonction de la date, temps, latitude et longitude).

N° du Canal	1 (VIS0.6)	2 (VIS0.8)	3 (NIR1.6)	12 (HR0.7)
<i>I</i>	65.2296	73.0127	62.3715	78.8952

Table.7. Valeurs de la constante *I* dépendant du canal

4.2.2.2. Données du radar météorologique

Le radar du Sétif installé près de la ville de Sétif, à 36° 11' N, 5° 25' E et 1 700 m d'altitude, est l'un des sept radars du réseau météorologique algérien. C'est un Radar AWSR 81C en bande C. Sa fréquence opérationnelle est de 5.6 GHz. Le déplacement en azimut est entre 0 à 360 degrés continus et le déplacement en inclinaison de -1° à 90°. Sa polarisation est linéaire et horizontale.

Les images radar utilisées sont collectées à une résolution temporelle de 15 min et une résolution spatiale de 1km² sous un format de 512x512 pixels. Chaque pixel est codé sur quatre bits. Cela correspond à seize classes (fig.31). Les caractéristiques techniques du radar sont données par la table suivante :

	Radar de Sétif
Longueur d'onde (cm)	5.5
Puissance crête (kw)	250
Fréquence de répétition (Hz)	250
La durée de l'impulsion (µs)	4

Table.8. Caractéristiques du radar de Setif

Le paramètre physique représentatif de l'image radar est le facteur de réflectivité noté *Z* exprimé en (mm⁶m⁻³). La conversion du facteur de réflectivité *Z* en intensité de précipitations *R* (mm/h) est obtenue par l'équation (4-4) adaptée à la situation météorologique de notre région.

$$Z = 300.R^{1.5} \quad (4-4)$$

Elle peut être aussi convertie en dBZ par la relation suivante:

$$Z(dBZ) = 10 \log(Z) \quad (4-5)$$

L'acquisition et le prétraitement des images radar sont réalisés à l'aide du système SANAGA (Système d'acquisition Numérique pour l'analyse des Grains Africains). Le SANAGA est un système d'acquisition des données radar développé au laboratoire d'Aérologie de Toulouse [Sauvageot et Despaux 1990] et implanté sur de nombreux radars à travers le monde dont ceux du réseau algérien. Ce dispositif comprend essentiellement un module câblé de numérisation, un micro-ordinateur et un logiciel interactif, travaillant en temps réel.

La figure 31 donne un exemple d'une image enregistrée par le radar de Sétif en réflectivité (en dBZ).

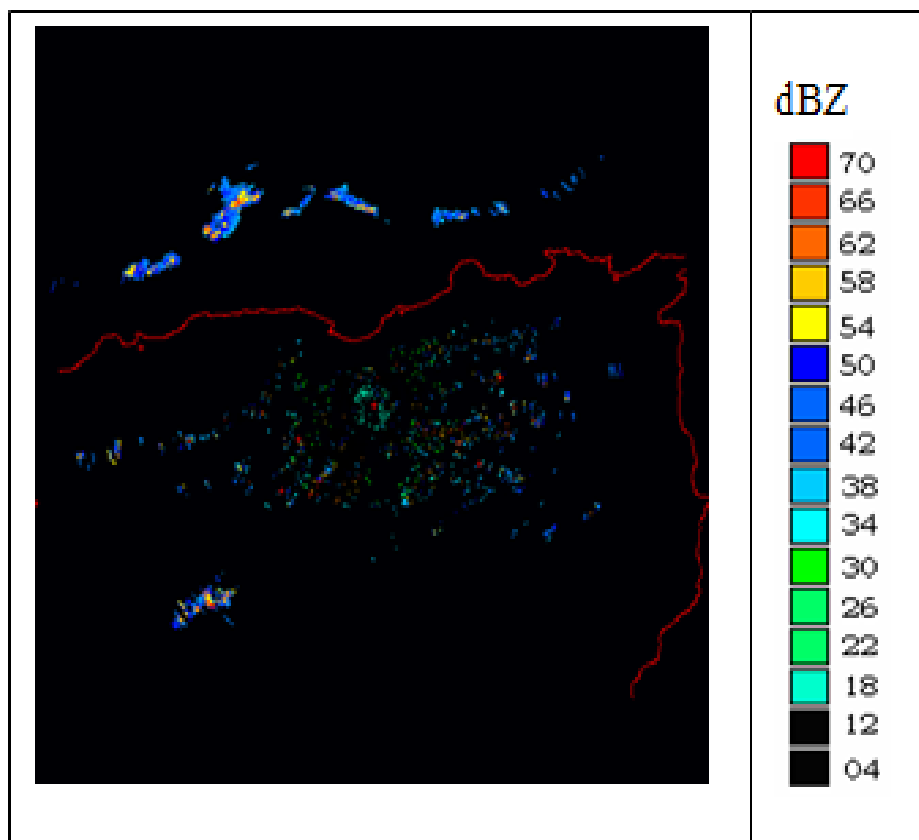


Fig. 31. Image en réflectivité issue du radar de Sétif.

➤ ***Colocalisation des données***

Pour la comparaison spatiale entre les données radar et satellite, les données radar qui ont une résolution spatiale de $1 \times 1 \text{ km}^2$ ont été reprojctées et rééchantillonnées à la résolution spatiale des données de SEVIRI (environ $4 \times 5 \text{ km}^2$ dans la zone d'étude). Cette dernière est supposée constante en raison de la faible surface commune couverte par les capteurs du satellite et du radar. Aussi, en raison du décalage spatial entre ces deux types de données, dû aux erreurs de parallaxe et des erreurs de collocation [Vicente et al. 2002], la comparaison des deux types de données ne peut être réalisée qu'après réajustement. En effet, le décalage de parallaxe est le déplacement apparent d'un nuage observé qui se produit lorsque le radiomètre SEVIRI observe la Terre sous un angle oblique. En zone d'étude, les nuages observés par SEVIRI peuvent subir un décalage de parallaxe jusqu'à 20 km par rapport aux images radar météorologique [Kühnlein et al. 2010]. L'erreur de parallaxe est fonction de la hauteur des nuages (en particulier pour les nuages convectifs). Afin de réduire les différences mentionnées ci-dessus, chaque pixel radar a été comparé aux 5×5 pixels correspondants de SEVIRI pour les nuages hauts et aux 3×3 pixels correspondants de SEVIRI pour les nuages bas pour trouver le maximum de corrélation.

Pour la comparaison temporelle, il existe un décalage temporel entre le radar et le satellite d'environ 3 min. Ce faible décalage ne nécessite pas une synchronisation entre les données radar et les données satellitaires.

4.2.2.3. Données pluviographiques

Les données utilisées sont collectées par 219 stations pluviographiques, réparties sur la zone d'étude. Ces données nous ont été fournies par l'Agence Nationale des Ressources Hydraulique (A.N.R.H.) et l'Office Nationale de Météorologie (O.N.M.). Notons que les données de cumuls des pluies ont été récoltées à un rythme journalier, de manière continue sur plusieurs années et ont fait l'objet d'un contrôle de qualité avant d'être intégrées dans la base de données.

4.3. Méthode d'estimation des précipitations

La technique que nous avons élaborée opère en deux étapes. Dans la première étape, on détecte et on identifie les nuages précipitants tout en discriminant les nuages convectifs des nuages stratiformes. Dans la deuxième étape, on détermine les taux de pluie à assigner à chaque type de nuages.

Pour mettre au point notre méthode, nous avons utilisé comme référence la classification des nuages (convective/stratiforme) donnée par le radar de Setif. En effet, les classes radar entre 18 et 38 dBZ sont considérées comme stratiformes et les classes ayant des réflectivités radar supérieures ou égales à 42 dBZ sont considérées comme convectives.

4.3.1. Identification et discrimination des nuages précipitants

Cette partie permet d'identifier les nuages précipitants et de distinguer entre les nuages convectifs et stratiformes. Pour ce faire, nous utilisons une méthode hybride « MH » combinant la technique basée sur la température des sommets des nuages qui sera appliquée aux événements convectifs, et la technique basée sur les propriétés optiques et microphysiques des nuages et qui sera appliquée aux événements stratiformes.

4.3.1.1. Identification des nuages précipitants de type convectif

Pour identifier ce type de nuages, nous avons utilisé cinq paramètres :

- La température de brillance $TB_{IR10.8}$ fournie par le canal IR10.8, pour avoir des informations sur l'extension verticale des nuages. Cependant, cette température dans l'infrarouge ne permet pas de distinguer entre les cirrus froid non précipitant et les nuages convectifs.
- Les différences de température de brillance $\Delta T_{WV6.2-IR10.8}$ entre le canal WV6.2 et le canal IR10.8 et $\Delta T_{WV7.3-IR12.0}$ entre le canal WV7.3 et le canal IR12.0 pour éliminer les cirrus à sommet froid non précipitant.
- La différence de température de brillance $\Delta T_{IR8.7-IR10.8}$ entre le canal IR8.7 et le canal IR10.8 pour avoir des informations sur la phase des nuages.

- La différence de température de brillance $\Delta T_{IR10.8-IR12.0}$ entre le canal IR10.8 et le canal IR12.0 pour avoir des informations sur l'épaisseur optique des nuages.

Un pixel est considéré convectif s'il satisfait les critères de décision suivants :

- $TB_{IR10.8} \leq THC_{(1)}$ et
- $\Delta TB_{WV6.2-IR10.8} \geq THC_{(2)}$ et
- $\Delta TB_{WV7.3-IR12.1} > 0$ et
- $\Delta TB_{IR8.7-IR10.8} \geq THC_{(3)}$ et
- $\Delta TB_{IR10.8-IR12.1} \leq THC_{(4)}$.

Où $THC_{(1)}$ et $THC_{(4)}$ sont les seuils supérieurs, et $THC_{(2)}$ et $THC_{(3)}$ sont les seuils inférieurs pour notre critère de décision.

➤ Calcul des seuils de décision

Le calcul des seuils de décision à partir des données multispectrales de SEVIRI est effectué en comparant les cinq paramètres définis précédemment avec les données radar au sol, pour les événements de jour et de nuit durant la période de calibration, en appliquant la relation (4-6) :

$$THC_{(k)} = \frac{\sum_{i=1}^N X_i(k)_{pixel=42dBZ}}{N_{pixel=42dBZ}} \quad (4-6)$$

Avec $k=1$ à 4 et $X(1) = TB_{IR10.8}$, $X(2) = \Delta TB_{WV6.2-IR10.8}$, $X(3) = \Delta TB_{IR8.7-IR10.8}$, $X(4) = \Delta TB_{IR10.8-IR12.0}$.

Le seuil $THC_{(k)}$ représente la moyenne des pixels du paramètre $X(k)$ qui coïncident avec les pixels sur les images radar ayant un niveau de réflectivité 42dBZ. $N = N_{pixel=42dBZ}$ représente le nombre total de pixels de réflectivité 42dBZ durant la période de calibration (en regroupement spatio-temporel).

Notons que tous les pixels qui n'ont pas été identifiés comme convectifs par le premier test, subiront un deuxième test pour décider de leurs affectations (stratiforme ou non

précipitant). Le traitement est basé sur les propriétés optiques et microphysiques des nuages et sera présenté ci-après.

4.3.1.2. identification des nuages précipitants de types stratiformes

a. Identification des nuages précipitants durant le jour

Pour identifier les nuages du type stratiforme durant le jour, quatre paramètres spectraux sont utilisés :

- La réflectance $R_{VIS0.6}$ du canal VIS0.6 pour avoir des informations sur le rayon effectif des particules des nuages
- La réflectance $R_{NIR1.6}$ du canal proche-infrarouge NIR1.6 pour avoir des informations sur l'épaisseur optique des nuages.
- La température de brillance $TB_{IR10.8}$ du canal IR10.8
- La différence de température de brillance $\Delta TB_{IR8.7-IR10.8}$ entre le canal IR8.7 et le canal IR10.8 pour avoir des informations sur les différentes phases des nuages.

Notons que pour éviter des erreurs dues au faible rayonnement solaire, nous avons utilisé ces paramètres uniquement lorsque l'angle zénithal du soleil est compris entre 0° et 70° par rapport à la région d'étude.

Un pixel est considéré de type stratiforme s'il satisfait les critères de décision suivants :

- $R_{VIS0.6} \geq THSD_{(1)}$ et
- $R_{NIR1.6} \leq THSD_{(2)}$ et
- $TB_{IR10.8} \leq THSD_{(3)}$ et
- $\Delta TB_{IR8.7-IR10.8} \geq THSD_{(4)}$.

Où $THSD_{(2)}$ et $THSD_{(3)}$ sont les seuils supérieurs, et $THSD_{(1)}$ et $THSD_{(4)}$ sont les seuils inférieurs.

➤ *Calcul des différents seuils pour les paramètres du jour*

Comme pour les nuages convectifs, le calcul de seuils de décision à partir des données multispectrales de SEVIRI est effectué en comparant les quatre paramètres définis précédemment avec les données radar au sol, pour les événements de jour durant la période de calibration, en appliquant la relation (4-7) :

$$THSD_{(k)} = \frac{\sum_{i=1}^N X_i(k)_{pixel = 18dBZ}}{N_{pixel = 18dBZ}} \quad (4-7)$$

Avec $k=1$ à 4 et $X(1) = R_{VIS0.6}$, $X(2) = R_{NIR1.6}$, $X(3) = TB_{IR10.8}$, $X(4) = \Delta TB_{IR8.7-IR10.8}$

Le seuil $THSD_{(k)}$ représente la moyenne des pixels du paramètre $X(k)$ qui coïncident avec les pixels sur les images radar ayant un niveau de réflectivité 18dBZ. $N = N_{pixel=18dBZ}$ représente le nombre total de pixels de réflectivité 18dBZ durant la période de calibration (en regroupement spatio-temporel).

b. Identification des nuages précipitants durant la nuit

Pour identifier les nuages précipitants durant la nuit, nous avons utilisé quatre paramètres :

- La différence de température de brillance $\Delta TB_{IR3.9-IR10.8}$ entre le canal IR3.9 et le canal IR10.8, pour extraire des informations sur les rayons effectifs des nuages.
- La différence de température de brillance $\Delta TB_{IR10.8-IR12.0}$ entre le canal IR10.8 et le canal IR12.0 pour extraire des informations sur l'épaisseur optique des nuages.
- La température de brillance $TB_{IR10.8}$ du canal IR10.8 et la différence de température de brillance $\Delta TB_{IR8.7-IR10.8}$ entre le canal IR8.7 et le canal IR10.8 pour avoir les informations sur les différentes phases des nuages.

Un pixel de type stratiforme est identifié selon les critères de décision suivants:

- $TB_{IR10.8} \leq THSN_{(1)}$ et
- $\Delta TB_{IR3.9-IR10.8} \leq THSN_{(2)}$ et
- $\Delta TB_{IR3.9-IR10.8} \geq THSN_{(3)}$ et
- $\Delta TB_{IR8.7-IR10.8} \geq THSN_{(4)}$ et
- $\Delta TB_{IR10.8-IR12.1} \leq THSN_{(5)}$.

Où $THSN_{(1)}$, $THSN_{(2)}$ et $THSN_{(5)}$ sont les seuils supérieurs et, $THSN_{(3)}$ et $THSN_{(4)}$ sont les seuils inférieurs.

➤ *Calcul des différents seuils pour les paramètres de nuit*

Le calcul de seuils de décision à partir des données multispectrales de SEVIRI est effectué en comparant les quatre paramètres définis précédemment avec les données radar au sol pour les événements de nuit durant la période de calibration. Les seuils $THSN_{(1)}$, $THSN_{(4)}$ et $THSN_{(5)}$ sont calculés par l'équation (4-8):

$$THSN_{(k)} = \frac{\sum_{i=1}^N X_i(k)_{pixel = 18dBZ}}{N_{pixel = 18dBZ}} \quad (4-8)$$

Avec $k=1, 4$ ou 5 et $X(1) = TB_{IR10.8}$, $X(4) = \Delta TB_{IR8.7-IR10.8}$, $X(5) = \Delta TB_{IR10.8-IR12.0}$

Le seuil $THSN_{(k)}$ représente la moyenne des pixels du paramètre $X(k)$ qui coïncident avec les pixels sur les images radar ayant un niveau de réflectivité 18dBZ. $N = N_{pixel=18dBZ}$ représente le nombre total de pixels de réflectivité 18dBZ durant la période de calibration (en regroupement spatio-temporel).

Pour calculer les seuils $THSN_{(2)}$ et $THSN_{(3)}$, nous procédons comme suit :

Nous calculons $M\Delta TB$ qui représente la moyenne des pixels du SEVIRI du paramètre $\Delta TB_{IR3.9-IR10.8}$ coïncidant avec les pixels qui sont précipitants sur les images radar ayant une réflectivité supérieure ou égale à 18dBZ. Elle est calculée en utilisant l'équation (4-9) :

$$M\Delta TB = \frac{\sum_{i=1}^N \Delta TB_i_{pixel \geq 18dBZ}}{N_{pixel \geq 18dBZ}} \quad (4-9)$$

Où $N=N_{pixel \geq 18dBZ}$ est le nombre de tous les pixels sur les images radar ayant des réflectivités supérieures ou égales à 18dBZ durant la période de calibration.

Les valeurs des seuils $THSN_{(3)}$ et $THSN_{(2)}$ sont calculées respectivement en utilisant les deux équations suivantes:

$$THSN_{(3)} = \frac{\sum_{i=1}^{N1} (\Delta TB_{i_{pixel \geq 18dBZ}} < M\Delta TB)}{N1} \quad (4-10)$$

$N1$ est le nombre de pixels ayant des réflectivités supérieures à 18dBZ et leurs coïncidants $\Delta TB_{IR3.9-IR10.8}$ sur SEVIRI est inférieurs à la moyenne $M\Delta TB$.

$$THSN_{(2)} = \frac{\sum_{i=1}^{N2} (\Delta TB_{i_{pixel \geq 18dBZ}} > M\Delta TB)}{N2} \quad (4-11)$$

$N2$ est le nombre de pixels ayant des réflectivités supérieures à 18dBZ et leurs coïncidants $\Delta TB_{IR3.9-IR10.8}$ sur SEVIRI est supérieurs à la moyenne $M\Delta TB$.

L'étape d'identification et de discrimination des nuages pour une situation ponctuelle donnée peut être résumée par l'organigramme de la figure 32.

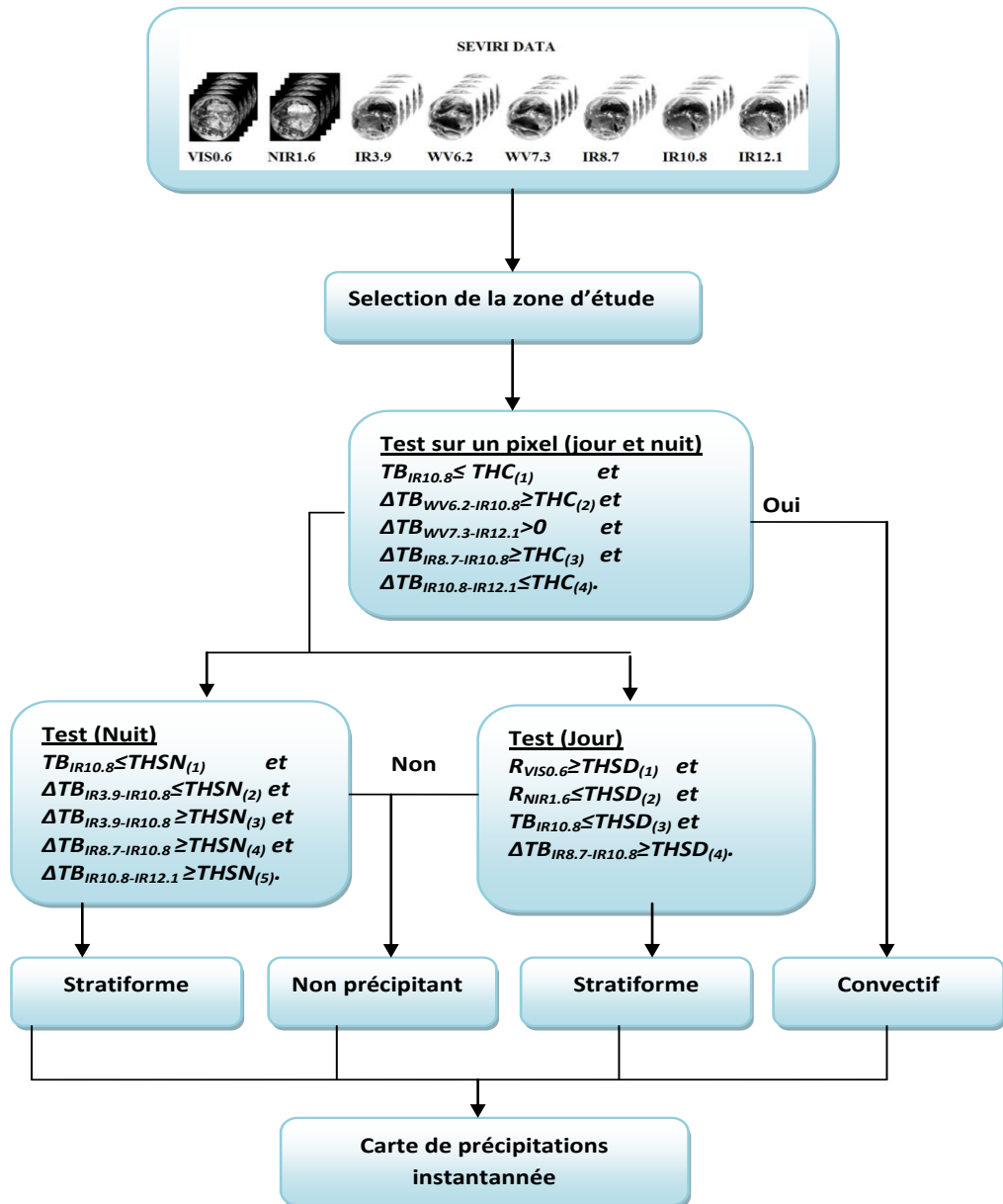


Fig.32. Organigramme d'identification et de discrimination des nuages précipitants

4.3.1.3. Résultats obtenus et évaluation

a. Cas d'une seule situation pluviométrique

Nous avons appliqué notre méthode à une situation de précipitation instantanée de 04 Février 2011 (11:45 UTC) pour classifier les nuages convectifs et stratiformes. Pour évaluer notre méthode, nous avons comparé le nombre de pixels convectifs et stratiformes identifiés par notre technique (6622 pixels) à celui observé par le radar pour cette même

situation (7564 pixels) ce qui représente un taux de bonne classification de 87%. Nous avons aussi comparé notre résultat à celui obtenu pour la même situation par la technique ECST (Enhanced Convective and Stratiform Technique). Cette dernière qui est une méthode de référence donne un taux de bonne classification de 72% (5446 pixels) par rapport à l'observation radar. Ceci montre que notre méthode est performante avec des taux d'identification très satisfaisant. L'ensemble de ces résultats de classification sont donnés dans la figure 33. La figure 33a montre l'image à classifier du SEVIRI dans le canal IR10.8, la figure 33b montre les régions classifiées par le Radar et la méthode MH, et la figure 33c montre les régions identifiées par le Radar et l'ECST.

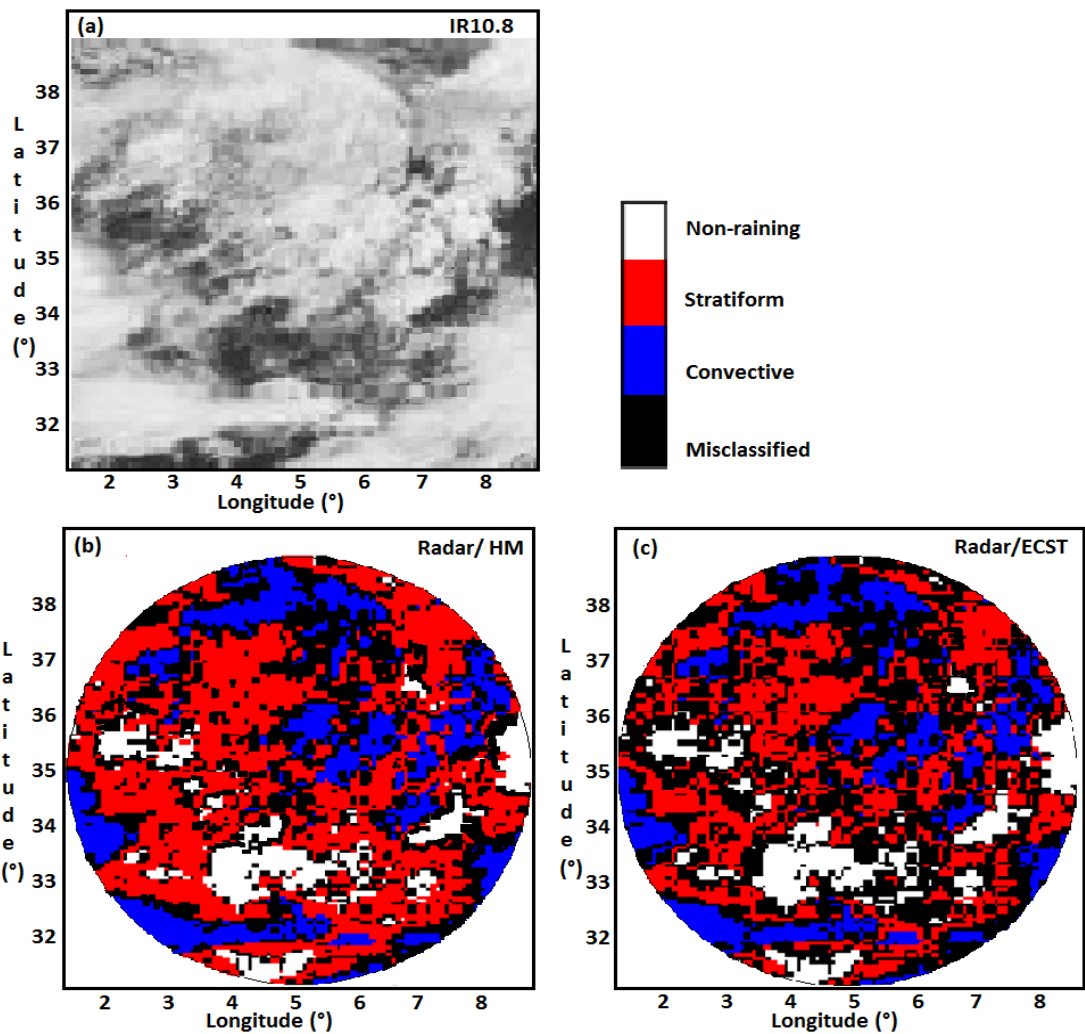


Fig.33. identification des zones de pluie pour la scène de 04 Février 2011 (11:45 UTC). (a) IR10.8 image; (b) zones de pluie observées par radar et identifiées par MH ; (c) zones de pluie observées par radar et identifiées par ECST.

b. Application aux situations pluviométriques observées entre le 1^{er} Novembre 2010 et le 31 mars 2011.

Durant la période allant du 1^{er} novembre 2010 au 31 mars 2011, 1936 situations pluviométriques ont été observées par le radar de Sétif qui a dénombré 1 824 550 pixels convectifs et 6 197 956 pixels stratiformes. Notre technique a été appliquée à ces 1936 situations. Les paramètres statistiques permettant d'évaluer la méthode sont déterminés en comparant la classification de la méthode MH aux observations radar. Les différentes comparaisons peuvent être résumées dans la table 9, dans laquelle les paramètres a_i , b_i et c_i sont des valeurs de la table de contingence.

		Pixels identifiés par la méthode MH (res. ECST)			
		Convective	Stratiforme	Non précipitant	Total
Pixels observés par radar	Convective	a_1	b_1	c_1	T_1
	Stratiforme	a_2	b_2	c_2	T_2
	Non précipitant	a_3	b_3	c_3	T_3
	Total	T_a	T_b	T_c	T

Table.9. Table de contingence pour la discrimination de pluie convective/stratiforme

Ces paramètres statistiques sont calculés comme suit :

- La probabilité de détection POD indique les pixels qui ont été correctement identifiés par la méthode. Elle est calculée par l'équation (4-12) et l'équation (4-13) respectivement pour les pixels convectifs et les pixels stratiformes.

$$POD_C = \frac{a_1}{T_1} \quad (4-12)$$

$$POD_S = \frac{b_2}{T_2} \quad (4-13)$$

La valeur optimale du POD est égale à 1.

- La probabilité de fausse détection (POFD) indique la fraction des pixels incorrectement identifiés par la méthode. Elle est calculée respectivement pour les pixels convectifs et les pixels stratiformes par les équations (4-14) et (4-15) :

$$POFD_C = \frac{a_2 + a_3}{T_2 + T_3} \quad (4-14)$$

$$POFD_S = \frac{b_1 + b_3}{T_1 + T_3} \quad (4-15)$$

La valeur optimale du POFD est égale à 0.

- Le ratio de fausses alarmes FAR des pixels qui sont mal classifiés est donné respectivement pour les pixels convectifs et pour les pixels stratiformes par :

$$FAR_C = \frac{a_2 + a_3}{T_a} \quad (4-16)$$

$$FAR_S = \frac{b_1 + b_3}{T_b} \quad (4-17)$$

La valeur optimale du FAR est égale à 0.

- Le Biais décrit le rapport entre le nombre de pixels qui ont été détectés comme convectifs (res. stratiformes) par le satellite et le radar. Il permet de mesurer la surestimation ou la sous-estimation de la méthode. Un Biais supérieur à 1 indique une surestimation, alors qu'un biais inférieur à 1 indique une sous-estimation. Il est donné respectivement pour les pixels convectifs et les pixels stratiformes par les équations (4-18) et (4-19).

$$Bias_C = \frac{T_a}{T_1} \quad (4-18)$$

$$Bias_S = \frac{T_b}{T_2} \quad (4-19)$$

La valeur optimale du Biais est égale à 1.

- L'indice de réussite CSI (Critical Success Index) indique le rapport entre les pixels qui ont été correctement identifiés comme précipitants (convectif et stratiforme), et les pixels correctement identifiés précipitants et non correctement identifiés (précipitants et non précipitants).

$$CSI = \frac{a_1 + b_2}{T_a + T_b + c_1 + c_2} \quad (4-20)$$

La valeur optimale du CSI est égale à 1.

- Le pourcentage de détection correcte PC, indique le rapport entre le nombre de pixels qui sont correctement identifiés (précipitants et non précipitants) et le nombre total de pixels. Il est calculé par l'équation (4-21).

$$PC = \frac{a_1 + b_2 + c_3}{T} \quad (4-21)$$

La valeur optimale du PC est égale à 1.

Ainsi, pour évaluer les performances de notre technique, nous avons calculé les paramètres statistiques définis par les équations (4-12) à (4-21) à partir des classifications obtenues en appliquant notre méthode « MH » et la méthode « ECST ». Les résultats obtenus sont donnés dans la table 10.

	Convectifs (1 824 550 pixels)				Stratiformes (6 197 956 pixels)				Total (8 022 506 pixels)	
	POD (%)	POFD (%)	FAR (%)	Biais	POD (%)	POFD (%)	FAR (%)	Biais	CSI (%)	PC (%)
ECST	63	3	46	1.17	57	4	31	0.83	53	92
MH	68	2	38	1.10	76	3	25	0.98	66	94
valeurs Optimales	100	0	0	1	100	0	0	1	100	100

Table.10. Résultats d'évaluation de la méthode

L'analyse de cette table montre que pour les nuages convectifs, les deux techniques utilisées conduisent à des résultats assez proches. En effet, avec un taux de reconnaissance

(POD) de 68%, un pourcentage d'erreur en terme de fausse détection (POFD) et de fausse alarme (FAR) de 2% et de 38% respectivement, la méthode MH est légèrement plus performante que la méthode ECST qui donne une valeur de POD de 63% et des valeurs de POFD et FAR de 3% et 46% respectivement. Notons que cette amélioration est due à l'incorporation des informations sur l'épaisseur optique et la phase thermodynamique des nuages apportées par les paramètres spectraux $\Delta TB_{IR10.8-IR12.0}$ et $\Delta TB_{IR8.7-IR10.8}$. Le paramètre Biais dont la valeur est supérieure à 1 indique que les deux techniques surestiment les pixels convectifs.

Pour les nuages stratiformes, les résultats obtenus montrent que la méthode MH avec un taux de reconnaissance (POD) de 76% est beaucoup plus performante que la méthode ECST (POD=57%). De plus la technique MH donne de plus faibles pourcentages d'erreur en termes de fausse détection (3% pour MH et 4% pour ECST) et de fausses alarmes (25% pour MH et 31% pour ECST). La valeur du paramètre Biais pour les nuages stratiformes qui est de 0.98 pour la MH indique une très légère sous-estimation des pixels stratiformes alors qu'avec la méthode ECST cette sous estimation est relativement importante avec un Biais de 0.83.

Remarquons que pour les deux types de nuages, les valeurs de POFD sont très faible en raison du nombre élevé de scènes non précipitantes qui sont correctement identifiées par les deux méthodes. De plus, pour l'ensemble des situations (précipitantes et non précipitantes), on constate que le pourcentage de tous les pixels correctement identifiés (PC) est très élevé (92% pour ECST et 94% pour MH). Ces valeurs sont dues aux nombre élevé de situations non précipitantes.

Pour l'indice de réussite « CSI » qui dépend des scènes précipitantes, on constate que la méthode MH avec un CSI de 66% est plus performante que la technique ECST (CSI: 53%).

Tous ces résultats montrent une bonne performance de notre méthode dans l'identification des nuages. La combinaison conjointe des informations sur la température des sommets de nuages et les propriétés optiques et microphysiques extraites à partir des différents canaux du SEVIRI a permis de mieux identifier les nuages précipitants dans les deux systèmes (convectif, stratiforme). En revanche, pour les événements classifiés par la technique ECST, les résultats montrent une mauvaise discrimination entre les nuages convectifs et nuages stratiformes dans les latitudes moyennes.

4.3.2. Calcul des taux de précipitation

Pour estimer les précipitations, on affecte des taux de pluie à chaque type de nuage. Pour ce faire, nous avons déterminé trois taux de pluie à attribuer à chaque type de précipitations (convectives, stratiformes). Deux taux sont déterminés à partir des données radar météorologique. Il s'agit de la moyenne (RMN) et de la médiane (RMD) des mesures radar, et un autre taux RGCC (rain gauge calibration coefficient) est obtenu par calibrage avec les données collectées par les pluviographes.

4.3.2.1. Calcul des taux de pluie en utilisant les données radar

Deux types de taux seront considérés, à savoir le taux moyen (RMN) et le taux médian (RMD) des mesures radar. Les taux moyen et médian sont calculés en fonction du type de précipitation. Pour les précipitations convectives, les taux RMN_{conv} et RMD_{conv} sont donnés respectivement par la moyenne et la médiane des mesures radar instantanées supérieures ou égales à 42dBZ obtenues au cours de la période d'étalonnage. Pour les précipitations stratiformes, les taux RMN_{stra} et RMD_{stra} sont donnés respectivement par la moyenne et la médiane des mesures radar instantanées entre 18dBZ et 38dBZ enregistrées au cours de la période d'étalonnage.

4.3.2.2. Calcul du taux de pluies en utilisant les données de pluviographes

Pour déterminer les taux de pluie à assigner à chaque type de nuages, nous utilisons les cumuls de précipitation $R(mm)$ fournis par les 219 pluviographes et les occurrences des nuages précipitants dans les systèmes convectifs f_{conv} et dans les systèmes stratiformes f_{stra} identifiés par notre méthode «MH». Le taux de pluie à affecter aux nuages convectifs ($RGCC_{conv}$) et le taux de pluie à affecter aux nuages stratiformes ($RGCC_{stra}$) sont obtenus par calibrage (rain gauge calibration coefficient RGCC) en utilisant la régression linéaire multiple (voir annexe B). Dans notre cas, la relation entre ces occurrences au niveau d'un pixel et le cumul de pluie fourni par le pluviographe correspondant est donnée par la relation (4-22).

$$R(mm) = RGCC_{conv} \cdot f_{conv} + RGCC_{stra} \cdot f_{stra} + C \quad (4-22)$$

Avec C est une constante d'ajustement, $C=0$ si $f_{conv}=0$ et $f_{stra}=0$.

Notons que chaque pluviomètre a été collocalisé avec un pixel de l'image de SEVIRI par comparaison des coordonnées géographiques des pluviographes avec les coordonnées des pixels satellite. Cependant, les erreurs de parallaxe et de décalage spatial doivent également être prises en compte lors de la collocation. En effet, le décalage spatial peut survenir du fait que le signal satellite du sommet du nuage ne coïncide pas nécessairement avec la mesure de la pluie au sol [Kühnlein et al. 2010]. En fait, la pluie générée à l'intérieur d'un pixel peut être décalée horizontalement par le vent et tombe au sol aux pixels adjacents. Pour minimiser ces effets, les informations d'un pixel de SEVIRI ont été remplacées par la valeur moyenne de 5×5 pixels pour les nuages hauts et par la valeur moyenne de 3×3 pixels pour les nuages bas, centrée sur le pixel correspondant au pluviographe.

4.3.2.3. Estimation des précipitations sur le site d'étude

Nous allons utiliser les taux (RMN et RMD) déterminés précédemment dans la section (4.3.2.1) et l'occurrence de nuages précipitants identifiés par MH dans les systèmes convectifs et stratiformes pour estimer le cumul de précipitations en utilisant l'équation suivante :

$$R(mm) = Taux_{conv} \cdot f_{conv} + Taux_{stra} \cdot f_{stra} \quad (4-23)$$

Avec $Taux$ = RMN ou RMD qui représente respectivement selon le type de nuages les taux moyen ou médian pour les données radar.

Les cumuls de précipitations ont été aussi estimés en appliquant la relation (4-22) en utilisant les taux RGCC déterminés dans la section (4.3.2.2).

Ces estimations ont été réalisées sur le site d'étude durant toute la période allant de Novembre 2010 à Mars 2011 et à des intervalles de temps mensuels (Novembre, Décembre, Janvier, Février et Mars). Les résultats de ces estimations et les mesures des 219 pluviographes correspondants sont présentés dans la figure 34.

Pour évaluer les résultats de l'estimation par notre méthode, nous avons déterminé le coefficient de corrélation (r), la racine carrée de la moyenne des différences entre les valeurs estimées et les valeurs mesurées (Root Mean Square Difference : RMSD), le Biais et la moyenne des différences absolues entre les valeurs estimées et les valeurs mesurées (Mean Absolute Difference : MAD) (équations (4-24) à (4-26) respectivement).

$$Biais = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (E_i - V_i) \quad (4-24)$$

$$MAD = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |E_i - V_i| \quad (4-25)$$

$$RMSD = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (E_i - V_i)^2} \quad (4-26)$$

Où E_i est la valeur estimée et V_i est la valeur de validation au pluviographe i .

Ces paramètres sont les plus utilisés pour la quantification des erreurs et l'évaluation des techniques d'estimations [Ebert 2007].

Cette évaluation nous permettra de déterminer le meilleur taux à utiliser pour généraliser notre technique.

Les valeurs de ces paramètres pour les différents taux (RMN, RMD et RGCC), pour chaque mois de la période d'étude ainsi que pour la durée totale considérée (cinq mois) sont donnés en table 11.

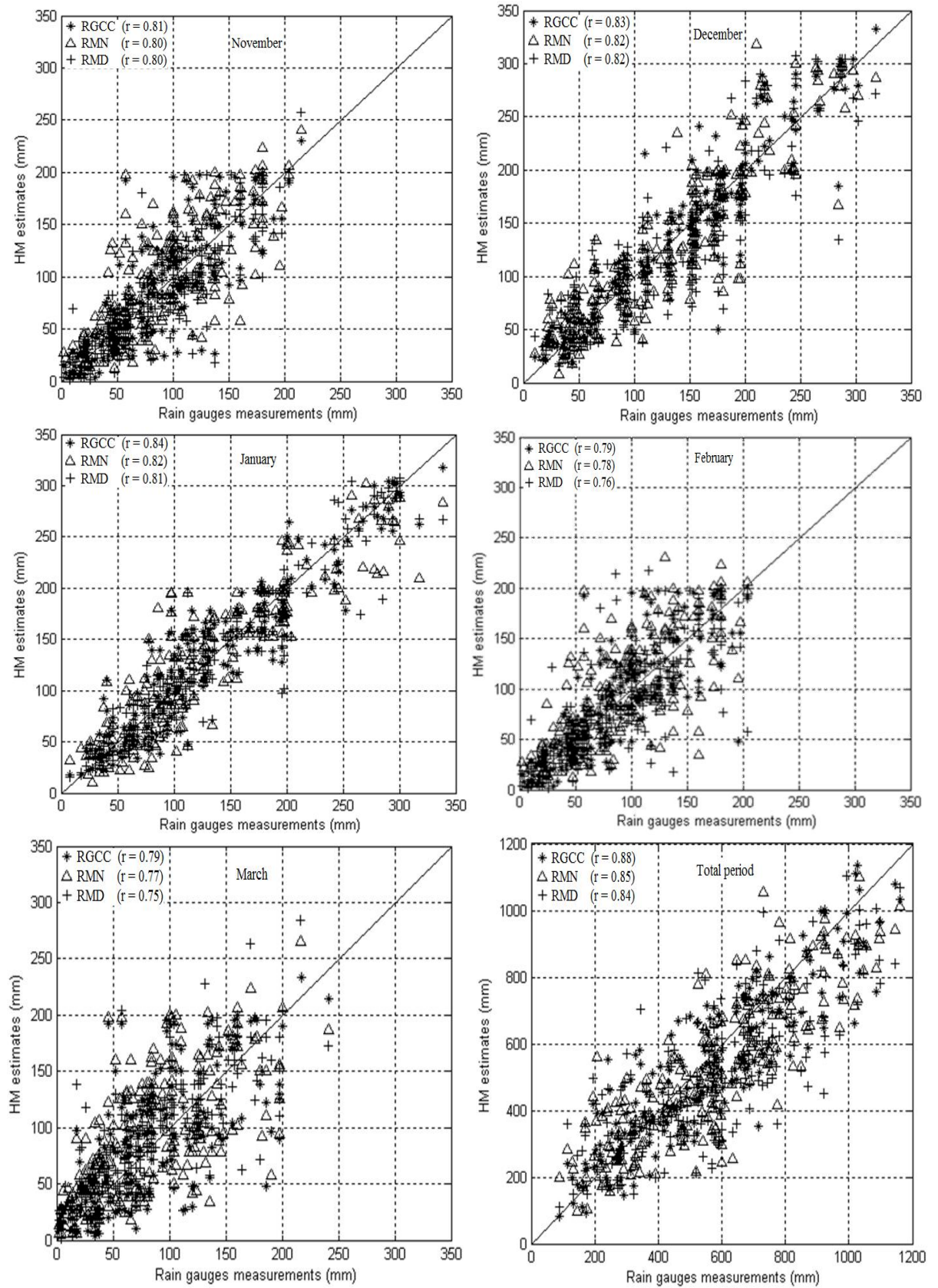


Fig. 34. Comparaison des estimations MH aux mesures pluviométriques.

	<i>Moyenne (mm)</i>	<i>Moyenne (mm) MH</i>			<i>RMSD (mm)</i>			<i>Biais (mm)</i>			<i>MAD (mm)</i>		
	<i>Pluviographes</i>	<i>RMN</i>	<i>RMD</i>	<i>RGCC</i>	<i>RMN</i>	<i>RMD</i>	<i>RGCC</i>	<i>RMN</i>	<i>RMD</i>	<i>RGCC</i>	<i>RMN</i>	<i>RMD</i>	<i>RGCC</i>
Nov.	105	119	120	118	39.0	40.1	32.4	13.9	14.6	12.6	22.0	24.6	20.3
Dec.	151	142	139	144	35.2	36.6	28.8	-8.8	-12.0	-7.5	18.1	19.6	14.8
Jan.	154	148	144	148	35.1	37.9	30.5	-6.4	-10.1	-5.7	17.3	19.9	15.9
Fev.	109	123	126	123	38.8	42.3	35.1	14.2	16.6	13.6	25.4	27.2	24.3
Mar.	93	110	114	108	40.9	43.0	37.9	17.0	20.6	14.8	28.8	30.1	26.7
Période total	612	642	642	641	136.7	152.2	119.3	29.9	29.7	27.8	79.7	88.6	75.2

Table.11. Erreurs des estimations

4.3.2.4. Analyse des résultats

L'analyse de la figure 34 montre que la dispersion des points autour de la droite de régression pour les mois de Novembre, Février et Mars est plus importante que pour les mois de Décembre et de Janvier. Ceci est confirmé par les valeurs des coefficients de corrélation que nous avons obtenus. En effet, les meilleurs taux de corrélation ont été obtenus pour les mois de Janvier et de Décembre et ce quelque soit le taux de pluie utilisé. Les résultats montrent aussi que l'utilisation du taux de pluie RGCC dans l'estimation des précipitations donne les meilleures corrélations.

Notons aussi que les estimations du cumul de pluie pour toute la période d'étude sont bien corrélées avec les données de validation. Ceci en raison de la corrélation relativement bonne constatées pour tous les mois (r variant de 0,75 à 0,84).

De façon générale nous constatons à travers nos résultats que les valeurs des coefficients de corrélation obtenues par notre méthode MH (0,75 à 0,84), sont de loin meilleurs que celles obtenues par les méthodes d'estimation usuelles (0,46 à 0,60) [Jobard et al. 2011].

L'analyse de la table 11 montre que les erreurs d'estimations RMSD et MAD obtenues pour les mois de Décembre et de Janvier sont plus faibles que celles des mois de Novembre, Février et Mars. Ce résultat montre que la méthode que nous avons élaborée est plus performante lorsque les précipitations sont issues des systèmes stratiformes.

Les meilleures estimations à l'échelle mensuelle sont obtenues en utilisant le taux de pluie RGCC. Pour la période totale, ces estimations sont presque identiques pour tous les taux de pluie.

Les différentes valeurs du Biais indiquent une sous-estimation des précipitations durant les mois de Janvier et de Décembre et leur surestimation durant les mois de Novembre, Février, Mars. Cela s'explique par la présence d'un nombre important de nuages stratiformes en Janvier et Décembre contrairement aux mois de Novembre, Février et Mars où les nuages convectifs sont présents en plus grand nombre. Pour la période totale d'étude on constate une légère sous estimation due à l'effet de compensation entre les deux périodes précédentes.

CONCLUSION

L'estimation des précipitations revêt un caractère important pour la gestion des ressources en eau d'un pays. Dans cette optique, nous avons développé une méthode hybride combinant une technique basée sur la température des sommets des nuages et une autre basée sur les propriétés optiques et microphysiques des nuages. Notre technique a permis une estimation fiable des précipitations sur le nord de l'Algérie et ce grâce à la prise en compte à la fois des nuages convectifs et des nuages stratiformes. En effet, les techniques existantes ne prennent pas en considération ces deux différents types de nuages ce qui conduit à des résultats souvent très mitigés. De plus, notre méthode peut être utilisée de jour comme de nuit. En effet, en l'absence des données des canaux visibles, nous avons pu utiliser des paramètres infrarouges pour déterminer les propriétés microphysiques et optiques des nuages.

L'utilisation du satellite MSG de part sa fréquence d'acquisition, son nombre de canaux et sa haute résolution spatiale a aussi contribué à l'amélioration de nos résultats. En effet, l'incorporation des informations multispectrales sur les propriétés optiques et microphysiques des nuages, a permis d'améliorer l'identification des nuages précipitants et la discrimination entre les précipitations convectives et les précipitations stratiformes.

Les résultats d'identification par la méthode MH ont été comparés avec les données radar en coïncidence spatio-temporelle. Nous avons ainsi pu vérifier que notre technique est plus performante que celles basées uniquement sur l'infrarouge.

Une comparaison des estimations de précipitations avec les cumuls de pluies enregistrés au niveau des pluviographes a été également réalisée. Les résultats obtenus montrent clairement que l'estimation des précipitations à partir des données MSG/SEVIRI par la

méthode que nous avons élaborée est de loin meilleure que celle obtenue par les méthodes d'estimation usuelles.

L'utilisation simultanément de plusieurs capteurs actifs et/ou passifs dans l'estimation des précipitations peut être envisagée. Il serait intéressant de combiner l'information provenant des satellites géostationnaires météorologiques dans les canaux infrarouge thermique et/ou visible, et les données de précipitation fournies par le radar de précipitation (PR) du satellite TRMM, afin d'améliorer l'estimation des précipitations.

ANNEXE A

LE RAYONNEMENT ELECTROMAGNETIQUE

A.1. Le rayonnement électromagnétique

Le rayonnement électromagnétique 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. Le rayonnement électromagnétique est caractérisé par une longueur d'onde λ , une amplitude, une polarisation et une direction de propagation de l'onde.

La représentation de la distribution du rayonnement électromagnétique selon les longueurs d'onde λ , le spectre électromagnétique, est montrée dans la figure A.1. A chaque longueur d'onde est associée une fréquence $\nu = c / \lambda$, où c est la vitesse de propagation de l'onde (dans le vide, $c = 3 \times 10^8 \text{ m.s}^{-1}$). Des noms particuliers sont associés à certains domaines de longueurs d'onde dans le spectre électromagnétique, et nous avons signalé sur la figure A.1 ceux particulièrement utilisés pour l'estimation des paramètres atmosphériques.

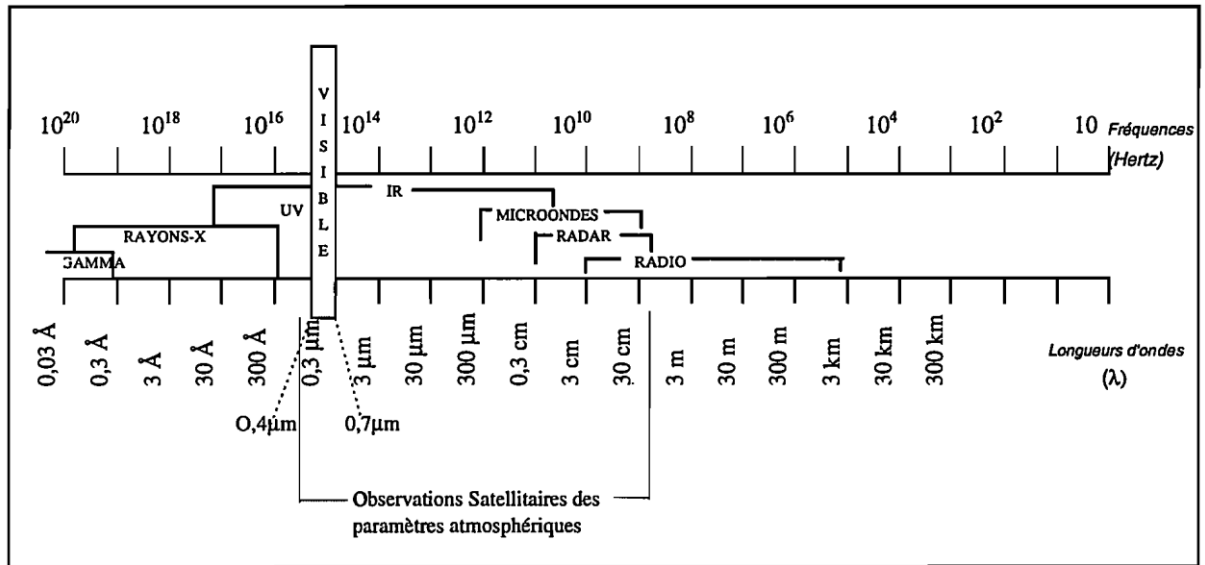
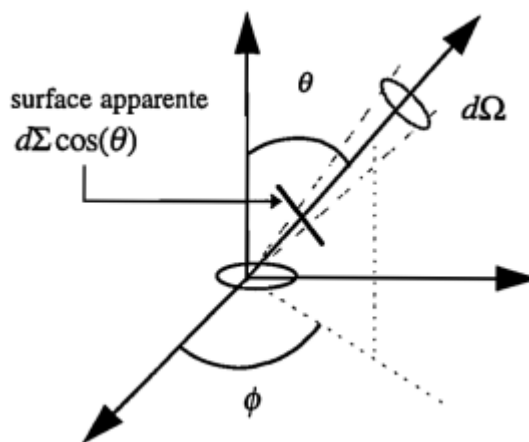


Fig.A.1. Le Spectre Electromagnétique

A.1.1. L'émission thermique

Tout corps dont la température diffère de 0°C émet de l'énergie électromagnétique. Théoriquement, un corps est dit noir lorsqu'il est en équilibre thermodynamique avec son propre rayonnement. Autrement dit, le corps noir est un corps parfaitement absorbant et parfaitement émissif dans toutes les directions (lambertien). Pour une longueur d'onde donnée, l'énergie émise par un corps noir dépend seulement de la température.

Ce que l'on mesure dans les capteurs est en réalité la luminance (ou radiance) d'un corps, c'est-à-dire, la puissance émise (W) par unité d'angle solide et par unité de surface apparente:



$$L(\lambda, T) = \frac{dW}{d \Sigma \cos(\theta) d\Omega} \quad (\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}) \quad (\text{A-1})$$

Un corps noir étant lambertien, la luminance de ce corps à la longueur d'onde λ , peut être exprimée par la loi de Planck:

$$L_0(\lambda, T) = \frac{2hc^2}{\lambda^3 \left[\exp\left(\frac{hc}{\lambda kT}\right) - 1 \right]} \quad (\text{A-2})$$

h : constante de Planck ($6,626 \cdot 10^{-34}$ J.s)

c : vitesse de la lumière ($3 \cdot 10^8$ m.s⁻¹)

k : constante de Boltzmann ($1,38 \cdot 10^{-23}$ J.K⁻¹)

λ : longueur d'onde en mètre

T : température en Kelvin (K)

Dans la réalité, les corps naturels sont associés à des corps *gris*, c'est-à-dire, à des corps dont l'émission est inférieure à celle des corps noirs. Cette différence d'émission est prise en compte par l'introduction d'un coefficient $\varepsilon_\lambda(\theta, \varphi, T)$ qui est l'émissivité directionnelle dans la direction (θ, φ) à la température T et à la longueur d'onde λ . La luminance d'un corps gris s'écrira donc:

$$L(\lambda, T) = \varepsilon_\lambda(\theta, \varphi, T) L_0(\lambda, T) \quad (\text{A-3})$$

Où $L_0(\lambda, T)$ est la luminance du corps noir à la même longueur d'onde λ et à la température T .

A.1.2. Interaction rayonnement-matière

Lorsqu'un corps *gris* interagit avec un rayonnement incident, une partie de l'énergie W_λ fournie à ce corps sera absorbée (α_λ), une partie sera réfléchie (ρ_λ) et une autre sera transmise (τ_λ). La conservation de l'énergie implique que pour un système en équilibre thermodynamique:

$$\tau_\lambda + \rho_\lambda + \alpha_\lambda = W_\lambda \quad (\text{A-4})$$

Dans le phénomène de diffusion, l'énergie absorbée par le corps gris est réémise dans toutes les directions sans changement de longueur d'onde. Si le rayon du corps diffuseur r est beaucoup plus petit que λ on dit qu'il y a une diffusion de Rayleigh ; si $r=\lambda$, la diffusion de Mie est dominante. Pour des valeurs de $r \gg \lambda$, il y a une diffusion "non-sélective".

L'émission du système Terre-Atmosphère dans le domaine du visible est très faible. Dans cette partie du spectre, toute l'énergie observée par les satellites sera due à la radiation solaire réfléchie par les surfaces observées. C'est pour cela que les données dans le visible ne sont pas disponibles la nuit. L'importance de la région du visible pour les observations satellitaires est que cette radiation est peu atténuée en ciel clair (l'atmosphère "sèche"). Ceci peut être utile, par exemple, pour suivre l'évolution de la surface terrestre. Néanmoins, l'atténuation de la radiation visible sera plus importante en présence des brumes et des aérosols. Picon et Desbois (1994) ont montré que ces "effets atmosphériques", habituellement résiduels, peuvent varier en fonction de la situation géographique et météorologique ; une "correction atmosphérique" doit donc être prise en compte lors des calculs plus précis. De plus, l'observation satellitaire dans le visible dépendra de l'intensité du rayonnement incident qui est fonction de l'inclinaison du soleil. La nature de la surface, souvent considérée en première approximation comme étant lambertienne (réflexion sans dépendance angulaire), affecte aussi les mesures dans le visible. Picon and Desbois (1994) montrent que cette approximation peut être inadéquate pour des surfaces non-planes comme les bords des nuages (réflexions multiples) ou le sol désertique.

Les nuages réfléchissent fortement dans le visible, à l'exception de certains nuages semi-transparents, comme les cirrus. L'albédo du nuage dépendra essentiellement de son épaisseur optique. Cette relation entre l'observation dans le visible et la présence des nuages est utilisée dans les études de caractérisation de la couverture nuageuse terrestre.

Dans le domaine de l'infrarouge, la réflexion solaire et l'émission thermique sont toutes les deux importantes. Entre 0,75 μm et 1,5 μm (l'infrarouge proche), la réflexion de la radiation solaire sera dominante. Pour ces longueurs d'onde, la plupart des végétations réfléchissent plus fortement que dans le visible. Cet intervalle est employé pour la détermination des indices de végétation, utilisés dans beaucoup d'études agronomiques.

Dans la région de l'infrarouge thermique (d'environ 3 μm à 13 μm), l'émission thermique sera beaucoup plus importante que la radiation solaire réfléchie. Un des avantages de ce domaine par rapport au visible est qu'il pourra fournir un signal de nuit. De plus, on peut considérer l'émission dans l'infrarouge thermique comme étant isotrope (sauf

pour certaines cibles comme la glace ou les cirrus). Les corrections angulaires inévitables dans le domaine du visible pourront alors être négligées. Comme dans le visible, des corrections atmosphériques sont aussi nécessaires pour l'infrarouge. Dans ce domaine du spectre électromagnétique, l'eau liquide absorbe fortement la radiation émise par la surface terrestre. La radiation absorbée par les nuages est ensuite réémise. La radiation infrarouge arrive au satellite après des successives réémissions dans les couches nuageuses. En présence des nuages, les observations satellitaires dans le domaine infrarouge correspondent alors à la luminance (ou à la température) de leurs sommets. Une des principales applications de l'observation dans l'infrarouge thermique sera l'étude de la couverture nuageuse.

L'émission thermique est aussi le phénomène dominant dans le domaine des microondes, entre 0,1 cm et 10 cm (ou, en fréquence, entre 300 GHz et 3 GHz). Pour ces *grandes longueurs d'onde* $hc/\lambda \ll kT$ et l'équation de Planck est réduite à l'approximation de Rayleigh-Jeans:

$$L_0(\lambda, T) = \frac{2kT}{\lambda^2} \quad (\text{A-5})$$

La luminance du corps noir sera alors une fonction linéaire de la température. On peut définir une *Température de Brilliance* TB_λ , en fonction de l'émissivité :

$$TB_\lambda = \varepsilon_\lambda T \quad (\text{A-6})$$

Où TB_λ est une température apparente, équivalente à celle d'un corps noir rayonnant une quantité d'énergie d'intensité $L(\lambda, T)$.

ANNEXE B

REGRESSION LINEAIRE

B.1. Régression linéaire

Le modèle de régression linéaire multiple est l'outil statistique le plus habituellement mis en œuvre pour l'étude de données multidimensionnelles. Le cas particulier de la régression linéaire multiple est la régression linéaire simple.

B.1.1. Régression linéaire simple :

On cherche à établir s'il y a un lien linéaire entre deux variables X et Y . Le modèle est donné par la relation suivante :

$$Y = a_0 + a_1X + \varepsilon \quad (\text{B-1})$$

Dans ce modèle, appelé modèle de régression linéaire simple, les composantes ont la signification suivante :

- Y est la variable dépendante ou expliquée à caractère aléatoire;
- X est la variable indépendante ou explicative mesurée sans erreur ou fixée à des niveaux arbitraires;
- a_0 et a_1 sont les coefficients de régressions théoriques du modèle que l'on devra estimer à l'aide d'un échantillon;

- ε représente l'erreur théorique aléatoire associée à la variable dépendante

Par "lien linéaire" entre X et Y , on veut alors dire que

$$E[Y/X = x] = a_0 + a_1 x \quad (\text{B-2})$$

C'est -à-dire que la relation entre la valeur moyenne de Y étant donné une valeur donnée x de X (notée $E[Y/X = x]$) et les diverses valeurs x de X peut être représentée par une droite.

B.1.1.1. Hypothèses du modèle de régression linéaire simple

Pour que le modèle soit bien défini, outre l'hypothèse de linéarité, il faut ajouter un certain nombre d'autres hypothèses.

Pour les n couples de valeurs observées dans la population, nous avons la relation :

$$Y_i = a_0 + a_1 x_i + \varepsilon_i \quad (\text{B-3})$$

Avec $i \in \{1, 2, \dots, n\}$

Où les erreurs théoriques $\varepsilon_i, i \in \{1, 2, \dots, n\}$ devront satisfaire les hypothèses suivantes :

- Les erreurs ont toutes une moyenne nulle ($E[\varepsilon_i] = 0$);
- Homoscédasticité des erreurs ($\text{Var}[\varepsilon_i|X = x_i] = \sigma_\varepsilon^2$): c'est-à-dire que la dispersion des erreurs autour de la droite de régression reste constante, elle ne dépend pas de la valeur de X ;
- Les erreurs sont indépendantes entre elles ($\{\varepsilon_i, i \in \{1, 2, \dots, n\}\}$ et forment une suite de variables aléatoires indépendantes);
- Les erreurs sont distribuées normalement (ε_i est de loi $N(0, \sigma_\varepsilon^2)$).

Nous avons donc a_0 et a_1 constant et, ε_i aléatoire, où les erreurs théoriques $\{\varepsilon_i, i \in \{1, 2, \dots, n\}\}$ sont indépendantes et identiquement distribuées (i.i.d) de loi $N(0, \sigma_\varepsilon^2)$. Par conséquent, Y_i est de loi $N(a_0 + a_1 x_i, \sigma_\varepsilon^2)$.

B.1.1.2. Estimateurs des paramètres du modèle

Pour estimer les paramètres a_0 et a_1 , nous procédons comme suit :

Nous allons choisir des estimateurs de telle sorte que la somme des erreurs au carré $\sum_{i=1}^n \varepsilon_i^2$ soit la plus petite possible.

Les estimateurs A_0 et A_1 des paramètres a_0 et a_1 obtenus par la méthode des moindres carrés sont

$$A_1 = \frac{\sum_{i=1}^n x_i Y_i - n \bar{x} \bar{Y}}{\sum_{j=1}^n x_j^2 - n \bar{x}^2} \quad (\text{B-4})$$

$$A_0 = \bar{Y} - A_1 \bar{x} \quad (\text{B-5})$$

$$\text{Où } \bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \text{ et } \bar{Y} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Y_i$$

Les estimations des paramètres a_0 et a_1 seront donc

$$a_1 = \frac{\sum_{i=1}^n x_i y_i - n \bar{x} \bar{y}}{\sum_{j=1}^n x_j^2 - n \bar{x}^2} \quad (\text{B-6})$$

$$a_0 = \bar{y} - a_1 \bar{x} \quad (\text{B-7})$$

B.1.2. Régression linéaire multiple :

Une variable quantitative Y dite à expliquer (ou encore, réponse, exogène, dépendante) est mise en relation avec p variables quantitatives $X^1, \dots, X^p$ dites explicatives (ou encore de contrôle, endogènes, indépendantes, régresseurs).

Les données sont supposées provenir de l'observation d'un échantillon statistique de taille n ($n > p + 1$) de $R^{(p+1)}$:

$$(x_i^1, \dots, x_i^j, \dots, x_i^p, y_i) \quad i = 1, \dots, n \quad (\text{B-10})$$

L'écriture du modèle linéaire dans cette situation conduit à supposer que l'espérance de Y appartient au sous-espace de R^n engendré par $\{1, X^1, \dots, X^p\}$ où 1 désigne le vecteur de R^n constitué de "1". C'est-à-dire que les $(p + 1)$ variables aléatoires vérifient :

$$y_i = a_0 + a_1 x_i^1 + a_2 x_i^2 + \dots + a_p x_i^p + \varepsilon_i \quad (\text{B-11})$$

Avec $i \in \{1, 2, \dots, n\}$

Avec les hypothèses suivantes :

1. Les ε_i sont des termes d'erreur, d'une variable ε , non observés, indépendants et identiquement distribués ; $E(\varepsilon_i) = 0, \text{Var}(U) = \sigma_\varepsilon^2 I$.
2. Les termes x_j sont supposés déterministes (facteurs contrôlés) ou bien l'erreur ε est indépendante de la distribution conjointe de $X^1, \dots, X^p$.

On écrit dans ce dernier cas que :

$$E(Y/X^1, \dots, X^p) = a_0 + a_1 X_i^1 + a_2 X_i^2 + \dots + a_p X_i^p \quad (\text{B-12})$$

Et

$$\text{Var}(Y/X^1, \dots, X^p) = \sigma_\varepsilon^2 \quad (\text{B-13})$$

3. Les paramètres inconnus $a_0, \dots, a_p$ sont supposés constants.
4. En option, pour l'étude spécifique des lois des estimateurs, une quatrième hypothèse considère la normalité de la variable d'erreur $\varepsilon(N(0, \sigma_\varepsilon^2 I))$.

Les ε_i sont alors i.i.d. de loi $N(0, \sigma_\varepsilon^2)$.

Les données sont rangées dans une matrice $X(n \times (p + 1))$ de terme général x_i^j , dont la première colonne contient le vecteur 1 ($x_0^i = 1$), et dans un vecteur Y de terme général y_i . En notant les vecteurs $\varepsilon = [\varepsilon_1 \dots \varepsilon_p]'$ et $a = [a_0 \ a_1 \dots a_p]'$ le modèle s'écrit matriciellement :

$$y = Xa + \varepsilon \quad (\text{B-14})$$

B.1.2.1. Estimation

Conditionnellement à la connaissance des valeurs des X^j , les paramètres inconnus du modèle: le vecteur a et σ_ε^2 (paramètre de nuisance), sont estimés par minimisation du critère des moindres carrés (M.C.) ou encore, en supposant, par maximisation de la vraisemblance (M.V.). Les estimateurs ont alors les mêmes expressions, l'hypothèse de normalité et l'utilisation de la vraisemblance conférant à ces derniers des propriétés complémentaires.

➤ Estimation par M.C.

L'expression à minimiser sur $a \in R^{p+1}$ s'écrit :

$$\begin{aligned}
 \sum_{i=1}^n (y_i - a_0 - a_1 x_i^1 - \dots - a_p x_i^p)^2 &= \|y - Xa\|^2 \\
 &= (y - Xa)'(y - Xa) \\
 &= y'y - 2a'X'y + a'XX'a
 \end{aligned} \tag{B-15}$$

Par dérivation matricielle de la dernière équation on obtient les “équations normales” :

$$X'y - XX'a = 0 \tag{B-16}$$

La solution correspond bien à un minimum car la matrice hessienne $2XX'$ est semi définie-positive.

Nous faisons l'hypothèse supplémentaire que la matrice XX' est inversible, c'est-à-dire que la matrice X est de rang $(p + 1)$ et donc qu'il n'existe pas de colinéarité entre ses colonnes. En pratique, si cette hypothèse n'est pas vérifiée, il suffit de supprimer des colonnes de X et donc des variables du modèle. Des diagnostics de colinéarité et des aides au choix des variables seront explicités plus loin.

Alors, l'estimation des paramètres a_j est donnée par :

$$b = (XX')^{-1}X'y \quad (\text{B-17})$$

et les valeurs ajustées (ou estimées, prédites) de y ont pour expression :

$$\hat{y} = Xb = X(X'X)^{-1}X'y = Hy \quad (\text{B-18})$$

Où $H = X(X'X)^{-1}X'$ est appelée “hat matrix” ; elle met un chapeau à y . Géométriquement, c'est la matrice de projection orthogonale dans R^n sur le sous-espace $\text{Vect}(X)$ engendré par les vecteurs colonnes de X .

On note

$$e = y - \hat{y} = y - Xb = (I - H)y \quad (\text{B-19})$$

Le vecteur des résidus ; c'est la projection de y sur le sous-espace orthogonal de $\text{Vect}(X)$ dans R^n .

➤ Propriétés

Les estimateurs des M.C. $b_0, \dots, b_p$ sont des estimateurs sans biais : $E(b) = a$, et, parmi les estimateurs sans biais fonctions linéaires des y_i , ils sont de variance minimum (propriété de Gauss-Markov) ; ils sont donc “BLUE” : best linear unbiased estimators. Sous hypothèse de normalité, les estimateurs du M.V., qui coïncident avec ceux des moindres carrés, sont uniformément meilleurs ; ils sont efficaces c'est-à-dire que leur matrice de covariance atteint la borne inférieure de Cramer-Rao.

On montre que la matrice de covariance des estimateurs se met sous la forme suivante :

$$E[(b - a)(b - a)'] = \sigma_\varepsilon^2(X'X)^{-1} \quad (\text{B-20})$$

Et celle des prédictors est

$$E[(\hat{y} - Xa)(\hat{y} - Xa)'] = \sigma_\varepsilon^2 H \quad (\text{B-21})$$

Tandis qu'un estimateur sans biais de σ_ε^2 est fourni par :

$$S^2 = \frac{\|e\|^2}{n-p-1} = \frac{\|y-Xa\|^2}{n-p-1} = \frac{SSE}{n-p-1} \quad (\text{B-22})$$

Ainsi, les termes $S^2 h_i^i$ sont des estimations des variances des prédictors $\hat{y}_i$.

➤ Sommes des carrés

SSE est la somme des carrés des résidus (sum of squared errors),

$$SSE = \|y - \hat{y}\|^2 = \|e\|^2 \quad (\text{B-23})$$

On définit également la somme totale des carrés (total sum of squares) par

$$SST = \|y - \bar{y}1\|^2 = y'y - n\bar{y}^2 \quad (\text{B-24})$$

et la somme des carrés de la régression (regression sum of squares) par

$$SSR = \|\hat{y} - \bar{y}1\|^2 = \hat{y}'\hat{y} - n\bar{y}^2 = y'Hy - n\bar{y}^2 = b'X'y - n\bar{y}^2 \quad (\text{B-25})$$

On vérifie alors :

$$SST = SSR + SSE. \quad (\text{B-26})$$

➤ Coefficient de détermination

On appelle coefficient de détermination le rapport

$$R^2 = \frac{SSR}{SST} \quad (\text{B-27})$$

Il est donc la part de variation de Y expliquée par le modèle de régression. Géométriquement, c'est un rapport de carrés de longueur de deux vecteurs. C'est donc le cosinus carré de l'angle entre ces vecteurs : y et sa projection $\hat{y}$ sur $\text{Vect}(X)$.

Attention, dans le cas extrême où $n = (p + 1)$, c'est-à-dire si le nombre de variables explicatives est grand comparativement au nombre d'observations, $R^2 = 1$. Ou encore, il est géométriquement facile de voir que l'ajout de variables explicatives ne peut que faire croître le coefficient de détermination.

La quantité R est appelée coefficient de corrélation multiple entre Y et les variables explicatives, c'est le coefficient de corrélation usuel entre y et sa prédiction (ou projection) $\hat{y}$.

Références bibliographiques

Adler R.F. and Negri A.J. 1988: A satellite infrared technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall. *J. Appl. Meteor.* 27:30–51.

Alpert P., Baldi M., Ilani R., et al. 2006: Relations between climate variability in the Mediterranean region and the tropics: ENSO, South Asian and African monsoons, hurricanes and Saharan dust, *Mediterranean Climate Variability, Elsevier B. V.*, 149–177.

Amorati R., Alberoni P.P., Levizzani V. and Nanni S. 2000: IR-based satellite and radar rainfall estimates of convective storms over northern Italy, *Meteorol. Appl.* 7, 1–18.

Anagnostou E. N. 2004: Overview of overland satellite rainfall estimation for hydro meteorological applications, *Surveys in Geophys.* 25: 511-537.

Arkin P. A. 1979: The relationship between the fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the Bscale array, *Mon. Weather Review*, 107: 1382-1387.

Arkin P. A. and Meisner, B. N. 1987: The relationship between largescale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982-84. *Mon. Weather Review*, 115: 51-74.

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

Bendix J. 2000: Precipitation dynamics in Ecuador and Northern Peru during the 1991/92 El Nino: a remote sensing perspective. *International Journal of Remote Sensing*, 21: 533-548.

- Bendix J. 1997: Adjustment of the Convective-Stratiform Technique (CST) to estimate 1991/93 El Nino rainfall distribution in Ecuador and Peru by means of Meteosat-3 IR data. *International Journal of Remote Sensing*, 18: 1387-1394 & 2707.
- Berg W. 1994: Precipitation retrieval during TOGA-COARE using a combination of SSM/I and GMS data with application to climate studies. *Preprints, Seventh Conf. on Satellite Meteorology and Oceanography, Monterey, CA, Amer. Meteor. Soc.*, 67–70.
- Browning K. A. and Ludlam F. H. 1960: Radar analysis of a hailstorm. *Technical Note n°5, Dept. of Meteorology, Imperial College, London, UK*, 109p.
- Carn M., D. Dagorne, B. Guillot et Lahuec J. P. 1989 : Estimation des pluies par satellite en temps réel en Afrique Sahélo-soudanienne. *Veille Climatique satellitaire*, N°28, pp 47-55.
- Chappell C. F. 1986: Quasi-stationary convective events. In *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, P.S. Ray, Ed. *Amer. Meteor. Soc.*, 289–310 (chapter 13).
- Ebert E. E. 2007 : Methods for verifying satellite precipitation estimates, V. Levizzani et al. (eds.), *Measuring Precipitation from Space: EURAINSAT and the Future*, 345–356.
- Eumetsat 2004: Applications of Meteosat Second Generation - Conversion from Counts to Radiances and from Radiances to Brightness Temperatures and Reflectance, http://oiswww.eumetsat.org/WEBOPS/msg_interpretation/index.html.
- Feidas H. and Giannakos A. 2010 : Identifying precipitating clouds in Greece using multispectral infrared Meteosat Second Generation satellite data. *Theor. Appl. Climatol.* doi:10.1007/s00704-010- 0316-5.
- Feidas H. and Giannakos A. 2011. Classifying convective and stratiform rain using multispectral infrared Meteosat Second Generation satellite data. *Theor. Appl. Climatol.* DOI 10.1007/s00704-011-0557-y.

Feidas H., Kokolatos G., Negri A., Manyin M., Chrysoulakis N. and Kamarianakis Y. 2008: Validation of an infrared-based satellite algorithm to estimate accumulated rainfall over the Mediterranean basin, *Theor. Appl. Climatol.* DOI 10.1007/s00704-007-0360-y.

Follansbee W.A. 1973: Estimation of Average Daily Rainfall from Satellite Cloud Photographs. *NOAA Technical Memorandum NESS 62, Washington, D. c.*, 39 pp.

Fritz S. and Laszlo I. 1993: Detection of water vapour in the stratosphere over very high clouds in the tropics. *Journal of Geophysical Research*, 98: D12: 22959-22967.

Griffith C. G., Woodley W. L., Grube P. G., Martin D. W., Stout J. and Sikdar D. N. 1978: Rain estimation from geosynchronous satellite imagery - visible and infrared studies. *Monthly Weather Review*, Vol 106, N°8, pp 1153-1171.

Grimes D.I.F., Pardo E. and Bonifacio R. 1999: Optimal areal rainfall estimation using raingauges and satellite data, *Journal of Hydrology*, 222, pp. 93–108.

Gruber A. 1973: Estimating rainfall in regions of active convection. *J. Appl. Meteorol.* 12: 110-118.

Guillot B. et al. 1994 : Problèmes de validation des méthodes d'estimation des précipitations par satellite en Afrique intertropicale, 1^{er} acts of the Niamey Workshop from 1 to 3 December 1994.

Han W., Stamnes K. and Lubin D. 1999: Remote sensing of surface and cloud properties in the Arctic from AVHRR measurements. *J. Appl. Meteorol.*, 38, 989-1012.

Houze R. A. 1988: Convective and stratiform precipitation in the tropics. *Tropical rainfall measurements*, John S. Theon and Nobuyoshi Fugono (Eds.), pp 27-35.

Houze Jr. 1993: Cloud dynamics. *Academic Press*, 573pp

Houze Jr. and Rappaport E.N. 1984 : Air motions and precipitation structure of an early summer squallline over the eastern tropical Atlantic. 1. *Atmos. Sci.*, 41, 553-574.

Huffman G.J., Adler R.F., Bolvin D.T., GU G., Nelkin E.J., Bowman K.P., Hong Y., Stocker E.F. and Wolff D.B. 2007: The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of Hydrometeorology*, 8, pp. 38–55.

Huffman G. J., Adler R. F., Morrissey M. M., Bolvin D. T., Curtis S., Joyce R., McGavock B. and Susskind J. 2001: Global Precipitation at One-Degree Daily Resolution from Multisatellite Observations, *J. Hydrometeor.*, 2, 36–50.

Hutchison K., Wong E. and Ou S. C. 2006: Cloud base heights retrieved during night-time conditions with MODIS data. *International Journal of Remote Sensing*, 27: 2847–2862.

Inoue T. 1985: On the temperature and effective emissivity determination of semi-transparent cirrus clouds by bi-spectral measurements in the 10-mm window region. *J. Meteor. Soc. Japan* 63:88–99, 1985.

Inoue T. and Aonashi K. 2000: A comparison of cloud and rainfall information from instantaneous visible and infrared scanner and precipitation radar observations over a frontal zone in East Asia during June 1998. *J. Appl. Meteor.* 39:2292–2301.

Jobard I. and Desbois M. 1994: Satellite estimation of the tropical precipitation using the Meteosat and SSM/I data. *Atmos. Res.*, 34, 285-298.

Jobard I., Chopin F., Berges J. C. and Roca R , 2011: An intercomparison of 10-day satellite precipitation products during West African monsoon. *Int. J. Rem. Sens.* 32: 9, 2353-2376, DOI: 10.1080/01431161003698286.

King M. D., Tsay S.C., Platnick S. E., Wang M. and Liou K.N. 1997: Cloud retrieval algorithms for MODIS: optical thickness, effective particle radius, and thermodynamic phase. *MODIS Algorithm Theoretical Basis Doc.*, ATBD-MOD-05 and MOD-06.

Kühnlein M., Thies B., Nauß T. and Bendix J. 2010 : Rainfall-rate assignment using MSG SEVIRI data—a promising approach to spaceborne rainfall-rate retrieval for midlatitudes. *J Appl Meteor Climatol* 49:1477–1495

Kummerow C. D. and Giglio L. 1994: A passive microwave technique for estimating rainfall and vertical structure information from space. Part I: Algorithm description. *J. Appl. Meteorol.*, 33, 3–18.

Kurino T. 1997: A satellite infrared technique for estimating deep/shallow convective and stratiform precipitation. *Adv. Space Res.*, 19, 511-514.

Lacaze B. and Bergès J.C. 2005: Contribution of Meteosat second generation (MSG) to drought early warning. *Proceedings of the International Conference: Remote sensing and geoinformation processing in the assessment and monitoring of land degradation and desertification*, pp 1-8.

Lazri M., Ameer S., Brucker J. M., Testud J., Hamadache B., Hameg S., Ouallouche F. and Mohia Y. 2013: Identification of raining clouds using a method based on optical and microphysical cloud properties from Meteosat second generation daytime and nighttime data, *Appl Water Sci*, DOI 10.1007/s13201-013-0079-0.

Lazri M., Ouallouche F., Ameer S., Brucker J. M. and Mohia Y. 2012: Identifying Convective and Stratiform Rain by Confronting SEVERI Sensor Multispectral Infrared to Radar Sensor Data Using Neural Network, *Sensors & Transducers Journal*, Vol. 145, Issue 10, pp. 19-32.

Lebeaupin-Brossier C., Ducrocq V. and Giordani H. 2006 : Sensitivity of torrential rain events to the sea surface temperature based on high-resolution numerical forecast, *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, 111, D12110.

Lensky I.M. and Rosenfeld, D. 2003a: A night-rain delineation algorithm for infrared satellite data based on microphysical considerations. *J. Appl. Meteorol.* 42:1218–1226, 2003a.

- Lensky I. M. and Rosenfeld D. A. 2002: Night-Rain Delineation Algorithm for Infrared Satellite Data Based on Microphysical Considerations, *J. Appl. Meteorol.* volume 42, p 1218-1226.
- Levizzani V. 2003: Satellite rainfall estimations: new perspectives for meteorology and climate from the EURAINSAT project. *Ann. Geophys.*, 46, 363–372.
- Levizzani V., Amorati R. and Meneguzzo F. 2002: A review of satellite-based rainfall estimation methods. MUSIC. www.isao.bo.cnr.it/meteosat/papers/MUSIC-Rep-Sat-Precip-6.1.pdf [accessed 20/7/2001].
- Levizzani V., Schmetz J., Lutz H. J., Kerkmann J., Alberoni P. P., Cervino M. 2001: Precipitation estimations from geostationary orbit and prospects for Meteosat Second Generation, *Meteorological Applications*, 8, 23–41.
- Lionello P., Malanotte-Rizzoli P., Boscolo R. et al. 2006: The Mediterranean Climate: An overview of the main characteristics and issues, *Mediterranean Climate Variability*, Elsevier B. V., 1–26.
- Lovejoy S. and Austin G. L. 1979: The delineation of rain areas from visible and IR satellite data for GATE and mid-latitude. *Atmosphere-Ocean*, Vol 20, pp 77-92.
- Malardel S. 2005: Fondamentaux de Météorologie : à l'école du temps, Cépaduès ed., 712 pp.
- Marshall J. S. and Palmer W. M. K. 1948: The distribution of raindrops with size, *J. Meteor.* 5, 165–166.
- Marrocu M., Pompei A., Dalu G., Liberti G.L. and Negri A.J. 1993 : Precipitation estimation over Sardinia from satellite infrared data. *International Journal of Remote Sensing* 14: 115–134.

Martin D. W. and Howland M. R. 1986: Grid history : a geostationary satellite technique for estimating daily rainfall in the tropics. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, Vol 25, pp 184-195.

Mehta A.V. and Yang S. 2008: Precipitation climatology over Mediterranean Basin from ten years of TRMM measurements. *Adv. Geosci.*, 17, 87–91.

Milford J. R. and Dugdale G. 1989: In application of remote sensing in agriculture. *Proceeding of 48th easter school in agricultural science, university of Nottingham, July 1989, Butterworth, London, 16 p.*

Nakajima T. and King M. D. 1990: Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar radiation measurements. *Part I. Theory. J. Atmos. Sci.*, 47, 1878 – 1893.

Nauss T. and Kokhanovsky A. A. 2006: Discriminating raining from non-raining clouds at mid latitudes using multispectral satellite data. *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 5031–5036.

Nauss T., Thies B. and Bendix J. 2007: Detection of high Rain Clouds using Water Vapour Emission - Transition from Meteosat First (MVIRI) to Second Generation (SEVIRI), *Geophysical Research*, Vol. 9, 05252.

Nuissier O., Ducrocq V., Ricard D., Lebeaupin C. and Anquetin S. 2008: A numerical study of three catastrophic events over Southern France. Part I : Numerical framework and synoptic ingredients, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 134, 111–130.

Ou S. C., Liou K. N., Gooch W. M. and Takano Y. 1993: Remote sensing of cirrus cloud parameters using advanced very-high-resolution radiometer 3.7- and 10.9- μm channels. *Appl. Optics*, 32, 2171-2180.

Parol F., Buriez J. C., Brogniez G. and Fouquart Y. 1991: Information content of AVHRR channels 4 and 5 with respect to the effective radius of cirrus cloud particles. *J. Appl. Meteorol.*, 30, 973-984.

Petty G. W. 1994: Physical retrievals of over-ocean rain rate from multichannel microwave imaging. Part I: Theoretical characteristics of normalized polarization and scattering indices. *Meteor. Atmos. Phys.*, 54, 79–100.

Picon L. and Desbois M. 1994 : High level moisture observations and derived parameters from Meteosat and other geostationary satellites. *Cospar, Hamburg 1994, invited paper. Space Research*, 22 p.

Quéré D. 2004 : La physique d'une goutte d'eau. *Conférence*. CRDP Midi-pyrénées.

Reudenbach C., Heinemann G., Heuel E., Bendix J. and Winiger M. 2001 : Investigation of summertime convective rainfall in Western Europe based on a synergy of remote sensing data and numerical models. *Meteor. Atmos. Phys.* 76, 23-41.

Rivrain J.-C. 1997: Les épisodes orageux à précipitations extrêmes sur les régions méditerranéennes de la France, *Phénomènes remarquables no. 4, Météo-France, Toulouse, (in French)*.

Roebeling R. A. and Holleman I. 2009: Validation of rain rate retrievals from SEVIRI using weather radar observations, *J. Geophys. Res.* 114, D21202, doi:10.1029/2009JD012102.

Rosenfeld D. and Gutman G. 1994: Retrieving microphysical properties near the tops of potential rain clouds by multispectral analysis of AVHRR data, *Atmos. Res.* 34, 259–283, doi:10.1016/0169 8095(94)90096-5.

Sauvageot H., 1992 : *Radar météorologique*. Artech House, Boston, 361 pp.

Sauvageot H. and Despaux G. 1990 : SANAGA, un système d'acquisition numérique et de visualisation des données radar pour la validité des estimations satellitaires des précipitations. *Veille Climatique Satellitaire*, n°31. p. 51-55.

Scofield R. A. and Oliver V. J. 1977: A scheme for estimating convective rainfall from satellite imagery. *NOAA Technical Memorandum NESS 86, Washington*, 47 p.

Stephens G. L. and Kummerow C. D. 2007 : The Remote Sensing of Clouds and Precipitation from Space: A Review, *J. Atmos. Sci. Special Section*, 64: 3742-3765.

Stout J. E., Martin D. W. and Sikdar D. N. 1979: Estimating GATE rainfall with geosynchronous satellite images. *Monthly Weather Review*, Vol 107, pp 585-598.

Thies B., Turek A., Nauss T. and Bendix B. 2010: Weather type dependent quality assessment of a satellite-based rainfall detection scheme for the mid-latitudes. *Meteorol. Atmos. Phys.* 107:81–89 DOI 10.1007/s00703-010-0076-x.

Thies B., Nauss T. and Bendix J. 2008a : Discriminating raining from non-raining clouds at mid-latitudes using meteosat second generation daytime data. *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 2341–2349.

Thies B., Nauss T. and Bendix J. 2008b: Delineation of raining from nonraining clouds during nighttime using Meteosat-8 data. *Meteorol Appl* 15:219–230.

Tjemkes S. A., Van De Berg L. and Schmetz J. 1997: Warm water vapour pixels over high clouds as observed by Meteosat. *Contributions to Atmospheric Physics*, 70: 15-21.

Trigo, R. M., Xoplaki, E., Zorita, E. et al. 2006: Relationship between variability in the Mediterranean region and mid-latitude variability, *Mediterranean Climate Variability*, Elsevier, B. V., 179–226, 2006.

Turk F. J., Vivekanandan J., Lee T., Durkee P. and Nielsen K. 1998: Derivation and applications of near-infrared cloud reflectances from GOES-8 and GOES-9. *J. Appl. Meteorol.*, 37, 819-831.

Vicente G. A. 1996: Algorithm for rainfall rate estimation using a combination of GOES-8 11.0 and 3.9 micron measurements. *Prepr. 8th Conf. Satellite Meteorology and Oceanography*, AMS, 274-278.

Vicente G.A., Davenport J.C. and Scofield R.A 2002: The role of orographic and parallax corrections on real time high resolution satellite rainfall rate distribution. *Int. J. Rem. Sens.* 23(2):221–230.

Weisman M. L. and Klemp J. B. 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Weather Rev.*, 110(6), 504–520.

Wolters E. L. A., Van Den Hurk B. J. J. M. and Roebeling R. A. 2011: Evaluation of rainfall retrievals from SEVIRI reflectances over West Africa using TRMM-PR and CMORPH, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 437–451.

Wu R., Weinman J. A. and Chin R. T. 1985: Determination of rainfall rates from GOES Satellite images by a pattern recognition technique. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol. 2, pp 314-330.

Xie P. and Arkin P.A. 1996: Analysis of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model prediction. *Journal of Climate*, 9, pp. 840–858.