

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



FACULTE DE GENIE ELECTRIQUE ET DE L'INFORMATIQUE
DEPARTEMENT D'ELECTRONIQUE

Mémoire de fin d'études

En vue de l'obtention du diplôme de Master Académique

Spécialité: Électronique

Filière: Réseaux et Télécommunication

Thème

**Classification des intensités de
précipitations convectives par une approche
Bayésienne**

Dirigé par:

Mr. LAZRI Mourad

Présenté par:

HAMITI Hynda

LOUKKAD Yaghmourassen

Promotion: 2013/2014

REMERCIEMENTS

On tient à remercier en premier lieu notre promoteur Mr LAZRI qui a accepté de nous encadrer et qui nous a soutenus tout le long de la préparation de notre mémoire de fin d'étude. Ses conseils et son soutien nous a été de grande aide pour avancer et arriver à réaliser notre travail.

A tous ceux qui nous ont aidés et encouragés de prêt ou de loin dans la réalisation de ce projet.

Et aussi un grand merci à nos professeurs qui nous ont enseignés durant tout notre cursus universitaire. Qui nous permettrons à aller de l'avant pour un meilleur avenir professionnel qui soit.

Nos respects aux membres de jury, qui nous ferons l'honneur d'accepter et de juger ce modeste travail, et d'apporter leurs réflexions et leurs critiques scientifiques.

DEDICACES

Je dédie ce modeste travail :

*A mes très chers parents qui ont toujours été à mes côtés
pour me soutenir et m'aider à faire les meilleurs choix dans
ma vie.*

A mes deux frères : Lamara et Mohamed.

A mes grands-parents et tous mes oncles & tantes.

A tous mes cousins et cousines.

A ma cousine Daya.

A Laziz et à sa famille.

A mon binôme et à sa famille.

A tous mes amis.

Hynda

DEDICACES

Je dédie ce modeste travail :

*A mes très chers parents qui ont toujours été à mes côtés
pour me soutenir et m'aider à faire les meilleurs choix dans
ma vie.*

A la mémoire de mes grands-parents

A mon frère et sa femme

A mes sœurs

A mon oncle et à sa famille.

A Youyou, Melissa et Sylasse.

A mes beaux frères.

A ma binôme et à sa famille.

A tous mes amis.

Yaghmourassen

Résumé :

Notre travail porte sur un nouvel algorithme pour classer les nuages convectifs et déterminer leur intensité à partir des propriétés physiques des nuages extraites de SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager). Les événements convectifs observés de 2006 à 2011 à une échelle temporelle de 15 min, de résolution spatiale $4 \times 5 \text{ km}^2$ sont analysés sur le nord de l'Algérie. La méthode de classification des précipitations convectives est basée sur la relation entre les caractéristiques spectrales des nuages et leurs propriétés physiques telles que le CWP, phase des nuages (CP) et la température du sommet des nuages (CTT). Pour ce faire, une méthode statistique basée sur "La classification naïve bayésienne" est appliquée. Il s'agit d'un type de classification Bayésienne probabiliste simple basée sur le théorème de Bayes avec une forte indépendance (dite naïve) des hypothèses. Pour une période de 12 mois, les performances de la méthode pour la classification des intensités de précipitations dans les nuages convectifs sont évaluées à l'aide du radar météorologique installé sur le nord de l'Algérie. Les résultats indiquent une performance encourageante de la méthode.

Mots clés: nuage convective; SEVIRI; radar météorologique; classificateur naïf Bayésien.

Glossaire

CP: Cloud Phase

CTT: Cloud Top Temperature

CWP: Cloud Water Path

IWC: Ice Water Content

LWC: Liquid Water Content

MCS: Mesoscale Convective System

MSG: Meteosat Second Generation

NIR: Near Infrared

NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration

OMM: Organisation Mondiale de la Météorologie

SEVIRI: Spinning Enhanced Visible and Infra Red Imager

VIS: Visible

WV: Water Vapor

SOMMAIRE

INTRODUCTION.....	1
 CHAPITRE 1 : LES PRECIPITATIONS CONVECTIVE EN MEDITERRANEE	
1.1. Préambule	3
1.2. Principe de formation des précipitations et des nuages.....	3
1.3. Précipitations convectives.....	5
1.4. Organisation spatio-temporelle des phénomènes météorologiques.....	6
1.4.1. L'échelle planétaire.....	7
1.4.2. L'échelle synoptique	7
1.4.3. La Méso échelle	8
1.4.4. L'échelle Aérologique	8
1.4.5. La micro échelle.....	8
1.5. Les précipitations intenses en Algérie	8
1.5.1. Les systèmes convectifs de méso échelle	9
1.5.1.1. Les cellules convectives.....	10
1.5.1.2. Formations des orages à partir des cellules convectives.....	12
1.6. Propriétés radiatives des précipitations et des nuages	14
1.7. Discussion	18
 CHAPITRE 2 : INSTRUMENTS D'OBSERVATION DES PRECIPITATIONS	
2.1. Préambule	19
2.2. Le radar météorologique	19
2.2.1. Principe de fonctionnement	20
2.2.2. Equation du radar	21
2.2.3. Réflectivité radar.....	23
2.2.4. Intensité de pluie R	24

2.2.5. Mode de visualisation des images radars météorologique.....	25
2.2.6. Bandes de fréquences radar	25
2.2.7. Réseau algérien des radars météorologiques	26
2.3. Satellites météorologiques	26
2.3.1. Satellites météorologiques satellites 1ere Générations	30
2.3.2. Satellite de deuxième génération (MSG).....	32
2.3.3. Principe d'acquisition d'images.....	41
2.4. Discussion	42

CHAPITRE 3: LECLASSIFICATEUR NAIF BAYESIEN

3.1. Préambule	43
3.2. Théorème de Bayes.....	43
3.3. Le classifieur bayésien naïf (Naive Bayesian Classifier)	45
3.3.1. Algorithme d'apprentissage bayésien naïf.....	45
3.3.2. Estimation de la valeur des paramètres.....	47
3.3.3. Construire un classifieur à partir du modèle de probabilités	48
3.4. Avantages et Inconvénients	48
3.5. Discussion	49

CHAPITRE4: IDENTIFICATION ET CLASSIFICATION DES PRECIPITATIONS PAR LE CLASSIFICATEUR NAIF BAYESIEN

4.1. Préambule	51
4.2. Présentation du site d'étude et des données utilisées.....	51
4.2.1. Présentation du site	51
4.2.2. Données du satellite et du radar	52
4.2.2.1. Observations par satellite	52
4.2.2.2. Observations par radar météorologique	55
4.2.2.3. Collocation spatiale et temporelle des observations satellite et Radar	57

4.2.3. Méthodologie	57
4.2.3.1. Les paramètres utilisés pour classifier les précipitations	
Convectives	57
4.2.3.2. Procédure de calibration.....	60
4.3. Application du CNB à la séparation des intensités de précipitations	
Convectives.....	62
4.3.1. Cas d'une seule situation pluviométrique	62
4.3.2. Application aux situations de précipitations convectives observées entre	
Avril et Octobre 2013	63
4.4. Discussion	67
CONCLUSION	68

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

INTRODUCTION

En général, les événements des précipitations intenses à la fois dans les régions tropicales et extratropicales sont dominés par la présence des cellules de pluie convectives. L'estimation des précipitations convectives et sa contribution au total des précipitations est un enjeu important à la fois en météorologie et en hydrologie.

Dans la région méditerranéenne, des quantités significatives des précipitations sont enregistrées pendant les périodes chaudes de l'année. La principale source de cette pluie au cours de ces périodes est les systèmes convectifs. La complexité du climat méditerranéen est du essentiellement à la situation géographique du bassin méditerranéen.

Au cours des dernières décennies, plusieurs méthodes d'estimation de taux de pluie basées sur des observations des capteurs passifs ont été développées. Ces méthodes utilisent des observations infrarouges thermiques qui relient la température du sommet des nuages Cloud Top Temperature (CTT) aux taux de précipitation [e.g. Adler and Negri, 1988] ou Cold Cloud Duration (CCD) [e.g. Huffman et al. 2001 ; Arkin 1979]. Elles sont bien adaptées aux situations convectives, mais inappropriées lorsque les systèmes nuageux convectifs sont constitués d'une partie de nuages de faible convection, qui peuvent devenir des nuages stratiformes. En effet, cette partie de précipitations est généralement sous-estimée car la température est relativement chaude et par conséquent elle ne peut pas être discriminée à partir des zones non-précipitantes .

Ces systèmes convectifs nuageux composés peuvent être identifiés et classés selon leurs intensités à l'aide de leurs propriétés physiques. Par conséquent, les données infrarouges thermiques seules ne suffisent pas, d'autres informations sont nécessaires pour la classification des précipitations par satellite. Outre les informations Cloud Top Temperature (CTT), Cloud Water Path (CWP) et Cloud Phase (CP)

doivent être utilisées pour une classification plus fiable des nuages convectifs [lazri et al, 2013a, 2013b; lazri et al, 2014; Kühnlein et al. 2014].

Cependant, peu d'études ont été réalisées utilisant les propriétés physiques des nuages à partir du SEVIRI pour classifier l'intensité des précipitations. Cette classification peut être utilisée pour le développement des techniques d'estimation des précipitations ou l'amélioration des techniques existantes.

Nous présentons dans ce mémoire une méthode pour la classification des intensités de précipitations convectives à partir du satellite Meteosat Seconde Génération (MSG) basées sur les propriétés physiques des nuages. Les satellites météorologiques sont les seuls instruments capables de fournir de grandes quantités de mesures des précipitations dans les zones éloignées où les données sont difficiles ou impossibles à collecter à partir des pluviomètres ou des radars. La méthode proposée ici est basée sur un classificateur bayésien. Ce classificateur est choisi en raison de son efficacité de classification et sa simplicité de mise en œuvre [Hall and Holmes, 2003]. La calibration et la validité de ce système est effectuées en comparant les données satellites avec les observations du radar météorologique.

Le travail que nous proposons dans ce mémoire est composé de quatre chapitres, organisés de la manière suivante :

Le premier chapitre est 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 région.

Dans le deuxième chapitre, nous présentons les instruments d'observation des précipitations.

Dans le troisième chapitre nous présentons le classificateur naïve bayésien.

Dans le dernier chapitre nous présentons la méthodologie de l'identification et la classification des précipitations par le classificateur naïve bayésien.

Et on termine par conclusion.

CHAPITRE 1

LES PRECIPITATIONS CONVECTIVES EN MEDITERRANEE

Chapitre 1 LES PRECIPITATIONS CONVECTIVES EN MEDITERRANEE

1.1. Préambule

Le bassin méditerranéen couvre la région étendue de quelques centaines de kilomètres autour de la mer Méditerranée, située entre 30° et 45° de latitude 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 un fort contraste entre l'été et l'hiver, on le distingue par une période estivale chaude et peu arrosée et par un hiver dont les températures sont souvent modérées avec une pluviométrie importante. 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 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 des précipitations convectives importante qui sont liées à l'instabilité atmosphérique des systèmes de méso 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 aux systèmes convectifs responsables souvent des précipitations intenses en Algérie.

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

Chapitre 1 LES PRECIPITATIONS CONVECTIVES EN MEDITERRANEE

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 1. 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'auto conversion, 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".

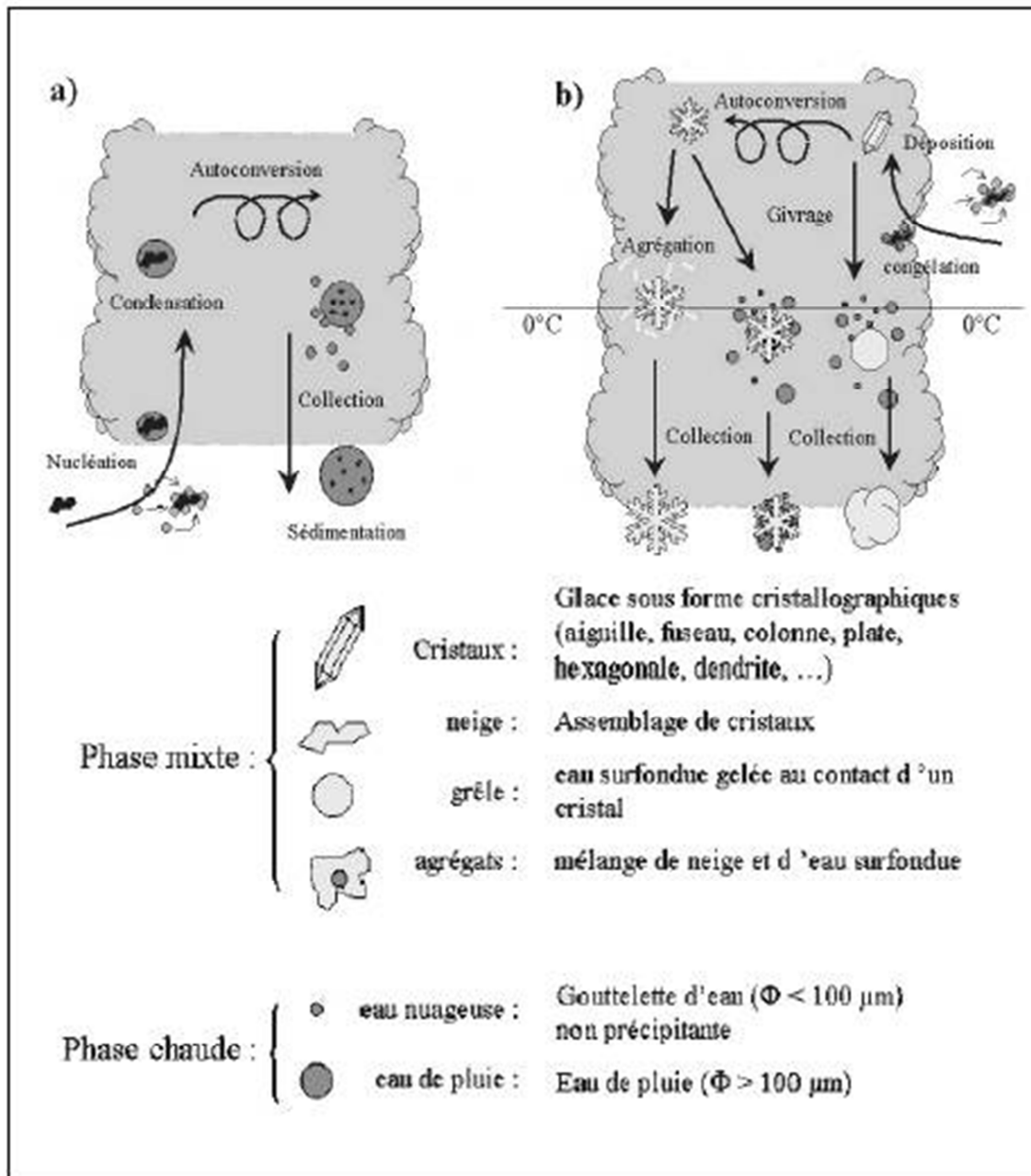


Fig.1. Processus microphysiques dans un nuage : a) Phase chaude ($T > 0^\circ\text{C}$) b) Phase mixte (l'isotherme 0°C traverse le nuage) (d'après Cohard, 1999).

1.3. Précipitations convectives

D'un point de vue macroscopique, la nature des mouvements d'air verticaux permet de distinguer fondamentalement ce type de précipitations pour lesquelles la vitesse verticale de l'air est supérieure ou égale à la vitesse de chute des gouttelettes

Chapitre 1 LES PRECIPITATIONS CONVECTIVES EN MEDITERRANEE

d'eau ou de glace.

Dans la 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 ms⁻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.

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 2 montre les différentes échelles spatio-temporelles utilisées pour caractériser les différents phénomènes météorologiques.

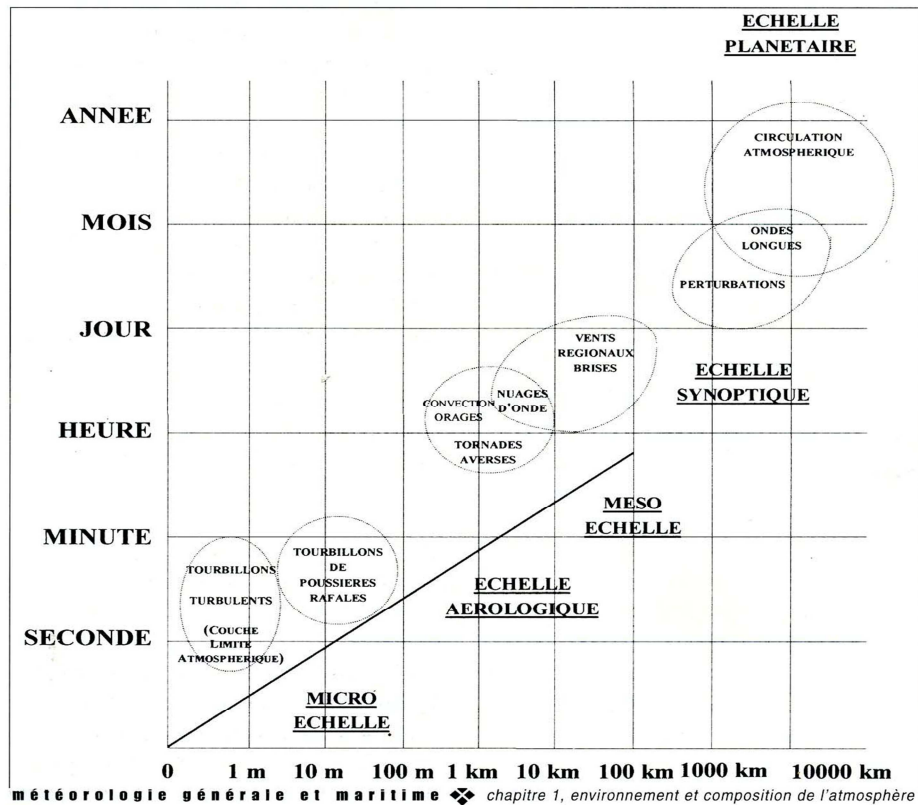


Fig.2. Echelles spatio-temporelles des différents phénomènes météorologiques

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.

Chapitre 1 LES PRECIPITATIONS CONVECTIVES EN MEDITERRANEE

1.4.3. La Méso 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. Les précipitations intenses en Algérie

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

Chapitre 1 LES PRECIPITATIONS CONVECTIVES EN MEDITERRANEE

conduisant ainsi à un développement des systèmes fortement précipitants [Lebeau-pin et al. 2006].

Les systèmes convectifs de mésoéchelle (MCS pour Mesoscale Convective System) auraient résulté d'après l'analyse de nombreux épisodes de précipitations intenses (HPEs pour Heavy Precipitating Events) en région méditerranéenne.

1.5.1. Les systèmes convectifs de mésoéchelle

Les systèmes convectifs de méso-échelle peuvent être vus comme l'imbrication des systèmes convectifs de petite échelle tels que les orages monocellulaires, multicellulaires ou encore supercellulaires (voir section 1.5.1.2). Ainsi, un système convectif de méso-échelle mature est composé de cellules convectives à différents stades de développement (voir section 1.5.1.1). 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.

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 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.

1.5.1.1. Les cellules convectives

Une cellule convective est un système nuageux formé par une masse d'air instable dont son cycle de vie se décompose en trois étapes successives (voir figure 3)

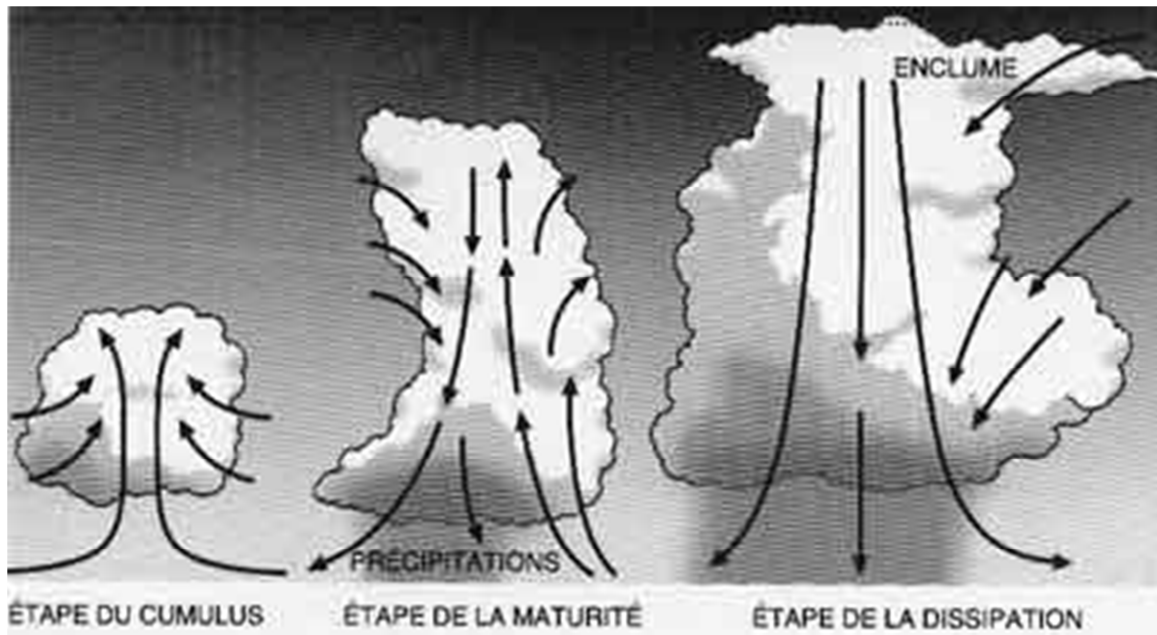


Fig.3. Cycle de vie d'une cellule convective

- **Stade cumulus**

À son début, chaque orage est un cumulus. À ce stade, un courant ascendant prédomine dans toute la cellule convective, courant vertical qui atteint habituellement sa vitesse maximale dans sa partie supérieure, en fin d'étape. Il n'est pas rare que ce courant atteigne une vitesse de 16 m/s. À chaque niveau de ce courant, la température est supérieure à l'air environnant. Le diamètre de la cellule peut avoir de 2 à 10 km.

Chapitre 1 LES PRECIPITATIONS CONVECTIVES EN MEDITERRANEE

- **Stade de maturité**

Lorsque le courant ascendant gagne de hautes altitudes, une abondance de cristaux de glace et de gouttelettes crée des précipitations. L'apparition des précipitations à la surface indique que l'orage a atteint sa phase de maturité. La traînée des précipitations est un des agents initiateurs du courant descendant. Au début, ce courant descendant ne touche que les couches intermédiaires et inférieures de la cellule. Il augmente graduellement aux plans horizontal et vertical, bien qu'il n'atteigne jamais le sommet du nuage.

L'écoulement de l'air descendant qui s'étale au sol amène des changements marqués dans les conditions en surface. Au cours de cette phase, la cellule peut atteindre une altitude de 9 à 12 km et, dans certaines zones, jusqu'à 20 km. À l'occasion, un nuage en rouleau se produit au front d'attaque de l'orage, sous l'effet de frottement des courants descendant et ascendant.

- **Stade de dissipation**

Le courant descendant gagne graduellement toute la cellule, sauf la partie du sommet où le courant ascendant perdure. À ce stade, l'orage est parvenu au stade de dissipation. La pluie cesse graduellement et le sommet de la cellule s'effiloche en forme d'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.

1.5.1.2. 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 monocellulaire

Un orage monocellulaire est formé d'une simple cellule convective isolée . c'est un orage à courte durée de vie, condamnés dès sa formation à une dissipation rapide et n'est généralement pas stationnaire. En effet, ce type d'orage dure généralement une demi-heure, au plus une heure. Il peut ainsi donner des précipitations momentanément intenses, mais ne permet pas d'obtenir des cumuls de précipitations importants.

➤ Orage supercellulaire

Un orage supercellulaire a en commun avec un monocellulaire ordinaire la présence d'une cellule convective unique et autonome mais cette dernière est de très grande taille. En revanche, contrairement au monocellulaire ordinaire dont la durée de vie est brève, la supercellule a pour particularité de pouvoir conserver une activité intense durant parfois plusieurs heures. Cette cellule convective est un élément constitutif des orages formé d'un courant ascendant et d'un courant descendant (fig.4).

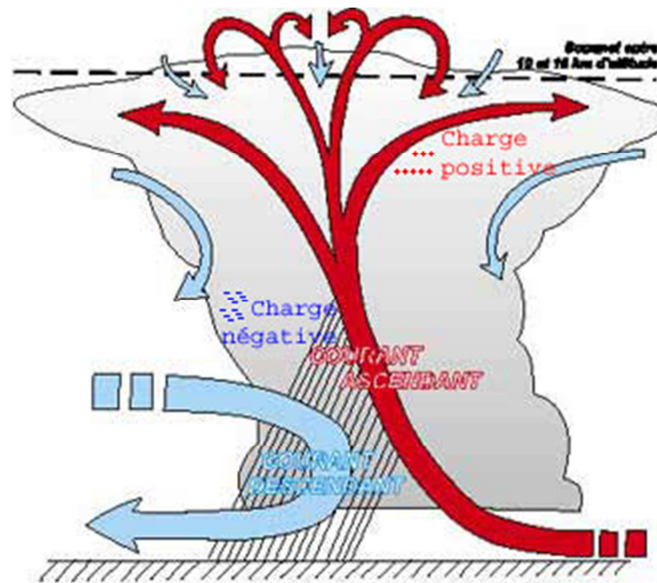


Fig.4. Orage supercellulaire.

➤ 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 5. Cette association de cellules confère à ce type d'orage une extension horizontale plus importante que celle des orages monocellulaires. De plus, même si la durée de vie des cellules qui composent le système est plutôt courte (quelques dizaines de minutes), de nouvelles cellules naissent en continu à l'avant du système. L'ensemble peut ainsi perdurer plusieurs heures et en cas de quasi-stationnarité, ils sont susceptibles de donner de forts cumuls de précipitations.

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.

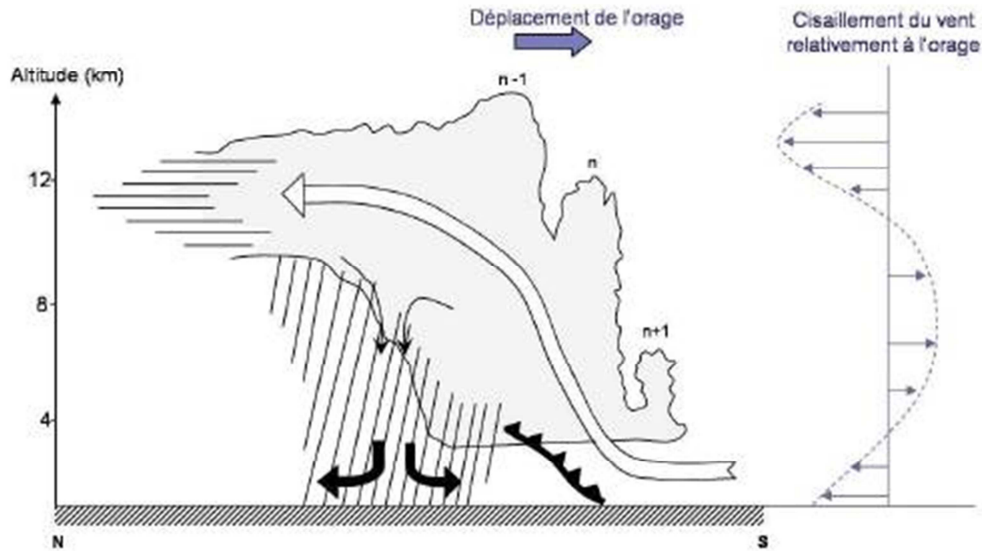


Fig.5. Représentation schématique d'un système convectif multicellulaire, avec la formation de nouvelles cellules à l'avant (n+1), et la dissipation des anciennes à l'arrière (n-1). La flèche blanche représente le courant ascendant principal et les flèches noires les courants descendant [Browning et al. 1976]

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 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).

Chapitre 1 LES PRECIPITATIONS CONVECTIVES EN MEDITERRANEE

- 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]:

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

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.

Chapitre 1 LES PRECIPITATIONS CONVECTIVES EN MEDITERRANEE

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/m^3) 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 6 résume les situations précipitantes et non précipitantes des nuages en fonction des propriétés optiques et microphysiques des nuages.

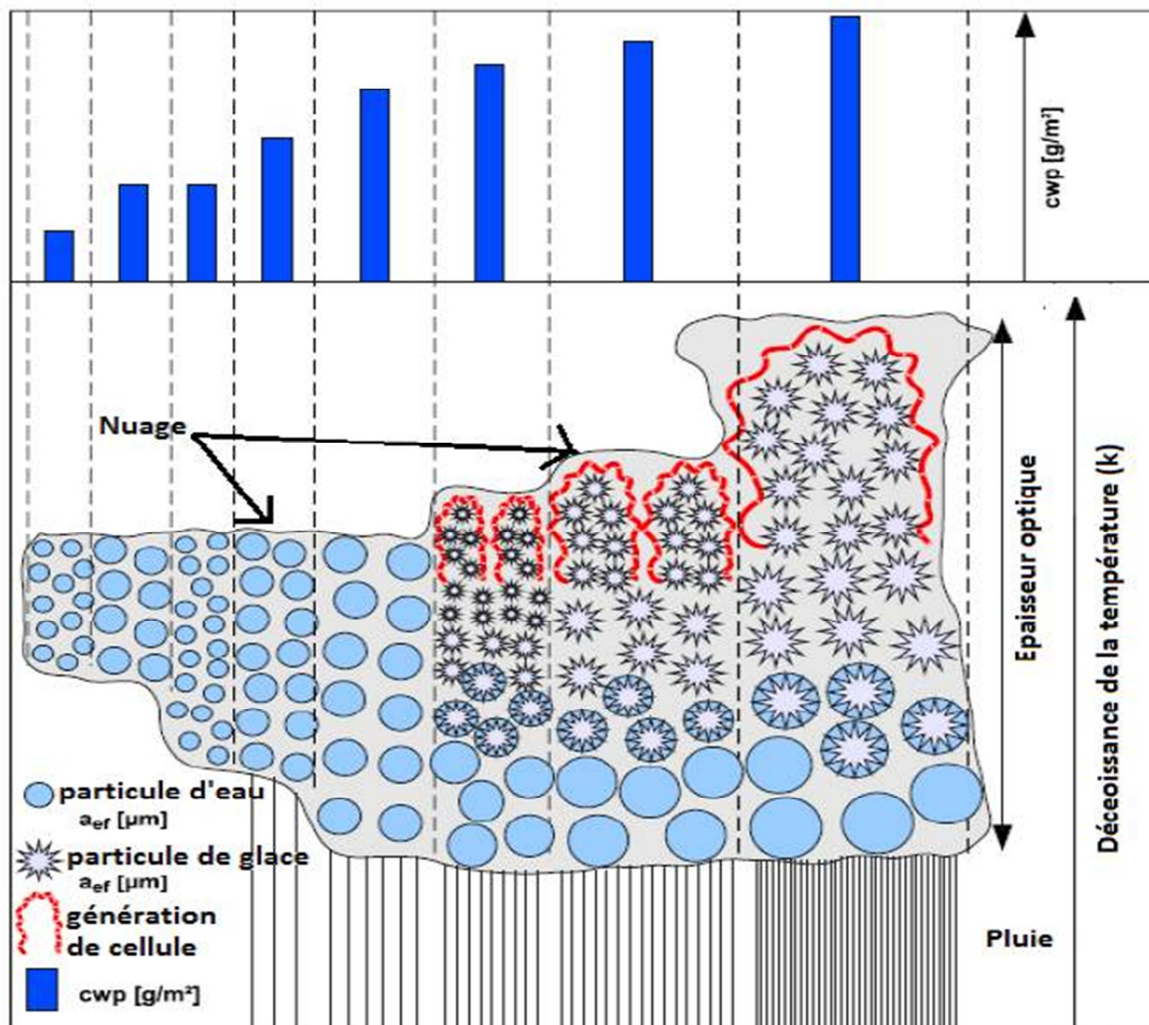


Fig.6. Modèle conceptuel pour l'identification de la zone de pluie basée sur les propriétés optiques et microphysiques des nuages (CWP et la phase des nuages) [Lensky et Rosenfeld 2003a].

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. Ces phénomènes sont associés à des systèmes convectifs de mésoéchelle quasi-stationnaires.

L'observation d'un tel système de précipitations intenses et l'identification des précipitations convectives sont réalisées en utilisant les moyens de télédétection à savoir, les satellites et les radars météorologiques qui seront décrits en détail dans le chapitre suivant.

CHAPITRE 2

INSTRUMENTS D'OBSERVATION 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.

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

La météorologie moderne utilise intensément les instruments de télédétection ya ceux qui opèrent à distance par télédétection passive (satellites météorologiques) ou active (radars météorologiques), pour l'étude des différents phénomènes météorologiques.

Dans ce chapitre, nous présenterons ces instruments d'observation ainsi que leur mode de fonctionnement.

2.2. Les radars météorologiques

Le mot radar est une abréviation de l'anglais Radio Detection and Ranging, est utilisé pour désigner un capteur actif qui, au moyen d'un balayage temporel effectué par des hyperfréquences, génère une image du terrain.

Durant la Seconde Guerre mondiale, les opérateurs radars ont remarqué que des échos parasites semblaient venir des précipitations et des techniques furent mises au point pour filtrer ces échos gênants. Cependant, les scientifiques ont rapidement reconnu le potentiel pour la météorologie et dès la fin du conflit, des radars militaires mis en disponibilité furent utilisés pour la détection des précipitations.

Le radar constitue un outil indispensable à l'observation de l'atmosphère (surveillance et détections des zones pluvieuses) et à l'élaboration des prévisions météorologiques à courte échéance. Il peut apporter également des informations nécessaires aux services d'annonces des crues puisqu'il fournit 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 météorologique sont des radars à impulsion. Pour cela, un signal H.F issu d'un oscillateur pilote est modulé en amplitude par une impulsion rectangulaire. autrement dit, le radar à impulsion fonctionne en modulation tout ou rien.

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].

2.2.1. Principe de fonctionnement

Un radar est constitué d'une antenne parabolique, d'un système d'émission-réception et radar d'un ordinateur. L'antenne 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 7.

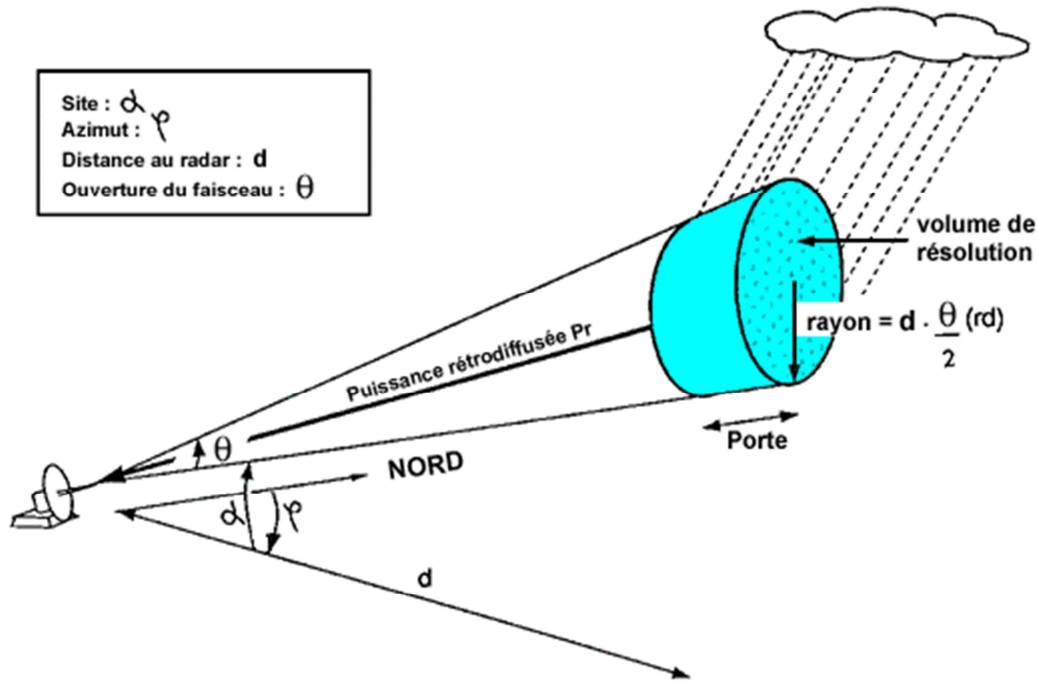


Fig.7. Schéma de principe de fonctionnement d'un radar météorologique

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).

2.2.2. 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]:

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

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^2) 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]:

$$P/P_t = \frac{G_m^2 \lambda^2 \theta_0 \phi_0 c \tau L_a^2 L_r \eta}{1024 \pi^2 L_n^2 r^2} \quad (2-3)$$

Avec θ_0 ϕ_0 sont des angles d'ouvertures à 3dB 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:

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

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

2.2. 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 mm⁶/m³.

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

$$Z = \int_{D_{MIN}}^{D_{MAX}} D^6 N(D) dD \tag{2-5}$$

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] :

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

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 :

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

Une échelle logarithmique définie par comparaison avec un niveau de référence de 1 mm⁶/m³ exprime le facteur de réflectivité en dBZ [Sauvageot 1992] :

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

2.2.4. Intensité de pluie R

Le taux 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] :

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

$V_t(D)$ 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]:

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

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 relation semi empirique entre la réflectivité et l'intensité de la pluie a été proposé [Marshall et Palmer 1948], elle est de la forme :

$$Z = aR^b \quad (2-11)$$

Où a et b sont des coefficients qui dépendent de la nature des précipitations. Z et R sont respectivement exprimés en mm^6/m^3 et mm/h.

2.2.5. Modes de visualisation des images radar météorologiques

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, RHI et HTI.

➤ **Mode PPI (Plan Position Indicator)**

C'est une représentation de la forme et de la position de la cible en azimut, 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 (Range Height Indicator)**

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 (Height Time Indicator)**

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.

2.2.6. 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.

2.2.7. Réseau algérien des radars météorologiques

Le réseau algérien des radars météorologiques, « AWSR-81 » (Algerian Weather Service Radar), est constitué de sept radars. Ils sont exclusivement destinés à l'observation des champs de précipitations et essentiellement repartis dans le nord de l'Algérie .ces radars se situent respectivement à Tlemcen, Bechar, Tiaret, El Bayadh, Alger, Annaba et Sétif. Notons que ces dernières années, seul le radar de setif reste opérationnel.

2.3. Satellites météorologique

Les satellites météorologiques sont devenus des instruments privilégiés, à la fois pour la météorologie et la climatologie, ils consistent un système perpétuel d'observation de l'atmosphère terrestre et permet de générer des images de la planète entière. Les observations effectuées par ces satellites consistent un apport essentielle aux systèmes des prévisions météorologique numérique et aident également les prévisionnistes à reconnaître le développement des phénomènes météorologiques

susceptibles de causer des sinistres. L'utilisation des données satellitaires a ainsi permis l'émergence d'une nouvelle approche de la climatologie qui a fait de l'estimation des précipitations un de ses grands thèmes de recherche.

Le premier satellite météo « Tiros 1 » a été lancé par les Américains en 1960. Les images de l'atmosphère qu'il transmettait n'étaient pas vraiment exploitables. Mais, depuis cette date, la technique a beaucoup progressé. Actuellement, il existe deux familles de satellites météorologiques : les défilants et les géostationnaires. L'ensemble de ces satellites (voir figure 8, 9) permet d'assurer une couverture complète et continue de la planète



Fig.8. Système mondial d'observation de satellites météorologiques.

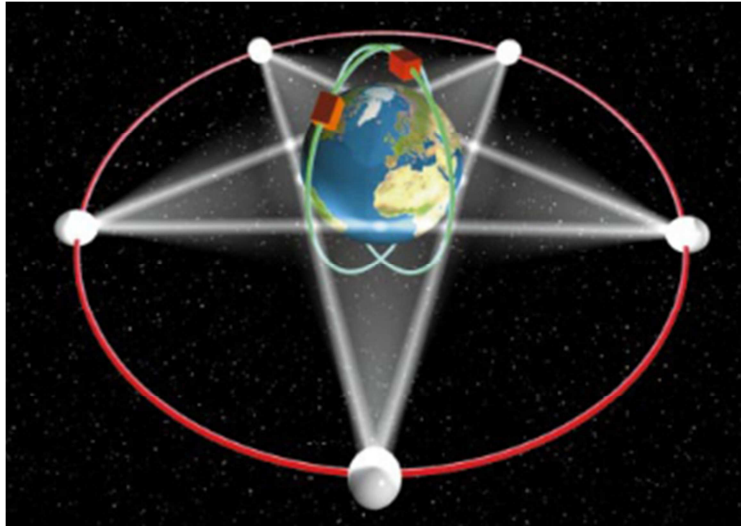


Fig.9. couverture des satellites météorologiques géostationnaires et en orbite polaire depuis l'espace.

➤ Les satellites Géostationnaires

Les satellites géostationnaires tournent dans le même sens et avec la même vitesse de rotation que la terre (leur période de révolution sidérale est identique à sa période de rotation, soit 23 h 56 min 4.09 s) les faisant apparaître à l'arrêt du point de vue d'un observateur à la surface de la Terre. Ils sont situés à 36000 km d'altitude (35 859 km pour METEOSAT) au dessus de la surface de la Terre sur des points spécifiques à la même latitude que l'équateur 0°. Ils surplombent toujours la même partie de notre globe terrestre.

Ces satellites présentent l'avantage de toujours visualiser la terre sous le même angle. Autrement dit, ils peuvent enregistrer la même image à des intervalles rapprochés. Cette propriété est particulièrement utile pour l'observation des conditions météorologiques. L'un des inconvénients des orbites géostationnaires est leur grande distance par rapport à la terre ce qui réduit la résolution spatiale.

Ainsi, il faut que les différents pays coopèrent pour pouvoir assurer la couverture totale du globe terrestre: les satellites géostationnaires météorologiques sont maintenus par [EUMETSAT](#) (Meteosat), les Etats-Unis (GOES), le Japon (MTSAT), la Chine

(Fengyun-2), la Russie (GOMS) et l'Inde (KALPANA). Il faut un réseau de 5 ou 6 satellites pour couvrir l'ensemble du globe.

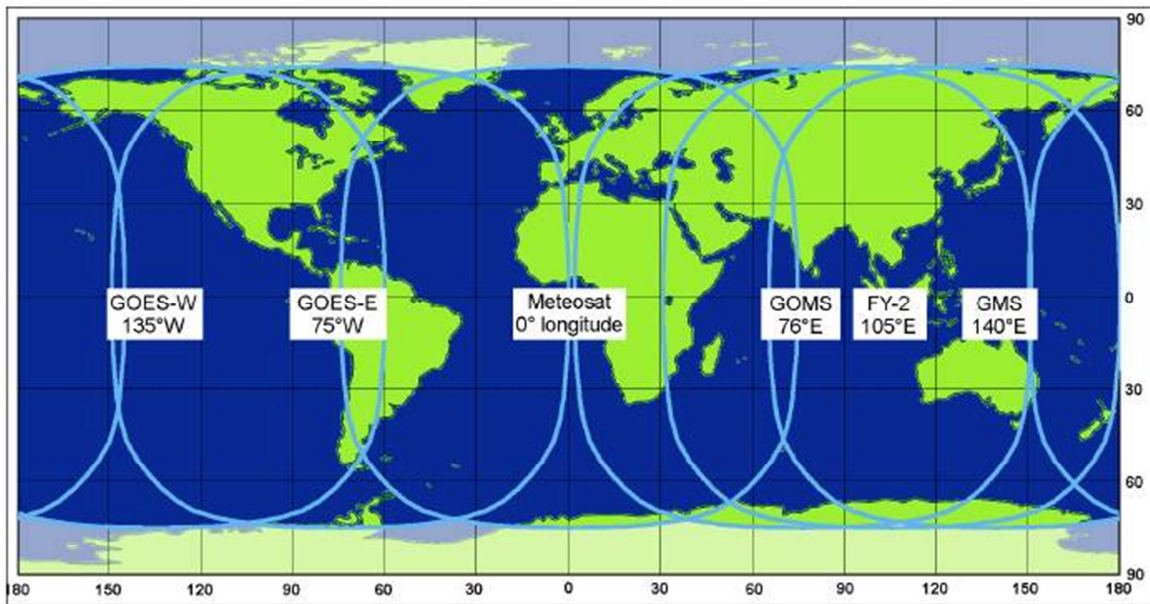


Fig.10. Couverture des satellites météorologiques géostationnaires [source EUMETSAT]

➤ Les satellites défilants (satellites polaires)

Les satellites défilants tournent autour de la terre sur une orbite quasi circulaire passant près des pôles dans des trajets Nord-Sud (par exemple NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) pour les américains et METOP pour les européens d'EUMETSAT), (voir figure11, 12), ils observent la terre à une altitude un peu inférieure à 1000 km (850 km) et donnent une meilleure résolution (des détails de l'ordre de 2 km) que les satellites géostationnaires. Ils font le tour de la terre en près de deux heures. L'orbite du satellite et la rotation de la terre permettent une couverture complète de la surface de la planète après un cycle orbital complet. Ils délivrent des informations sur une même zone deux fois par jour. Ils sont utilisés pour alimenter les modèles de prévision à plusieurs jours d'échéance. Ils permettent surtout l'observation des régions qui ne sont pas couvertes par les satellites géostationnaires.

De plus, à chaque passe, ces satellites examinent une bande d'une largeur d'environ 1900 km 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 altitude. Chaque satellite en orbite polaire peut observer la planète entière en 24 heures. Pour la plus part des satellites météorologique polaires, les orbites sont choisies de telle sorte qu'elles soient héliosynchrones, cela signifie que l'orbite garde un angle constant avec le soleil durant toute l'année, donc le satellite passe au-dessus d'un endroit donné à la même heure solaire locale chaque jour.

Ces satellites nous fournissent les renseignements sur l'état du « trou » dans la couche d'ozone, les photos composites de la couverture de la neige et les températures à la surface des océans.

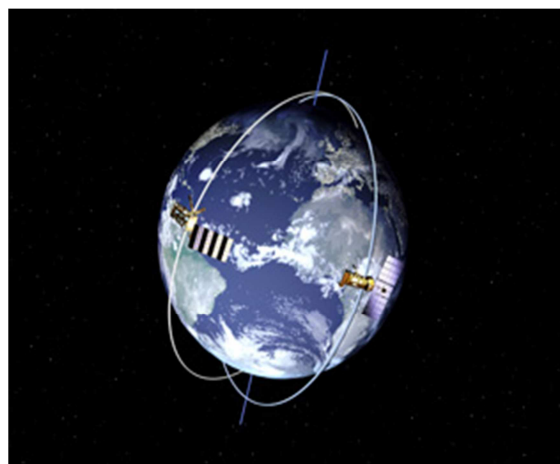


Fig.11. le système polaire commun (SAT. NOAA et SAT. METOP) [EUMETSAT]

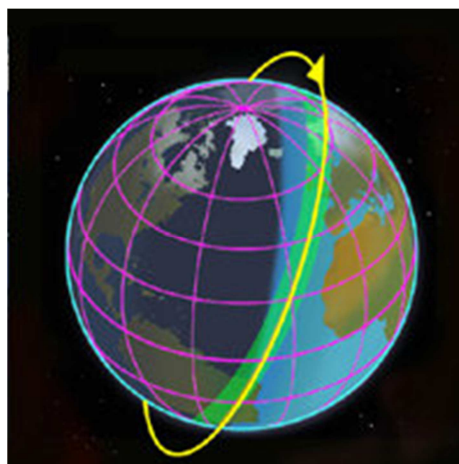


Fig.12. l'orbite polaire [EUMETSAT]

2.3.1. Les satellites METEOSAT (satellites 1ere Générations)

Le satellite METEOSAT de première génération (Fig.13) est un satellite météorologique géostationnaire européen. L'objectif principal du système METEOSAT est la fourniture de données satellitaires rentables et de services annexes correspondant aux besoins des Etats membres d'EUMETSAT. Dans la mesure du possible, le système répond aux besoins exprimés par l'Organisation Météorologique Mondiale. 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. Ils couvrent l'Afrique, l'Europe et les extrémités de l'Asie et de l'Amérique méridionale.

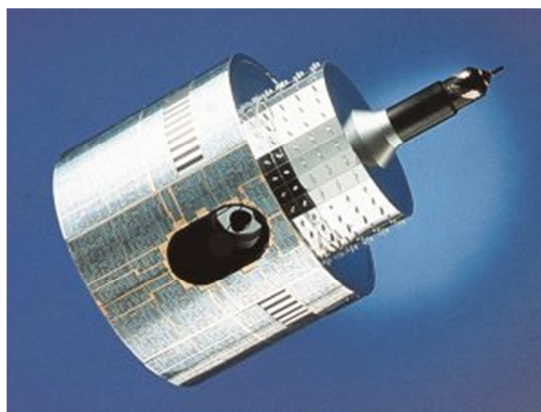


Fig.13. Satellite METEOSAT [source EUMETSAT]

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

Le principal instrument de ce satellite est le radiomètre MVIRI, dont les caractéristiques principales sont rapportées dans la table ci-dessus (Table3). Le radiomètre travaille dans trois bandes spectrales :

- **La Bande visible** : est utilisée pour l'imagerie diurne. Ce canal n'est utilisable que lorsqu'il fait jour sur la terre.
- **La Bande vapeur d'eau** : la bande d'absorption de la vapeur d'eau est utilisée pour déterminer la quantité de vapeur d'eau dans la moyenne troposphère.
- **La Bande infrarouge** : la bande de l'infrarouge thermique (fenêtre) est utilisée pour l'imagerie nuit et jour et aussi pour déterminer la température du sommet des nuages et de la surfaces de l'océan

Nom du Canal	Bande spectrale
Visible (VIS)	0.45 - 1.0 (μm)
Vapeur d'eau (WV)	5.7 - 7.1 (μm)
Infrarouge (IR)	10.5 - 12.5 (μm)
Résolution temporelle	30 minutes \Rightarrow 48 images par jour

Table.3. Caractéristique spectrales et temporelle des canaux de METEOSAT

Les images acquises couvrent toujours la même zone du globe terrestre durant un intervalle de temps fixé à l'avance. Le système est conçu pour fournir toutes les 30 minutes une vue globale du disque terrestre. La résolution au point sous satellite est de 2.5 km dans le canal visible et d'environ 5 km pour l'infrarouge et le canal vapeur d'eau.

2.3.2. Satellite de deuxième génération (MSG)

Le programme MSG (METEOSAT Seconde Génération) a été mis en place pour assurer la relève de METEOSAT première génération. Il inclut des améliorations par rapport à son prédécesseur : une meilleure résolution, plus de canaux étudiés et une

plus grande rapidité dans l'acquisition d'images. Il permet d'avoir une amélioration de l'imagerie et d'analyser les masses d'air. MSG-1 (Fig.14) a été lancé le 28 août 2002. Il est positionné au dessus de l'équateur à 3.5°W. Le système de transmission des données a dû être revu pour cause de panne. Finalement, il est devenu pleinement opérationnel sous le nom de METEOSAT-8 à partir du 29 janvier 2004.

MSG-1 est le premier des 3 satellites géostationnaires similaires qui exerceront une surveillance constante du temps à partir de la même position que ses prédécesseurs pendant plusieurs années à venir. Il a une masse de 1700 kg et présente une forme cylindrique qui fait 3.2 m de diamètre et 2.4 m de hauteur. Il est entièrement couvert de 8 panneaux solaires et a une durée de vie de 7 ans.

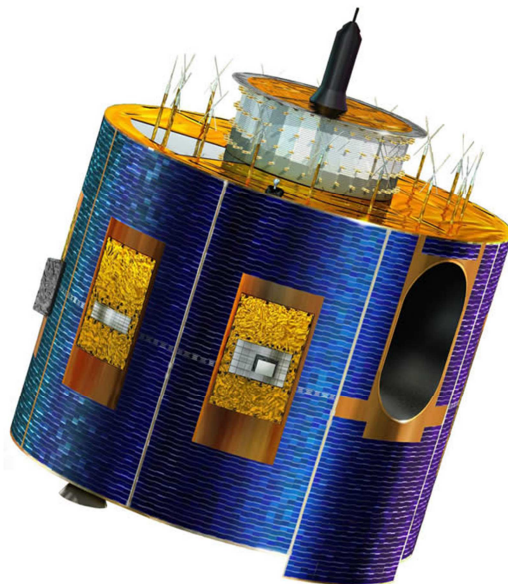


Fig.14. Satellite MSG1 [source EUMETSAT]

L'imageur SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infra Red Imager) fournit toutes les 15 minutes (au lieu de 30 minutes avec METEOSAT) une image de l'hémisphère observée par le satellite dans 12 bandes spectrales (Table 4) différentes du spectre visible et infrarouge, soit 4 fois plus que Météosat. 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, MSG-1 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 2,5km 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 MSG-1 grâce à l'élargissement des bandes spectrales.

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.4. Les 12 canaux de MSG

Nous présentons dans les paragraphes suivants les différents canaux du radiomètre SEVIRI de MSG-1.

➤ **Les canaux visibles**

MSG-1 possède deux canaux visibles : VIS 0.6 et VIS 0.8. Les images provenant de ces canaux (Fig.15 et Fig.16 respectivement) ont des caractéristiques similaires à l'image du visible de METEOSAT première génération. Elles peuvent ainsi être interprétées de façon identique.

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.

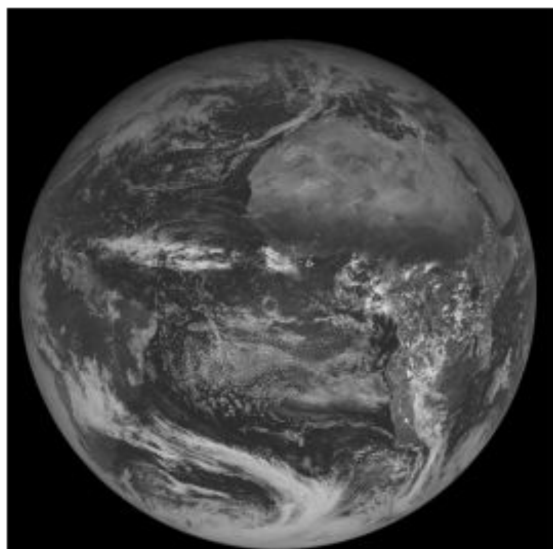


Fig.15. Image de MSG-1 du canal visible 0.6

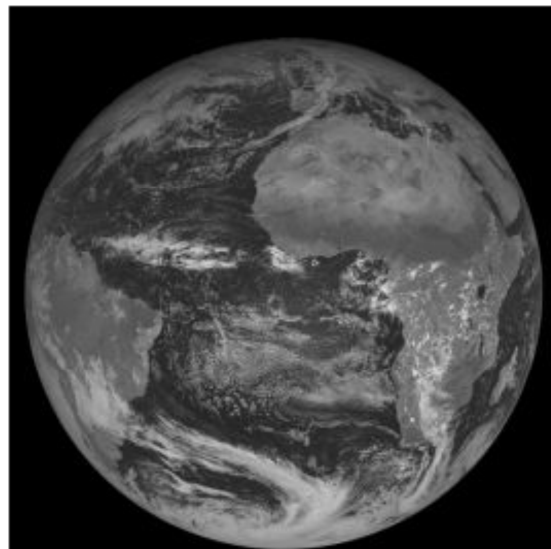


Fig. 16. Image de MSG-1 du canal visible 0.8

MSG-1 possède aussi un canal visible dénommé HRV (fig.17) 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 mesurer le vent à l'altitude des nuages et de distinguer la texture des nuages.



Fig.17. image de MSG1 du HRV

➤ **Les canaux vapeur d'eau**

MSG-1 possède deux canaux : WV 6.2 et WV 7.3 (Fig .18, Fig.19) 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.

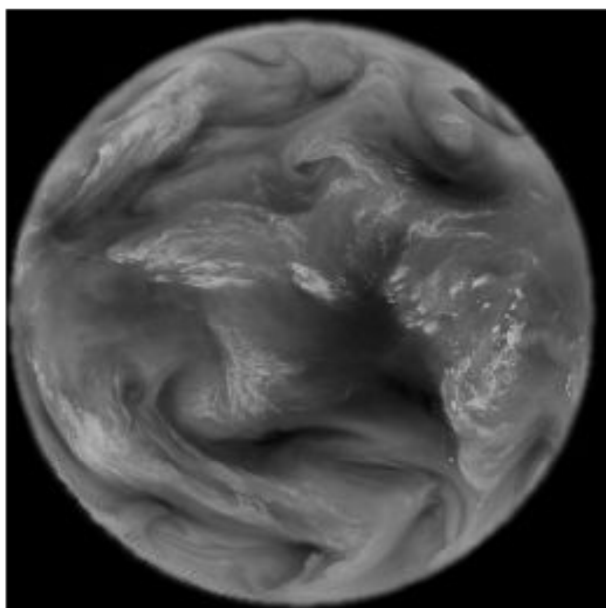


Fig.18. Image de MSG-1 du canal WV 6.2

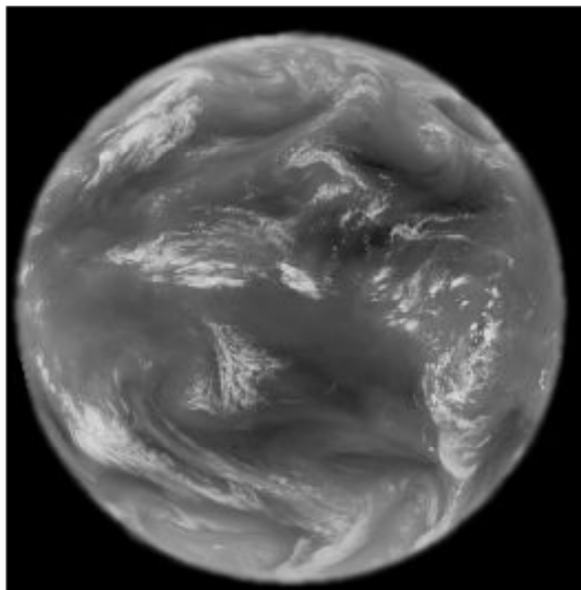


Fig.19. Image de MSG-1 du canal WV 7.3

➤ **Le canal IR 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 donné par la figure 20.

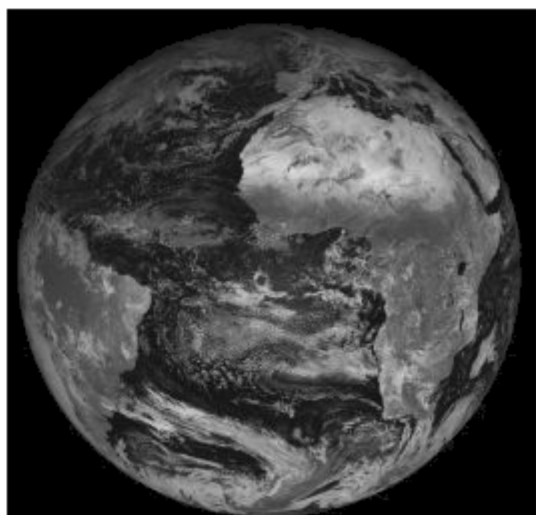


Fig.20. Image de MSG-1 du canal IR 1.6

➤ **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 21.

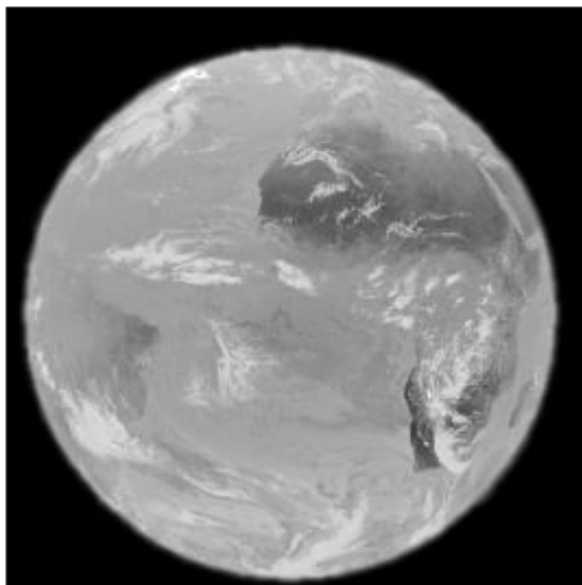


Fig.21. Image de MSG-1 du canal IR 3.9

➤ **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 22.

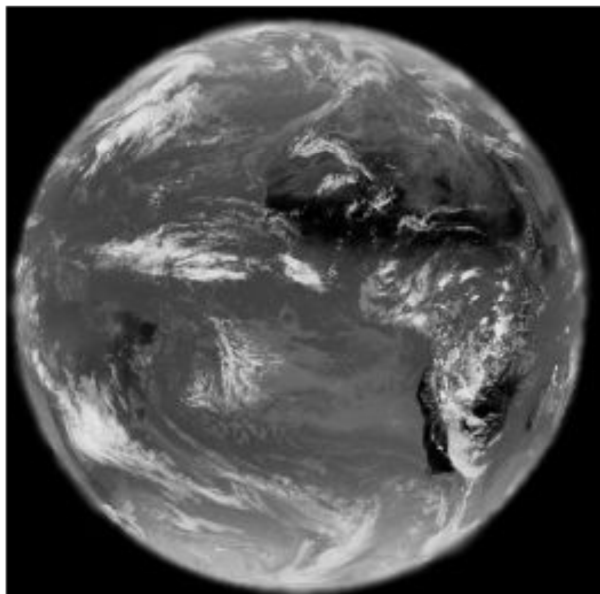


Fig.22. Image de MSG-1 du canal IR 8.7

➤ **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 23.

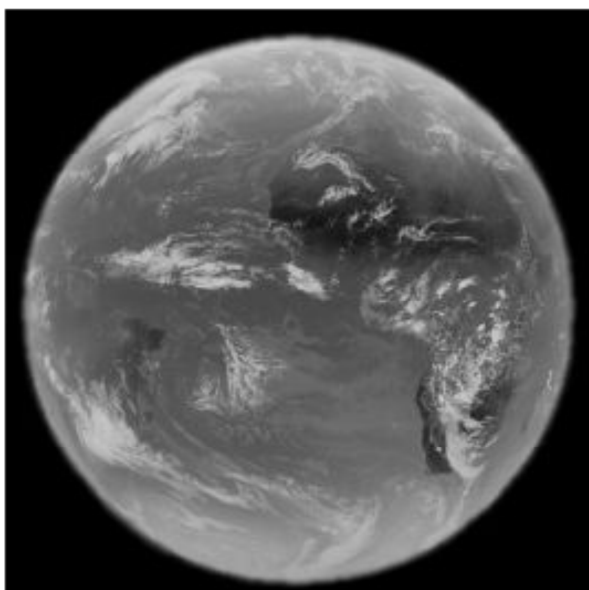


Fig.23. Image de MSG-1 du canal IR 9.7

➤ **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 24 et la figure 25 donnent une image de MSG dans les canaux IR10.8 et IR12.0 respectivement.

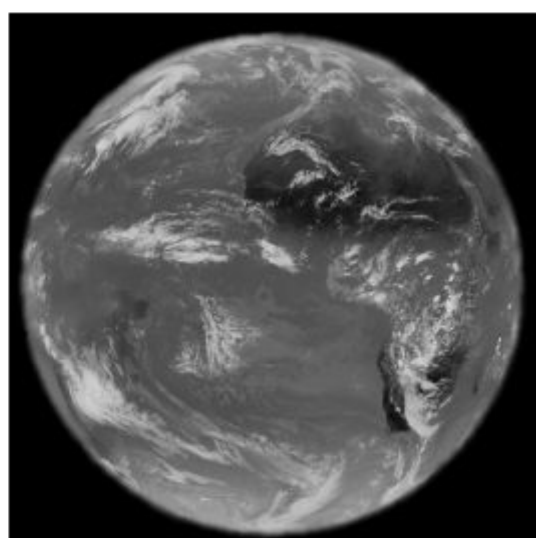
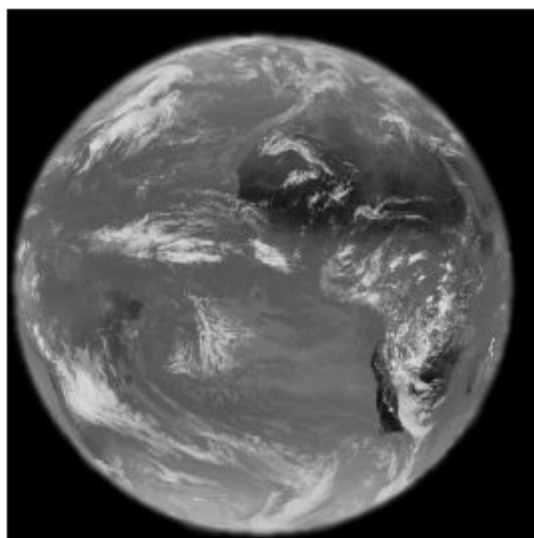


Fig.24. Image de MSG-1 du canal IR 10.8 **Fig.25.** Image de MSG-1 du canal IR 12

➤ **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 (CO₂). 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 26.

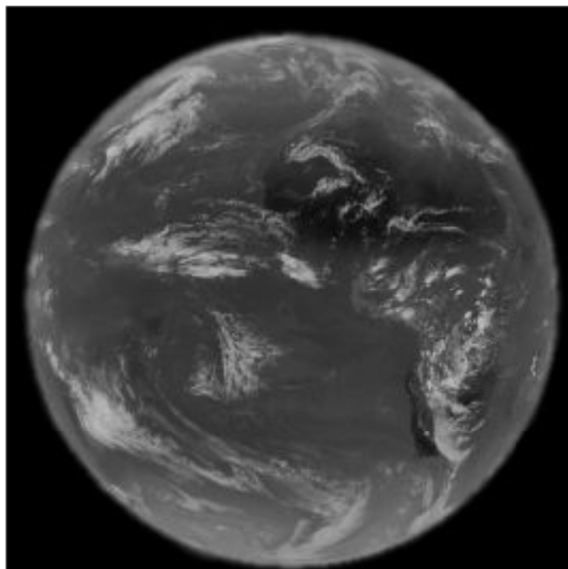


Fig.26. Image de MSG-1 du canal IR 13.4

2.3.3. Principe d'acquisition d'image

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 est l'instrument principal dont les satellites météorologiques sont équipés. Cet instrument 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 illustré par la figure 27.

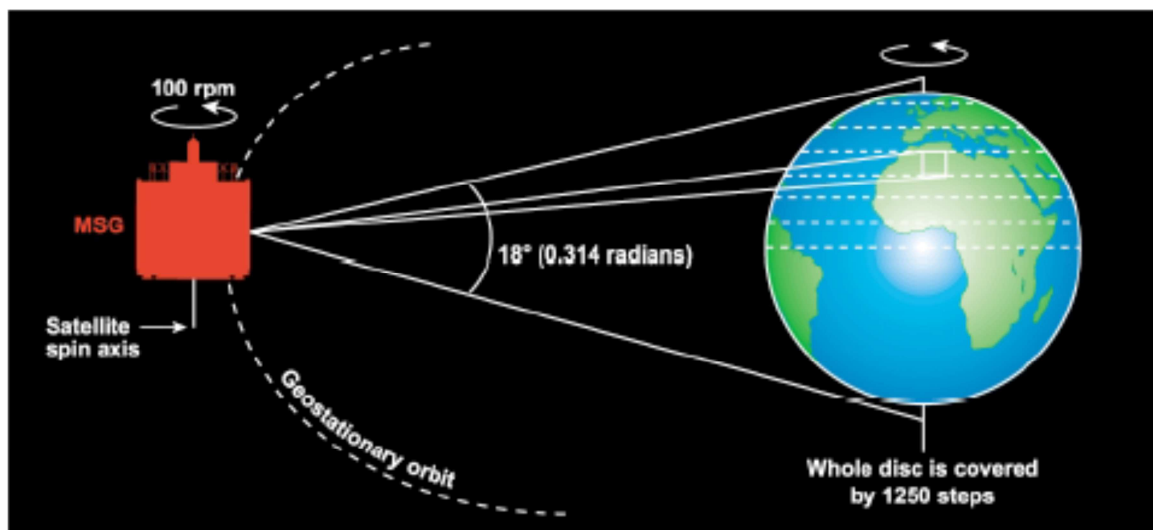


Fig.27. Principe d'acquisition des images *Météosat*

2.4. Discussion

Les instruments que nous venons de décrire dans ce chapitre sont très largement utilisés pour la mesure des précipitations. 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 identification 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. Dans le prochain chapitre, nous présentons le classificateur naïf bayésien.

CHAPITRE 3

LE CLASSIFICATEUR NAIF BAYESIE

3.1. Préambule

La classification naïve bayésienne est l'une des méthodes les plus simples en apprentissage supervisé basée sur le théorème de Bayes avec une forte indépendance (dite naïve) des hypothèses. Elle met en œuvre un classifieur bayésien naïf, ou classifieur naïf de Bayes, appartenant à la famille des classifieurs Linéaires. En termes simples, un classifieur bayésien naïf suppose que l'existence d'une caractéristique pour une classe, est indépendante de l'existence d'autres caractéristiques.

3.2. Théorème de Bayes

Le théorème de Bayes est un résultat de base en théorie des probabilités, issu des travaux du révérend Thomas Bayes et retrouvé ensuite indépendamment par Laplace. Dans son unique article, Bayes cherchait à déterminer ce que l'on appellerait actuellement la distribution a posteriori de la probabilité d'une loi binomiale. Ses travaux ont été édités et présentés à titre posthume (1763) par son ami Richard Price dans Un essai pour résoudre un problème dans la théorie des risques (An Essay towards solving a Problem in the Doctrine of Chances). Les résultats de Bayes ont été redécouverts et étendus par le mathématicien français Laplace dans un essai de 1774, lequel n'était apparemment pas au fait du travail de Bayes.

Le théorème de Bayes est utilisé dans l'inférence statistique pour mettre à jour ou actualiser les estimations d'une probabilité ou d'un paramètre quelconque, à partir des observations et des lois de probabilité de ces observations. Il y a une version discrète et une version continue du théorème.

- L'école bayésienne utilise les probabilités comme moyen de traduire numériquement un degré de connaissance (la théorie mathématique des probabilités n'oblige en effet nullement à associer celles-ci à des fréquences, qui n'en représentent qu'une application particulière résultant de la loi des grands nombres). Dans cette optique, le théorème de Bayes peut s'appliquer à toute proposition, quelle que soit la nature des variables et indépendamment de toute considération ontologique.

- L'école fréquentiste utilise les propriétés de long terme de la loi des observations et ne considère pas de loi sur les paramètres, inconnus mais fixés.

En théorie des probabilités, le théorème de Bayes énonce des probabilités conditionnelles : étant donné deux événements A et B, le théorème de Bayes permet de déterminer la probabilité de A sachant B, si l'on connaît les probabilités :

- de A ;
- de B ;
- de B sachant A.

Ce théorème élémentaire (originellement nommé « de probabilité des causes ») a des applications considérables.

Pour aboutir au théorème de Bayes, on part d'une des définitions de la probabilité conditionnelle : $P(A|B) P(B) = P(A \cap B) = P(B|A) P(A)$ (3-1)

En notant $P(A \cap B)$ la probabilité que A et B aient tous les deux lieux. En divisant de part et d'autre par $P(B)$, on obtient :

$$P(A|B) = \frac{P(B|A)P(A)}{P(B)} \quad (3-2)$$

Soit le théorème de Bayes.

Chaque terme du théorème de Bayes a une dénomination usuelle.

Le terme $P(A)$ est la probabilité a priori de A. Elle est « antérieure » au sens qu'elle précède toute information sur B. $P(A)$ est aussi appelée la probabilité marginale de A. Le terme $P(A|B)$ est appelée la probabilité a posteriori de A sachant B (ou encore de A sous condition B). Elle est « postérieure », au sens qu'elle dépend directement de B. Le terme $P(B|A)$, pour un B connu, est appelé la fonction de vraisemblance de A. De même, le terme $P(B)$ est appelé la probabilité marginale ou a priori de B.

On améliore parfois le théorème de Bayes en remarquant que

$$P(B) = P(A \cap B) + P(\bar{A} \cap B) = P(B|A) P(A) + P(B|\bar{A}) P(\bar{A}) \quad (3-3)$$

Afin de réécrire le théorème ainsi:

$$P(A|B) = \frac{P(B|A) P(A)}{P(B|A)P(A)+P(B|\bar{A}) P(\bar{A})} \quad (3-4)$$

Où \bar{A} est le complémentaire de A. Plus généralement, si $\{A_i\}$ est une partition de l'ensemble des possibles, pour tout A_i de la partition.

$$P(A_i|B) = \frac{P(B|A_i) P(A_i)}{\sum_j P(B|A_j) P(A_j)} \quad (3-5)$$

3.3. Le classifieur bayésien naïf (Naive Bayesian Classifier)

Le classifieur Bayésien naïf suppose l'existence d'une caractéristique telle que l'appartenance à une classe est indépendante de l'existence d'autres caractéristiques, cela peut apporter de l'intérêt quand nous considérons un équipement de production avec différentes caractéristiques (eg. contexte de production, fiabilité des capteurs, type de produit, etc). Le modèle Bayes naïf [Cuiping et al., 2009; Jiangtao et al., 2009; Lowd et Domingos, 2005] donne de très bons résultats pour des problèmes de classification et de calcul de probabilité combinant des connaissances et ne nécessitant pas un grand nombre de données pour l'apprentissage ; il permet un calcul rapide [Ben Gal, 2007], ainsi qu'une bonne estimation même avec des données incomplètes [Ramoni et Sebastiani, 2001].

3.3.1. Algorithme d'apprentissage bayésien naïf

Si on note par $X=\{x_1,x_2,\dots,x_n\}$ l'ensemble des variables observées (attributs, caractéristiques) et C la variable de l'état du système (nœud ou classe), une approche à partir du modèle Bayésien naïf consiste à modéliser la distribution des probabilités conditionnelles $P(C|x_i)$.

La Figure 28 donne la structure d'un modèle Bayésien naïf.

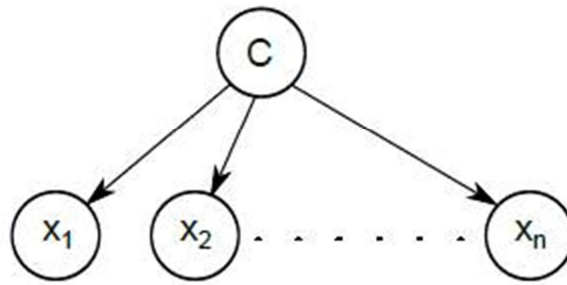


Fig.28. Structure d'un modèle Bayésien naïf

Il se base sur la règle de Bayes qui s'énonce de la manière suivante:

$$P(C|x_1, \dots, x_n) = \frac{P(C)P(C|x_1, \dots, x_n)}{P(x_1, \dots, x_n)} \tag{3-6}$$

P(C) : Probabilité a priori de l'hypothèse C (en anglais: prior probability)

P(X) : Probabilité a priori des données X

P(C|X) : Probabilité de C étant donné X

P(X|C) : Probabilité de X étant donné C (en anglais : likelihood probability)

En langage courant, cela signifie :

$$\text{Postérieur} = \frac{\text{antérieur} \times \text{vraisemblance}}{\text{évidence}} \tag{3-7}$$

Pour calculer l'équation (3-6), nous nous intéressons seulement au numérateur, le dénominateur ne dépend pas de C et donc nous pouvons le considérer comme une constante dans l'équation (3-6), Le numérateur quant à lui peut s'écrire, en appliquant plusieurs fois la probabilité conditionnelle de la façon suivante:

$$\begin{aligned} P(C, x_1, \dots, x_n) &= P(C) P(x_1, \dots, x_n|C) \\ &= P(C) P(x_1|C) P(x_2, \dots, x_n|C, x_1) \\ &= P(C) P(x_1|C) P(x_2|C, x_1) P(x_3, \dots, x_n|C, x_1, x_2) \\ &= P(C) P(x_1|C) P(x_2|C, x_1) P(x_3|C, x_1, x_2) \dots P(x_n|C, x_1, x_2, x_3, \dots, x_{n-1}) \end{aligned} \tag{3-8}$$

Nous faisons intervenir l'hypothèse naïve: si chaque x_i est indépendant des autres Caractéristiques $x_{i \neq j}$, alors: $P(x_i|C, x_j) = P(x_i|C)$ pour tout $i \neq j$, par conséquent la probabilité conditionnelle peut s'écrire :

$$\begin{aligned} P(C, x_1, \dots, x_n) &= P(C) P(x_1|C) P(x_2|C) P(x_3|C) \dots \\ &= P(C) \prod_{i=1}^n P(x_i|C) \end{aligned} \quad (3-9)$$

3.3.2. Estimation de la valeur des paramètres

Tous les paramètres du modèle (probabilités a priori des classes et lois de probabilités associées aux différentes caractéristiques) peuvent faire l'objet d'une approximation par rapport aux fréquences relatives des classes et caractéristiques dans l'ensemble des données d'entraînement. Il s'agit d'une estimation du maximum de vraisemblance des probabilités. Les probabilités a priori des classes peuvent par exemple être calculées en se basant sur l'hypothèse que les classes sont équiprobables (i.e. chaque antérieure = $1 / (\text{nombre de classes})$), ou bien en estimant chaque probabilité de classe sur la base de l'ensemble des données d'entraînement (i.e. antérieure de $C = (\text{nombre d'échantillons de } C) / (\text{nombre d'échantillons total})$). Pour estimer les paramètres d'une loi de probabilité relative à une caractéristique précise, il est nécessaire de présupposer le type de la loi en question ; sinon, il faut générer des modèles non-paramétriques pour les caractéristiques appartenant à l'ensemble de données d'entraînement. Lorsque l'on travaille avec des caractéristiques qui sont des variables aléatoires continues, on suppose généralement que les lois de probabilités correspondantes sont des lois normales, dont on estimera l'espérance et la variance. L'espérance μ se calcule avec:

$$\mu = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i \quad (3-10)$$

Où N est le nombre d'échantillons et x_i est la valeur d'un échantillon donné.

La variance σ^2 se calcule avec

$$\sigma^2 = \frac{1}{(N-1)} \sum_{i=1}^N (x_i - \mu)^2 \quad (3-11)$$

Si, pour une certaine classe, une certaine caractéristique ne prend jamais une valeur donnée dans l'ensemble de données d'entraînement, alors l'estimation de probabilité basée sur la fréquence aura pour valeur zéro. Cela pose un problème puisque l'on aboutit à l'apparition d'un facteur nul lorsque les probabilités sont multipliées. Par conséquent, on corrige les estimations de probabilités avec des probabilités fixées à l'avance.

3.3.3. Construire un classifieur à partir du modèle de probabilités

Jusqu'à présent nous avons établi le modèle à caractéristiques indépendantes, à savoir le modèle de probabilités bayésien naïf. Le classifieur bayésien naïf couple ce modèle avec une règle de décision. Une règle couramment employée consiste à choisir l'hypothèse la plus probable. Il s'agit de la règle du maximum a posteriori ou MAP. Le classifieur correspondant à cette règle est la fonction Classifieur suivante :

$$\text{Classifieur}(x_1, \dots, x_n) = \underset{\text{classe}}{\text{argmax}} P(C) \prod_{i=1}^n P(x_i | C) \quad (3-12)$$

3.4. Avantages et Inconvénients

Avantages :

- **Prendre en considération des connaissances préalables:** Un point fort de cet algorithme est qu'il est capable de prendre en compte des connaissances préalables lors du calcul de sa probabilité postérieure. Ces connaissances sont représentées sous forme de probabilité antérieure indiquant la possibilité que l'hypothèse en considération soit correcte.

- **Robuste aux attributs manquants:** Les attributs manquants n'imposent aucun problème à cet algorithme puisque sa probabilité est ignorée lors du calcul des probabilités.

- **Vitesse de la classification et de l'apprentissage:** Cet algorithme est extrêmement rapide en fonction de temps d'apprentissage et de classification. On peut même aller plus loin en fonction de la rapidité du temps d'apprentissage et de computation en convertissant la multiplication dans sa formule en une addition par l'introduction du logarithme.

- **Variété de types de données:** cet algorithme peut prendre en compte tous les types d'attributs (discrets et continus). En plus, il est robuste aux valeurs bruits ou manquantes.

- **Disponibilité de l'outil:** les avantages et le succès qu'apporte cet algorithme l'ont rendu largement et facilement disponible dans tous les outils de fouille de données.

Inconvénients :

- **Les attributs numériques :** Il est nécessaire de discrétiser les attributs ayant des valeurs numériques pour pouvoir calculer les probabilités.

- **Faible résistance face aux valeurs redondantes ou interdépendantes :** Les valeurs redondantes et interdépendantes posent un vrai problème pour cet algorithme en vue de son hypothèse naïf qui considère que les attributs sont indépendants.

- **Faible résistance au sur-apprentissage :** surtout avec les attributs ayants des valeurs continues.

3.5. Discussion

Le classifieur bayésien naïf a plusieurs propriétés qui le rendent très pratique dans les cas réels. En particulier, la dissociation des lois de probabilités conditionnelles de classe entre les différentes caractéristiques aboutit au fait que chaque loi de probabilité peut être estimée indépendamment en tant que loi de probabilité à une dimension. Comme tous les classifieurs probabilistes utilisant la règle de décision du maximum a posteriori, il classifie correctement du moment que la classe adéquate est

plus probable que toutes les autres. Par conséquent les probabilités de classe n'ont pas été estimées de façon très précise. Le classifieur dans l'ensemble est suffisamment robuste pour ne pas tenir compte de sérieux défauts dans son modèle de base de probabilités naïves. Ce classifieur sera appliqué à la classification des précipitations convectives qui fera l'objet du prochain chapitre.

CHAPITRE 4

IDENTIFICATION ET CLASSIFICATION DES PRECIPITATIONS PAR LE CLASSIFICATEUR NAIF BAYESIEN

Chapitre 4 IDENTIFICATION ET CLASSIFICATION DES PRECIPITATIONS PAR LE CLASSIFICATEUR NAIVE BAYESIEN

4.1. Préambule

Ce chapitre présente un nouvel algorithme pour classer les nuages convectifs et déterminer leur intensité à partir des propriétés physiques des nuages extraites de SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager). Les événements convectifs observés de 2006 à 2011 à une échelle temporelle de 15 min, de résolution spatiale 4×5km sont analysés sur le nord de l'Algérie. La méthode de classification des précipitations convectives est basée sur la relation entre les caractéristiques spectrales des nuages et leurs propriétés physiques telles que le CWP, phase des nuages (CP) et la température du sommet des nuages (CTT). Pour ce faire, une méthode statistique basée sur "La classification naïve bayésienne" est appliquée. Il s'agit d'un type de classification Bayésienne probabiliste simple basée sur le théorème de Bayes avec une forte indépendance (dite naïve) des hypothèses. Pour une période de 12 mois, les performances de la méthode pour la classification des intensités de précipitations dans les nuages convectifs sont évaluées à l'aide du radar météorologique installé sur le nord de l'Algérie. Les résultats indiquent une performance encourageante de la méthode.

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.29). 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.

Chapitre 4 IDENTIFICATION ET CLASSIFICATION DES PRECIPITATIONS PAR LE CLASSIFICATEUR NAIVE BAYESIEN

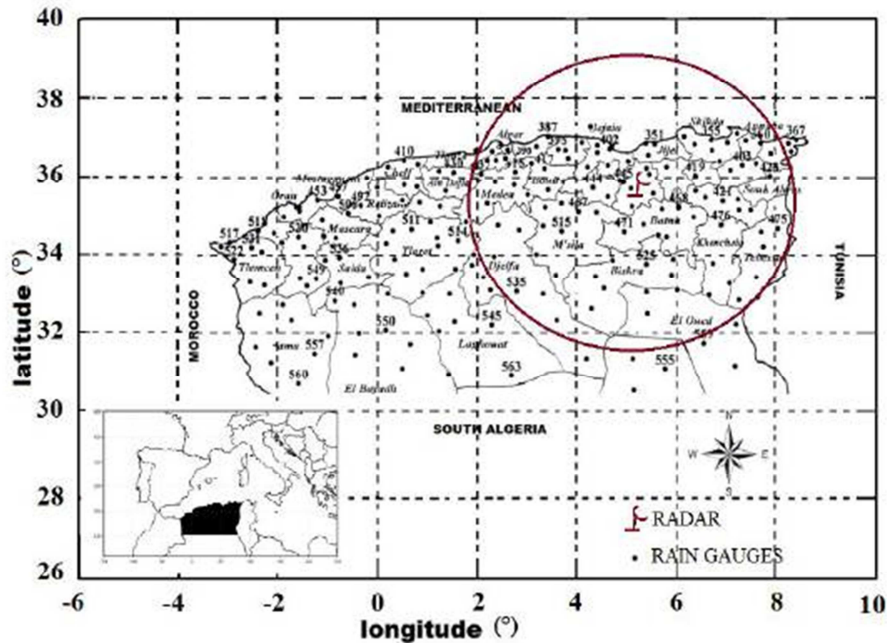


Fig.29. Position du radar météorologique de Sétif et répartition des stations pluviométriques sur la zone d'étude. Le cercle montre la couverture radar d'un rayon de 250 km (ONM).

4.2.2. Données du satellite et du radar

Dans cette étude, les données MSG/SEVIRI ainsi que les données correspondantes du radar sont utilisées. La collocation spatiale et temporelle entre les observations par satellite et radar a été appliquée pour la comparaison.

4.2.2.1. Observations par satellite

MSG est une nouvelle série des satellites géostationnaires européens qui est exploité par EUMETSAT. Le premier MSG Meteosat-8 est un satellite stabilisé par rotation qui porte l'instrument SEVIRI à 12 canaux avec trois canaux le visibles et le proche infrarouge à des longueurs d'onde entre 0,6 et 1,6 μm , huit canaux infrarouge à des longueurs d'onde entre 3,8 et 14 μm , et un canal visible à haute résolution. La résolution spatiale de SEVIRI est $1 \times 1 \text{ km}^2$ pour le canal haute résolution à large bande et $3 \times 3 \text{ km}^2$ pour les autres canaux. Sur le nord de l'Algérie, la visualisation satellite de l'angle zénithal de SEVIRI est d'environ 45° , et en conséquence la résolution spatiale est réduite à environ $4 \times 5 \text{ km}^2$. L'image (type Level 1.5) a une taille de 3712×3712

Chapitre 4 IDENTIFICATION ET CLASSIFICATION DES PRECIPITATIONS PAR LE CLASSIFICATEUR NAIVE BAYESIEN

pixels dans chaque canal [Eumetsat 2004]. Cela correspond à une résolution spatiale au centre de l'image d'environ 3km². 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 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) [Eumetsat2004] :

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

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 mVm⁻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) :

$$Tb = \frac{C_2 v_c}{\left(\log\left(\frac{C_1 v_c^3}{Ra} + 1\right) - B\right) * A} \quad (4-2)$$

Où Ra est la radiance du pixel calculée par l'équation (4-1) pour les canaux infrarouges; les C₁ et C₂ sont des constantes qui égalent respectivement 1.19104 10⁻⁵ mWm⁻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 5).

Chapitre 4 IDENTIFICATION ET CLASSIFICATION DES PRECIPITATIONS PAR LE CLASSIFICATEUR NAIVE BAYESIEN

N° de canal	canal	v_c	A	B
4	IR 3.9	2569.094	0.9959	3.471
5	WV 6.2	1598.566	0.9963	2.219
6	WV 7.3	1362.142	0.9991	0.485
7	IR 8.7	1149.083	0.9996	0.181
8	IR 9.7	1034345	0.9999	0.060
9	IR 10.8	930.659	0.9983	0.627
10	IR 12.0	839.661	0.9988	0.397
11	IR 13.4	752.381	0.9981	0.576

Table.5. 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 :

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

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 6), 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	65.2296	73.0127	62.3715	78.8952

Table.6. Valeurs des constante I dépendant du canal

Chapitre 4 IDENTIFICATION ET CLASSIFICATION DES PRECIPITATIONS PAR LE CLASSIFICATEUR NAIVE BAYESIEN

4.2.2.2. Observations par radar météorologique

Les données de précipitations par radar du Service météorologique Sétif sont utilisées pour le développement et la validation de la nouvelle technique de classification des précipitations convectives, le radar de 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 5.6GHz. Le déplacement en azimut est entre 0 à 360 degrés continus et le déplacement en inclinaison de -20° à 90°. Sa polarisation est linéaire et horizontale.

Les images radar utilisées sont collectées à une résolution temporelle de 15min et une résolution spatiale de 1km² sous un format de 512x512 pixels. Le paramètre physique du radar est le facteur de réflectivité, notée Z (dBZ). Chaque pixel est codé sur quatre bits. Cela correspond à seize classes (fig.30). 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.7. Caractéristiques du radar de Sétif

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.

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

Chapitre 4 IDENTIFICATION ET CLASSIFICATION DES PRECIPITATIONS PAR LE CLASSIFICATEUR NAIVE BAYESIEN

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

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

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'Aérodologie 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 30 donne un exemple d'une image enregistrée par le radar de Sétif en réflectivité (en dBZ).

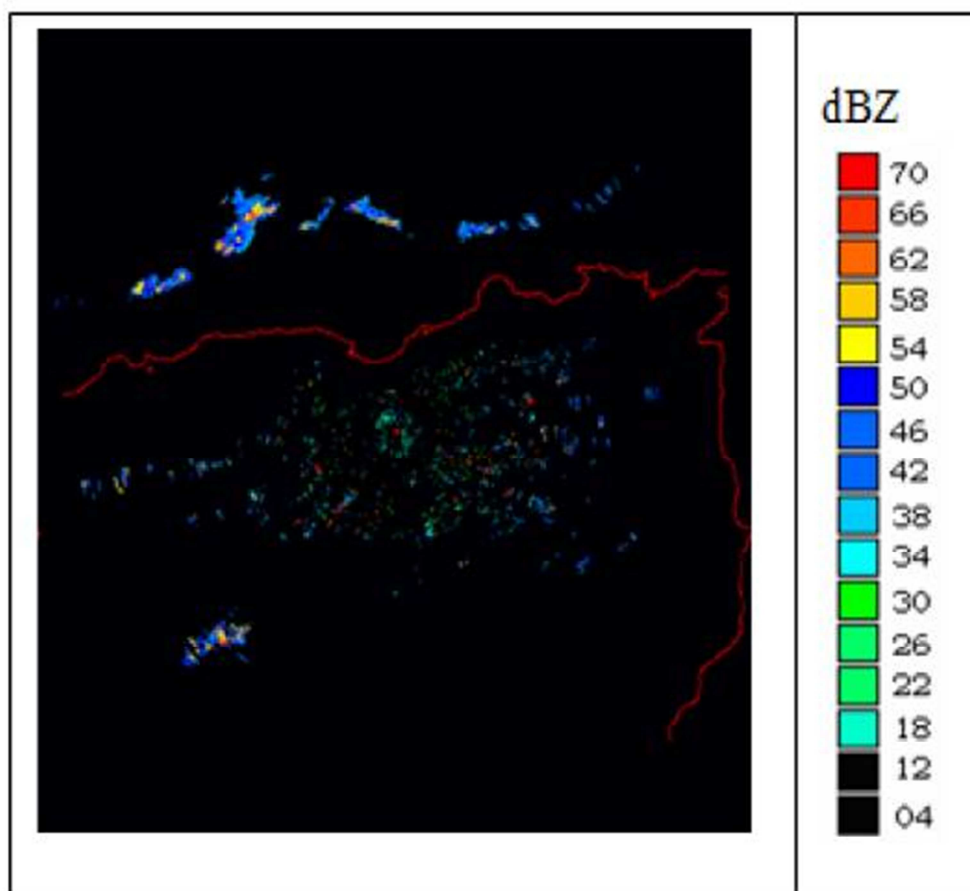


Fig.30. Image en réflectivité issue du radar de Sétif.

4.2.2.3. Collocation spatiale et temporelle des observations satellite et radar

Afin de comparer les données de MSG avec les données du radar au sol, 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 ($4 \times 5 \text{ km}^2$). Les pixels satellite en dehors de champ de vision du radar sont rejetés de l'analyse. Dans la région d'étude, la résolution ($4 \times 5 \text{ km}^2$) est supposée constante en raison de la faible zone de chevauchement observée par les capteurs.

Le décalage temporel entre le radar et le satellite est d'environ 3 min. Cette petite différence de temps ne nécessite pas une synchronisation entre les deux types de données.

Les données sont divisées en deux ensembles: un ensemble de données d'apprentissage est utilisé pour le développement de la technique et se compose seulement des événements des précipitations convectives de 2006 à 2012, et un ensemble de données de validation est utilisé pour l'évaluation de la technique proposée et se compose de scènes convectives d'Avril 2013 à Octobre 2013.

4.2.3. Méthodologie

La méthode de classification utilise la relation entre les caractéristiques spectrales et les propriétés physique des nuages telles que le CWP (liée à la taille des particules et l'épaisseur des nuages), phase des nuages et de la température du sommet des nuages. Cette méthode statistique est basée sur "La classification bayésienne naïve" (CBN). Il s'agit d'un classificateur probabiliste simple basée sur le théorème de Bayes avec une forte indépendance (dite naïve) des hypothèses. Le classificateur est formé en utilisant la base de données de radiance des nuages issue du satellite MSG. Les caractéristiques spectrales des nuages seront présentées dans les sections suivantes.

4.2.3.1. Les paramètres utilisés pour classier les précipitations convectives

Les caractéristiques spectrales du SEVIRI sont utilisées pour obtenir des informations sur les propriétés physiques des nuages (CTH, CWP et CP), qui sont la température de

Chapitre 4 IDENTIFICATION ET CLASSIFICATION DES PRECIPITATIONS PAR LE CLASSIFICATEUR NAIVE BAYESIEN

brillance du canal IR10.8, les réflectances des canaux VIS0.6 et NIR1.6, et les différences (DTB) entre les bandes thermiques de MSG/SEVIRI ($DTB_{3.9-10.8}$, $DTB_{3.9-7.3}$, $DTB_{8.7-10.8}$, $DTB_{10.8-12.0}$, $DTB_{6.2-10.8}$):

a). La température de brillance $TB_{10.8}$ est une indication de l'extension verticale du nuage. En général, la température de brillance des systèmes convectifs dépend de la hauteur du sommet des nuages.

b). Le CWP est donc directement lié à la probabilité qu'un nuage soit pluvigène. Il est proportionnel au rayon effectif des particules des nuages (r_e) et à l'épaisseur optique des nuages (τ). Le rayon effectif (r_e) est défini comme le rapport du troisième sur le second moment du spectre dimensionnel des gouttelettes. L'épaisseur optique des nuages (τ) est définie par l'intégration du coefficient d'extinction sur l'épaisseur géométrique de nuage. Le CWP représente la quantité d'eau intégrée verticalement dans le nuage et dépend du diamètre des gouttes de pluie et l'épaisseur du nuage formé par ces gouttes. La relation est donnée par l'équation suivante [Thies et al. 2008a; 2008b; 2010; Nauss et Kokhanovsky 2006; 2007]:

$$CWP = \frac{2}{3} r_e \tau \rho \quad (4-6)$$

Où le ρ (g/m^3) est la densité de l'eau dans les nuages.

Le CWP est lié à la probabilité qu'un nuage soit précipitant et peut donc être utilisé comme un délimiteur entre les nuages précipitants et les nuages non précipitants [Nauss et Kokhanovsky 2006].

Pendant la journée, le CWP (i.e., valeurs de r_e et τ) considéré pour une différenciation des intensités des précipitations peut être estimé en utilisant une combinaison de deux canaux solaires, à savoir le canal VIS_{0.6} et le canal NIR_{1.6} du MSG [Lazri et al, 2013a;2013b; Thies et al., 2008a]. Les valeurs élevées de réflectance $R_{0.6}$ correspondent à une profondeur optique élevée des nuages et les valeurs faibles de réflectance $R_{1.6}$ indiquent les grosses particules dans le nuage. Cela signifie qu'une grande CWP est obtenue lorsque les valeurs élevées de $R_{0.6}$ coïncident avec les faibles valeurs de $R_{1.6}$ (fig.31a). Il faut noter que les extractions sont limitées pour le satellite et la visualisation de l'angle zénithal du soleil est inférieure à 72°.

Chapitre 4 IDENTIFICATION ET CLASSIFICATION DES PRECIPITATIONS PAR LE CLASSIFICATEUR NAIVE BAYESIEN

Pendant la nuit, les combinaisons de la différence de température de brillance $DTB_{3,9-10,8}$ et $DTB_{3,9-7,3}$ sont utilisées pour déduire des informations implicites sur le CWP [Lazri et al, 2013a;2013b; Thies et al., 2008b].

En effet, pour les nuages épais avec de petites particules, respectivement (petite ou moyenne CWP), la différence de température de brillance atteignent des valeurs plus élevées. Les nuages épais de petites particules (moyenne CWP) conduisent à de petites valeurs de la différence de température de brillance. En revanche, en présence des grosses particules avec une épaisseur optique élevée (CWP élevé) conduisent à des valeurs moyennes des différences de température de brillance (Fig.31b). Par conséquent, un nuage de pluie indique les valeurs moyennes de la différence de température de brillance.

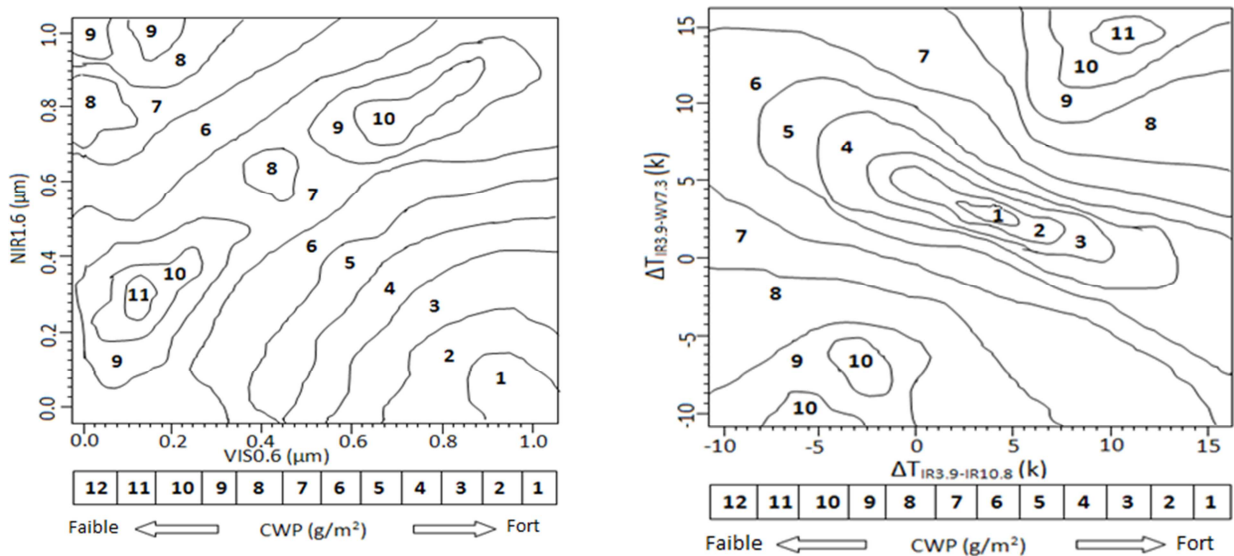


Fig.31. CWP en fonction de a) $R_{VIS0.6}$ par rapport à $R_{NIR1.6}$. b) $\Delta T_{IR3.9-IR10.8}$ par rapport à $\Delta T_{IR3.9-WV7.3}$ (Lazri et al, 2013b)

Le CWP prend des valeurs de 1 à 12 selon les coïncidences de $R_{0,6}$ et $R_{1,6}$ pendant la journée ou $DTB_{3,9-10,8}$ et $DTB_{3,9-7,3}$ pendant la nuit.

c). La différence de température de brillance $DTB_{10,8-12,0}$, (ci-après appelé DTB1) qui est un bon indicateur de l'épaisseur optique des nuages, est très utile pour distinguer les nuages cumuliformes optiquement épais des nuages cirrus optiquement minces [Inoue 1985, 1987a]. Les nuages optiquement épais type cumulus

Chapitre 4 IDENTIFICATION ET CLASSIFICATION DES PRECIPITATIONS PAR LE CLASSIFICATEUR NAIVE BAYESIEN

montre les valeurs faibles de DTB1 en raison de leurs caractéristiques corps noir, tandis que les nuages optiquement mince de type cirrus montre les valeurs forte de DTB1 en raison des caractéristiques d'absorption différentielle de cristaux de glace entre les deux canaux [Inoue et al. 2001]. Les nuages convectifs optiquement épais et profonds sont associés à la pluie (Inoue, 1987b).

d). La différence de température de brillance $DTB_{8,7-10,8}$ (ci-après appelé DTB2) peut être utilisé pour obtenir des informations sur la phase des nuages [Strabala et al., 1994]. Les simulations de transfert radiatif montrent que pour les nuages de glace, DTB2 tend à être de signe positif, alors que pour les nuages d'eau de bas niveau, DTB2 tend à être petite et négative [Baum and Platnick 2006]. La moyenne DTB2 pour le système convectif est positif, augmentant de façon presque constante avec le temps. Cela implique une augmentation de la formation de glace dans le système convectif tout au long de son cycle de vie.

e). La différence de température de brillance $DTB_{6,2-10,8}$ (ci-après appelé DTB3) est efficace pour la distinction entre les nuages de haut niveau, de moyen niveau et de bas niveau [Lutz et al. 2003]. Les différences positives peuvent se produire lorsque la vapeur d'eau est présente dans la stratosphère au-dessus du sommet des nuages, c'est le cas des nuages convectifs [Fritz et Laszlo, 1993; Schmetz et al, 1997]. La moyenne de DTB3 pour un nuage convectif profond est très proche de zéro.

4.2.3.2. Procédure de calibration

La procédure de calibration fait que les estimations de précipitations par satellite sont comparées à des observations de radars météorologiques. En effet, l'apprentissage du classificateur utilisé ici (CBN) est réalisé en comparant les quatre classes y_i à savoir « Non précipitant », « faiblement convective », « moyennement convective » et « fortement convective » dérivés des données radar avec une combinaison correspondante d'attributs (X_i) $\{X_1= TB10.8, X_2=CWP, X_3 = DTB1, X_4=DTB2 \text{ et } X_5=DTB3\}$ dérivé de MSG (table 8). La comparaison est effectuée pour

Chapitre 4 IDENTIFICATION ET CLASSIFICATION DES PRECIPITATIONS PAR LE CLASSIFICATEUR NAIVE BAYESIEN

un ensemble de données d'étalonnage indépendant comprenant des observations entre 2006 et 2012.

Classes (y_i) dérivée de données radar		Attributs correspondants (X_i) dérivé des données MSG				
		X_1	X_2	X_3	X_4	X_5
Non précipitant . . . Non précipitant	$Y_1 < 12\text{dBZ}$	$X_1(1)_{Y_1}$. . . $X_1(a)_{Y_1}$	$X_2(1)_{Y_1}$. . . $X_2(a)_{Y_1}$	$X_3(1)_{Y_1}$. . . $X_3(a)_{Y_1}$	$X_4(1)_{Y_1}$. . . $X_4(a)_{Y_1}$	$X_5(1)_{Y_1}$. . . $X_5(a)_{Y_1}$
faiblement convective . . . faiblement convective	$12\text{dBZ} \leq Y_2 < 30\text{dBZ}$	$X_1(1)_{Y_2}$. . . $X_1(b)_{Y_2}$	$X_2(1)_{Y_2}$. . . $X_2(b)_{Y_2}$	$X_3(1)_{Y_2}$. . . $X_3(b)_{Y_2}$	$X_4(1)_{Y_2}$. . . $X_4(b)_{Y_2}$	$X_5(1)_{Y_2}$. . . $X_5(b)_{Y_2}$
moyennement convective . . . moyennement convective	$30\text{dBZ} \leq Y_3 < 42\text{dBZ}$	$X_1(1)_{Y_3}$. . . $X_1(c)_{Y_3}$	$X_2(1)_{Y_3}$. . . $X_2(c)_{Y_3}$	$X_3(1)_{Y_3}$. . . $X_3(c)_{Y_3}$	$X_4(1)_{Y_3}$. . . $X_4(c)_{Y_3}$	$X_5(1)_{Y_3}$. . . $X_5(c)_{Y_3}$
fortement convective . . . fortement convective	$Y_4 \geq 42\text{dBZ}$	$X_1(1)_{Y_4}$. . . $X_1(d)_{Y_4}$	$X_2(1)_{Y_4}$. . . $X_2(d)_{Y_4}$	$X_3(1)_{Y_4}$. . . $X_3(d)_{Y_4}$	$X_4(1)_{Y_4}$. . . $X_4(d)_{Y_4}$	$X_5(1)_{Y_4}$. . . $X_5(d)_{Y_4}$

Table.8. Les classes Y_i et les attributs correspondants X_i

À partir de la procédure de calibration, il est possible d'établir une classification des événements de précipitations en fonction de leur caractère plus ou moins convectif.

4.3. Application du CNB à la séparation des intensités de précipitations convectives

Pour une évaluation de la méthode proposée, des précipitations convectives survenues durant la période d'Avril 2013 à Octobre 2013 sont classifiées. Ces événements choisis pour l'évaluation sont indépendants des événements des précipitations utilisés pour la procédure de calibration.

4.3.1. Cas d'une seule situation pluviométrique

Le CBN est appliqué à une situation instantanée des événements convectifs de 5 Avril 2013 (11:45 UTC) pour classer les précipitations selon leurs intensités. Les résultats de la classification des nuages convectifs sont présentés dans la Fig.32.a montre la température de brillance dans le canal IR10.8. La Fig.32b montre les zones classées par radar et la méthode développée.

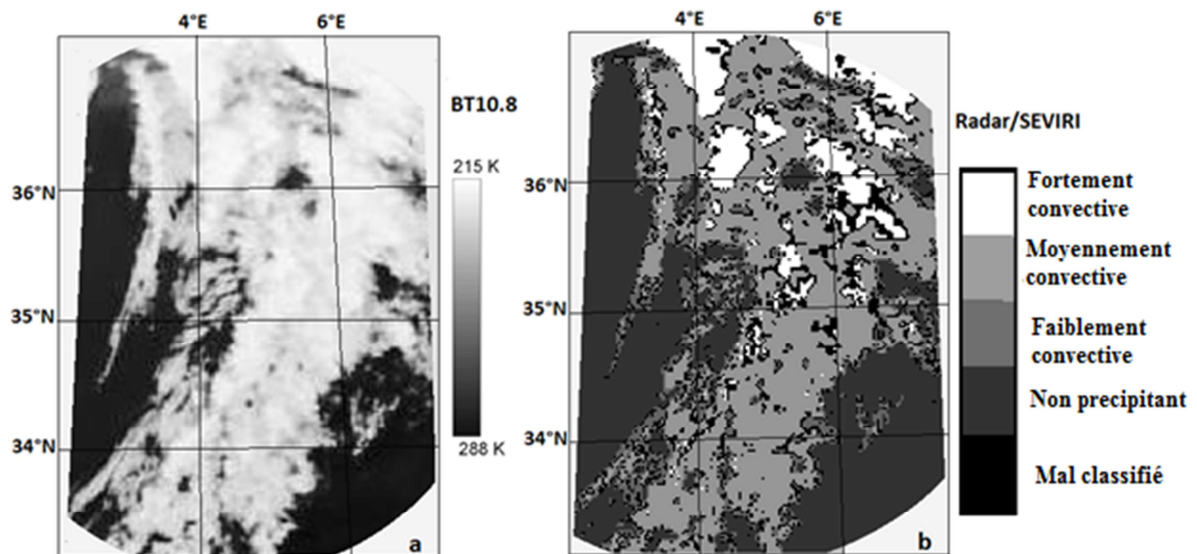


Fig.32. Différenciation de la zone de pluie pour la scène du 5Avril, 2013 (11:45 UTC).

(a) image TB10.8; (b) différenciation de la zone de pluie par radar et système développé.

Pour cette situation instantanée, par comparaison avec les données du radar au sol, le taux de bonne classification est à 89%.

Chapitre 4 IDENTIFICATION ET CLASSIFICATION DES PRECIPITATIONS PAR LE CLASSIFICATEUR NAIVE BAYESIEN

4.3.2. Application aux situations de précipitations convectives observées entre Avril et Octobre 2013

Les scènes de validation des précipitations au cours de la période d'Avril à Octobre 2013 ont été classifiées selon la méthodologie présentée. Au total, 516 scènes ont été observées par le radar, qui comptait 2185463 pixels précipitants (voir table 9). En général, la zone fortement convective couvre environ 25% de l'ensemble de la zone de pluie. Alors que la zone moyennement convective et légèrement convective couvre environ 40% et 35% de l'ensemble de la zone de pluie, respectivement.

	Faiblement convective	Moyennement convective	Fortement convective
Nombre de Pixels précipitants	724 410	839797	621 256

Table.9. Nombre de pixels précipitants pendant la période d'Avril à Octobre 2013.

Les classifications obtenues par notre méthode sont comparées à des observations radar. Pour l'évaluation, la probabilité de détection POD, la probabilité de fausse détection POFD, le ratio de fausses alarmes FAR, le Biais, l'indice de réussite CSI et le pourcentage de détection correcte PC sont calculés. Les valeurs optimales de POD, CSI et PC correspondent à des valeurs élevées, tandis que POFD et FAR correspondent à des valeurs faibles. Le biais doit être proche de 1. Ces paramètres sont calculés à partir de la table 10, dans lequel a, b, c et d sont des valeurs d'une table de contingence.

Chapitre 4 IDENTIFICATION ET CLASSIFICATION DES PRECIPITATIONS PAR LE CLASSIFICATEUR NAIVE BAYESIEN

Identifié par la méthode de satellite	Observé par radar			
		Classe(i)	Non classe(i)	Totale
	Classe(i)	a	b	$a+b$
	Non classe(i)	c	d	$c+d$
Total	$a+c$	$b+d$	$a+b+c+d=n$	

Table.10. Valeur de la table de contingence

Les paramètres statistiques sont calculés en utilisant les équations (4-7) à (4-12).

- La probabilité de détection (POD) mesure la fraction d'événements observés qui ont été correctement identifiés:

$$POD = \frac{a}{a+c} \quad (4-7)$$

- La probabilité de fausse détection (POFD) indique la fraction de pixels incorrectement identifiés par la méthode de satellite.

$$POFD = \frac{b}{b+d} \quad (4-8)$$

- Le ratio de fausses alarmes (FAR) mesure la fraction d'événements estimés qui étaient en fait pas des événements:

$$FAR = \frac{b}{a+b} \quad (4-9)$$

- L'indice de biais de fréquence (Bias):

$$Bias = \frac{a+b}{a+c} \quad (4-10)$$

Chapitre 4 IDENTIFICATION ET CLASSIFICATION DES PRECIPITATIONS PAR LE CLASSIFICATEUR NAIVE BAYESIEN

- L'indice de réussite (CSI) mesure la fraction d'événements observés et/ou estimés qui ont été correctement diagnostiqués:

$$CSI = \frac{a}{a+b+c} \quad (4-$$

11)

- Le pourcentage de détection correcte (PC) est le pourcentage d'estimations correctes:

$$PC = \frac{a+d}{n} \quad (4-$$

12)

L'évaluation des performances de la méthode est réalisée en analysant les résultats statistiques de classification obtenus. La table 11 montre les résultats statistiques pour les différentes classes, faiblement convective, moyennement convective et fortement convective.

	POD (%)	POFD (%)	FAR (%)	Biais	CSI (%)	PC (%)
fortement convective	83	09	22	1.1	73	97
moyennement convective	74	12	29	1.5	66	93
faiblement convective	65	19	32	0.6	63	91
Totale	75	19	29	1.2	66	92
Les valeurs optimales	100	00	00	1	100	100

Table.11. Les résultats des paramètres d'évaluation

➤ **Faiblement convective**

Le pourcentage de surface des champs légèrement convective des nuages précipitant détectés par le classifieur est en bon accord avec ceux identifiés dans les données radar. Cependant, la zone identifiée est légèrement sous-estimée par rapport aux données radar (biais: 0,6). La POD indique qu'en environ 65% des pixels classés comme faiblement convectifs par le radar sont aussi identifiés par notre méthode indiqué par la POFD (19%). la valeur moyenne FAR (32%) est relativement modérée. Le CSI (63%) indique une bonne classification des pixels. Visiblement, concernant la classe « faiblement convective », cette classe est très bien identifiée avec un PC de (91%). Par conséquent, selon ces statistiques, les résultats indiquent une bonne identification de la classe « faiblement convectives ».

➤ **Moyennement convective**

Pour cette classe, les paramètres d'évaluation montrent que la méthode mise en œuvre permet de bien identifier la classe « moyenne convective ». En effet, les résultats de classification correspondent avec ceux identifiés dans les données radar (table 11).

Cependant, une légère surestimation de cette classe est indiquée par biais: 1,5. En raison de la faible zone occupée par la classe par rapport à l'ensemble de la zone de pluie, la valeur POD peut être considéré comme satisfaisante. Environ 74% des pixels classifiés comme précipitation appartenant à la classe « moyenne convective » par le radar sont également identifiés par la méthode satellite. Le très faible pourcentage de pixels incorrectement classifiés indiqué par la POFD montre la bonne classification. Aussi, la valeur moyenne FAR est relativement modérée (29%). Comme pour la classe « faiblement convective », le CSI (66%) indique un degré satisfaisant de pixels correctement classifiés et les valeurs de PC (93%) confirment les résultats obtenus. En

Chapitre 4 IDENTIFICATION ET CLASSIFICATION DES PRECIPITATIONS PAR LE CLASSIFICATEUR NAIVE BAYESIEN

conséquence, la détection des précipitations « moyennement convectives » indique des performances meilleures par rapport à la classe « faiblement convective ».

➤ **Fortement convective**

Le pourcentage de la zone fortement convective avec de fortes précipitations intenses classifiées par la méthode proposée correspondent à ceux détectés par le radar (table 11). La valeur importante de POD (83%) coïncidant avec la faible valeur de POFD (09%) et la faible valeur de FAR (22%) montrent la bonne classification pour cette classe. Cette classification de la zone fortement convective révèle une performance positive par rapport aux classes « faiblement convective » et « moyennement convective ». En effet, la classification de la zone des précipitations fortement convective est quasi impartiale. Le CSI (77%) indique un bon degré de pixels correctement classifiés et la valeur de PC (97%) confirme cet aspect. Les paramètres calculés indiquent une meilleure performance pour les nuages fortement convectifs.

4.4. Discussion

Dans ce chapitre, nous avons appliqué un classifieur naïf bayésien pour classer les nuages convectifs et déterminer leur intensité à partir des propriétés physiques des nuages extraites de SEVIRI.

Dans l'ensemble, les résultats montrent une bonne performance pour la différenciation de l'intensité des précipitations convectives. La combinaison conjointe des informations sur les propriétés physiques des nuages estimées implicitement à partir des différents canaux de SEVIRI a permis de mieux identifier les différentes intensités de précipitations convectives.

CONCLUSION

Une nouvelle technique applicable jour et nuit basée sur le CNB est proposée en utilisant les propriétés physiques 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 convectifs et la discrimination entre les intensités des précipitations.

La détection de la zone de précipitations fortement convectives repose sur des informations sur le CTT acquis à partir de TB10.8 et DTB3. En effet, les zones de nuages avec un BTD3 élevé et une température plus basse sont caractérisées par des fortes intensités de pluie. Pour les précipitations légèrement et moyennement convectives, l'identification est basée sur des informations de CWP et de CP. Les zones de pluie caractérisées par des valeurs de CWP plus élevés et une grande quantité de particules de glace dans les parties supérieures du nuage produisent de fortes précipitations. Les informations sur le CP sont acquises en tenant compte des différences de température DTB1 et DTB2. Les informations sur le CWP sont incorporées en considérant le VIS0.6 et le canal de NIR1.6 pendant le jour et les différences de température de brillance $DTB_{3.9-10.8}$, $DTB_{3.9-7.3}$, DTB2 et DTB3 pendant la nuit. L'évaluation des performances de notre technique est effectuée en comparant les résultats de classification avec les données radar.

Les paramètres statistique d'évaluation montrent que la méthode proposée est fiable en utilisant les informations CWP et CP.

En perspective, le travail réalisé peut être amélioré si des informations issues à partir d'autres satellites tels que TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) seront combinées avec les informations MSG.

Références bibliographiques

Adler, R.F., Negri, A.J. (1988) A satellite infrared technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall. *J. Appl. Meteor.* 27:30–5.

Arking A. and Childs, J.D. 1985 : Retrieval of cloud cover parameters from multispectral

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.

Baum, B.A., Platnick, S (2006). Introduction to MODIS cloud products. In: Qu JJ, Gao W, Kafatos M, Murphy RE, Salomonson VV (eds) *Earth science satellite remote sensing: science and instruments*. Springer, New York, p 78.

Ben Gal, I. (2007). Bayesian networks. In Ruggeri, F., Kenett, R., et Faltin, F. W., editors, *Encyclopedia of statistics in quality and reliability*. John Wiley and Sons.

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.

Browning, K.A., J.C. Frankhauser, J.P. Chalon, et P. J. Eccles, 1976. Structure of an evolving hailstorm, Part V : synthesis and implications for hail growth and hail suppression, *Mon. Wea. Rev.*, 104, 603 – 610.

Chappell C. F. 1986: Quasi-stationary convective events. In *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, P.S. Ray, Ed. Amer. Meteor. Soc., 289–310 (chapter 13).

Cuiping, L., Shuangcheng, W., et Hui, W. (2009). Learning naive bayes classifiers withincomplete data. In International Conference on Artificial Intelligence and Computational Intelligence, AICI '09, volume 4, pages 350–353.

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.

Fritz, S., Laszlo, I. (1993) Detection of water vapour in the stratosphere over very high clouds in the tropics. J. Geophys. Res. 98: D12: 22959-22967.

Houze J. (1993) Cloud Dynamics. Academic Press, 573pp.

Huffman, G. J., Adler, R. F., Morrissey, M. M., Bolvin, D. T., Curtis, S., Joyce, R., McGavock, B., Susskind, J. (2001) Global Precipitation at One-Degree Daily Resolution from Multisatellite Observations, J. Hydrometeor. 2, 36–50, doi:10.1175/1525-7541(2001)002<0036:GPAODD>2.0.CO;2.

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

Inoue, T. (1987) A cloud type classification with NOAA-7 splitwindow measurements. J. Geophys. Res. 92:3991–4000.

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.

Inoue, T. (1987b) An instantaneous delineation of convective rainfall areas using split window data of NOAA-7 AVHRR. J Meteor Soc Japan 65:469–481.

Inoue, T. Wu, X. Bessho, K. (2001) Life cycle of convective activity in terms of cloud type observed by split window. 11th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, Madison, WI, USA.

Jiangtao, R., Sau Dan, L., Xianlu, C., Ben, K., Cheng, R., et Cheung, D. (2009). Naive bayes classification of uncertain data. In Ninth IEEE International Conference on Data Mining, ICDM '09, pages 944–949.

Kühnlein M. , Appelhans T., Thies B., Nauss T. (2014), Improving the accuracy of rainfall rates from optical satellite sensors with machine learning — A random forests-based approach applied to MSG SEVIRI, *Remote Sensing of Environment* 141 (2014) 129–143.

Lazri M., Ameer Z., Ameer S., Mohia Y., Brucker J. M., Testud J. (2013a), Rainfall estimation over a Mediterranean region using a method based on various spectral parameters of SEVIRI-MSG. *J. Adv. Space Res.* 52 (2013) 1450–1466.

Lazri M., Ameer S., Brucker J. M., Testud J., Hamadache B., Hameg S., Ouallouche F. and Mohia Y. (2013b): 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., Ameer, S., Mohia, Y. (2014) Instantaneous rainfall estimation using neural network from multispectral observations of SEVIRI radiometer and its application in estimation of daily and monthly rainfall, *Advances in Space Research* Volume 53, Issue 1, 1, P,138–155

Lazri M., Ouallouche F., Ameer S., Brucker J. M. and Y. Mohia, (2012) Identifying Convective and Stratiform Rain by Confronting SEVIRI Sensor Multispectral Infrared to Radar Sensor Data Using Neural Network, *Sensors & Transducers Journal*, Vol. 145, Issue 10, pp. 19-3.

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.

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.

Lowd, D. et Domingos, P. (2005). Naive bayes models for probability estimation. In *Proceedings of the 22nd international conference on Machine learning*, volume 119 of *ICML '05*, pages 529–536, New York, NY, USA. ACM.

M.A. Hall, G. Holmes, (2003) Benchmarking attribute selection techniques for discrete class data mining, *IEEE Transactions on Knowledge and Data Engineering* 15, 1437–1447.

Marshall J. S. and Palmer W. M. K. 1948: The distribution of raindrops with size, *J. Meteor.* 5, 165–166.

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

Nauss, T., 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 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.

Polat K., S. Gunes, (2006) Automated identification of diseases related to lymph system from lymphography data using artificial immune recognition system with fuzzy resource allocation mechanism (fuzzy-AIRS), *Biomedical Signal Processing and Control* 1 : 253–260.

Ramoni, M. et Sebastiani, P. (2001). Robust bayes classifiers. *Artificial Intelligence*, 125(1-2) :209–226.

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 RA, Deneke HM, Feijt AJ (2008) Validation of cloud liquid water path retrievals from SEVIRI using one year of CloudNET observations. *J Appl Meteor Climatol* 47:206–222.

Roebeling, R.A., Feijt, A.J., Stammes, P. (2006) Cloud property retrievals for climate monitoring: implications of differences between SEVIRI on METEOSAT-8 and AVHRR on NOAA-17, *J. Geophys. Res.*, 11 (D20210), doi:10.1029/2005JD006990.

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

Schmetz, J., Tjemkes, S. A., Gube, M., Van de berg, L. (1997) Monitoring deep convection and convective overshooting with Meteosat. *Adv. Space Res.* 19: 433-441.

Strabala, K. I., Ackerman, S. A., Menzel, W. P. (1994) Cloud properties inferred from 8-12- μm Data. *J. Appl. Meteorol.* 33: 212–229.

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

Thies, B., Turek, A., Nauss, T., 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.

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.

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.