

Annexe 1

Aramis, le réseau français de radars météorologiques pour la surveillance des précipitations

Actuellement, météo-France entretient un réseau de dix-huit radars météorologiques pour l'observation des précipitations, et des projets sont en cours pour en installer six autres. On décrit dans cette annexe le réseaux Aramis, depuis son apparition jusqu'au sa situation actuelle ainsi que les évolutions prévues à court et moyen terme.

Avant l'année 1995, le réseau de détection des précipitations

La démarche consistant à organiser les radars de météo-France en un réseau cohérent, appelé Aramis (acronyme signifiant application radar à la météorologie infra-synoptique), qui couvre l'ensemble du territoire métropolitain, remonte au milieu des années 1980. Jusqu'en 1995, la couverture a progressivement été portée à treize radars, en même temps qu'ont été construits les premiers systèmes permettant s'assurer la concentration et la diffusion de leurs données. La figure A_{1.1} illustre la configuration de ce premier réseau.

L'objectif était alors de permettre une signalisation à cadence rapide des phénomènes précipitants pour les prévisionnistes. Le mode d'exploitation était bien adapté à cet objectif : fonctionnement panoramique des radars, avec un angle d'élévation inférieur au degré pour observer au plus près du sol ; vitesse de rotation lente de 5° par second, à la fois pour garantir une bonne qualité de mesure et pour ménager les parties mécaniques du radar ; enfin, production d'une image plane de réflectivité autour de chaque radar avec une cadence de 5 minutes.

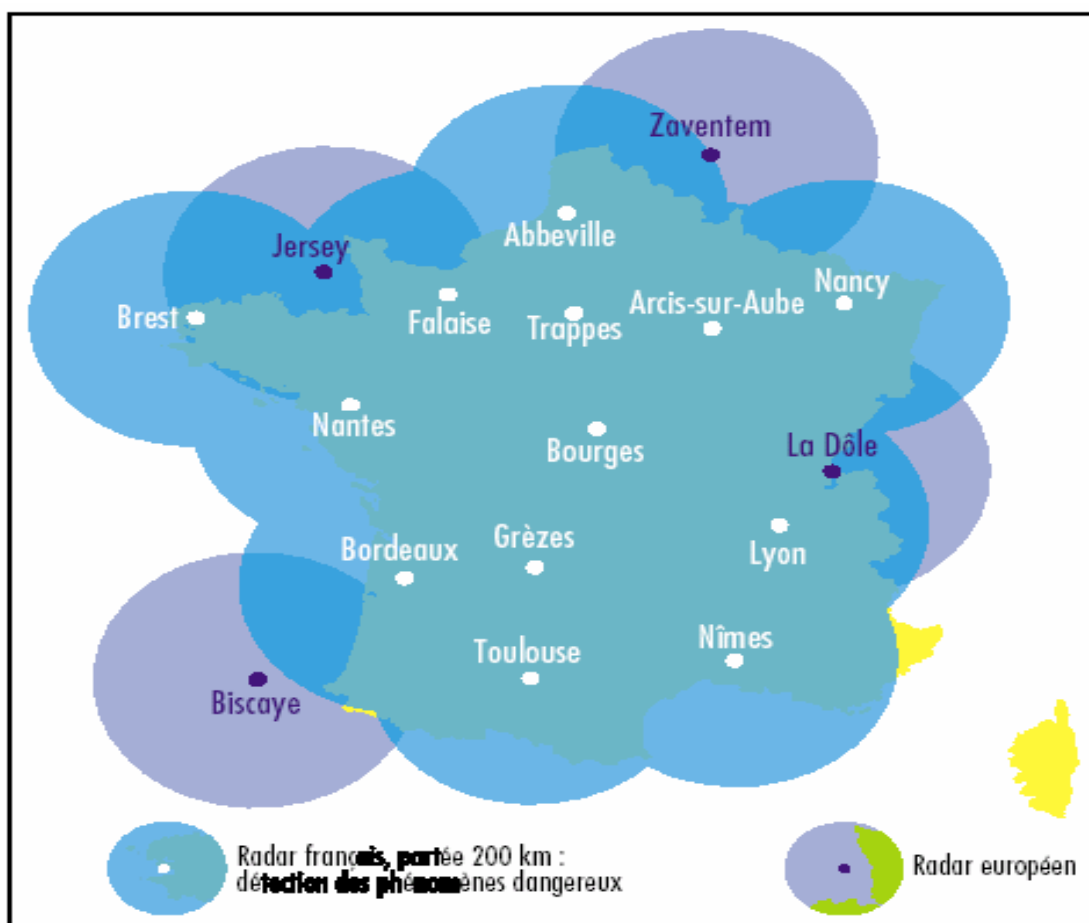


Fig. A1.1. Le réseau Aramis de radars météorologiques en 1995. En supposant que chaque radar assure la mesure à l'intérieur d'un cercle de 200 km de rayon, le territoire métropolitain était entièrement recouvert (à part l'extrême Sud-Est et la Corse), par les treize radars du réseau français et trois radars étrangers.

Ce réseau était constitué de radars d'origines diverses. Les plus anciens sont les quatre radars Mélodi en bande S, fournis par la société Omera (aujourd'hui disparue) pour Nîme, Brest, Bordeaux et Grèzes ; viennent ensuite les sept radars Rodin en bande C, construits par ThomsoAirsys, pour Trappes, Abbeville, Nantes, Bourges, Nancy, Lyon et Toulouse ; les derniers équipés sont les deux radars en bande C, fournis par le constructeur allemand Gematronik, pour Falaise et Arcis-sur-Aube.

Image composite et application de la détection des précipitations

La cohérence était assurée par une interface commune, le Castor construit par météo-France et ayant pour fonction de commander le radar, de surveiller son état, de traiter les données et de transmettre les images en un point central.

Le logiciel Sycomore a été développé pour concentrer ces données à Toulouse et produire toutes les quinze minutes une image mosaïque (ou image composite), de résolution 1,5 km x 1,5 km, constituée à partir de tous les radars et diffusée aux utilisateurs par satellite. Cette image s'est petit à petit enrichie, grâce à la coopération européenne dans le cadre du programme Opera¹ d'Eumetnet, par la prise en compte des images des radars des pays voisins (auxquels sont communiquées bien sûr les images d'Aramis).

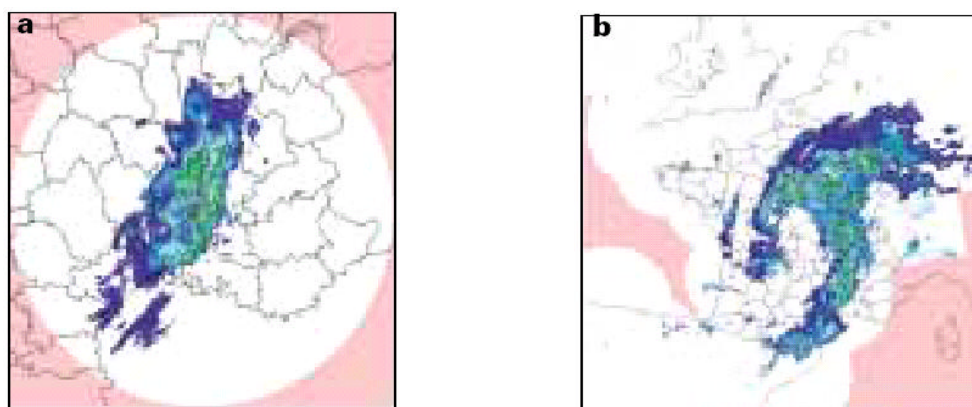


Fig. A1.2. Exemple de produits disponibles pour les prévisionnistes. Il s'agit, pour la même situation, le 14 février 2002 à 6 h UTC, d'une image individuelle du radar de Bollène (a) et d'une image composite (b).

D'après la figure A1.2, l'image composite apporte des informations sur la Méditerranée (radars de Nîmes et d'Opoul) et sur le nord de la vallée du Rhône (radar de Lyon), où les intensités de précipitations sont bien plus marquées que sur les mesures du seul radar de Bollène.

¹ Opera : groupe de coordination, dans le cadre d'Eumetnet, pour le développement des échanges de produits des radars en Europe

Les extensions du réseau pour l'annonce des crues

Avec une résolution spatiale de l'ordre du kilomètre carré et une résolution temporelle de quelques minutes, le radar météorologique paraît être un très bon candidat pour fournir des données d'entrée aux modèles hydrologiques de pluie-débit qui permettent d'anticiper l'arrivée des crues. Pour donner au réseau Aramis la fiabilité et la fidélité de la mesure nécessaires à cet usage, un gros effort de remise à niveau technique a été effectué : mise en place de radômes protecteurs, climatisation des locaux, définition de procédures d'étalonnage, etc.

Après quelques tentatives d'exploitation dans des situations d'événements hydrologiques violents, il est apparu que le relief, par ses effets de masque indésirables, amputait singulièrement la portée des radars dans certaines régions. Le réseau Aramis a donc été densifié. Dans un premier temps, en collaboration avec le ministère de l'Environnement, cinq nouveaux radars ont été installés dans le cadre du programme « Arc méditerranéen » à Sembadel, Bollène, Opoul, Collobrières et Aléria (les deux derniers sont en cours de qualification). Le but était essentiellement d'améliorer l'observation dans des régions qui présentent la double caractéristique d'un relief vigoureux et d'une occurrence fréquente d'événements hydrologiques graves (comme les catastrophes de Nîmes en 1988 et de Vaison-la-Romaine en 1992). Le réseau Aramis commence donc à être utilisé pour les besoins de l'hydrologie en fournissant des lames d'eau², instantanées ou cumulées, sur des zones prédéfinies comme des bassins versants. Mais une autre difficulté est apparue pour mesurer la pluie dans les régions les plus éloignées des radars : en raison de la rotondité de la terre et du profil vertical de l'indice de réfraction, la hauteur à laquelle la mesure est effectuée croît avec la distance au radar (entre 3 et 6 km d'altitude à 150 km de distance, voir figure A_{1.3}). À des altitudes aussi élevées, les caractéristiques de l'événement précipitant détecté par le radar peuvent être très éloignées de celles qui seraient obtenues par une observation au niveau du sol. Cet effet oblige à réduire la portée du radar pour les applications hydrologiques : habituellement la portée hydrologique utilisée est limitée à 80 ou 100 km alors que la portée pour la détection météorologique est plus grande, jusqu'à 300 km pour les phénomènes convectifs très étendus en altitude.

² La lame d'eau est une carte qui contient pour chaque pixel la hauteur de pluie accumulée pendant un intervalle de temps donné. Cette quantité est calculée à partir de la réflectivité en utilisant une relation, dite relation Z-R, qui peut varier avec le type de pluie, l'altitude de la mesure, etc.

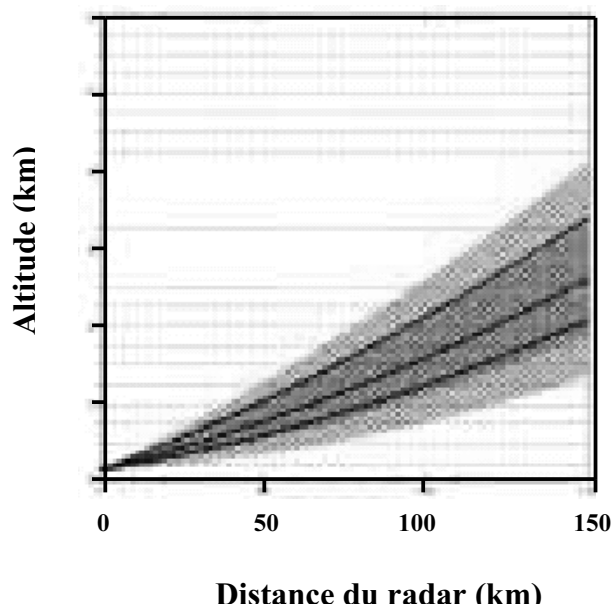


Fig. A_{1.3}. Altitude de l'observation en fonction de la distance au radar pour trois valeurs de l'angle d'élévation: 0,8°, 1,2° et 1,8°. Les parties hachurées correspondent à la largeur du faisceau à mi-puissance.

En partenariat avec le ministère de l'Écologie et du Développement durable, le projet Panthère a défini un nouvel objectif de réseau plus dense [Parent *et al.*, 2001], par l'ajout de cinq à six nouveaux radars destinés à couvrir des bassins versants mal desservis : Poitou, Aveyron, Nord, Bourgogne, Franche-Comté et bassin de l'Adour. Dans la carte du réseau prévu pour 2006, complété par les radars européens voisins, chaque radar est entouré d'un cercle de rayon 100 km (figure A_{1.4}). La comparaison avec la figure A_{1.1} montre le chemin parcouru depuis 1995. Malgré la densification du réseau, la réduction de la portée des radars fait apparaître de nouveaux « trous » (en particulier dans les Alpes et en Bretagne). Mais le réseau assure une bonne couverture des régions dont l'importance hydrologique est cruciale. Le premier des nouveaux radars sera livré début 2004, le deuxième huit mois plus tard et les suivants avec une cadence d'un tous les quatre mois. Avec une résolution de 1 km, cet ensemble fournira une mosaïque toutes les cinq minutes pour les usages météorologiques et une lame d'eau toutes les quinze minutes.

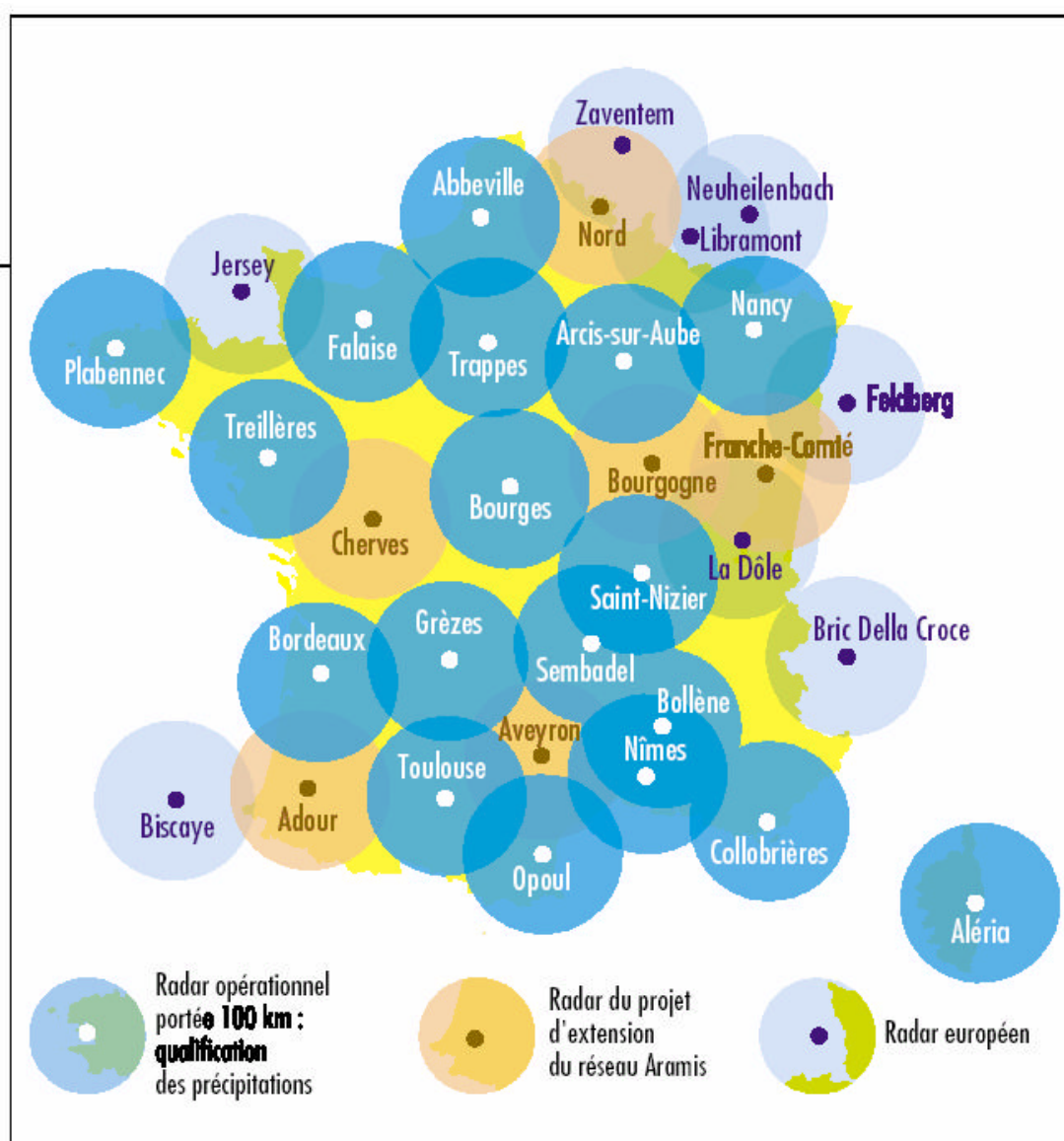


Fig. A1.4. Le réseau Aramis prévu pour 2006, en supposant que chaque radar répond aux besoins de l'hydrologie dans un cercle de 100 km de rayon. Le territoire métropolitain sera couvert par l'ensemble constitué de 24 radars du réseau français et de 8 radars des pays voisins. Malgré cette densité importante, quelques régions seront encore imparfaitement surveillées, comme les Alpes, la Bretagne et la Sarthe.

Annexe 2

Equation du radar

Si l'on considère que la bande passante du récepteur est infinie, la puissance reçue par le radar à l'instant t est la somme des puissances rétrodiffusées par l'ensemble des cibles situées dans le faisceau de l'antenne (on suppose que le radar fonctionne en monostatique). Cette puissance totale est donnée par l'équation radar. Soit :

$$P_r(t) = \frac{P_e G_0^2 \lambda^2}{(4\pi)^3} \sum_i \frac{L_i \sigma_i f^4(\theta, \phi) W_i^2}{r_i^4} \quad (A_2-1)$$

avec :

P_e : puissance crête émise à chaque impulsion.

G_0 : gain de l'antenne sur l'axe principal de rayonnement.

λ : longueur d'onde.

$f(\theta, \phi)$: fonction de pondération angulaire définissant le diagramme de rayonnement de l'antenne.

L_i : coefficient de perte dû aux atténuations atmosphériques par le trajet.

σ_i : section efficace de la cible d'indice i contenue dans le volume diffusant.

r_i : distance entre l'antenne et la cible diffusante d'indice i .

W_i : coefficient de pondération qui dépend de la forme et de la durée des impulsions émises et de la réponse impulsionnelle du récepteur pour le cas général où la bande passante n'est pas infinie.

Supposons que le nombre de cibles à l'intérieur du volume diffusant soit très important. A un volume élémentaire dV on associe une section efficace $d\sigma$. On définit alors la réflectivité

radar par le rapport $\eta = \frac{d\sigma}{dV}$ qui caractérise la section efficace des diffuseurs par unité de volume. Dans ces conditions l'équation (A₂-1) devient :

$$P_r(r_0) = \frac{P_e G_0^2 \lambda^2 L^2}{(4\pi)^3} \int_0^{r_1} \int_0^\pi \int_0^{2\pi} \frac{\eta(r, \theta, \phi)}{r^4} f^4(r, \theta, \phi) |W(r_0 - r)|^2 dV \quad (A_2-2)$$

Dans cette équation, r_0 est le centre du volume diffusant, r est la radiale maximale au dessus de laquelle on ne reçoit plus d'échos significatifs et L , le coefficient de perte supposé constant. L'élément différentiel de volume en coordonnées sphériques dV est donné par :

$$dV = r^2 \sin \theta \, d\phi \, dr \quad (A_2-3)$$

Si d'une part, on fait l'hypothèse que le volume sondé est rempli uniformément et que le milieu est homogène et isotrope, alors la réflectivité radar est constante dans le volume. D'autre part, on peut également considérer que l'extension radiale du volume diffusant est petite devant sa distance au radar. L'équation (A₂-2) devient alors :

$$P_r(r_0) = \frac{P_e G_0^2 \lambda^2 L^2 \eta}{(4\pi)^3 r_i^2} K \int_0^{r_1} |W(r_0 - r)|^2 dr \quad (A_2-4)$$

avec :

$$K = \int_0^\pi \int_0^{2\pi} f^4(\theta, \phi) \sin \theta \, d\theta \, d\phi \quad (A_2-5)$$

Pour un diagramme de rayonnement en puissance de type gaussien, on montre qu'en négligeant les lobes secondaires, on a :

$$K = \frac{\pi \theta_0 \phi_0}{8 \ln 2} \quad (A_2-6)$$

où θ_0 et ϕ_0 sont les angles d'ouverture à 3 dB du faisceau d'antenne. D'autre part, on démontre que l'intégrale de la fonction de pondération radiale peut se mettre sous la forme :

$$\int_0^{r_1} |W(r_0 - r)|^2 dr = L_I \frac{c\tau}{2} \quad (A_2-7)$$

où L_I est un coefficient de perte dû à la bande passante finie du récepteur. Finalement, en combinant les équations (A₂-4), (A₂-6) et (A₂-7) on aboutit à la forme la plus courante de l'équation radar :

$$P_r(r_0) = \frac{P_e G_0^2 \lambda^2 \theta_0 \phi_0 L_I c\tau}{1024 \pi^2 \ln 2} L^2 \frac{\eta}{r_0^2} \quad (A_2-8)$$

En introduisant la surface de captation de l'antenne $S = G_0 \lambda^2 / (4\pi)$ et l'égalité $G_0 = \pi^2 / (\theta_0 \phi_0)$ on obtient finalement une autre formulation de l'équation (A₂-8) :

$$P_r(r_0) = \frac{P_e S L_I \pi c\tau}{128 \ln 2} L^2 \frac{\eta}{r_0^2} \quad (A_2-9)$$

Annexe 3

Calcul de l'entropie maximale

La quantité d'information transmise par le système Markovien est évaluée par le calcul d'entropie H . Quant à l'entropie relative, elle permet de mieux voir l'écart entre cette quantité et l'information maximale. Elles sont définies comme suit :

$$H_r = \frac{|H|}{|H_{\max}|} * 100 \quad (A_3-1)$$

$$|H| = \sum_{i=0}^{m-1} P_i \log_2 P_i \quad (A_3-2)$$

Dans ces deux expressions, H_r est l'entropie relative (%) et P_i est la probabilité à priori de l'état i et m , le nombre d'états de la chaîne de Markov.

$$\text{Soit :} \quad dH = \sum_{i=0}^{m-1} \log_2 P_i + \sum_{i=0}^{m-1} dP_i \quad (A_3-3)$$

$$\text{Or :} \quad \sum_{i=0}^{m-1} P_i = 1, \text{ il en résulte :}$$

$$\sum_{i=0}^{m-1} dP_i = 0 \quad (A_3-4)$$

$$\text{D'où :} \quad dH = \sum_{i=0}^{m-1} \log_2 P_i \quad (A_3-5)$$

D'après les relations (A3-4) et (A3-5), et en admettant que H prend sa valeur maximale ($dH=0$). Nous tirons les expressions suivantes, respectivement :

$$-dP_{m-1} = \sum_{i=0}^{m-2} dP_i \quad (A_3-6)$$

$$-\log_2 P_{m-1} = \sum_{i=0}^{m-2} \log_2 P_i \quad (A_3-7)$$

En multipliant l'expression (A₃₋₆) par $\log_2 P_{m-1}$ et la relation (A₃₋₇) par, les termes dP_{m-1} à gauche et $\sum_{i=0}^{m-2} dP_i$ du côté droit, on aura :

$$-\log_2 P_{m-1} dP_{m-1} = \log_2 P_{m-1} \sum_{i=0}^{m-2} dP_i = \log_2 P_i \sum_{i=0}^{m-2} dP_i \quad (A_3-8)$$

D'où : $P_0 = P_1 = \dots = P_{m-2} = P_{m-1}$

En remplaçant dans (A₃₋₂), et sachant que : $\sum_{i=0}^{m-1} P_i = m P_1 = 1$, on aboutit à :

$$H_{\max} = m P_1 \log_2 P_1 = \log_2 (1/m) \quad (A_3-9)$$

De façon générale, $H_{\max} = \log_2 (1/m)$, où m représente le nombre d'états de la chaîne de Markov.

Chapitre 1

Provenance des précipitations, leur observation et mesure à l'aide d'un radar météorologique

L'eau est une substance essentielle à la vie et un ingrédient clé de notre système météorologique et climatique. En effet, l'eau est la seule substance d'origine naturelle qui se retrouve en quantité importante soit à l'état solide (glace), liquide (eau) ou gazeux (vapeur), aux températures et pressions existant à la surface et près de la surface de la terre. Ainsi, la vapeur d'eau atmosphérique est la source de formation des nuages et des précipitations tout en jouant un rôle important dans le transport d'énergie à l'échelle globale.

1.1. Les principales formations nuageuses

L'air chaud contenant de la vapeur d'eau est plus léger que l'air froid. En s'élevant en altitude, il se dilate, entraînant une baisse de la température. Par conséquent, sa teneur en vapeur d'eau (humidité) croît jusqu'à atteindre 100 %. Finalement, après suffisamment de refroidissement, l'air devient saturé, et la vapeur d'eau commence à se condenser en de minuscules gouttelettes d'eau autour de fines particules de poussière (sels, embruns, etc.), qui forment alors un nuage. Les nuages peuvent apparaître sous quatre formes principales, dont l'appellation de chacun est dotée par une terminaison latine décrivant sa forme.

Les nuages caractérisés par des formes soudées et étalées, sont de terminaisons *stratus*. Ce sont des nuages stables qui peuvent apparaître sous forme d'un voile transparent et blanchâtre autour du soleil, comme les cirrostratus (CS). Les altostratus (AS) sont les nuages en forme de nappe laissant vaguement voir le soleil. Les stratus (ST) apparaissant comme une couche grise uniforme, s'apparente au brouillard et ils sont dangereux.

La terminaison *Cumulus* désigne les nuages isolés, en amas ou ayant une forme courbée, ils sont généralement instables. Ces nuages peuvent être composés de petits nuages blancs éparpillés ou répartis en couche mince, ce sont les cirrocumulus (CC). Les altocumulus (AC) sont des nuages porteurs d'orage qui se déplacent (bourgeonnent) en forme de tour.

Dans certains cas, ils peuvent être stables, sous forme de couche de nuages gris ou blancs en forme de galets, lamelles ou rouleaux. Produits le plus généralement par de petits courants d'air chaud se levant de la surface de la terre, les cumulus (CU) sont des nuages séparés en forme de boules de coton, connus pour leurs bases plates, de couleurs plus sombres que celle des contours. Ces nuages sont à développement vertical dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs kilomètres. Ils se développent généralement seulement pendant la journée.

Les nuages instables, à grande extension verticale sont de préfixe ou terminaison *nimbus*. Ce sont les nimbostratus (NS) ayant de vastes dimensions horizontale et verticale dont la base est très sombre. Ils donnent souvent de la pluie et de la neige. Quand les courants de l'air s'élèvent plus vigoureusement, les cumulonimbus (CB) ou les nuages porteurs d'orages peuvent se former. Ils sont très denses et puissants, libérant des quantités incroyables d'énergie par la condensation de la vapeur d'eau qu'ils contiennent, et ayant une extension verticale considérable (plus de 12 km) avec la partie supérieure en forme d'enclume. Souvent sont associées aux cumulonimbus les fortes pluies, la grêle et la foudre.

Les nuages n'entrant pas dans ces classifications sont toujours utiles à connaître. Les stratocumulus (SC) sont des nuages de turbulences en bancs. A des hauteurs basses, ces nuages se forment en nappe ou couche de couleur grise ou blanchâtre, avec des parties plus épaisses et plus sombres. Quant aux cirrus (CI), se trouvent à des hauteurs élevées en forme de filaments et ils se déplacent en bancs, de faible épaisseur qui ne cachent pas complètement le soleil. Ils sont parfois un signe du mauvais temps à venir.

Les nuages se situent entre le sol et la tropopause. Une classification plus détaillée identifie les nuages par la hauteur de leur base, ils se décomposent en trois catégories :

Les nuages de hautes altitudes se forment au-dessus de 6 kilomètres (18000 ft) et puisque les températures sont si froides à de telles altitudes élevées, ces nuages se composent principalement de cristaux de glace. Les nuages aux niveaux élevés sont en général minces et blancs dans leurs apparences, mais peuvent apparaître dans un choix magnifique de couleurs quand le soleil est bas sur l'horizon. Les noms des nuages, habituellement à des altitudes élevées, contiennent le préfixe "cirr-". Ils incluent les cirrus, cirrostratus et cirrocumulus.

Les bases des nuages de moyennes altitudes apparaissent typiquement entre 2 à 6 kilomètres. Ils se composent principalement de gouttelettes d'eau, bien qu'ils puissent également se composer de cristaux de glace quand les températures sont assez froides. Les noms des nuages avec le préfixe "alto-" sont les altostratus et altocumulus.

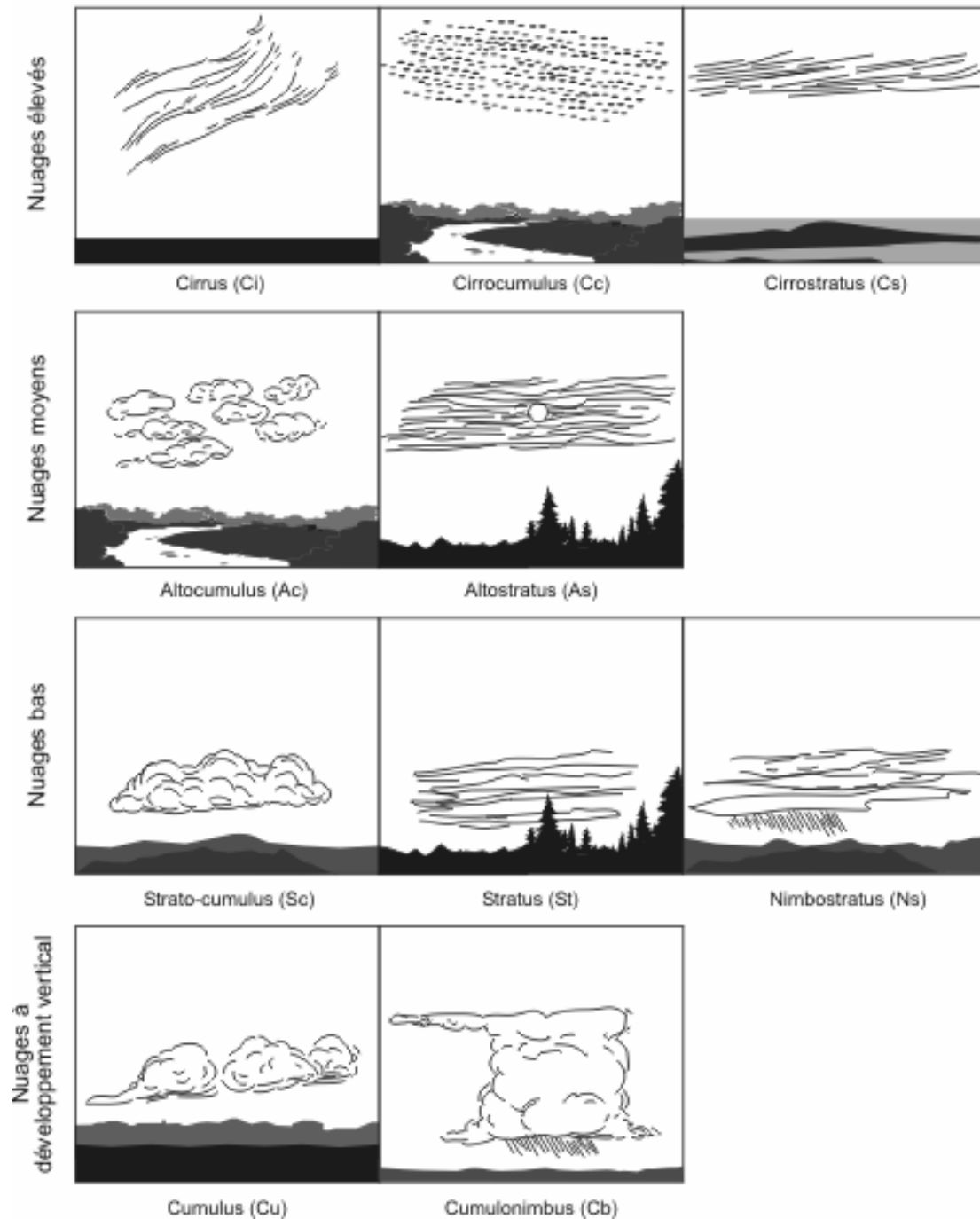


Fig 1. Les dix formes générales de nuages

Les nuages de basse altitude sont la plupart du temps composés de gouttelettes d'eau liquide puisque leurs bases se trouvent généralement en dessous de 2 kilomètres. Cependant, quand les températures sont assez froides, ces nuages peuvent également contenir des particules de glace et de la neige. Ces nuages habituellement inférieurs n'ont pas de préfixe précis dans leur appellation, ils incluent les stratus, stratocumulus et nimbostratus.

La figure 1 présente le système de classification de base pour des configurations de nuages en fonction de leur apparence et leur processus de formation [Oja, 2001]. En effet, les nuages sont nécessaires pour que la précipitation puisse se produire. Cependant, tous les nuages ne produisent pas de la pluie ou de la neige. D'après la figure 1, les nuages précipitants ont une terminaison ou préfixe nimbus (signifiant pluie).

1.2. Types de précipitations

Toute précipitation nécessite la condensation de la vapeur d'eau atmosphérique. En effet, plus les nuages montent vers des couches d'air plus froid, plus les gouttelettes grossissent et se rapprochent les unes des autres. Mais lorsque les gouttelettes d'eau des nuages ont assez grandi, elles deviennent trop lourdes pour être supportées dans le nuage ; elles se mettent donc à chuter vers la terre. En d'autre terme, le poids des gouttelettes entraîne leur chute. Trois éléments déterminent la forme finale sous laquelle elle se présente : ce sont les courants aériens, la température et l'humidité. La température de la couche d'air à travers laquelle passent les gouttelettes étant supérieure à zéro degré (0°) et la température du sol étant aussi au-dessus de zéro, alors c'est sous forme de pluie que ces gouttelettes se rendent au sol. S'il n'y a pas de vent et si la turbulence est négligeable à l'intérieur du nuage, la gouttelette conservera sa taille et atteindra le sol sous forme de faible pluie. Comme les nuages se trouvent à une altitude où la température est basse, il arrive souvent que les gouttelettes soient congelées dans le nuage et qu'elles fondent pendant leur chute vers le sol. Si, par contre, il y a de forts courants descendants présents dans le nuage, on assiste à une forte averse de pluie en rafales qu'on appelle aussi "grain" (une averse de 10 mm équivaut à 10 litres d'eau / m²). Si la taille d'une goutte de pluie est supérieure à celle d'un pois vert, elle sera brisée par la friction de l'air dans sa chute vers le sol. La vitesse maximale qu'une goutte de pluie peut atteindre en tombant est de 30 km/h. C'est également la friction de l'air qui empêche la goutte de tomber encore plus vite.

Il y a quatre types de précipitations:

- **précipitation stratiforme** : qui dure longtemps mais de faible intensité, en couvrant une grande étendue. Elle se produit dans les zones de basse pression et les creux et qui est associée à des nuages de type "stratus".
- **précipitation convective** : qui couvre des petites surfaces pour une durée très limitée mais qui est intense. Cette précipitation est très localisée et produite par l'instabilité convective de l'air. Elle est alors associée à des nuages de type "cumulus".
- **précipitation orographique** : qui se produit au niveau des massifs montagneux (du grec oros, désigne montagne). Elle résulte de l'ascension d'air chaud et humide au-dessus d'une barrière topographique particulière. Par conséquent, cette précipitation n'est pas spatialement mobile et présente une intensité et une fréquence assez régulières.
- **précipitation frontale** : qui est de type cyclonique et est associée à une surface de contact entre deux masses d'air de température, de gradient thermique vertical, d'humidité et de vitesse de déplacement différents, que l'on nomme front. Le front froid (une masse d'air froid pénètre dans une région chaude) crée une précipitation brève, peu étendue et intense. Du fait d'une faible pente du front, le front chaud (une masse d'air chaud en contact avec une masse d'air plus froid) génère une précipitation longue, étendue, mais peu intense.

Les précipitations peuvent tomber sous trois formes:

- **Précipitation liquide** : pluie et bruine.
- **Précipitation verglaçante** : pluie verglaçante et bruine verglaçante.
- **Précipitation solide**: neige, neige roulée, neige en grains, cristaux de glace, grésil et grêle.

Que devient la pluie? Soit qu'elle reste dans le nuage où elle tombe et s'évapore, soit qu'elle pénètre le sol ou soit qu'elle coule de cours d'eau en cours d'eau jusqu'à la mer. À cet endroit, l'eau s'évapore et forme des nuages produisant à nouveau de la pluie. Ce qui constitue ainsi, un cycle sans fin appelé le cycle hydrologique ou cycle de l'eau.

1.3. Le cycle hydrologique

Conjuguée avec la vapeur d'eau jouant un rôle important, l'atmosphère maintient le cycle hydrologique (cycle de l'eau) en redistribuant l'eau issue des réservoirs terrestres et des océans partout sur la Terre, y compris les lieux les plus élevés. La figure 2 nous donne une vue d'ensemble du mouvement et des échanges de la substance eau dans l'atmosphère, les océans et sur terre. Un courant continu de la substance eau est maintenu dans l'atmosphère alors que l'énergie solaire évapore d'énormes quantités d'eau provenant des surfaces terrestres et des océans. Les vents transportent l'air humidifié vers d'autres régions où la vapeur d'eau se condense pour former des nuages dont certains produisent de la pluie ou de la neige. Lorsque les précipitations tombent dans l'océan, l'eau est prête à entreprendre son cycle à nouveau. Lorsque l'eau tombe au sol, elle peut être évaporée à nouveau vers l'atmosphère ou commencer ce qui peut être un voyage de retour complexe vers l'océan.

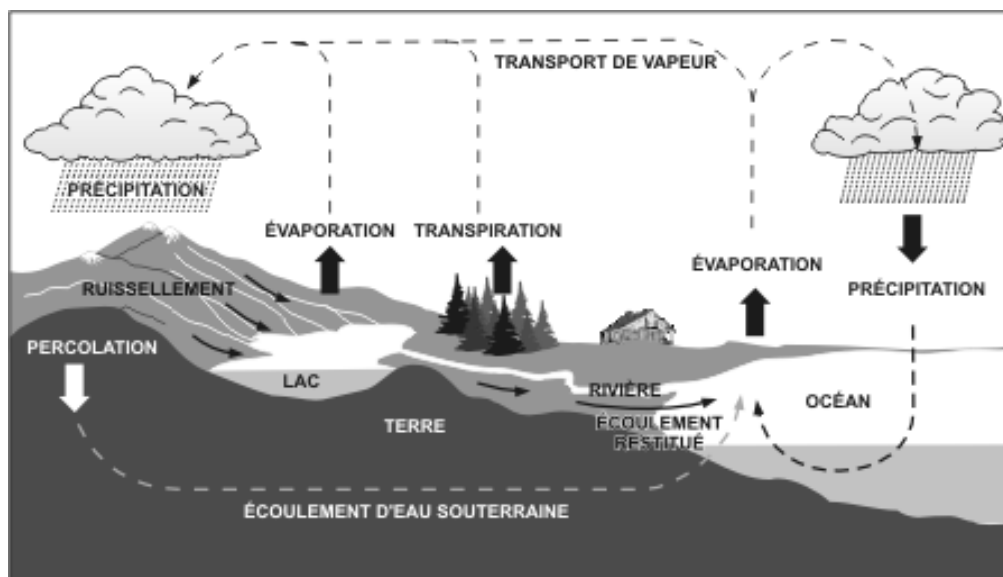


Fig. 2. Illustration de certaines des complexités du cycle de l'eau

Bien que l'ensemble du cycle de l'eau soit très complexe, le segment qui nous intéresse le plus ici est celui dans lequel la substance eau voyage de l'océan vers l'atmosphère, passe à travers l'atmosphère puis retourne à la surface de la terre ou tout simplement à l'océan. Ce cycle amène des précipitations ainsi que l'eau douce nécessaire à la vie au-delà des océans. À tout moment, on ne retrouve que 0,001 % de l'eau de la terre dans l'atmosphère alors qu'il y en a 97 % dans tous les océans du monde. De plus, environ 2 % se trouve dans les calottes de

glace et les glaciers, 0,6 % dans les nappes d'eaux souterraines et 0,01 % dans les lacs et les rivières. Ce n'est que la portion atmosphérique du cycle de l'eau qui peut restaurer la substance eau, sous forme de vapeur, et l'amener au niveau où elle pourra reprendre son courant descendant vers l'océan, complétant ainsi son cycle.

1.4. Observation et mesure des précipitations

Quelle que soit la forme de la précipitation, liquide ou solide, on mesure la quantité d'eau tombée durant un certain laps de temps. On l'exprime généralement en hauteur de précipitation ou lame d'eau précipitée par unité de surface horizontale (mm). On définit aussi son intensité (mm/h) comme la hauteur d'eau précipitée par unité de temps. Citons toutefois les deux appareils de mesures fondamentaux :

- **Le pluviomètre** : instrument de base de la mesure des précipitations liquides ou solides. Il indique la quantité d'eau totale précipitée et recueillie à l'intérieur d'une surface calibrée dans un intervalle de temps séparant deux relevés.
- **Le pluviographe** : instrument captant la précipitation de la même manière que le pluviomètre mais avec un dispositif permettant de connaître, outre la hauteur d'eau totale, leur répartition dans le temps, autrement dit les intensités.

Les stations de mesure au sol des précipitations ainsi que d'autres paramètres climatiques (température, pression...) sont de deux types, suivant la nature de l'instrumentation en place et du mode d'exploitation. On peut ainsi distinguer : les postes manuels et les postes automatiques. Comme les précipitations varient selon différents facteurs (déplacement de la perturbation, lieu de l'averse, influence de la topographie, etc.), la mesure des quantités hydriques à l'aide de pluviomètres est relativement compliquée.

Les radars météorologiques sont aussi des moyens de mesure des champs de pluie. Ils ont notamment pour objet la détection à distance des précipitations dans une zone de rayon déterminé, ainsi que la quantification de ces précipitations sur une zone de rayon moindre. Un autre type d'observation des précipitations est réalisé à l'aide des satellites météorologiques dont leur mission principale est d'effectuer des observations météorologiques depuis l'espace et de transmettre à terre les données ainsi obtenues. Si les images satellites ne fournissent pas de données directes sur les précipitations, elles permettent par contre de mettre en évidence la présence, le déplacement des masses nuageuses ainsi que leurs caractéristiques et servent particulièrement dans les prévisions météorologiques.

1.5. Utilisation des radars dans la météorologie

1.5.1. Historique

Utilisé depuis la seconde guerre mondiale, le terme "radar" est un acronyme formé de l'expression anglaise "radio detection and ranging". Il désigne la technique et le système de détection et de télémétrie par radioélectricité. Le radar a d'abord été utilisé à partir des années 1930 pour détecter et repérer les avions ennemis à de longues distances. Les tout premiers radars, installés sur les côtes anglaises, étaient plutôt imposants [Mouret, 1999]. On voulut donc diminuer leur taille afin de pouvoir les embarquer sur des avions, des navires et des remorques. Cette miniaturisation des radars passa par la diminution de la taille des antennes, et donc de la longueur d'onde utilisée. L'amélioration des équipements fit apparaître sur les écrans des échos parasites : les précipitations. Le radar météorologique résulte d'un développement dans lequel l'écho parasite du radar classique devient l'objet de la mesure.

En France, le premier radar météorologique a été mis en service au début des années 60. Après cette époque jusqu'à nos jours, d'importants réseaux se sont développés progressivement, permettant ainsi le suivi des précipitations et leur intégration à des modèles numériques. ARAMIS est le réseau français de radars météorologiques pour la surveillance des précipitations qui a été lancé en 1982 par Météo France (voir annexe 1). Le but était de doter la France d'un réseau automatisé de radars météorologiques (la France avait à l'époque seulement quatre radars : Bordeaux, Brest, Trappes et Lyon) ainsi que la diffusion de l'imagerie numérique. L'écho reçu est d'abord traité localement, sur chaque site par ordinateur (une image toutes les cinq minutes) puis envoyé par un satellite du réseau Retim (appartenant lui aussi à Météo France) à Toulouse où un autre calculateur se charge de constituer une image synthétique, appelée aussi image composite, toutes les quinze minutes. Ceci, en intégrant toutes les images radar reçues des différents radars français (réseaux ARAMIS) et des pays frontaliers. Le prévisionniste peut ensuite utiliser ou animer ces images grâce à un terminal dédié à l'imagerie météorologique (Météotel, Aspic ou Synergie). En 2002, le réseau Aramis couvre l'ensemble du territoire français avec 18 radars météorologiques qui sont appelés aussi radars de précipitations.

Un tel réseau apporte une aide primordiale dans la prévention des phénomènes liés aux précipitations, susceptibles de présenter des risques pour la vie humaine et les biens matériels.

Ainsi parmi d'autres applications, il faut signaler tout particulièrement la quantification des lames d'eau qui est permise par ce réseau [Chèze *et al.*, 1998] et dont la connaissance revêt une importance fondamentale dans l'évaluation des risques hydrologiques et la gestion des crues soudaines. Les projets d'extension du réseau ARAMIS sont exposés dans l'annexe 1.

1.5.2. Eléments constitutifs

Un radar est constitué d'une antenne parabolique, d'un système d'émission-réception et d'un ordinateur. L'antenne est équipée de plusieurs moteurs destinés à l'orienter verticalement et horizontalement et d'un radôme, enveloppe sphérique, qui assure la protection de l'ensemble en cas de forts coups de vent. L'ordinateur assure le traitement du signal et permet la visualisation des échos et l'animation de plusieurs images successives.

1.5.3. Principe de détection et la mesure des intensités de précipitations à l'aide d'un radar météorologique

Les radars météorologiques permettent de détecter et de repérer les gouttelettes d'eau et les particules de glace, qu'elles soient dans les nuages ou sous ces derniers, assez grosses pour tomber sous forme de pluie, de neige ou de grêle, et de mesurer leur intensité en temps réel. Ils localisent ainsi les zones de précipitations à des distances pouvant atteindre 200 à 300 km. La mesure de l'intensité des précipitations se fait généralement dans une zone annulaire de rayon compris entre 80 et 120 km.

Dans la terminologie des radars à usage météorologique, la fréquence de travail variant entre 2 et 12,5 GHz permet de détecter les précipitations (voir tableau 1).

Fréquence	Longueur d'onde	Bande	Usage météorologique
2-4 GHz	15 - 7,5 cm	S	Radar précipitation
4-8 GHz	7,5 - 3,7 cm	C	Radar précipitation
8-12,5 GHz	3,7 - 2,4 cm	X	Radar précipitation

Tableau 1. Bandes de fréquence des radars météorologiques

En ce qui concerne le réseau ARAMIS français, les radars météorologiques de ce dernier, utilisent les ondes centimétriques sensibles aux gouttes d'eau dans trois bandes de fréquence réservées à l'usage météorologique : la bande S de longueur d'onde ($\lambda = 10$ cm), la bande C ($\lambda = 5$ cm) et la bande X ($\lambda = 2$ cm) [Parent, 2003]. Les dimensions des aériens sont

proportionnelles à la longueur d'onde. Ceci conduit, pour des raisons évidentes de coût, à utiliser les longueurs d'onde les plus courtes ; mais celles-ci sont plus atténuées par la traversée de la pluie, ce qui limite la portée du radar. La bande X est donc en général réservée à l'observation locale ou aux études, la bande C est couramment utilisée pour l'observation en région tempérée et la bande S est préférée dans les régions où l'on risque des pluies très intenses (tropiques, zone soumises aux cyclones ou aux tornades). Le réseau français est essentiellement constitué des radars en bande C au nord et des radars en bande S dans les régions de l'arc méditerranéen.

Les radars météorologiques émettent de l'énergie micro-ondes en courtes impulsions (voir tableau 1), focalisées en un faisceau conique étroit qui balaye l'atmosphère, à partir d'une antenne très directive en rotation lente et continue. La largeur du faisceau est proportionnelle à la longueur d'onde du rayonnement, et inversement proportionnelle à la largeur de l'antenne. L'antenne radar émet le faisceau dans toutes les directions de l'azimut et selon la verticale à différents angles d'élévation, et balaie ainsi la majeure partie du ciel à une certaine distance du radar. La portée horizontale du radar dépend des cibles atmosphériques, de la courbure de la terre et des propriétés du faisceau émis.

En effet, le faisceau traverse le brouillard et les nuages mais, lorsqu'il rencontre des gouttes d'eau, des flocons de neige ou des particules de glace, par exemple de la grêle, une partie de l'énergie est réfléchi sous forme d'écho à l'antenne du radar (voir Fig.3). La quantité d'énergie reçue par l'antenne est proportionnelle à l'intensité des précipitations. En d'autre terme, l'intensité rétrodiffusée par les précipitations est proportionnelle au nombre et à la grosseur des particules. Plus la pluie ou la neige est lourde, plus l'énergie réfléchi vers l'antenne est grande.

Pendant que le faisceau du radar balaye l'horizon et le ciel à différents angles, un ordinateur relié au radar stocke les données relatives à la réflectivité pour chaque distance et pour chaque direction. L'affichage de la puissance des signaux renvoyés par les échos s'appelle réflectivité. Comme la vitesse de déplacement des ondes électromagnétiques (qui est la vitesse de la lumière) et l'orientation de l'antenne sont connues, l'éloignement et la position de la précipitation par rapport à l'émetteur radar peuvent être calculés, à partir des échos. En effet, le temps qui s'écoule entre l'émission et la réception des signaux, divisé par deux et multiplié par la vitesse de la lumière ($c \approx 3 \cdot 10^8$ m/s), donne la mesure de la distance entre l'émetteur et la cible [Boithias, 1983]. La direction dans laquelle pointe l'antenne émettrice

correspond à la position de la cible. Ces informations que peut donner l'écho radar, servent à préciser le lieu et l'intensité de la précipitation dans la région couverte par le radar. Le radar qui permet de connaître la distance séparant la cible du radar, la position angulaire de celle-ci et sa nature est de type non cohérent. De telles informations peuvent être aussi indiquées par un radar cohérent, auxquelles il faudrait ajouter la vitesse de la cible obtenue en calculant l'effet Doppler dû à son mouvement [Sauvageot, 1982].

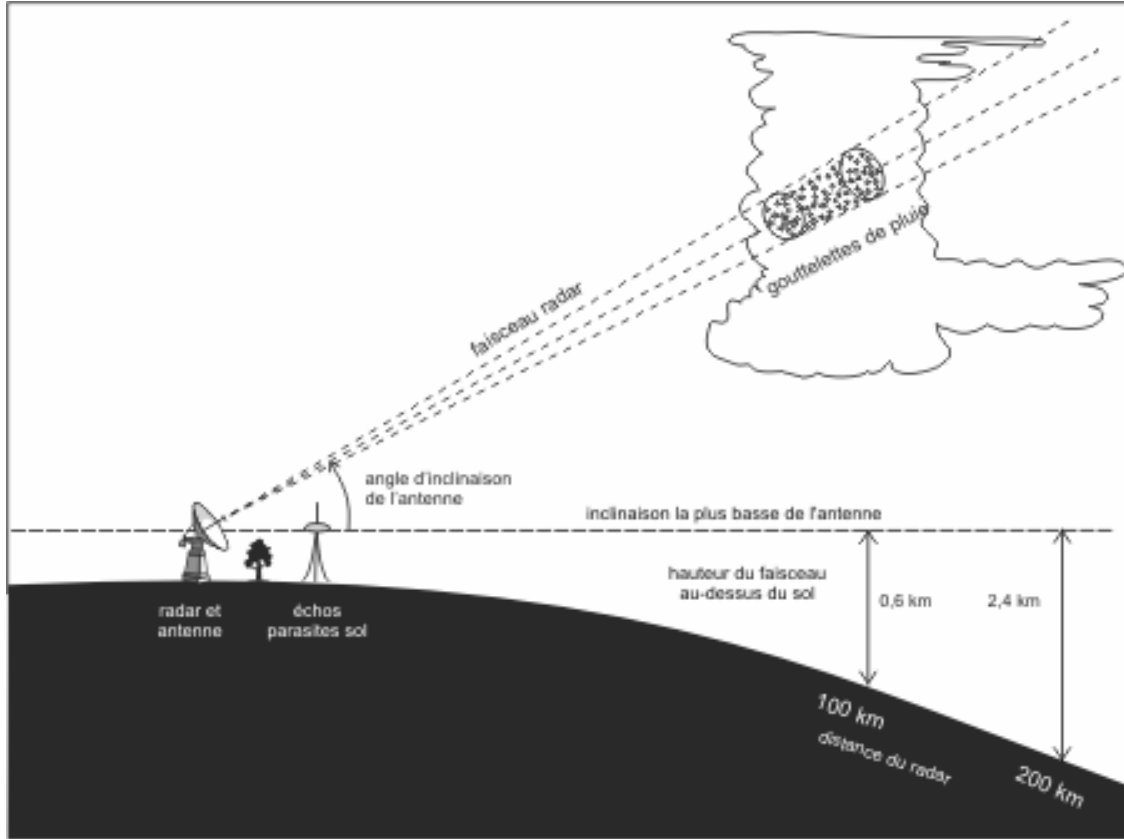


Fig.3. Principe de la détection des zones de précipitations par un radar météorologique

La puissance reçue à l'antenne (P_r) permettra notamment de déterminer la section efficace de la précipitation par le biais de l'équation du radar définie, pour des pertes négligeables, par [Darricau, 1993] :

$$P_r/P_e = \frac{G_0^2 S \lambda^2}{(4\pi)^3 r^4} \cdot \sigma \quad (1-1)$$

Soient P_e , la puissance totale émise par un radar, G_0 est le gain maximum de son antenne ayant une section S et σ , la section efficace de la cible diffusante, située à la distance r par rapport à l'antenne, λ étant la longueur d'onde. En réalité, le signal émis par le radar subit des pertes (L_a) dûs aux atténuations atmosphériques et qui seront illustrés prochainement dans les autres paragraphes. L'affaiblissement (L_f) dû à la bande passante finie du récepteur radar sera aussi considéré. Soient θ_0 et ϕ_0 , les angles d'ouverture à 3dB du faisceau d'antenne, C est la vitesse de propagation des ondes de longueur λ et τ , la durée de l'impulsion radar.

Pour une cible de volume V , composée d'une multitude d'éléments diffuseurs (i), la réflectivité radar η , exprimée en $m^2 m^{-3}$, représente la section efficace de rétro diffusion σ_i de cette dernière par unité de volume. Elle s'écrit :

$$\eta = \sum_i \frac{\sigma_i}{V} \quad (1-2)$$

En tenant compte des caractéristiques du radar et des conditions météorologiques, on aboutit à la forme générale de l'équation radar (voir annexe 1). Soit :

$$P_r/P_e = \frac{G_0^2 \cdot \lambda^2 \cdot \theta_0 \cdot \phi_0 \cdot L_r \cdot C \cdot \tau}{1024 \cdot \pi^2 \cdot \ln 2} \cdot L_a^2 \cdot \frac{\eta}{r^2} \quad (1-3)$$

En pratique, cette équation peut être ramenée à la forme suivante :

$$P = P_r/P_e = A \cdot L_a^2 \cdot \frac{\eta}{r^2} \quad (1-4)$$

Où la constante A est obtenue par la mesure des caractéristiques du radar.

Transformés en données numériques, les échos radar apparaissent sur les écrans d'ordinateurs sous forme de zones plus ou moins ombrées, selon l'intensité des précipitations. En effet, plus l'écho renvoyé par le faisceau radar est important plus l'obstacle qui le renvoi est dense, et plus la pluie ou la neige est abondante. La neige renvoi un écho faible, la pluie un écho plus fort et la grêle mouillée un signal très fort. Les régions qui reçoivent les plus fortes précipitations se trouvent d'ordinaire au centre des échos. Ce sont des champs de précipitation très lourds qui ont un diamètre petit. Les diamètres des champs de précipitations peuvent être exprimés en fonction de leurs intensités R (en mm/h). En effet, James a proposé la relation suivante [Nathanson, 1996] :

$$\text{Diamètre (km)} = 25.9 - 14.7 \log R \quad (1-5)$$

D'une façon générale, les champs de pluie très dense ont des diamètres plus petits.

Les réflectivités η des champs de précipitations où les gouttelettes d'eau (i) sont de forme plus ou moins sphérique et leur diamètre est généralement petit devant la longueur d'onde d'émission du radar (dans la région Rayleigh), sont données par :

$$\eta = \pi^5 \cdot \lambda^{-4} \cdot |K|^2 \cdot \sum_i (D_i^6 / V) \quad (1-6)$$

D'après cette relation, la réflectivité est exprimée en m^{-1} , où λ est la longueur d'onde, D est le diamètre des gouttelettes et $|K|^2$ est exprimé, en fonction de l'indice de réfraction m, tel que :

$$|K|^2 = \left| (m^2 - 1) / (m^2 + 2) \right| \quad (1-7)$$

Ce facteur vaut 0.9 pour les champs de pluie et égale à 0.2 pour les régions de neige. En effet, la neige renvoie un écho faible, la pluie un écho plus fort.

Le radar donne des indications sur les champs des précipitations par la mesure d'un facteur de réflectivité (Z), présenté au moyen de zones colorisées sur les images radar. La somme intervenant dans l'expression (1-6), est par définition, le facteur de réflectivité (Z) caractérisant le champ de précipitations. Soit :

$$Z = \frac{1}{V} \sum_i D_i^6 \quad (1-8)$$

Où V est le volume de résolution contenant diverses gouttes de pluie de diamètre D_i . En unités logarithmiques, le facteur de réflectivité Z est exprimé en dBZ par :

$$Z(\text{dBZ}) = 10 \log [Z(\text{mm}^6/\text{m}^3)] \quad (1-9)$$

Le terme Z, incluant la dépendance de la longueur d'onde, peut être utilisé pour déterminer le taux de pluie R en mm/h. Il est souvent exprimé sous la forme :

$$Z = a R^b \quad (1-10)$$

Où les constantes a et b dépendent de la géographie de la région considérée et de son climat, ainsi que de la nature et des caractéristiques granulométriques des précipitations, R étant l'intensité de pluie en mm/h.

Afin de convertir les valeurs des réflectivités radar aux valeurs relatives des intensités de pluie, Marshall et Palmer ont établi une relation Z-R appropriée [Sauvageot, 1990] :

$$Z = 200 R^{1.6} \quad (1-11)$$

Dans cette expression, définie pour les pluies stratiformes, R est en mm/h et Z en mm^6/m^3 .

1.5.4. Principales sources d'erreurs dans l'interprétation des images radar

Comme pour tout instrument de mesure, les données récoltées par le radar sont entachées de certaines erreurs de mesure. Ces erreurs conduisent pour la plupart à surestimer ou à sous-estimer les précipitations. Dans certains cas également, le radar ne détectera pas de précipitations malgré leur présence. Dans d'autres cas, le radar peut sembler détecter des précipitations alors qu'il n'y en a pas. Nous nous limiterons ici à décrire les principales sources d'erreur.

1.5.4.1. Erreurs liées au principe de la mesure radar

Le radar est un instrument de mesure indirect. Il mesure la réflectivité des précipitations à une certaine altitude et grâce à la relation Z-R, le taux de précipitations au niveau du sol sera alors calculé. La conversion entre la réflectivité et l'intensité des précipitations est loin d'être évidente et constitue une source importante d'erreurs. D'autre part, comme l'illustre la figure 4, le taux de précipitations observé par le radar à une certaine altitude n'est pas identique au taux de précipitations observé au niveau du sol. En général, l'intensité des précipitations baisse avec la hauteur au-dessus du sol. Parmi les relations qui mettent en rapport l'intensité et la hauteur des pluies, celle définie [Bogush, 1989] comme suit :

$$r/r_s = \exp(-0.2 h^2) \quad (4-12)$$

où r_s la surface du taux de pluies et h , la hauteur en kilomètre.

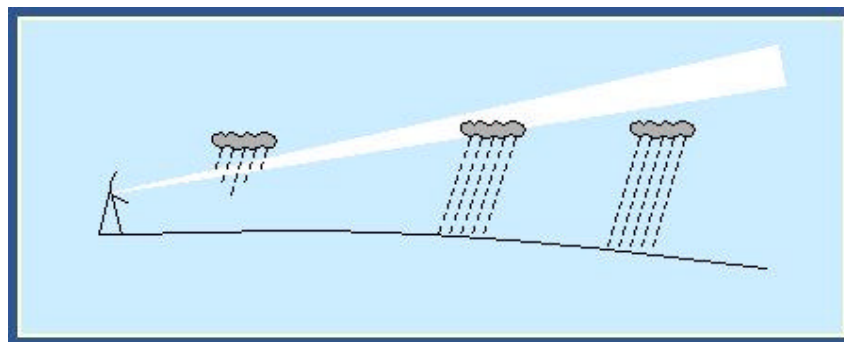


Fig. 4. Variation de l'intensité des précipitations observée à différentes altitudes

1.5.4.2. Erreurs dues aux caractéristiques géométriques du faisceau

Le faisceau radar peut rencontrer certains obstacles sur son passage : bâtiments, des zones de relief et des émetteurs radioélectriques. Ces obstacles renvoient des échos semblables à ceux des précipitations. Des dispositifs de filtrage éliminateurs d'échos fixes ainsi qu'un balayage multi sites permettent d'y remédier.

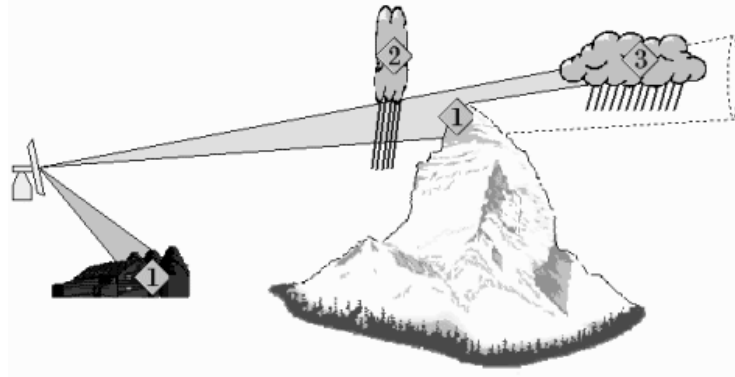


Fig. 5. Erreurs dues aux caractéristiques géométriques du faisceau

D'autre part, les zones de précipitations situées à l'arrière de ces obstacles sont partiellement occultées ou totalement masquées. Les précipitations situées dans ces régions seront moins visibles et donc sous-estimées. Des animations et la connaissance du relief permettent d'éviter ces erreurs. Aussi, les précipitations de fortes intensités et de petites dimensions, peuvent ne pas occuper la totalité du volume de mesure (voir Fig. 5). La mesure est dans ce cas sous-estimée.

1.5.4.3. Erreurs dues à une Propagation anormale

Dans des conditions atmosphériques bien particulières (fortes stratifications en température) ou au dessus de surfaces évaporantes ("ducts" d'évaporation), de fortes variations de l'indice de réfraction atmosphérique peuvent dévier le faisceau vers le sol. Il en résulte des échos parasites ne correspondant à aucune précipitation. Ce phénomène est communément appelé: Propagation "exceptionnelle" ou " anormale". Ces cas de propagation anormale surviennent généralement dans des situations anticycloniques comprenant des inversions de température. Cette propagation est toutefois assez rare et erratique. En outre, elle se produit et disparaît subitement. Sur les images du radar, la répartition circulaire des échos autour du radar est caractéristique d'échos de propagation anormale. On reconnaît en outre le tracé du relief (échos de sol invisibles en propagation normale).

1.5.4.4. L'atténuation par les Précipitations

Généralement, la puissance de l'onde sortant d'une zone de pluie pour en atteindre une seconde zone de pluie est sensiblement égale à celle émise par le radar, ceci est quasiment toujours vrai pour une longueur d'onde de 10 cm. Pour une longueur d'onde de 5 cm, si les précipitations de la première zone sont intenses, on peut avoir une atténuation considérable, de l'ordre de deux à trois fois moins de puissance. Ceci conduit à une sous estimation de la seconde cellule.

Lorsque de fortes précipitations atteignent l'implantation du radar, un film d'eau peut se former sur le radôme de protection. L'épaisseur et la présence de cette couche d'eau dépendent notamment de l'intensité des précipitations, de l'état de surface du radôme, des conditions de vent. Ceci peut aussi provoquer une atténuation significative.

Pour les précipitations stratiformes, l'atténuation des ondes électromagnétiques est habituellement considérable au-dessus de 2 GHz, et est proportionnelle à la fréquence, d'un facteur compris entre 2,3 et 2,8, quand les gouttes d'eau ont un diamètre très petit devant la longueur d'onde. Dans cette région le coefficient d'atténuation k_r est souvent exprimé [Medhurst, 1965] par :

$$k_r = \alpha \cdot R^\delta \text{ dB/km} \quad (4-13)$$

Où R est le taux de pluie en mm/h et α et δ sont les constantes qui dépendent de plusieurs variables, y compris la fréquence, la polarisation et la température (voir Fig. 6).

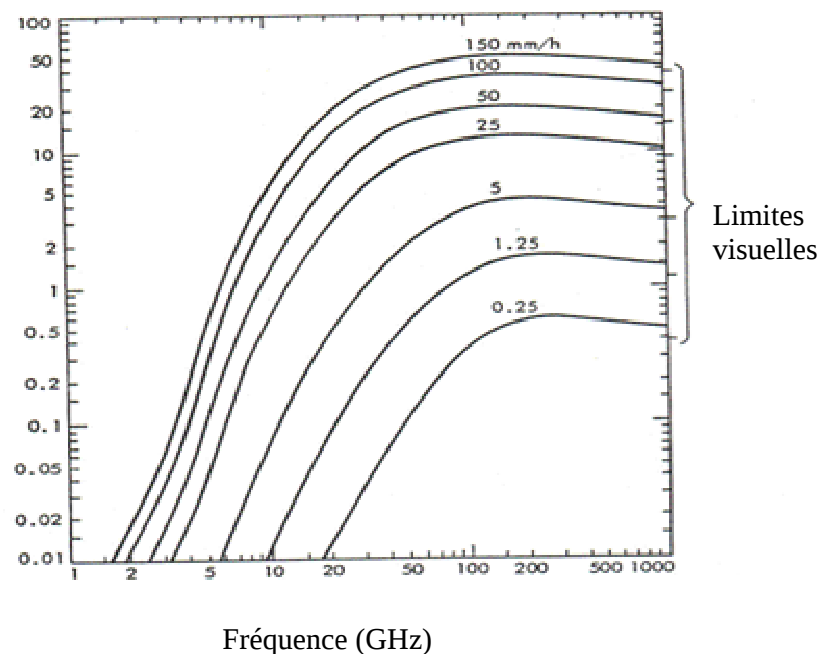


Fig. 6 . Coefficient d'atténuation k_r , en fonction du taux de précipitations et la fréquence.

1.5.4.5. Atténuation dans les nuages

L'atténuation causée par les nuages dépend principalement de la teneur en eau du nuage, elle est directement déduite de la relation suivante [Steele , 1965] :

$$A = k_c D_s \text{ dB/km} \quad (4-14)$$

Où k_c est le coefficient d'atténuation donné par Fig. 7 et D_s est la densité de l'eau en g/m^3 . La constante d'atténuation, A , est approximativement 25 pour cent plus grande pour les nuages composés de gouttelettes d'eau salée. Les valeurs de D_s se situent généralement dans la gamme de 0.05 à 0.25, pour les nuages stratiforme ou encore les nuages en couches et 0.3 à 1.3 pour les nuages denses du stratocumulus, et vaut approximativement 2.5 pour les nuages cumulonimbus (nuages de pluie). Pour les nuages formés de gouttelettes d'eau, A varie approximativement comme une fonction au carré (f^2).

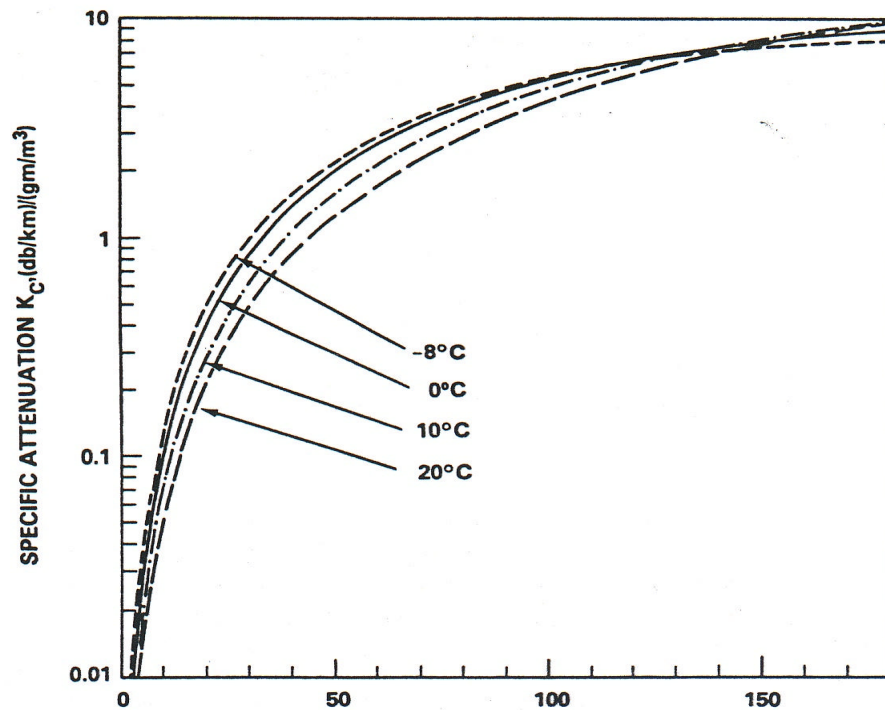


Fig. 7. Coefficient d'atténuation k_c dû aux gouttelettes d'eau.

1.5.4.6. Erreurs dues au profil vertical de réflectivité

A l'intérieur d'un nuage, il existe des zones contenant plusieurs types d'hydrométéores associés. D'un niveau à l'autre du nuage, on trouvera donc des réflectivités différentes.

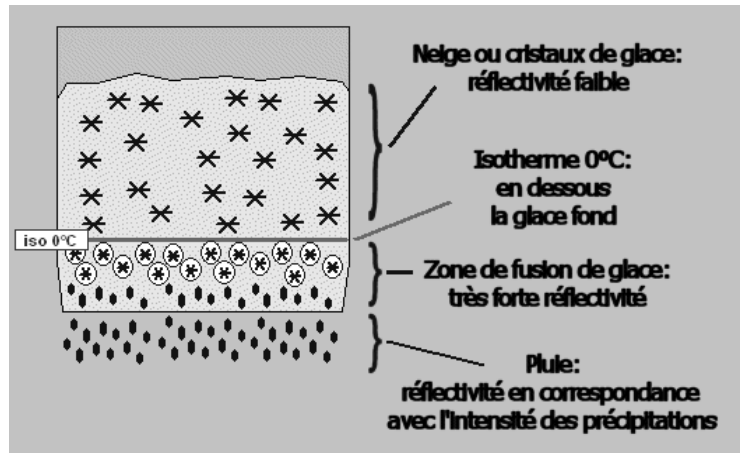


Fig. 8. Représentation schématique d'un nuage

D'après la figure 8, on distingue trois types d'hydrométéores :

- La neige ou cristaux de glace, où la réflectivité est faible.
- La zone de fusion de glace: les cristaux recouverts d'un film d'eau liquide ont une très forte réflectivité.
- La pluie : la réflectivité est en correspondance avec l'intensité des précipitations.

La figure 9 représente une coupe transversale d'un faisceau radar et d'un nuage, vue sur une très longue distance [Vignal *et al.*, 1996]. On considère une situation classique d'un nuage stratiforme et uniforme sur toute sa longueur, qui s'étend de 1 km à 4 km d'altitude. L'isotherme 0°C est aux alentours des 1000 m et il pleut uniformément au sol.

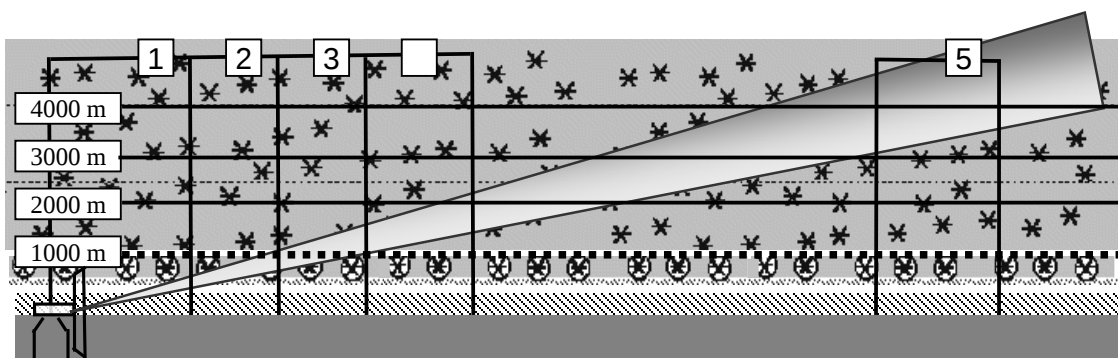


Fig. 9. Coupe transversale du faisceau radar traversant un nuage stratiforme

Comme le montre la figure 9, le faisceau radar peut atteindre cinq niveaux distincts en traversant le nuage. En premier lieu, il n'intercepte que des précipitations liquides ce qui constitue le cas d'une mesure normale. Lorsqu'il passe à un niveau supérieur qui est constitué surtout de la glace en fusion de très forte réflectivité une bande brillante se forme et la mesure est surestimée. Le troisième niveau contient des particules de glace faiblement réflective et de la glace fondante très réflective ce qui correspond à une compensation dans la mesure. Dans le cas d'une sous-estimation, le faisceau n'intercepte que de la glace faiblement réflective. En dernier lieu, le faisceau passe en partie au dessus des précipitations ce qui correspond à une forte sous-estimation dans la mesure.

1.6. Conclusion

On pourrait croire qu'une fois tombée, la pluie n'intéresse plus le météorologiste. Ce qui est faux, car elle représente une nouvelle source d'humidité au sol qui s'évaporerait de nouveau au-dessus du sol pour se refroidir et former des nuages ou du brouillard. De plus les précipitations sont un élément important du cycle de l'eau qui lui même est primordial pour comprendre, prévoir des formations perturbantes tel que la grêle et l'orage.

La mesure de la pluie par télédétection radar est une technique très intéressante, mais elle souffre de certaines difficultés, parmi lesquelles : les échos du sol, et la relation Z-R (Z est la réflectivité radar et R la quantité de pluie au sol), ont connu des préoccupations par le monde de la recherche.

La relation entre la réflectivité radar et la quantité de pluie dépend essentiellement du diamètre moyen des gouttes. Ce problème peut être traité en adaptant la loi Z-R au type d'événement pluvieux. Celle-ci, peut être établie si nous procédons aux traitements d'images radar.

Les échos de sol, qui ne proviennent pas de la pluie mais d'obstacles fixes de petite dimension (arbres, immeubles, etc.) ou de plus grande étendue (reliefs), sont gênants car on peut les confondre avec des échos de pluie. Une abondante littérature scientifique existe sur cette question ; elle propose des méthodes de filtrage du signal (filtre Doppler ou statistique) ou l'élévation de l'altitude d'observation ou l'utilisation de cartes d'échos fixes obtenues en ciel clair (temps sec).

Chapitre 2

Extraction et analyse des échos de précipitation d'images radar

2.1. Données radarmétéorologiques

Le radar de Bordeaux, qui fait l'objet de cette étude, est installé à l'aéroport de Bordeaux-Mérignac. Cette région est entourée principalement des montagnes des Pyrénées, des collines au dessus de la Gironde, de la forêt des Landes, des constructions, de la zone industrielle de la ville de Bordeaux et de l'océan Atlantique (voir Fig.10). Une telle position du radar, a fait appel aux échos du sol qui contaminent l'image radar. Les échos de la surface terrestre sont subdivisés en deux catégories : les échos fixes et les échos mobiles. Les échos fixes, enregistrés dans les images radar de Bordeaux, sont produits par les reliefs montagneux, les collines et les diverses constructions. Les échos Anaprops, dûs aux anomalies de propagation, sont transmis intensivement par guidage atmosphérique. Leurs positions et leurs intensités dépendent des variations météorologiques.



Fig. 10. L'emplacement du radar météorologique à Bordeaux

Nous disposons des données météorologiques acquises par un radar pulsé à 2,8 GHz, installé sur une tour de 18 m de hauteur, à l'aéroport de Bordeaux-Mérignac (dans le sud-ouest de la France). Ses coordonnées géographiques sont 44°51' N et 0°39' W. A partir de ce site, des images radar de format 512x512 pixels et d'une résolution de 1 km par pixel, ont été prises régulièrement toutes les 5 mn, jour par jour, pour l'ensemble des mois de l'année 1996. En cette année, ce radar a collecté 105408 images. Les principales caractéristiques du radar de Bordeaux sont données par le Tableau 2.

Paramètres du radar	Caractéristiques
Type	Pulsé, non cohérent
Fréquence d'émission	2.8 GHz
Puissance d'émission	700 kW crête
Largeur d'impulsion	2 μ s
Type d'antenne	Paraboloïde
Diamètre de l'antenne	4 m
Gain de l'antenne	40 dB
Ouverture du faisceau à 3 dB	1.9 °

Tableau 2. Caractéristiques du radar de Bordeaux

2.2. Prétraitement des données

Ces images ont été classées par dépouillement en trois catégories selon le type d'échos, à savoir les images contenant les précipitations et celles constituées des échos Anaprops, qui sont également contaminés par des échos fixes. En ciel clair, seulement les échos fixes sont observés sur les images radar [Haddad, 2000]. Ce résultat nous a permis d'exploiter directement les images de précipitations pour cette étude.

Pour les images radar de Bordeaux, les variations du facteur de réflectivité sont exprimées en dBZ dont les valeurs sont comprises entre 9 et 55 dBZ. La figure 11 montre que les échos de pluie les plus fréquents, sont obtenus aux faibles valeurs de la réflectivité. Pour des réflectivités inférieures à 9 dBZ, aucune mesure n'a été réalisée par le radar de Bordeaux. Ceci est dû aux caractéristiques d'adaptation du système d'acquisition du radar.

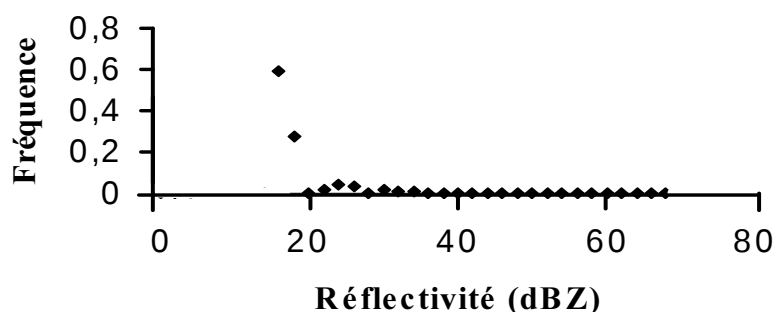


Fig. 11. Distribution des fréquences des réflectivités engendrées par les échos de précipitations

2.3. Observation des échos de précipitations dans les images radar

Nous disposons de 35231 images, enregistrées par le radar de Bordeaux, comportant principalement des échos de précipitations. Avant tout calcul, nous procédons à l'animation de toutes ces images afin d'examiner la contamination de ces dernières par des échos fixes. En examinant les images radar, nous faisons plus attention aux échos fixes, produits par les reliefs montagneux, les collines et les diverses constructions (voir Fig.10).

Rappelons que le radar donne des indications sur les champs de précipitations par la mesure du facteur de réflectivité Z exprimé en dBZ. La figure 12 représente une image en temps couvert, enregistrée le 04/01/96 à 12H50 par le radar de Bordeaux. Dans un système de coordonnées cartésiennes, cette image occupe une surface carrée de $512 \times 512 \text{ km}^2$ dont le centre correspond à l'emplacement du radar. Nous repérons la palette de couleurs formée de 11 niveaux à droite de cette image, ceci permet de lire numériquement les nuances envisagées. L'absence de l'écho radar est représentée par la couleur noire, correspondant à une réflectivité nulle.

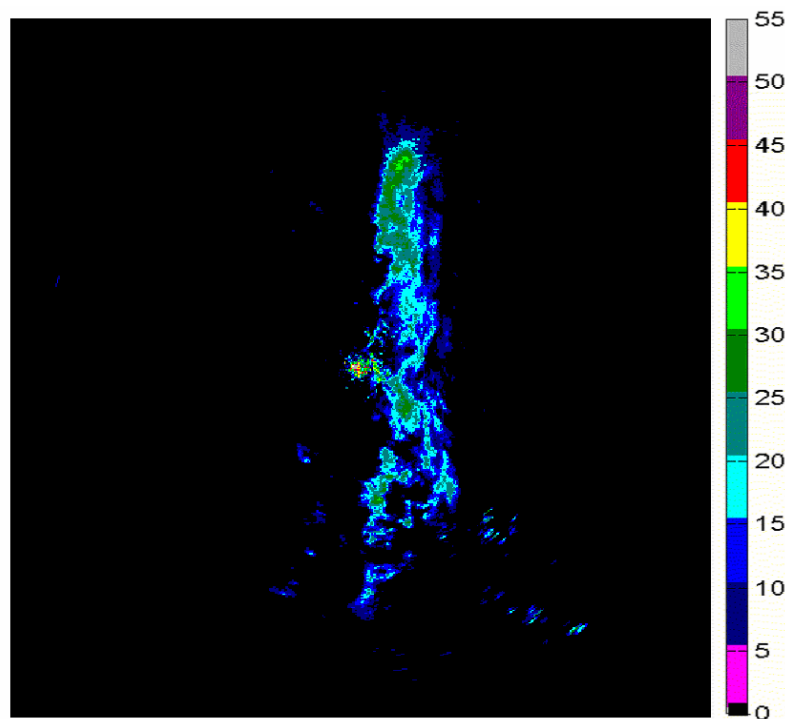


Fig. 12. Image radar prise le 04/01/96 à 12H50 à Bordeaux

Il est à noter que les valeurs élevées des réflectivités radar correspondent aux cibles de grandes dimensions [Andrieu, 1989]. En général, de telles quantités indiquent la présence de reliefs montagneux. Aussi, lorsqu'il y a une averse intense, les gouttes sont grosses et donc la réflectivité est importante [Ginestet, 1989]. Il est donc très facile de remarquer, lors d'un dépouillement des images prises à bordeaux, la présence des échos immobiles autour du radar (centre de l'image). Nous arrivons à localiser leur apparition, ils se situent à 20 km autour du radar. Ces échos occupent des surfaces infiniment petites, mais leurs réflectivités sont très élevées. En réalité, ils sont produits par les collines au dessus de la Gironde, des constructions et la côte atlantique. La figure 13 montre un zoom de cette région concentrique de rayon $d = 20$ km, qui a été appliqué sur l'image radar de la figure 12. Les réflectivités relatives aux échos fixes sont de valeurs très élevées et correspondent aux petites surfaces de couleurs rouges, violettes et grises. Pour ce faire, un masque incluant tous ces échos fixes (à un cercle concentrique distant de 20 km du radar), est construit pour être appliqué sur les images étudiées. L'approche de détermination des échos fixes grâce à l'animation est réalisée avec une précision de 0,04.

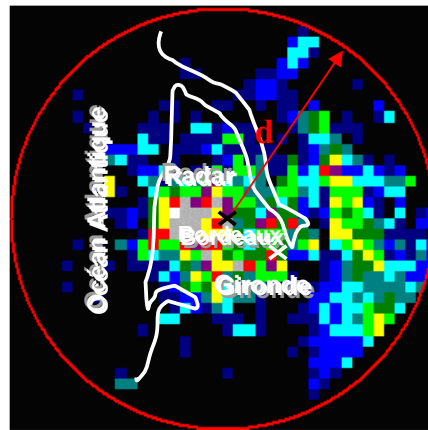


Fig. 13. Application d'un zoom sur le voisinage du radar, $d = 20$ km.

2.4. Masquage des échos fixes

La procédure de masquage requiert un simple filtre qui consiste à éliminer les réflectivités de valeurs comprises entre 40 et 55 dBZ. Or, nous remarquons l'apparition très fréquente de ces dernières à une distance de 20 km autour du radar de Bordeaux. Nous considérons l'image de la figure 12, prise le 04/01/96 à 12H50 par le radar de Bordeaux. Après application du filtre, nous obtenons l'image de la figure 14.

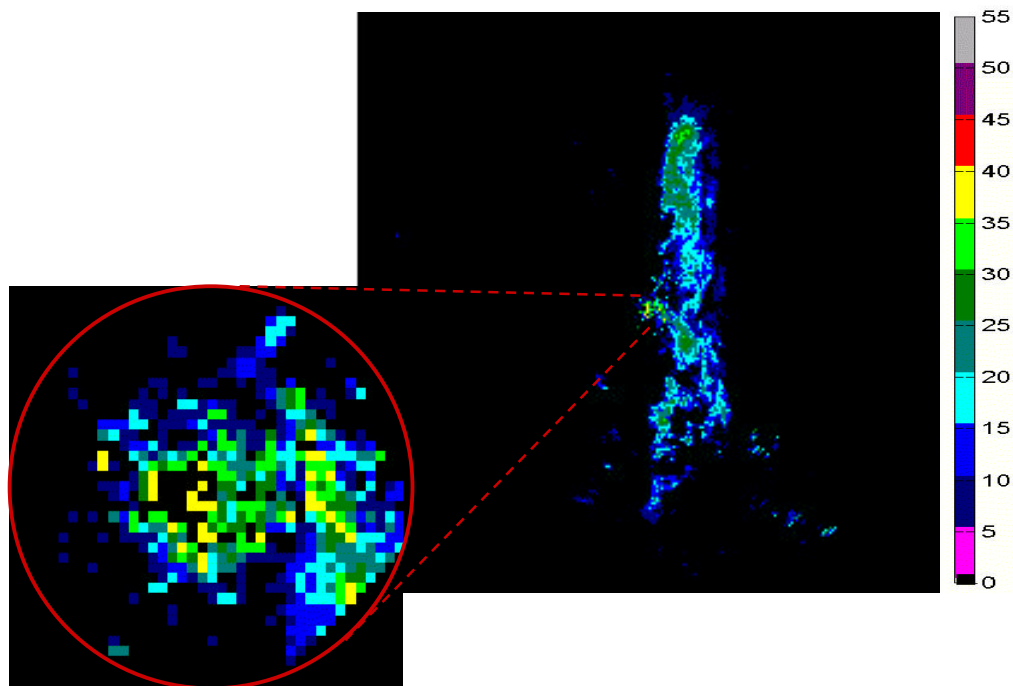


Fig. 14. Image radar prise le 04/01/96 à 12H50 et le zoom concentrique de 20 km autour du radar, après élimination des échos fixes.

Le zoom appliqué sur la région concentrique de rayon 20 km autour du radar, illustré par la figure 14, montre la disparition des petites surfaces rouges, violettes et grises qui correspondent aux échos parasites. Bien que cette méthode de masquage ait donné un bon résultat, il est très intéressant d'appliquer d'autres techniques qui reposent sur l'application d'un masque pris en ciel clair [Adane *et al.*, 2000 ; Carpentier, 1981].

2.5. Analyse de la journée du 21 juin 1996

Au cours des traitements effectués sur les images collectées par le radar de Bordeaux, nous avons remarqué un phénomène qui s'est produit dans la journée du 21 juin 1996 (été). En fait, lors d'une animation des images radar au cours de cette journée, nous avons observé le déplacement massif d'une vague importante, constituée de grandes surfaces d'échos de pluie. Ces échos viennent du Sud-Ouest de Bordeaux (de l'océan atlantique) et s'orientent vers le Nord-Est en passant par le centre où se trouve le radar. Après, ces champs de pluies subissent un basculement vers le Sud-Est en passant par le Nord et le centre respectivement.

Nous constatons que le déplacement marqué par ces échos, d'une vitesse plus ou moins grande et dont l'origine est l'océan atlantique dans son état d'agitation, est similaire aux événements orageux enregistrés dans certaines régions et qui ont été la cause des crues. Dans cette journée, le radar de Bordeaux a enregistré pendant les 24 heures le déplacement des champs de précipitations. De tels échos occupent une surface importante qui est 1/25 fois la surface totale comptabilisée sur toute l'année 1996. La figure 17 décrit le déplacement de ces champs de pluie enregistrés dans la journée du 21 juin 1996 à Bordeaux.

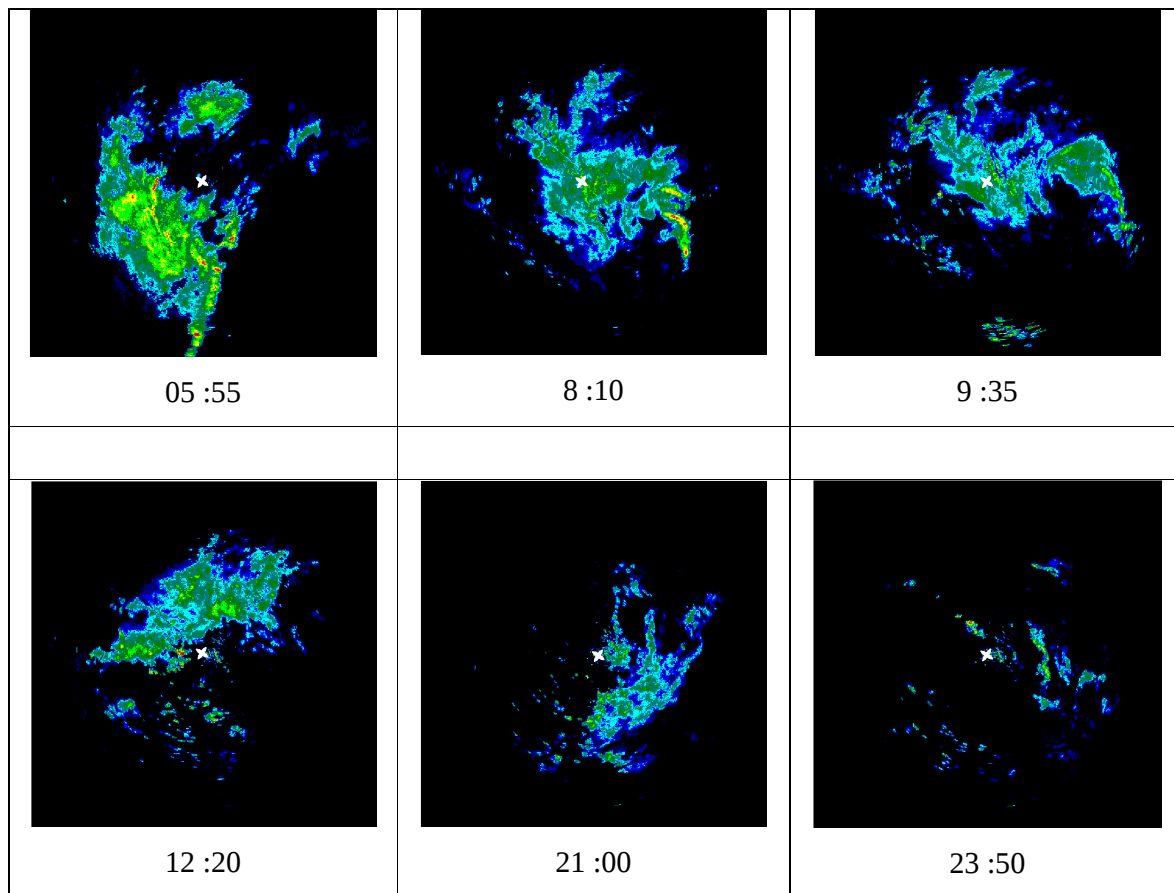


Fig. 17 : Déplacement des champs de précipitations au cours de la journée du 21 juin 1996

2.6. Extraction de séries temporelles issues des images radar de Bordeaux

Issues d'une technique de masquage illustrée précédemment, les images ainsi transformées ne comportent que des échos de précipitations. Nous procédons, par la suite, au calcul des surfaces occupées par les échos de précipitations. Cela, consiste à compter le nombre de pixels de réflectivité non nulle, pour chaque image. Lorsque les surfaces des échos de précipitations sont calculées et cumulées jour par jour, pour l'ensemble des mois de l'année, nous obtenons une série chronologique, notée série_1 , reflétant la variation de ces surfaces au cours du temps. La figure 15 représente les variations journalières des surfaces d'échos de précipitations observées en 1996. Cette série traduit l'état du climat de la côte atlantique durant cette année.

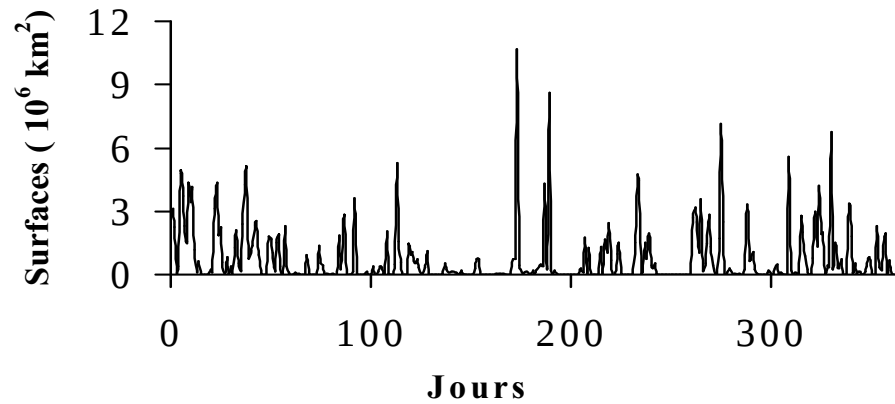


Fig. 15. Variation annuelle des surfaces journalières de précipitations

Elle indique que de telles surfaces persistent sur plusieurs jours et que le pic de pluie le plus élevé, s'est produit le 21 Juin 1996. Cette journée sera aussi prise, dans le chapitre 4, comme référence pour l'étude des variations plus courtes que la journée. Nous obtenons une autre série, notée série₂, formée des surfaces horaires de précipitations apparaissant au cours de cette journée type (voir Fig. 16).

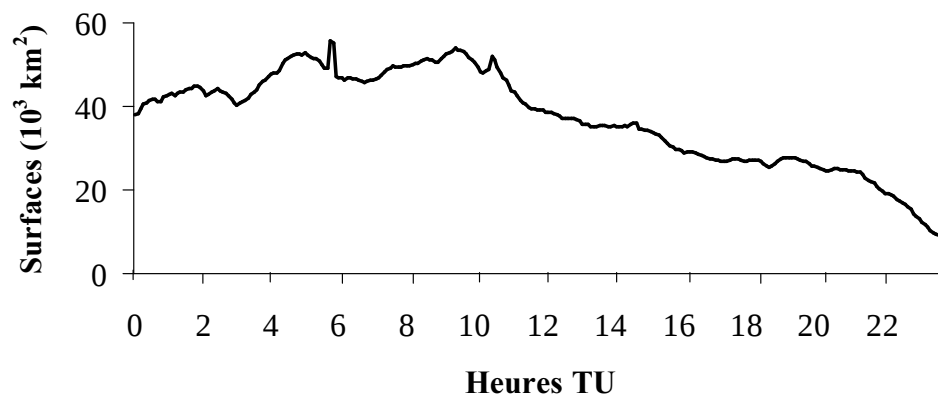


Fig. 16. Variations horaires des surfaces de précipitations pour la journée type du 21 juin 1996.

2.7. Analyse climatologique de la région de Bordeaux

Les courbes des figures 18, 19 et 20 traduisent l'état du climat de la côte atlantique durant l'année 1996. En effet, comme pour l'ensemble de la façade maritime Française, Bordeaux est soumise à un climat tempéré de type océanique, doux, surtout en hiver, et relativement humide en toutes saisons. Les précipitations occupent 35 % du temps dans le sud ouest de la France. Janvier est le mois le plus arrosé tandis que mai est le mois le plus sec (voir Fig. 18).

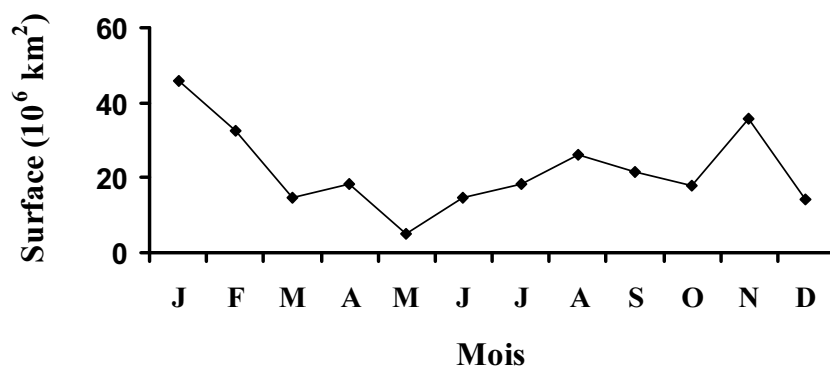


Fig. 18. Distribution de la surface mensuelle occupée par les échos de précipitations.

Du fait que les précipitations existent tout au long de l'année 1996 dans la région de Bordeaux, le climat estival s'est adouci au cours de cette année. La figure 19 décrit la variation journalière de la durée des échos de précipitations au cours de l'année 1996. La moyenne journalière de la durée d'observation des précipitations, est d'environ huit heures.

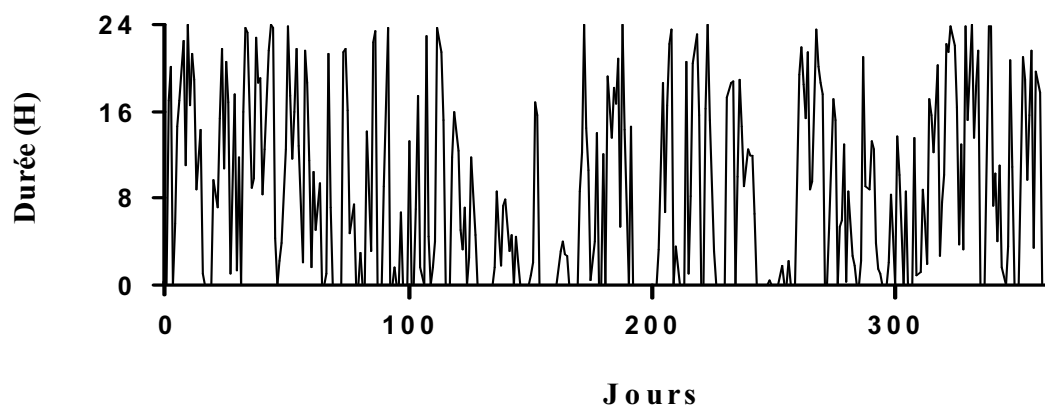


Fig. 19. Variation journalière de la durée des échos de précipitations

D'après la figure 20, les précipitations sont plus fréquentes durant le jour que pendant la nuit. On constate que les précipitations passent par un maximum à partir de 11h et demeurent stable jusqu'à 17h. Les échos de précipitations observés par le radar au milieu de la journée sont ceux des nuages de convection. Ils sont généralement produits par de petits courants d'air chaud se levant de la surface de la terre, le cumulus étant le plus familier de ce type de nuages (voir chapitre 1).

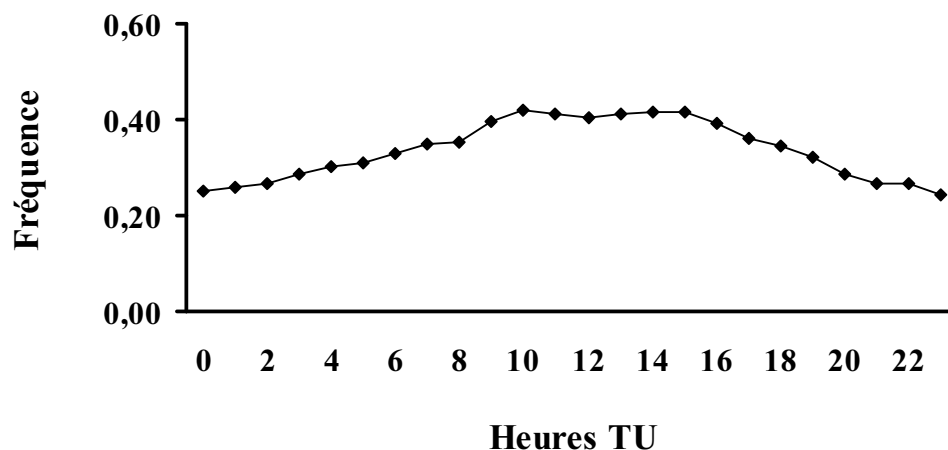


Fig. 20. Variation horaire de la fréquence d'apparition des échos de précipitations

2.8. Discussion

Les échos de précipitations sont observés durant 35 % du temps au cours de l'année 1996, dans le sud-ouest de la France. De tels échos persistent sur plusieurs jours et se manifestent surtout durant le jour que pendant la nuit. Par ailleurs, le radar de Bordeaux a enregistré pendant les 24 heures le déplacement d'énormes champs de pluie au cours de la journée du 21 juin. Cette journée sera choisie, parmi toutes les autres journées de l'année, pour l'analyse des surfaces horaires des échos de pluie.

Chapitre 3

Analyse des échos de pluie par un modèle de Markov

3.1. Généralités

Une variable météorologique disponible en un lieu et à une période donnée dépend des conditions atmosphériques. Ainsi, elle varie en fonction de ces dernières, également de sa valeur prise à l'instant antérieur. De ce fait, une variable météorologique se présente sous forme d'une série chronologique. L'étude de cette série repose sur un ensemble de valeurs prises par une variable x_t dans le passé. On cherche alors, à passer d'une observation à une autre. Cette approche est basée sur la théorie des processus stochastiques ou encore autorégressifs.

Des études statistiques concernant les paramètres météorologiques ont été menées dans ce sens [Haddad et Adane, 1997 ; Maafi *et al.*, 1987]. Romanov, 1990, quant à lui, a recherché l'aptitude du modèle Markovien à représenter ces paramètres. Le modèle en chaîne de Markov stationnaire du premier ordre a également fait l'objet d'études pour la modélisation des échos de précipitations [Haddad, 2000]. Il a été trouvé, d'une part, que les surfaces journalières des échos de précipitations sont convenablement décrites à l'aide d'un modèle en chaîne de Markov du premier ordre à deux états. D'autre part, les mêmes données ont été modélisées par un processus autorégressif d'ordre un, soit AR(1) [Youcef Ettoumi *et al.*, 2002 ; Lehtihet *et al.*, 2002].

Les chaînes de Markov vont faire l'objet de ce chapitre. Le modèle autorégressif ainsi que les autres modèles basés sur la méthode de Box et Jenkins tel que ARIMA seront explorés dans le chapitre suivant.

3.2. Analyse de la série chronologique

La série chronologique considérée ici, résulte du traitement des images radar effectué dans le chapitre précédent. Les fluctuations temporelles distinguées sur cette chronique de données quotidiennes de pluie, sont essentiellement liées à l'évolution climatique qui est purement aléatoire. Cette évolution étant saisonnière, la variable hydrologique, n'est donc pas

une variable aléatoire stationnaire à l'échelle d'une année. D'après l'évolution des échos de précipitations décrite par la figure 21, nous remarquons la présence d'un faible effet saisonnier dans le phénomène considéré. Pour que l'influence de cette variation saisonnière ne soit pas marquée, l'étude s'est soldée sur une période suffisamment courte de l'année, qui est le mois.

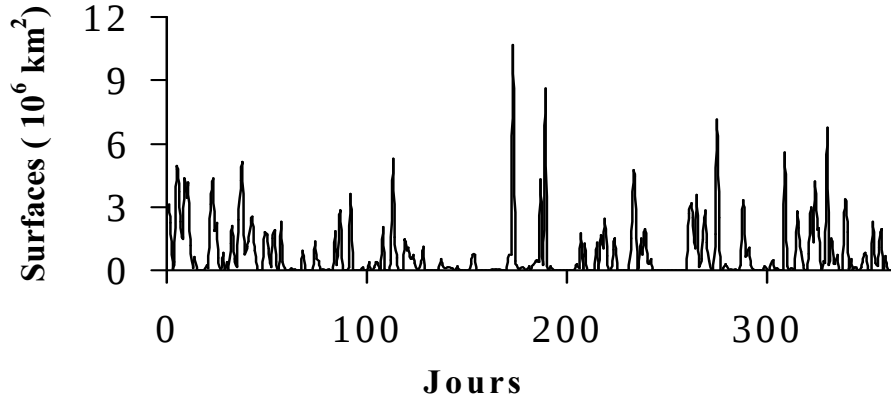


Fig. 21. Variation annuelle des surfaces journalières des précipitations

Ainsi, on a regroupé les données en populations mensuelles afin de pallier à cette influence saisonnière, ceci en s'intéressant au suivi temporel de la variable au cours d'un mois. Ce qui va nous permettre de tirer profit de l'évolution journalière des échos de précipitation au cours des douze mois de l'année. En effet, la composante continue à laquelle se superposent les fluctuations des surfaces d'échos est constante pour toutes ces répartitions. Ce qui nous permet de travailler avec des variables aléatoires stationnaires. Le mois est en effet, une échelle assez courte pour que la variation climatique soit réduite.

3.3. Modélisation par un processus de Markov

3.3.1. Formulation du modèle

Dans cette approche nous nous sommes intéressés aux états Φ_0 et Φ_1 que peut prendre l'écho Radar et la succession de ces états. Soit Φ_0 l'état regroupant les échos qui sont faiblement distribués ou totalement absent sur l'image Radar. Le sous-ensemble Φ_1 comporte tous les échos qui occupent les grandes surfaces. Ces deux répartitions sont obtenues par

comparaison des données considérées à une valeur de référence, appelée seuil. Celui-ci sera aisément déterminé dans le cas où la série étudiée est centrée réduite $S_r(k, m)$. Soit :

$$S_r(k, m) = \frac{(\text{sur}(k, m) - \overline{\text{sur}(m)})}{\sigma(m)} \quad (3-1)$$

où $\text{sur}(k, m)$ est la surface de l'écho apparaissant au jour (k) du mois (m), $\overline{\text{sur}(m)}$ est la composante continue à laquelle se superposent les fluctuations des surfaces d'échos et $\sigma(m)$, son écart type.

Issues d'une telle normalisation, les valeurs des surfaces d'échos oscillent autour d'une composante continue, qui est égale à zéro et l'écart type vaut un. Ceci est constant pour les douze répartitions mensuelles étudiées. De ce fait, nous optons pour un seuil global égale à zéro correspondant à une surface de $3,3 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, permettant de diviser la totalité des surfaces d'échos en deux sous-ensembles. Une discrétisation de la variable aléatoire centrée et réduite $S_r(k, m)$ en deux états sera facilement réalisée. Appelons x_k la variable aléatoire donnée par cette discrétisation et est définie par :

$$x_k = 0 \quad \text{si } S_r(k, m) < 0, \text{ état } \Phi_0 \quad (3-2a)$$

$$x_k = 1 \quad \text{si } S_r(k, m) \geq 0, \text{ état } \Phi_1 \quad (3-2b)$$

Le processus Markovien d'ordre un est caractérisé par la probabilité conditionnelle de passage de l'état (i) de la veille à l'état (j) d'aujourd'hui, on a :

$$P \{ X_k = j / X_{k-1} = i \} = P_{ij} \quad (3-3)$$

avec : $i, j = 0 \text{ ou } 1$

La matrice de transition est alors :

$$T = \begin{bmatrix} P_{00} & P_{01} \\ P_{10} & P_{11} \end{bmatrix} \quad (3-4)$$

$$\text{avec : } P_{00} + P_{01} = P_{10} + P_{11} = 1 \quad (3-5)$$

3.3.2. Probabilités de transition

Les éléments P_{ij} de la matrice T sont estimés par l'approche du maximum de vraisemblance. Considérons pour cela une séquence quelconque comportant p transitions $\Phi_0 \rightarrow \Phi_0$, q transitions $\Phi_0 \rightarrow \Phi_1$, r transitions $\Phi_1 \rightarrow \Phi_0$ et s transitions $\Phi_1 \rightarrow \Phi_1$. La probabilité de passage de l'état initial de cette séquence vers son état final vaut :

$$\Pi = P_{00}^p \cdot P_{10}^q \cdot P_{01}^r \cdot P_{11}^s \quad (3-6)$$

En tenant compte de la relation (3-5) dans cette probabilité, on trouve que :

$$\partial \Pi / \partial P_{11} = \partial \Pi / \partial P_{00} = 0 \quad (3-7)$$

Les valeurs P_{11} , P_{10} , P_{01} et P_{00} qui maximisent la probabilité Π sont les éléments de la matrice de transition estimée $\hat{T}$, tel que :

$$\hat{T} = \begin{bmatrix} \frac{p}{p+q} & \frac{q}{p+q} \\ \frac{r}{r+s} & \frac{s}{r+s} \end{bmatrix} \quad (3-8)$$

La figure 22 donne les variations mensuelles, au cours de l'année 1996, des probabilités de transition P_{11} et P_{00} obtenues à partir des fluctuations de surfaces des échos de précipitations journalières. Nous constatons de fortes valeurs de probabilité de type $i=0 \rightarrow i=0$. Cela signifie qu'au bout de 24 heures, l'état d'avoir de faibles surfaces d'échos de pluie ou encore leur absence tend à se stabiliser.

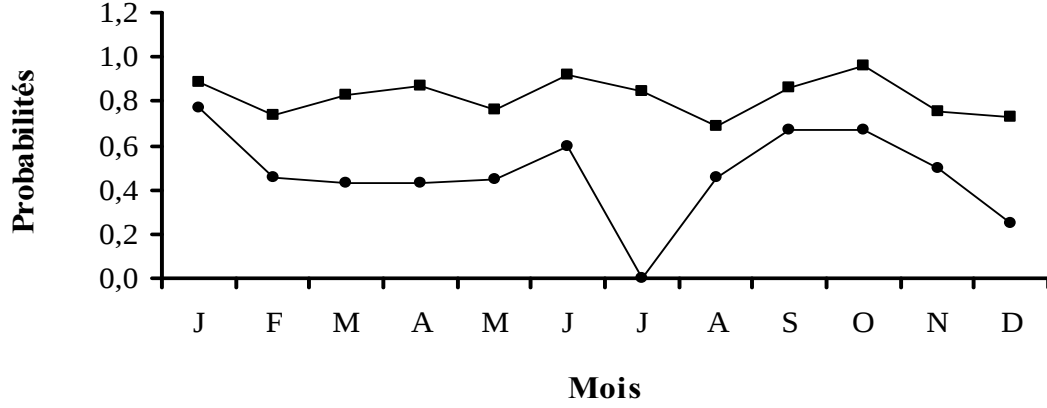


Fig.22. Variations mensuelles de P_{11} (●) et P_{00} (■) des surfaces journalières de précipitations

La persistance de ce phénomène a alors la mémoire de 24 heures, autrement dit, l'état que prend l'écho de pluie à l'instant t ne dépend que de son état à l'instant $(t-1)$.

3.3.3. Corrélation des observations

Considérons une séquence de données $X_k, \dots, X_{k+n}$ représentant l'état Φ_1 durant n observations consécutives. A partir de deux variables aléatoires X_k et X_{k+n} , nous évaluons la corrélation qui existe entre les deux observations séparées de n journées. Le coefficient de corrélation linéaire est par définition :

$$C_n = \frac{\text{Cov}(X_k, X_{k+n})}{\sigma_{X_k} \sigma_{X_{k+n}}} \quad (3-9)$$

Le processus Markovien considéré étant stationnaire, on a : $E[X_{k+n}] = E[X_k]$ et $\sigma_{X_k} = \sigma_{X_{k+n}}$. Dans ce cas, ce coefficient devient :

$$C_n = \frac{E[X_k \cdot X_{k+n}] - (E[X_k])^2}{\sigma_{X_k}^2} \quad (3-10)$$

avec :

$$\sigma_{X_k}^2 = E[X_k^2] - (E[X_k])^2 \quad (3-11)$$

Soit :

$$E[X_k] = \bar{X}_d = \sum_i P(X_k = i) \cdot X_k(i) = P(X_k = i) \quad (3-12)$$

La loi de probabilité de la variable aléatoire x_k est définie par les deux ensembles $\{0, P(x_k = 0)\}$ et $\{1, P(x_k = 1)\}$. Par suite, on trouvera :

$$E[X_k] = P(X_k = 1) = \frac{P_{01}}{P_{01} + P_{10}} \quad (3-13)$$

Par ailleurs, en tenant compte du fait que $E[X_k^2] = E[X_k]$, l'expression (3-11) devient :

$$\sigma_{X_k}^2 = E[X_k] (1 - E[X_k]) = \frac{P_{01} P_{10}}{(P_{01} + P_{10})^2} \quad (3-14)$$

D'autre part, on a par définition [Saporta, 1990] :

$$E[X_k \cdot X_{k+n}] = \sum_i \sum_j X_k X_{k+n} P(X_k \cap X_{k+n}) \quad (3-15)$$

Cette expression se réduit à :

$$E[X_k \cdot X_{k+n}] = P(X_k = 1 \cap X_{k+n} = 1) \quad (3-16)$$

Or :

$$P(X_k = 1 \cap X_{k+n} = 1) = P(X_k = 1) \cdot P(X_{k+n} = 1 / X_k = 1) \quad (3-17)$$

$$\text{et } P(X_{k+n} = 1 / X_k = 1) = P_{11} P_{11}^{n-1} \quad (3-18)$$

$$\text{d'où : } E[X_k \cdot X_{k+n}] = \frac{P_{01} P_{11}^n}{P_{01} + P_{10}} \quad (3-19)$$

En combinant les relations (3-10), (3-13), (3-14) et (3-19) et en remplaçant P_{10} par $(1-P_{11})$, on trouve :

$$C_n = P_{11}^{n-1} (P_{11} - P_{01}) \quad (3-20)$$

D'après la relation (3-20), le coefficient de corrélation est calculé en fonction des valeurs P_{ij} estimées. Aussi, ce coefficient décroît au fur et à mesure l'intervalle, qui sépare les deux journées s'élargi ; il prend une valeur maximale pour $n = 1$. Dans ce cas, le coefficient de corrélation qui existe entre deux observations journalières consécutives est :

$$C_1 = P_{11} - P_{01} \quad (3-21)$$

Le diagramme de la figure 23 indique l'évolution des valeurs mensuelles du coefficient de corrélation C_1 des surfaces journalières de précipitations.

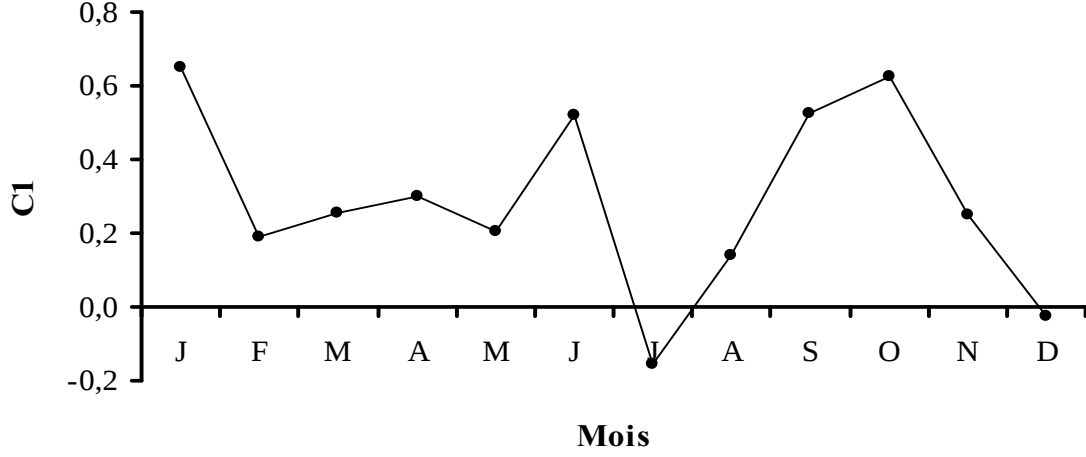


Fig. 23. Variations mensuelles du coefficient d'autocorrélation C_1 des échos de précipitations

3.3.4 Validation du modèle

Afin d'apprécier la fiabilité du modèle, une comparaison a été effectuée entre les probabilités à priori, déduites directement des données de précipitations et celles déterminées à l'aide du modèle Markovien, à long terme (voir Fig.24). Ainsi, la probabilité à priori P_i d'avoir l'état Φ_i est donnée par : $P_i = n_i / n_T$, où n_i est le nombre d'occurrence de données de l'état Φ_i ($i=0,1$) et n_T , le nombre total de données. A long terme, la probabilité d'aboutir à l'état Φ_1 est $P(\Phi_1) = P(x_k = 1) = P_{01} / P_{01} + P_{10}$. De même, la probabilité d'avoir l'état Φ_0 est égale $P(\Phi_0) = P(x_k = 0) = P_{10} / P_{01} + P_{10}$. Ces deux expressions résultent de la résolution de l'équation :

$$\begin{bmatrix} P(x_k = 1) & P(x_k = 0) \\ P(x_k = 1) & P(x_k = 0) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} P_{11} & P_{10} \\ P_{01} & P_{00} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} P(x_k = 1) & P(x_k = 0) \\ P(x_k = 1) & P(x_k = 0) \end{bmatrix} \quad (3-22)$$

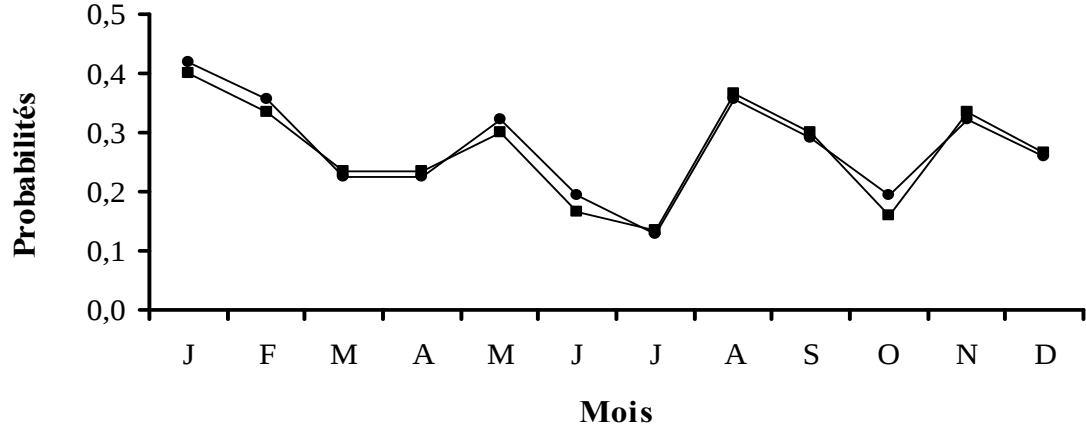


Fig.24. Variations mensuelles des probabilités à long terme $P(\Phi_1)$ (●) et à priori P_1 (■) des surfaces journalières de précipitations

La figure 24 nous permet de déduire, par une comparaison entre $P(\Phi_1)$ et P_1 , le bon accord entre les résultats du modèle et de l'observation. Par conséquent, la série chronologique des surfaces journalières des échos de précipitations semble être bien décrite par une chaîne de Markov d'ordre un à deux états. Le calcul de l'entropie complétera cette validation.

3.3.5. Calcul de l'entropie

L'entropie rapporte la quantité d'information transmise par le système Markovien, en supposant que ce dernier est un système de codage de l'information. Elle est définie par :

$$|H| = \sum_{i=0}^{m-1} P_i \ln(P_i) \quad (3-23)$$

Où : P_i est la probabilité à priori de l'état Φ_i .

Pour mieux voir l'écart entre l'information maximale et celle transmise par le système, on considère l'entropie relative notée H_r , elle est exprimée par [Oussaid, 1991] :

$$H_r = \frac{|H|}{|H_{\max}|} * 100 \quad (3-24)$$

On définit : $H_{\max} = \ln(1/M)$ où M , le nombre d'états du modèle Markovien (voir Annexe 3).

Le calcul de l'entropie permet de s'assurer du bon choix du nombre d'états considéré dans la chaîne de Markov. Ceci, est réalisé lorsque la valeur de H_r est assez élevée pour tous les mois de l'année. Nous évaluons l'entropie relative pour tous les mois de l'année 1996, les valeurs sont décrites par la figure 25.

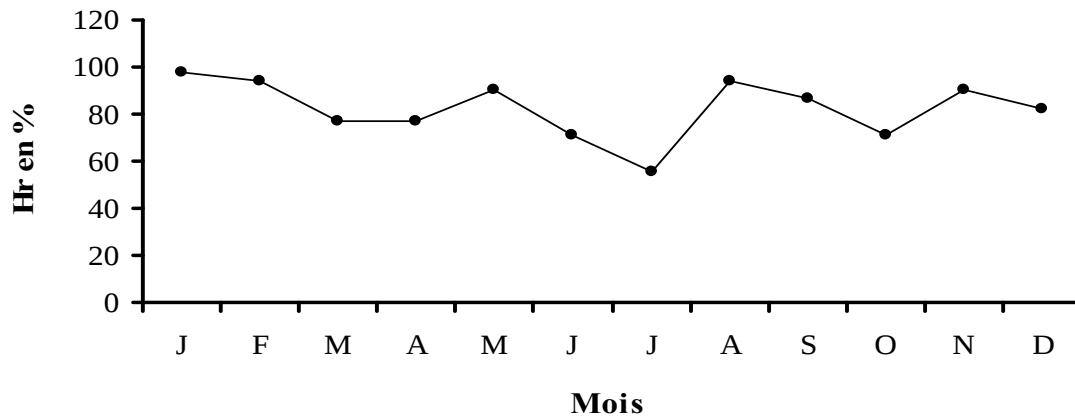


Fig. 25. Entropie mensuelle pour une représentation à 2 états des échos de précipitation

3.3.6. Analyse des résultats concernant la répartition mensuelle de la série journalière

D'après la figure 22, les variations de P_{11} et P_{00} ne font que traduire l'état du climat de la côte atlantique au cours de l'année 1996. Ainsi, la probabilité d'avoir l'état Φ_1 qui est minimum en juillet et vaut 0,00, devient maximum en janvier où elle est égale à 0,77. La probabilité d'avoir l'état Φ_0 prend pour valeurs extrêmes : $(P_{00})_{\min} = 0,68$ au mois d'août et $(P_{00})_{\max} = 0,96$ en juin et octobre. Les probabilités de transition décrites par cette figure, varient notablement avec les saisons et sont caractéristiques d'un climat océanique. Elles illustrent l'amélioration générale de ce climat lors de sa dégradation de l'hiver à l'été, puis de son évolution vers l'hiver suivant. Ceci en admettant que l'état d'avoir de grandes surfaces occupées par les échos de pluie (Φ_1) représente aussi l'état de mauvais temps.

D'après la figure 23, les valeurs des coefficients de corrélation C_1 sont différentes de zéro. La moyenne annuelle de C_1 est égale à 0,30. Un tel résultat montre que les échos de précipitations se produisant pendant la journée j sont influencés par ceux de la veille.

Nous avons procédé à l'identification de la série considérée au moyen de chaînes de Markov d'ordre un à différents états. D'après la première colonne du Tableau 3, le modèle Markovien à deux états s'avère plus adapté à la description des échos de précipitation.

Néanmoins, nous relevons une anomalie quant à la diminution de l'entropie lorsque le nombre d'états augmente. En réalité l'entropie doit augmenter avec le nombre d'états, ce qui n'est pas le cas pour les échos de précipitations. Ceci est dû au fait que la fonction de répartition croît rapidement dès les premières valeurs et a une croissance modérée à partir d'une certaine valeur, ceci est dû au fait que les occurrences des échos à faibles surfaces de précipitations sont beaucoup plus élevées que celles d'échos à grandes surfaces.

Une observation précise du tracé de la figure 24 et celui de la figure 25, simultanément permet de remarquer une proportionnalité entre la probabilité d'avoir l'état ϕ_1 et l'entropie relative. En effet, le taux d'entropie est maximum pour janvier ; le mois où la probabilité d'avoir de grandes surfaces d'échos de précipitation est maximale. De ce fait, le calcul de l'entropie reflète non seulement la quantité d'information apportée par le système, mais aussi décrit la variation de la probabilité d'avoir l'état ϕ_1 , où les échos de précipitation ont de grandes surfaces. L'entropie moyenne qui est de l'ordre de 82 % permet de représenter les échos de précipitations occupant les images radar, prises dans la région de Bordeaux, par une chaîne de Markov d'ordre un à deux états. Le calcul de l'entropie assure le bon choix du nombre d'états et évite la dégénérescence de la modélisation.

3.3.7. Variabilité du modèle pour différentes longueurs de la série temporelle

Pour rendre compte de la variabilité temporelle du modèle, nous avons étudié son évolution sur des périodes supérieures au mois. A cet effet, les données journalières composant la série initiale ont été regroupées de deux façons différentes. L'une est une répartition en sous ensembles bimensuels, la seconde en sous ensembles trimestriels. Le tableau 3 résume les entropies moyennes obtenues avec chacune de ces deux répartitions pour des nombres d'états distincts.

Répartitions	Mensuelle	Bimensuelle	Trimestrielle
Entropie relative	Hr moy (%)		
Deux états	82,4	82,8	82,3
Trois états	52 ,0	52,3	51,9
Quatre états	41,2	41,4	41,2

Tableau 3. Variation de l'entropie moyenne selon le nombre d'états

Le nombre d'états pour lequel l'entropie est maximale est 2 ; c'est alors, ce nombre qu'on considère pour modéliser les séries issues des répartitions bimensuelle et trimestrielles. Les valeurs des probabilités de transition estimées P_{11} et P_{00} , obtenues avec de telles répartitions sont résumées dans le Tableau 4.

deux mois	J - F		M- A		M- J		J-A		S -O		N- D	
Probabilités de transitions	P_{11}	P_{00}	P_{11}	P_{00}	P_{11}	P_{00}	P_{11}	P_{00}	P_{11}	P_{00}	P_{11}	P_{00}
	0,61	0,77	0,50	0,83	0,58	0,92	0,44	0,80	0,64	0,89	0,47	0,79
saisons	printemps		été		automne		hiver					
Probabilités de transitions	P_{11}	P_{00}	P_{11}	P_{00}	P_{11}	P_{00}	P_{11}	P_{00}	P_{11}	P_{00}	P_{11}	P_{00}
	0,48	0,83	0,50	0,86	0,48	0,82	0,61	0,80				

Tableau 4. Estimation des probabilités de transition

D'après ce tableau, la probabilité d'avoir le maximum de surfaces de précipitations est réalisée dans la période septembre-octobre et la saison d'hiver. Nous enregistrons également, de forts coefficients de corrélation (C_1) valant 0,54 et 0,42 pour septembre-octobre et l'hiver respectivement. Le Tableau 5 montre une amélioration du coefficient de corrélation C_1 en valeur moyenne notamment pour la répartition bimensuelle. La quantité d'information moyenne apportée par le système est améliorée pour la répartition trimestrielle.

Répartition	Bimensuelle	Trimestrielle
C_1 moy	0,37	0,35
H_r moy (%)	82	83

Tableau 5. Calcul de corrélation et d'entropie pour les répartitions bimensuelle et trimestrielle

Nous avons également calculé les probabilités à long terme et à priori pour les répartitions bimensuelles et trimestrielles de la série, et de la même manière que pour une répartition mensuelle, les résultats obtenus montrent la fiabilité du modèle (voir Fig. 26).

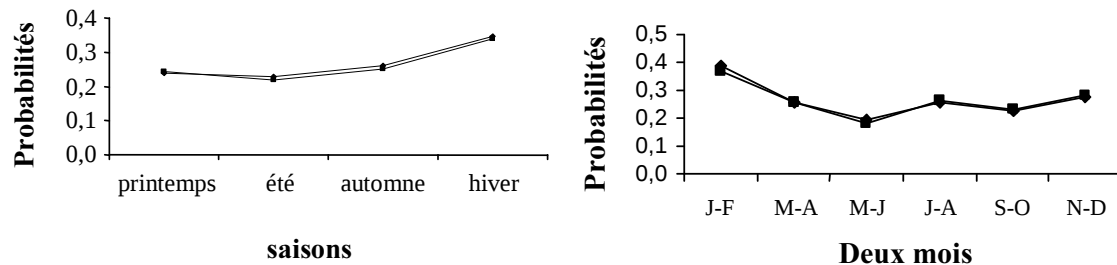


Fig. 26. Variations trimestrielles et bimensuelles des probabilités à long terme et à priori respectivement $P(\Phi_1)$ (●) et P_1 (■) des surfaces journalières de précipitations

Ainsi, on approuve que ce modèle stochastique qui est de l'ordre un à deux états s'adapte beaucoup mieux à la modélisation des échos de précipitations et ceci pour les répartitions bimensuelle et trimestrielle.

3.3.8. Application du processus de Markov sur la journée type

L'application du modèle Markovien d'ordre un à deux états a été aussi effectuée sur les données d'une journée un peu spéciale par l'importance de la densité de pluies reçue. Les données considérées acquises toutes les cinq minutes, sont réparties en sous ensembles moyennant une fenêtre glissante de trois heures, démarrant respectivement à 3H, 6H, 9H, ... 24H. Ceci, étant la seule façon permettant d'avoir les quatre types de transitions, n_{00} , n_{01} , n_{10} et n_{11} . Le tableau 6 donne les résultats obtenus avec ce type de modélisation et qui a été évalué par le test de validation, basé sur la comparaison entre les probabilités à priori déduites directement des données et celles déterminées par le modèle Markovien. La figure 27 donne les variations des probabilités à priori P_1 et celles à long terme $P(\Phi_1)$.

N° fenêtre	P_{00}	P_{11}	C_1	Entropie %
1	0,92	0,96	0,87	94
2	0,93	0,95	0,88	99
3	0,94	1,00	0,94	100
4	0,93	0,95	0,88	96
5	0,95	0,93	0,88	97
6	0,96	0,92	0,88	96
7	0,88	0,89	0,78	100
8	0,94	0,94	0,89	100

Tableau 6. Résultats de la modélisation de Markov, d'ordre un à deux états, des données de la journée du 21 juin 1996 avec une fenêtre glissante de 3H

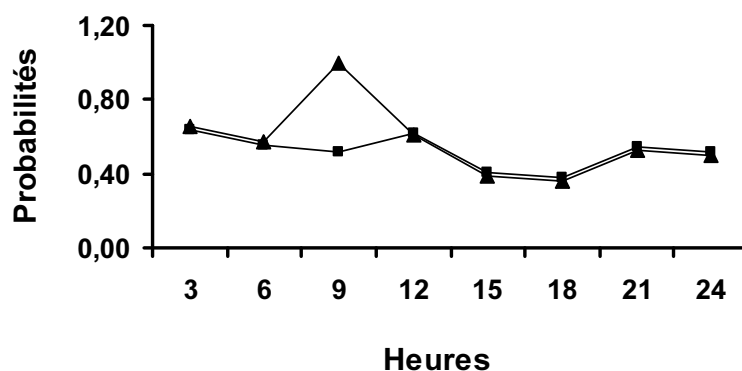


Fig. 27. Variation des probabilités à priori P_1 (■) et à long terme $P(\Phi_1)$ (▲) pour la journée du 21 juin 1996.

3.3.9. Analyse des résultats concernant la journée du 21 juin 1996

Compte tenu des résultats rassemblés dans le tableau 6, un tel type de modélisation permet de constater une forte corrélation du premier degré entre les observations constituant les données de la journée type. Le coefficient de corrélation C_1 demeure constant autour de sa valeur moyenne qui vaut 0,88. Le taux moyen d'entropie transmis par ce système Markovien est de 98 %, ce qui est reflète l'aptitude du modèle à représenter ces données sans qu'il ait trop de pertes d'informations. Par ailleurs, le modèle semble non fiable en ce qui concerne la

durée comprise entre 6 heures et 12 heures car les probabilités déterminées par le modèle sont très loin de celles déduites directement des données (voir figure 27).

s'attendait à ce résultat du fait que les échos de précipitations ont tendance à s'accumuler autour du radar, au cours de ce temps, pour former une masse nuageuse très grande (voir Fig. 17, chapitre 2). Ceci, peut être aussi justifié par un fort coefficient de corrélation de 0,94 et une stabilité de l'état ϕ_1 , d'avoir de grandes surfaces d'échos de pluie, qui a caractérisé cette durée.

Bien que, les données horaires collectées au cours d'une journée très arrosée ont été convenablement décrites par une chaîne de Markov d'ordre un à deux états, pour les sept répartitions considérées, sauf une qui a été inadaptée avec ce type de modèle.

3.4. conclusion

De façon générale, ce travail a permis de montrer la fiabilité du modèle en chaînes de Markov d'ordre un à deux états pour décrire les séries d'échos de pluies issues d'images radar prises à Bordeaux.

Dans le cas, où les séries journalières considérées sur des longueurs respectives de un, deux ou de trois mois, nous repérons un sous ensemble de chaque répartition pour lequel le processus est plus probable et plus corrélé, donnant lieu à un apport maximum d'information. D'après, les figures 22, 23, 24, 25, 26 et le Tableau 4 les sous ensembles ainsi détectés sont les suivants : janvier, janvier février et l'hiver.

En effet, à Bordeaux l'année 1996 compte 264 jours de beau temps correspondant à l'état de faibles surfaces d'échos de pluie, et 101 jours de mauvais temps, où les grandes surfaces sont occupées par les échos de pluie. Le résultat précédent obtenu par application du modèle Markovien d'ordre un à deux états reflète bien alors son bon accord avec l'état du climat dans la région de Bordeaux. La modélisation discrète ainsi menée précédemment permet de faire ressortir la persistance du phénomène. Dans ce qui suit, nous nous sommes intéressés à élaborer des modèles utiles à la prédiction au moyen de modèles ARIMA de Box et Jenkins.

Chapitre 4

Modélisation ARIMA des échos de pluie

4.1. Analyse des composantes dans une série chronologique

Ici, un certain nombre de définitions sont à rappeler pour une meilleure compréhension du modèle ARIMA. Ainsi, toute analyse des séries chronologiques passe par une décomposition en trois types de variations : la tendance, une composante cyclique, des variations aléatoires. Les valeurs au temps t sont la superposition des trois sources de variation :

$$x_t = m_t + s_t + \delta_t \quad (4-1)$$

La tendance (m_t) représente l'évolution à long terme de la série, elle se représente comme une fonction du temps (linéaire ou non), et décrit une structure d'évolution déterministe. La composante cyclique (s_t), indique une relation trigonométrique du temps. Les variations aléatoires qui sont représentées par le terme δ_t , reflètent l'ensemble des perturbations apportées par des éléments nouveaux au temps t . Si on estime que les trois composantes sont indépendantes entre elles, on peut exprimer x_t par un schéma additif.

Une des préoccupations principales de l'analyse est d'éliminer d'une série chronologique, tout ce qui brouille la lecture de la tendance. Il s'agit essentiellement de supprimer deux types de perturbations : celles dûes à l'existence de cycle saisonnier, et celles dûes à des variations aléatoires. Des outils simples sont utilisés pour extraire des séries l'essentiel de l'évolution tendancielle. Ce sont principalement les techniques de lissage.

Comme pour les processus en chaînes de Markov, le modèle ARIMA requiert une propriété de stationnarité, décrivant la série par une moyenne, une variance et une autocorrélation constantes au cours du temps. Pour rendre stationnaire une série affectée d'une tendance, on utilise généralement une simple transformation par différenciation.

Cette différenciation (généralement du premier ordre, $d=1$) est une manière d'enlever la tendance déterministe dans une série chronologique, telle que :

$$\Delta_t \cdot x_t = x_t - x_{t-1} \quad (4-2)$$

Etant donnée qu'une série chronologique x_t , présentant une tendance linéaire de terme $\alpha + \beta t$ et perturbée par des variables aléatoires δ_t , est exprimée par :

$$x_t = \alpha + \beta t + \delta_t \quad (4-3)$$

Une première différence ($d=1$) appliquée sur cette série annulera la tendance linéaire. D'après une simple démonstration illustrée par (4-4), la série se réduit à un terme constant qui est la moyenne plus les perturbations.

$$\Delta_t \cdot x_t = (\alpha + \beta t + \delta_t) - (\alpha + \beta(t-1) + \delta_{t-1}) = \beta + (\delta_t - \delta_{t-1}) \quad (4-4)$$

L'analyse des séries chronologiques repose sur le phénomène d'autocorrélation. Les phénomènes temporels font largement voir un effet d'autocorrélation des résidus. Cette violation d'une des hypothèses de régression, est le fait des phénomènes de mémoire. La série ne dépend pas seulement de facteurs externes mais aussi de ses états passés. On se contente ici d'étudier des techniques d'analyse de la dépendance temporelle. Un certain nombre d'outils permettent d'analyser et de diagnostiquer les problèmes : ce sont les diagrammes d'autocorrélation.

4.2. Construction d'un processus ARIMA (p,d,q)

Le modèle ARIMA, Auto-regressive Integrated Moving Average, qui est une généralisation des modèles AR, comporte trois types de paramètres. Ce sont les paramètres autorégressifs (p), les paramètres de moyennes mobiles (q), et les différenciations explicites (d) [Box et Jenkins, 1976]. Le modèle ARIMA(p,d,q) est exprimé sous la forme abrégée par :

$$(1 - \sum_{i=1}^p \alpha_i \cdot L^i) \cdot \Delta^d \cdot x_t = (1 - \sum_{i=1}^q \theta_i \cdot L^i) \cdot \varepsilon_t \quad (4-5)$$

Dans cette équation, L est l'opérateur de retard ou 'lag', tel que : $L^i \cdot x_t = x_{t-i}$ et Δ^d est un opérateur de différence de degré d . Le terme $\Delta^d \cdot x_t$ est une différenciation fractionnaire d'ordre d , définie par un développement en série, tel que :

$$\Delta^d x_t = x_t - d \cdot x_{t-1} + \frac{d(d-1)}{2} \cdot x_{t-2} + \dots + (-1)^n \frac{d(d-1) \cdots (d-n+1)}{n!} \cdot x_{t-n} + \dots \quad (4-6)$$

où d est généralement égale à un, la série différenciée devient : $\Delta \cdot x_t = x_t - x_{t-1}$.

Le principal problème est celui de la stratégie de modélisation, c'est à dire le choix des paramètres p , d et q . L'organigramme de la Fig. 28 décrit la technique adaptée pour la construction d'un modèle ARIMA [Lehtihet, 2003]. Elle est composée de trois étapes essentielles : identification, estimation et vérification. La première étape consiste d'abord, à analyser la tendance pour s'assurer de la stationnarité de la série x_t , et ensuite, à identifier le type et l'ordre du modèle ARMA. Ceci, en analysant les séquences de la FAC (fonction d'autocorrélation) et FACP (fonction d'autocorrélation partielle) et en recherchant les niveaux de coupures de ces dernières avec les intervalles de confiance, déterminés par $\sigma(r_k)$ et $\sigma(\Phi_{kk})$ respectivement. Pour les processus AR(p) et MA(q), ces intervalles valent $1/\sqrt{n}$ [Sadi Ahmed, 1996].

La fonction d'autocorrélation, notée r_k , obtenue pour un échantillon de n réalisations du processus $(x_t, t \in Z)$, est donnée pour $k \in Z$ par :

$$r_k = \frac{\gamma(k)}{\gamma(0)} \quad (4-7)$$

où $\gamma(k)$ désigne la fonction d'autocovariance, elle s'écrit :

$$\gamma(k) = \frac{1}{n-k} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x}_t) (x_{t+k} - \bar{x}_t) \quad (4-8)$$

Pour un processus gaussien, r_k est une variable asymptotique normale et sa variance vaut :

$$\text{Var}(r_k) = \sigma^2(r_k) = \frac{1}{n} \sum_{k=-\infty}^{+\infty} r_k^2 \quad (4-9)$$

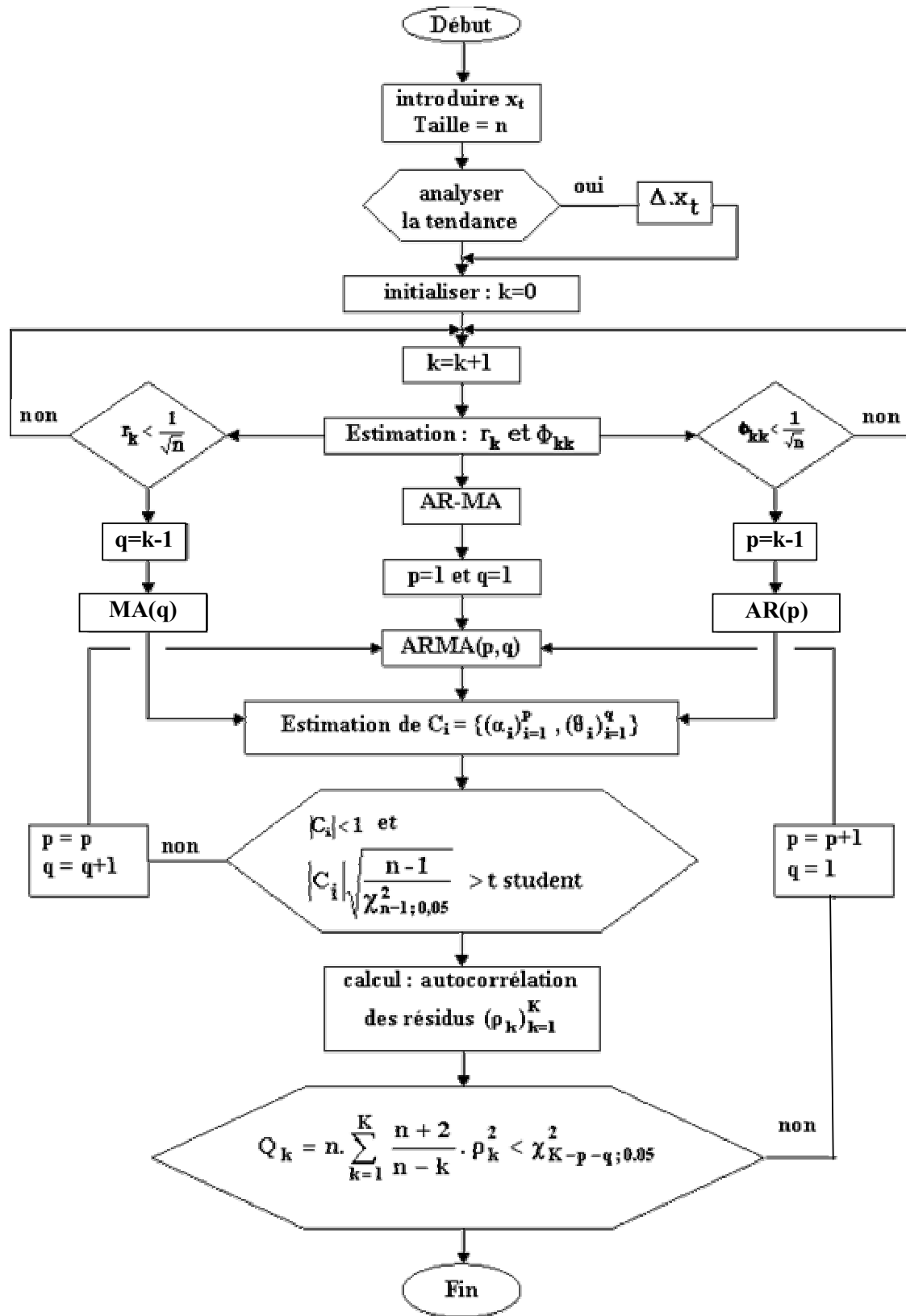


Fig. 28. Organigramme de la procédure de modélisation par des processus ARIMA.

Or, la fonction d'autocorrélation est symétrique $\forall k \in \mathbb{Z} : r_k = r_{(-k)}$ et $r_0 = 1$, la relation (4-9) devient :

$$\sigma^2(r_k) = \text{var}(r_k) = \frac{1}{n} (1 + 2 \sum_{i=1}^{k-1} r_i^2) \quad (4-10)$$

Pour un décalage k d'une série x_t , qui est centrée et réduite ($\bar{x}_t = 0, \sigma_x^2 = 1$), l'autocorrélation r_k ainsi que l'erreur-type associée sont définies par :

$$r_k = \frac{\sum_{t=1}^{n-k} x_t \cdot x_{t+k}}{\sum_{t=1}^n x_t^2}, \quad \text{Err - Type } (r_k) = \sqrt{\frac{n-k}{n(n+2)}} \quad (4-11)$$

L'autocorrélation partielle d'ordre k de ce processus à moyenne nulle, notée ϕ_{kk} , désigne la corrélation entre x_t et x_{t-k} obtenue lorsque l'influence des variables x_{t-k-i} , avec $i < k$, a été retirée. Elle est définie par le dernier coefficient de la régression linéaire de x_t sur ces k plus récentes valeurs, $\forall k \in \mathbb{Z}$. on aura donc l'expression suivante :

$$X_t = \phi_{k1} X_{t-1} + \phi_{k2} X_{t-2} + \dots + \phi_{kk} X_{t-k} \quad (4-12)$$

De façon équivalente, l'écriture matricielle qui en découle est :

$$\begin{pmatrix} \phi_{k1} \\ \phi_{k2} \\ \vdots \\ \phi_{kk} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \gamma_0 & \gamma_1 & \cdots & \gamma_{k-1} \\ \gamma_1 & \gamma_0 & \cdots & \gamma_{k-2} \\ \vdots & \ddots & \ddots & \vdots \\ \gamma_{k-1} & \gamma_{k-2} & \cdots & \gamma_0 \end{pmatrix}^{-1} \begin{pmatrix} \gamma_1 \\ \gamma_2 \\ \vdots \\ \gamma_k \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & r_1 & \cdots & r_{k-1} \\ r_1 & 1 & \cdots & r_{k-2} \\ \vdots & \ddots & \ddots & \vdots \\ r_{k-1} & r_{k-2} & \cdots & 1 \end{pmatrix}^{-1} \begin{pmatrix} r_1 \\ r_2 \\ \vdots \\ r_k \end{pmatrix} \quad (4-13)$$

De façon générale, les coefficients d'autocorrélation partielle d'un processus stationnaire peut se déduire de ceux de la fonction d'autocorrélation par :

$$\phi_{kk} = \frac{|A_k|}{|B_k|} \quad \forall k \in \mathbb{N} \quad (4-14)$$

Les coefficients ϕ_{kk} sont définis dans l'intervalle $[-1,1]$ pour k positif, tel que :

$$A_k = \begin{pmatrix} 1 & r_1 & r_2 & \dots & r_{k-2} & r_1 \\ r_1 & 1 & r_1 & \dots & r_{k-3} & r_2 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot & \cdot \\ r_{k-1} & r_{k-2} & r_{k-3} & \dots & r_1 & r_k \end{pmatrix}, \quad B_k = \begin{pmatrix} 1 & r_1 & r_2 & \dots & r_{k-2} & r_1 \\ r_1 & 1 & r_1 & \dots & r_{k-3} & r_2 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot & \cdot \\ r_{k-1} & r_{k-2} & r_{k-3} & \dots & r_1 & 1 \end{pmatrix} \quad (4-15)$$

Les trois premières autocorrélations partielles sont donc déterminées par les relations suivantes :

$$\phi_{11} = r_1, \quad \phi_{22} = \frac{r_2 - r_1^2}{1 - r_1^2}, \quad \phi_{33} = \frac{r_1^3 - r_1 r_2 (2 - r_2) + r_3 (1 - r_1^2)}{1 - r_2^2 - 2 r_1^2 (1 - r_2)} \quad (4-16)$$

Pour les ordres de retard supérieurs ($k > 3$), le calcul des ϕ_{kk} devient plus compliqué. Ils sont déterminés par les formules de récurrence suivantes :

$$\phi_{kj} = \phi_{k-1,j} - \phi_{kk} \phi_{k-1,k-j}, \quad \phi_{kk} = \frac{r_k - \sum_{j=1}^{k-1} \phi_{k-1,j} r_{k-j}}{1 - \sum_{j=1}^{k-1} \phi_{k-1,j} r_j} \quad (4-17)$$

L'erreur approchée de ϕ_{kk} vaut $1/\sqrt{n}$ où n est le nombre d'observations dans la série.

Dans la deuxième étape, nous estimons les paramètres du modèle ainsi identifiés. Si ce modèle est un ARMA(p,q), nous devons estimer l'ensemble $\{(\alpha_i)_{i=1}^p, (\theta_i)_{i=1}^q\}$ formé de (p+q) paramètres. Sous l'hypothèse que la population des résidus forme un bruit blanc gaussien, le critère employé dans la phase d'estimation est :

$$\sum_{i=1}^n \varepsilon_i^2 = \sum_{i=1}^n (x_i - \hat{x}_i)^2 = 0 \quad (4-18)$$

où $\hat{x}_i$ est l'estimation, par le modèle identifié, de la $i^{\text{ème}}$ observation (x_i) de la série considérée.

Pour un modèle ARMA(1,0,1), on aura : $\sum_{i=1} \varepsilon_i^2 = \sum_{i=1} (x_i - (\alpha_1 x_{i-1} - \theta_1 \varepsilon_{i-1}))^2$ et les valeurs de α_1 et θ_1 qui minimisent cette somme doivent donc vérifier :

$$\frac{\partial \sum \varepsilon^2}{\partial \alpha_1} = \frac{\partial \sum \varepsilon^2}{\partial \theta_1} = 0 \quad (4-19)$$

Ces conditions s'écrivent aussi :

$$\begin{cases} \sum x_i \cdot x_{i-1} - \alpha_1 \sum x_{i-1}^2 + \theta_1 \sum x_{i-1} \cdot \varepsilon_{i-1} = 0 \\ \sum x_i \cdot \varepsilon_{i-1} - \alpha_1 \sum x_{i-1} \cdot \varepsilon_{i-1} + \theta_1 \sum \varepsilon_{i-1}^2 = 0 \end{cases} \quad (4-20)$$

Pour un AR(1), par exemple, la solution du système défini par la relation (4-20) est :

$$\alpha_1 = \frac{\sum x_i \cdot x_{i-1}}{\sum x_{i-1}^2} \quad (4-21)$$

L'incertitude commise sur l'estimation de chaque paramètre est donnée par :

$$r^2 = 1 - \frac{\sum (\hat{x}_i - x_i)^2}{\sum x_i^2} = \frac{\sum \hat{x}_i^2}{\sum x_i^2} \quad (4-22)$$

Les valeurs des paramètres C_i , issues de cette estimation, doivent être comprises entre -1 et 1 (bornes de stationnarité). Ils doivent aussi être statistiquement significatifs sous le critère que $t_{\text{calculé}} = |C_i| \sqrt{v} / \sqrt{\chi_{v;0,05}^2}$ est supérieure au t déterminé grâce au test du Student, pour $v = n - 1$ degrés de liberté et un seuil de confiance de 95 %. S'ils ne répondent pas à ces conditions, l'ordre de la moyenne mobile est augmenté pour entamer une nouvelle estimation.

La dernière étape est relative à l'adéquation statistique du modèle retenu avec les observations. Elle s'appuie sur l'analyse des résidus qui doivent suivre un bruit blanc. On calcule alors les K premières autocorrélations des résidus où $K = 13$, ce nombre est assez grand devant $p+q$ et ne dépasse pas 20 d'après la littérature [Bosq et Lecoutre, 1992]. Ensuite, on utilise la statistique de Box-Ljung qui donne une meilleure approximation pour les petites tailles d'échantillon. Cette statistique, définie par $Q_K = n \cdot \sum_{k=1}^K \frac{n+2}{n-k} \cdot \rho_k^2$, suit approximativement

une loi du khi-deux à $K-p-q$ degrés de liberté. $\alpha \in [0,1]$ étant le risque de première espèce associé à ce test. Si l'hypothèse d'indépendance est rejetée, nous identifions un nouveau modèle dont le degré de mémoire sera augmenté et le cycle d'estimation recommence.

4.3. Application du modèle AR

La série₁ formée de 365 observations a été modélisée à l'aide d'un modèle AR(p) d'équation :

$$x_t = \varepsilon_t + \sum_{i=1}^p \alpha_i \cdot x_{t-i} \quad (4-23)$$

Dans cette équation, $X_t, \dots, X_{t-p}$, sont des variables aléatoires prises aux instants $t, \dots, t-p$, $\alpha_1, \dots, \alpha_p$ sont les paramètres du processus autorégressif et ε_t est le bruit blanc. La condition de stationnarité de ce processus est : $-1 < \alpha_i < +1$. Le programme que nous avons élaboré pour générer le modèle AR(p) et modéliser la série₁, est décrit par l'organigramme de la Fig. 28. Les paramètres du modèle et leur nombre ont été déterminés en calculant les fonctions d'autocorrélation r_k (FAC) et d'autocorrélation partielle ϕ_{kk} (FACP). La Fig. 29 montre que la FAC décroît selon une loi exponentielle et que la contribution la plus importante est apportée par le terme du premier ordre. Pour les ordres supérieurs, les coefficients d'autocorrélation partielle sont pratiquement nuls dans l'intervalle de confiance marqué par des traits discontinus (voir Fig. 29).

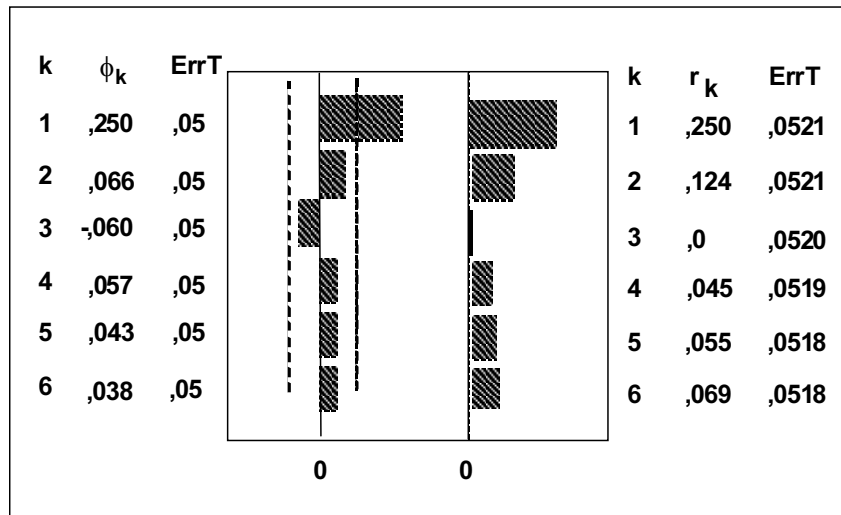


Fig. 29. Valeurs des coefficients d'autocorrélation (r_k) et d'autocorrélation partielle (ϕ_k) pour le modèle AR

Le modèle AR(1) étant ainsi identifié, ses paramètres sont calculés en utilisant la technique des moindres carrés, décrite ci-dessus, par les équations (4-18), (4-19), (4-20), (4-21) et (4-22). On trouve que α_1 vaut 0,41 avec une erreur d'estimation de 0,05. Ce paramètre est significatif puisque $t_{\text{calculé}}$ valant 9,93 est supérieure au t de Student qui est de 1,96, pour 364 degrés de liberté avec un risque de se tromper inférieur ou égale à 0,05. Un test d'adéquation basé sur la statistique de Box-Ljung a aussi été effectué. Au seuil de signification de 5%, on admet la validité de l'ajustement car Q_K qui vaut 13,6 est inférieure au quantile de 0,95 de la loi du khi-deux à 12 degrés de liberté. Il montre que le modèle AR(1) produit des résidus statistiquement indépendants.

4.4. Application du modèle ARIMA

Le modèle AR(p) ne peut pas être appliqué aux données formant la série₂ car celles-ci sont de durée beaucoup plus courte que la journée et forment un processus aléatoire non stationnaire. La figure 30 montre que cette série présente une tendance linéaire. Une première différence appliquée sur la série₂ éliminera cette dernière.

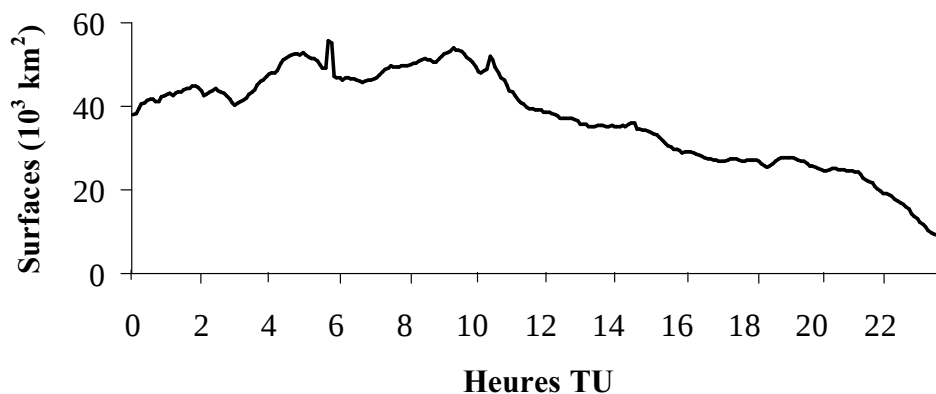


Fig. 30. Variations horaires des surfaces de précipitations pour la journée type du 21 juin 1996.

Dans ce cas, le modèle ARIMA semble se prêter mieux à la description d'un tel processus. Le programme décrit par la Fig. 28, permet aussi de calculer les paramètres du modèle ARIMA. Comme pour le modèle AR, les paramètres de ce modèle et leur nombre ont été déterminés en calculant les fonctions d'autocorrélation (FAC) et d'autocorrélation partielle (FACP). Les tracés de ces fonctions sont illustrés par la figure 31.

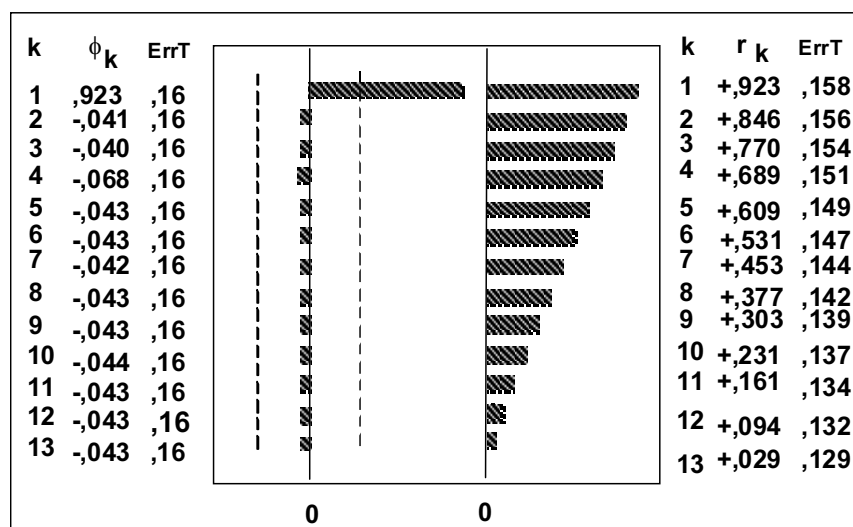


Fig. 31. Valeurs des coefficients d'autocorrélation (r_k) et d'autocorrélation partielle (ϕ_k) pour le modèle ARIMA

On trouve que la série₂, composée de 288 observations est représentée convenablement par un modèle ARIMA(1,1,0) où le paramètre (α_1) a été obtenu avec une erreur-type de 0,05 et vaut 0,97. Les résultats de ce type de modélisation satisfont au test de Student et au test de Box-Ljung du point de vue des hypothèses et de l'adéquation (voir Tableau 7).

Type série	modèle	$v = n-1$	$t_{\text{calculé}}$	$t_{v; 0,05}$	$v' = K-p$	Q_K	$\chi^2_{v'; 0,05}$
Série ₂	ARIMA(1,1,0)	287	18,03	1,96	12	5,00	21,00

Tableau 7. Résultats des tests de significativité et d'adéquation pour le modèle ARIMA(1,1,0)

4.5. Variations du processus ARIMA à long terme

Pour rendre compte de la variabilité temporelle du processus, nous avons étudié son évolution sur de longues périodes. A cet effet, les données journalières composant la série₁ ont été regroupées en trois façons différentes. L'une est une répartition en sous ensembles mensuels, la seconde en sous ensembles bimensuels et la troisième en sous ensembles saisonniers. Les Tableaux 8, 9 et 10 donnent les résultats obtenus avec chacune de ces trois répartitions. Ils traduisent les variations du climat dans la région de Bordeaux en 1996. En effet, l'ensemble de la façade maritime française, est soumis à un climat tempéré de type

océanique, doux, surtout en hiver, et relativement humide en toutes saisons. Les précipitations occupent 35% du temps dans le sud ouest de la France. Janvier est le mois le plus arrosé tandis que mai est le mois le plus sec. Comme l'indiquent les Tableaux 8, 9 et 10, différents processus ARIMA représentent toutes les nuances de climat de la région de Bordeaux. Ces modèles ont été déterminés grâce au programme décrit par l'organigramme de la Fig. 28. D'après le Tableau 8, les variations journalières des surfaces de précipitations observées en janvier, août, septembre et octobre, sont très bien décrites par un modèle AR(1). Pour le mois de juin, aucun processus n'a pu être identifié car les données sont en nombre réduit et se sont concentrées sur le 21 juin 1996, ce jour ayant été pris comme référence pour l'étude à l'échelle horaire. De même, aucun processus n'a été identifié pour la période mai – juin étant donné le manque d'échos de pluie (voir Tableau 9). Le Tableau 10 montre que la saison d'hiver est modélisée par un processus autorégressif du premier ordre et les autres saisons sont caractérisées par un processus ARIMA(1,0,1) à paramètres α_1 et θ_1 très élevés.

Mois	J	F	M	A	M	J
Type de modèle	AR(1)	ARIMA(1,0,1)	AR(1)	AR (1)	ARIMA(1,0,2)	*
$C = \{(\alpha_i)_{i=1}^p ; (\theta_i)_{i=1}^q\}$	{0,73}	{0,98 ; 0,84}	{0,27}	{0,28}	{0,98 ; (0,58 ; 0,35)}	*
Mois	Jt	A	S	O	N	D
Type de modèle	ARIMA(1,0,1)	AR(1)	AR(1)	AR (1)	AR (1)	ARIMA(1,0,2)
$C = \{(\alpha_i)_{i=1}^p ; (\theta_i)_{i=1}^q\}$	{0,80 ; 0,64}	{0,59}	{0,66}	{0,87}	{0,30}	{0,98 ; (0,65 ; 0,26)}

Tableau 8. Variation mensuelle du processus ARIMA appliqué aux données journalières.

Deux mois	J - F	M - A	M - J	Jt - A	S - O	N - D
Type de modèle	AR(1)	ARIMA(2,0,2)	*	ARIMA(1,0,1)	AR(1)	ARIMA(1,0,1)
$C = \{(\alpha_i)_{i=1}^p ; (\theta_i)_{i=1}^q\}$	{0,71}	{(0,42 ; 0,58) ; (0,24 ; 0,58)}	*	{0,82 ; 0,58}	{0,54}	{0,98 ; 0,92}

Tableau 9. Variation bimensuelle du processus ARIMA appliqué aux données journalières.

Saison	Printemps	été	automne	hiver
Type de modèle	ARIMA(1,0,1)	ARIMA(1,0,1)	ARIMA(1,0,1)	AR (1)
$C = \{(\alpha_i)_{i=1}^p ; (\theta_i)_{i=1}^q\}$	{0,97 ; 0,86}	{0,79 ; 0,48}	{0,98 ; 0,91}	{0,64}

Tableau 10. Variation saisonnière du processus ARIMA appliqué aux données journalières.

4.6. Discussion

L'étude développée dans ce chapitre a mis en évidence que les échos de précipitations extraits des images radar de la région de Bordeaux, sont régis par un processus ARIMA. Lorsque les données sont collectées jour par jour, ce processus se réduit à un processus autorégressif du premier ordre. A l'échelle horaire, les données sont représentées par un modèle ARIMA (1,1,0). Tous ces processus sont caractérisés par une variabilité à long terme.

Chapitre 5

L'interaction océan-mer-côte et analyse spatio-temporelle de l'orage du 21 juin 1996 à Bordeaux

5.1. Introduction

L'atmosphère est constamment en mouvement à plusieurs niveaux, depuis la plus légère bouffée d'air jusqu'aux grandes zones des vents qui ceignent le globe. Ces mouvements sont alimentés par l'énergie du Soleil passant par la surface de la terre. Environ 71 % de cette surface est composée d'eau, si bien qu'il ne soit pas surprenant de constater que l'océan influence fortement la circulation atmosphérique et de ce fait la situation météorologique partout sur la terre.

L'interface ou la délimitation entre l'océan et l'atmosphère est dynamique. La matière et l'énergie sont continuellement transportées dans les deux sens au-dessus de l'interface atmosphère-océan. Le couplage du vent avec la surface de l'eau crée des vagues et des courants marins. Selon la différence de température entre la surface de la mer et l'air sus-jacent, l'air gagne de la chaleur de l'océan ou il en perd. L'eau de mer s'évapore dans l'atmosphère et la vapeur d'eau atmosphérique se condense pour former du brouillard, des nuages et éventuellement de la précipitation qui retourne l'eau à la mer.

5.2. Les propriétés thermiques de l'eau

L'eau est une substance unique qui a une chaleur spécifique ainsi qu'une chaleur latente particulièrement élevées. La chaleur spécifique est la quantité de chaleur requise pour changer d'un degré la température d'une unité de la masse d'une substance. Des quantités relativement importantes de chaleur sont requises pour modifier la température de l'eau comparativement à d'autres substances. La chaleur latente par exemple est la quantité de chaleur nécessaire pour changer l'état d'une substance, pour que l'eau s'évapore. L'eau est 1000 fois plus dense que l'air, la densité de l'eau est d'environ 1000 kilogrammes par mètre

cube alors que la densité de l'air est d'environ un kilogramme par mètre cube. En conséquence, il y a plus de matière par volume d'eau pour absorber et émettre de l'énergie.

Des quantités relativement importantes de chaleur sont requises pour modifier la température de l'eau comparativement à l'air. Il faut environ 6000 fois plus d'énergie thermique pour élever la température d'un kilogramme d'eau d'un degré Celsius que pour provoquer le même changement de température dans l'air. L'évaporation d'un kilogramme d'eau exige l'apport de presque 6000 fois plus d'énergie thermique qu'il n'en faut pour réchauffer un kilogramme d'eau d'un degré Celsius. La chaleur requise pour évaporer l'eau est par la suite libérée dans l'atmosphère quand la vapeur d'eau se condense et forme des nuages.

Les propriétés thermiques de l'eau ont d'importantes implications pour les températures de la surface de la mer, les températures de l'air sus-jacent à l'eau de mer, le transfert de chaleur entre la mer et l'atmosphère, et la circulation de l'atmosphère.

5.3. Implications des propriétés thermiques de l'eau pour le climat

La principale cause du réchauffement ou du refroidissement plus lents de l'océan par rapport à la terre ou à l'air est la chaleur spécifique relativement importante de l'eau. En effet, les vastes étendues d'eau des océans se refroidissent lentement à partir de leurs températures d'eau maximales de l'été, et en conséquence, à l'automne et au début de l'hiver elles peuvent être plusieurs degrés plus chaudes que les régions de terres adjacentes. Comparativement à la masse des terres, la surface de l'océan ne se réchauffe pas autant au cours de la journée et durant l'été et se refroidit moins la nuit et durant l'hiver. La température d'une masse d'air est en grande partie déterminée par les surfaces au-dessus desquelles l'air se situe et se déplace. L'air au-dessus des océans présente moins de changements de température entre les saisons ou entre le jour et la nuit que l'air au-dessus des continents. L'air au-dessus des océans est aussi plus humide.

Les tempêtes qui se forment au-dessus de l'océan, tels les orages, sont alimentées par la chaleur latente libérée dans l'atmosphère quand la vapeur d'eau se condense. Cette vapeur d'eau provient principalement de l'évaporation de l'eau de mer et le taux d'évaporation est déterminé surtout par la température à la surface de la mer. Plus la température à la surface de la mer est élevée, plus le taux d'évaporation est élevé et plus il y a de chaleur latente dégagée dans l'atmosphère. L'évaporation de l'eau de mer suivie de condensation dans l'atmosphère est donc le principal mécanisme de transfert de chaleur opérant entre l'océan et l'atmosphère.

5.4. Interaction océan, côte et le continent

Tel qu'il a été mentionné dans la section précédente, l'interface ou la délimitation entre l'océan et l'atmosphère est dynamique. La matière eau et l'énergie sont continuellement transportées dans les deux sens au-dessus de l'interface atmosphère-océan. Les communautés côtières dont les vents dominants proviennent de la mer ont des climats modérés, des étés plus frais et des hivers plus doux que ce à quoi on pourrait s'attendre en tenant uniquement compte de leur latitude. En fait, une étude des précipitations dans la région niçoise montre inversement une augmentation des précipitations avec l'altitude, à proximité de la côte (entre 10 à 20 km) [Aimé et Sarrailh, 1971].

Pour mettre en évidence l'interaction océan-côte-continent et compte tenu des caractéristiques géographiques de la région de Bordeaux, le site étudié a été découpé en trois parties différentes dont la largeur est considérée dans la direction est-ouest et la longueur, dans la direction nord-sud (voir Fig.32). Les trois zones ayant toutes une longueur de 60 km et une largeur de 180 km sont :

- La mer à l'ouest du radar
- la zone côtière incluant le radar
- Le continent, situé à l'est du radar.

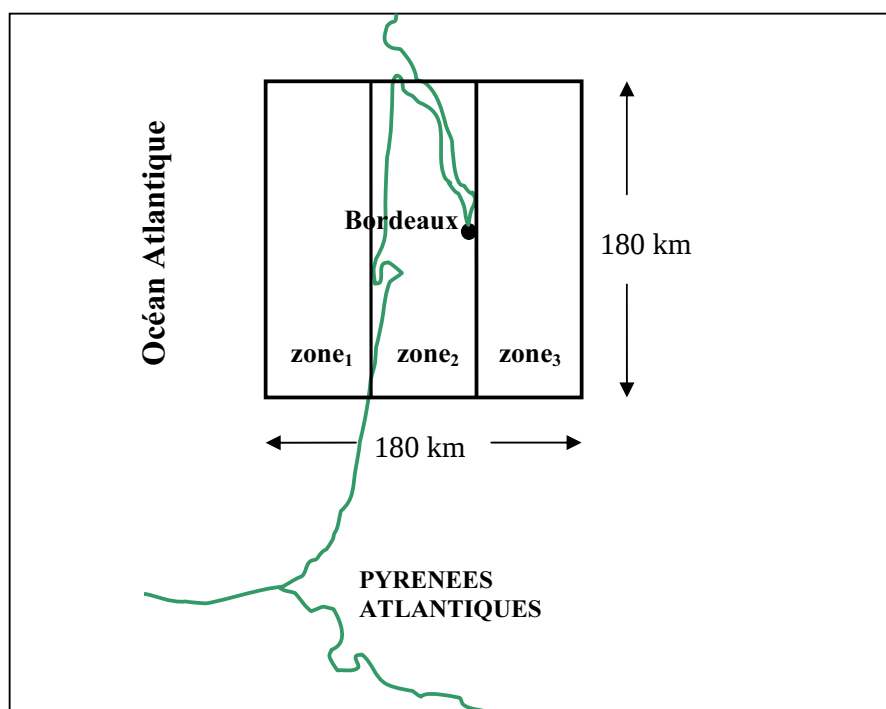


Fig.32 . Découpage du site étudié en zones (le radar se trouve dans zone₂)

En se limitant par l'une des trois zones considérées, les surfaces occupées par les échos de précipitations ont été calculées image par image pour être cumulées à l'échelle de la journée. Il a été montré que durant une période très sèche les précipitations en mer sont réduites de moitié par rapport à celles de la côte [Elliott et Reed, 1973].

A Bordeaux, le climat s'est asséché au cours du mois de juin de l'année 1996, à l'exception de la journée du 21 qui a connu des formations orageuses. La figure 33 montre la distribution des surfaces journalières des échos de précipitations obtenue pour les trois zones formant la mer, la côte et le continent respectivement. Les surfaces d'échos de pluie enregistrées le 21 juin 1996 sont prédominantes, que ce soit pour la mer, la côte ou le continent, dont les valeurs peuvent atteindre $1,3 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, $1,6 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ et $1,5 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ respectivement. Pour une bonne lecture du tracé de la figure 33, les valeurs de la journée du 21 juin ne sont pas prises en compte.

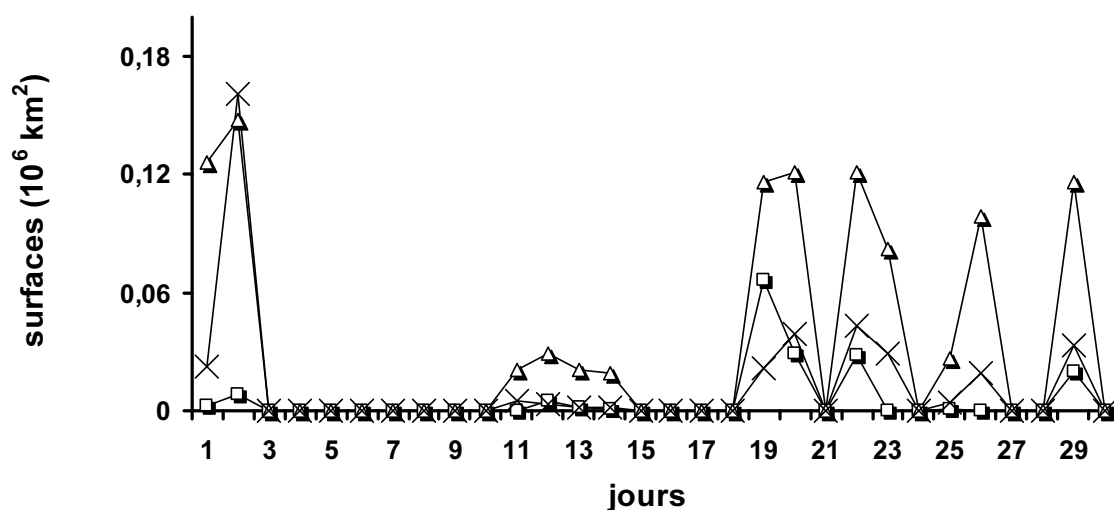


Fig.33 . Variation de la surface des précipitations sur la mer (□), la côte (Δ) et le continent (×) au cours du mois de juin

D'après la figure 33, les surfaces de précipitations enregistrées dans les trois zones évoluent de la même façon et elles sont plus importantes sur la côte et sur le continent que sur la mer. D'autre part, on constate que la surface totale des précipitations comptabilisée pendant le mois de juin sur la mer, représente presque la moitié (1,8) de celle trouvée dans la région côtière. La surface totale enregistrée dans le continent, situé à l'est du radar (voir Fig. 32), est

quasiment égale à celle calculée aux alentours du radar de Bordeaux. Les surfaces d'échos apparaissant dans la journée du 21 juin sont impliquées dans ce calcul .

Quant aux surfaces de précipitations couvrant les trois zones considérées, à savoir l'océan, la côte et le continent, les surfaces d'échos de pluies caractérisant ces dernières sont quantitativement égales, pour la journée du 21 juin 1996. Ce qui reflète le type d'un climat tempéré qui caractérise la journée du 21 juin. Ce mois est en fait ordinairement asséché et ne présente que 6 % des précipitations enregistrées à Bordeaux durant l'année 1996. La figure 34 décrit l'évolution des surfaces horaires d'échos de pluie au cours de la 21^{ème} journée du mois de juin dans les trois zones.

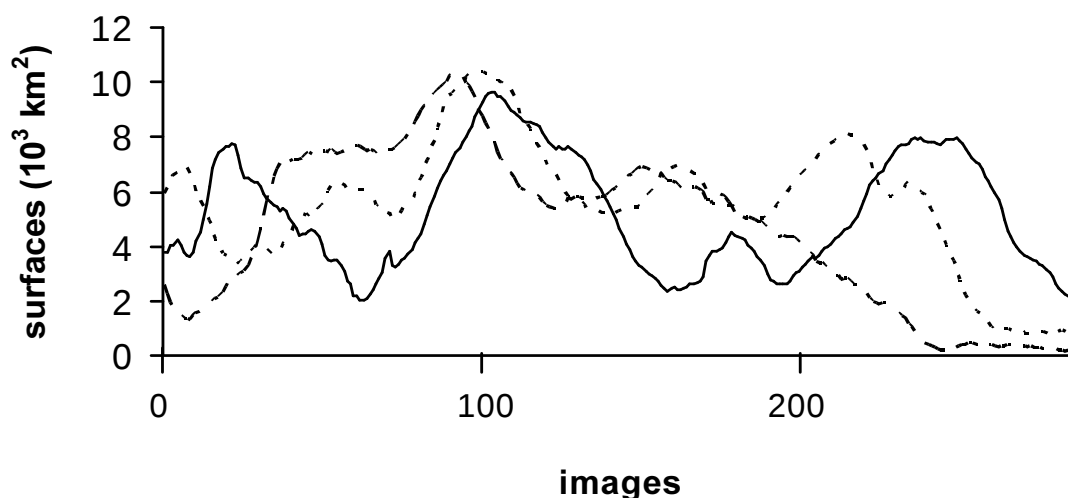


Fig. 34. Variation des surfaces de précipitations sur la mer (—), la côte (---) et le continent (— · —), occupant les 288 images radar enregistrées pendant la journée 21/06/1996 à Bordeaux.

5.5. Observation d'un orage dans la journée du 21 juin 1996 à Bordeaux

Le radar météorologique est peut-être le meilleur outil pour suivre un orage violent. Le radar émet des micro-ondes qui permettent de faire un portrait de l'intérieur de l'orage. Le faisceau d'ondes émis par le radar frappe les particules de précipitations qui renvoient vers l'antenne du radar un écho dont la taille et l'intensité permettent de découvrir la présence d'un orage. On peut obtenir des animations par la succession des images radar. On peut ainsi observer l'évolution d'un orage, ses structures et son déplacement.

A Bordeaux, le radar météorologique a enregistré au début de la saison d'été de grandes surfaces d'échos de pluie. De tels échos persistent au cours de la journée du 21 juin qui représente la plus pluvieuse des journées enregistrées au cours de l'année 1996. La figure 35 illustre une image enregistrée le 21/06/96 à 01H 10 par le radar de Bordeaux, elle montre d'énormes champs de pluie répartis sur l'océan atlantique, la côte et le continent. Cette figure nous montre aussi une zone d'averses s'étalant de l'océan jusqu'à la région côtière, à une distance de quelques centaines de kilomètres par rapport à l'emplacement du radar. Comme c'était déjà mentionné au chapitre 1, les régions qui reçoivent les plus fortes précipitations se trouvent d'ordinaire au centre des échos. De tels champs d'averses ont des diamètres plus petits. En examinant la figure 35, par exemple, on constate que les plus hautes réflectivités comprises entre 40 et 55 dBZ sont caractéristiques des averses survenues dans la région de Bordeaux. Ce sont les nuances rouge, violette et grise qui sont associées à de telles réflectivités (voir Fig.35).

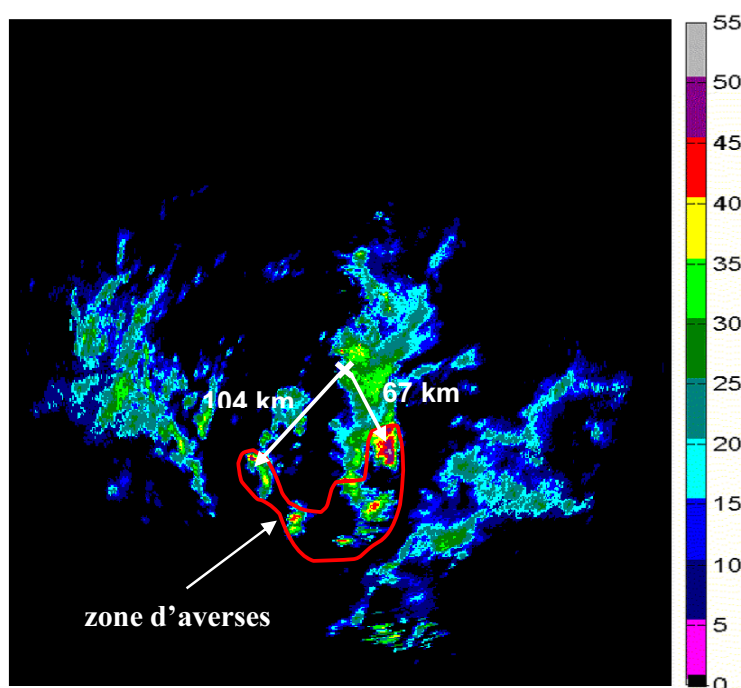


Fig. 35. Image radar enregistrée le 21/06/96 à 01H 10 à Bordeaux montrant une zone d'averses

Dans cette journée, le radar de Bordeaux a enregistré pendant les 24 heures un mouvement orageux qui a démarré de l'océan atlantique pour atteindre la région Midi-Pyrénées au sud-est de Bordeaux. Ceci, en passant par le continent à l'est du radar et la

région côtière au nord respectivement. Il est à noter que ces champs de précipitations sont la plupart du temps accompagnés par des cellules d'averses de fortes intensités. Ce qui explique l'apparition d'un phénomène météorologique dangereux qui est l'orage. Pour mieux comprendre ce phénomène, une description détaillée sur la formation d'un orage ainsi que les conditions météorologiques qui l'accompagnent sont illustrées ci-après.

5.6. Formation d'un orage

Un orage est une tempête constituée d'une ou plusieurs cellules. Une cellule orageuse a un diamètre de quelques kilomètres; elle se forme à partir de nuages qui croissent rapidement à la verticale et qui produisent du tonnerre et des éclairs. L'orage est souvent accompagné de précipitations abondantes (pluie, grêle) ainsi que de fortes rafales. Un orage peut parfois être très violent et déclencher des crues brutales et des tornades et la foudre.

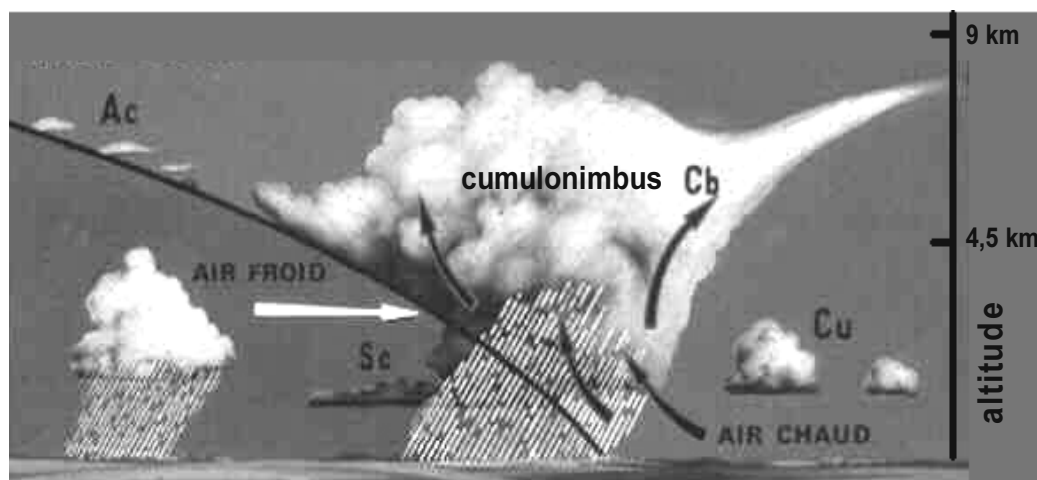


Fig. 36. Formation de cumulonimbus (nuages orageux).

Un orage est susceptible de survenir lorsque de l'air chaud et humide se trouve soulevé. Cette élévation d'air peut avoir une cause mécanique, par exemple lorsqu'une masse d'air froid et dense soulève de l'air chaud et humide, ou elle peut être attribuable au réchauffement solaire de la surface terrestre. La figure 36 illustre une situation qui entraîne la formation de cumulonimbus (nuages orageux), le nuage caractéristique des orages et qui est reconnaissable par sa grande extension verticale et sa forte densité. Dans ce cas, l'air froid et humide est soulevé mécaniquement au-dessus d'un front froid. L'air ascendant prend de l'expansion et se refroidit, et la vapeur d'eau qu'il contient se condense en formant des

gouttelettes d'eau. Lorsque l'air poursuit son ascension, les tours nuageuses individuelles peuvent se transformer en nuages orageux. Une fois la cellule orageuse parvenue à maturité, les courants d'air descendants causés par les précipitations finissent par détruire le nuage. Un orage est normalement composé de plusieurs cellules orageuses; dès qu'une cellule meurt, ce qui survient ordinairement au bout de vingt à trente minutes, une autre cellule peut se développer à proximité.

5.6.1. Les stades de développement de l'orage

La plupart des orages sont composés de cellules distinctes qui passent par trois stades de formation. Les cellules naissent en tant que cumulus. Le stade initial ou stade du cumulus est caractérisé par un mouvement ascendant. De l'air humide instable refroidit en s'élevant, et la vapeur d'eau, en se condensant, forme des cumulus.

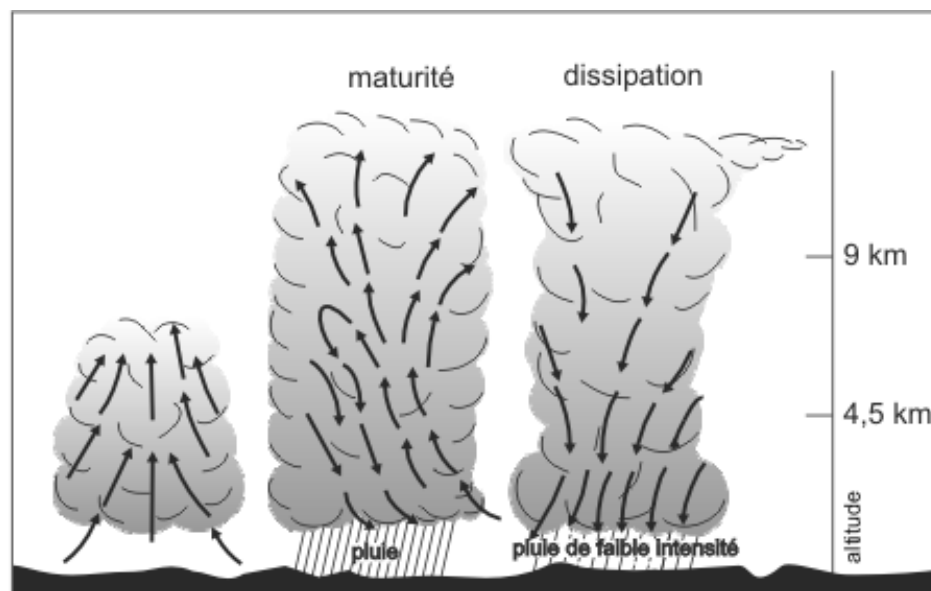


Fig. 37. Les trois stades de développement d'un orage

Au stade de la maturité du développement de la cellule orageuse, le nuage atteint son développement vertical maximal, et les précipitations commencent à tomber, donnant naissance à un courant d'air descendant. Ce stade est accompagné de tonnerre et d'éclairs ainsi que de la possibilité de phénomènes météorologiques violents. Une cellule orageuse parvenue à maturité se distingue par la présence simultanée d'un courant d'air ascendant et d'un courant

d'air descendant. Ce mouvement d'air ascendant donne naissance au nuage *cumulonimbus*, susceptible de bourgeonner jusqu'à ce que son sommet atteigne la stratosphère. Le nuage s'étale alors et se transforme en enclume (incus en latin) de laquelle s'échappe un courant descendant créé par les forts vents qui sévissent dans la haute atmosphère. Un tel nuage qui est le plus violent que d'autres peut être nommé *cumulonimbus capillatus incus*. Le courant d'air descendant causé par les précipitations provoque un écoulement d'air se dispersant à la surface terrestre en s'éloignant de la base du nuage. Ceci donne parfois naissance à une ligne de grains pouvant précéder le front de trois cents kilomètres.

Le stade de dissipation d'une cellule orageuse survient lorsque le courant d'air descendant créé par les précipitations interrompt l'approvisionnement en air humide et que le nuage finit par s'affaïsser et s'évaporer. Ordinairement, une cellule orageuse évolue sur une période de trente minutes, mais certaines durent plus longtemps. Dans la figure 37, sont illustrés les trois stades de développement d'un orage : cumulus, maturité et dissipation. Les flèches indiquent les mouvements à l'intérieur de l'orage.

5.6.2. Structure de l'orage

Une illustration schématisée par la figure 38 fait voir un orage parvenu à maturité. Cet orage est composé :

- d'un courant ascendant responsable de la formation du nuage.
- d'un sommet bourgeonnant qui est la partie supérieure du nuage située au-dessus du cœur du courant ascendant et qui peut pénétrer dans la couche stratosphérique localisée au-dessus.
- d'une enclume qui est le sommet du nuage d'où soufflent des vents descendants dus aux vents forts qui sévissent en haute altitude.
- d'un courant descendant ou masse d'air s'écoulant vers le bas associée à des précipitations.
- d'un flux sortant ou courant descendant qui se répand en s'éloignant de la base du nuage au moment où il atteint la surface terrestre.
- d'un front de rafales ou limite séparant le flux sortant d'air froid et l'air chaud et humide alimentant le courant ascendant.

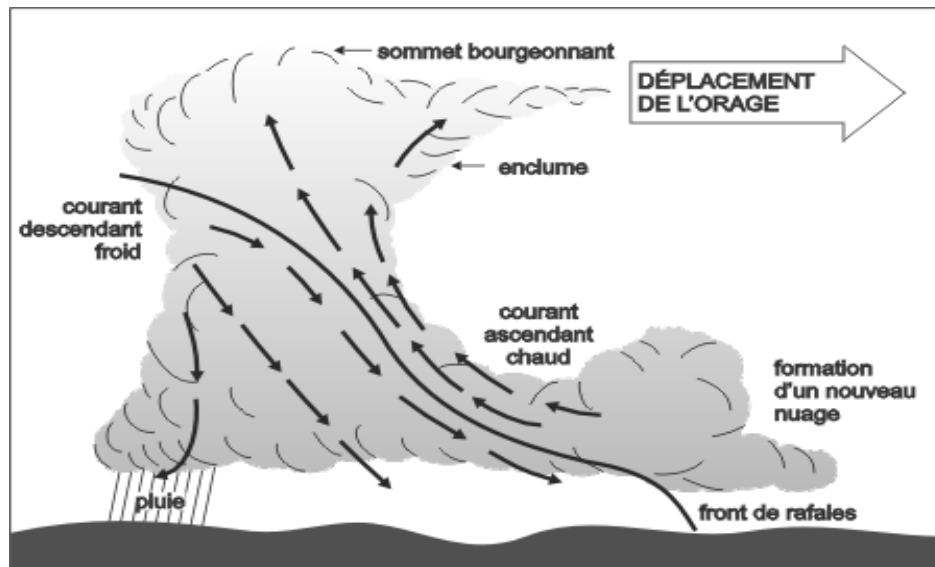


Fig. 38. Représentation d'un orage parvenu à maturité. Les flèches indiquent la direction des courants aériens à l'intérieur et autour de l'orage.

5.6.3. Conditions météorologiques accompagnant les orages

Les phénomènes météorologiques accompagnant les orages sont :

* Éclairs (foudre)

Dans les orages parvenus à maturité, des décharges électriques visibles surviennent à cause des différences de tension présentes à l'intérieur d'un nuage, entre deux nuages ou entre un nuage et le sol. La chaleur produite par la décharge électrique provoque une dilatation explosive de l'air et crée une onde de choc audible sous forme de tonnerre.

* Vents dévastateurs et cisaillement du vent

C'est le flux sortant d'air frais en provenance de l'orage, susceptible d'atteindre des vitesses suffisantes pour endommager les objets situés sur sa trajectoire. Le cisaillement du vent consiste en une modification abrupte du vent (vitesse ou direction) le long de sa trajectoire. De forts cisaillements sont observés entre les zones soumises à des courants ascendants et descendants.

* La Grêle

Ce sont les particules de glace, dont la taille varie de celle du pois à celle d'une balle de base-ball ou même davantage, qui se forment dans le courant d'air ascendant des orages, au moment où des gouttes d'eau liquide sont poussées vers des zones situées en altitude où règnent des températures inférieures au point de congélation. Les tempêtes de grêle occasionnent des centaines de millions de dommages aux récoltes et à la propriété.

* Inondations subites

Les inondations se manifestent rapidement, avec peu ou pas de signes avant-coureurs. Ce phénomène accompagne souvent des systèmes orageux qui se déplacent lentement et qui apportent des pluies abondantes dans une zone circonscrite, notamment dans des régions incapables de traiter les volumes d'eau importants à cause de la nature du terrain (parois de canyon et collines), de la composition du sol ou d'un drainage insuffisant. Les crues subites occasionnent parfois des pertes de vie.

* Tornades

Ce sont les colonnes de vents tourbillonnants de façon violente qui tombent de la base d'un orage et entrent en contact avec le sol. Ces vents tourbillonnants violents peuvent causer des dommages considérables et des pertes de vie.

5.6.4. Les types d'orages

Les orages convectifs sont dus à la seule convection d'une masse d'air chaud et ne sont pas alors associés à un front de perturbation. Un tel orage peut-être *multicellulaire*. Les orages associés à un front froid de perturbation forment une ligne appelée ligne de grains. Parfois il se forme des orages auto-entretenus très violents à l'extrémité d'une ligne de grains. Appelés orages *supercellulaires*, ils peuvent durer plusieurs heures, car le front froid leur fournit un flux continu d'air plus froid à moyenne altitude qui augmente l'instabilité atmosphérique. Ils engendrent les vents, les averses de grêle et les tornades les plus destructeurs.

5.7. Analyse statistique spatio-temporelle de la zone orageuse

5.7.1. Données utilisées

Comme il a été déjà mentionné précédemment, le sens de déplacement des champs de pluies relativement très grands et intenses et l'apparition des averses d'une heure à l'autre, sont associés pour décrire une séquence orageuse au cours de la journée 21 juin qui a été enregistrée par le radar de Bordeaux.

Compte tenu de ce type de données hydriques qui représentent beaucoup plus un phénomène météorologique dangereux, une analyse statistique de ce dernier s'est avérée nécessaire. Les variables étudiées représentent les pixels contenus dans une aire $\langle R \rangle$ et les observations sont les mesures de réflectivités, pour chaque pixel, chronologiquement toutes les 5 minutes. L'aire a été choisie de façon à avoir plus de séries chronologiques (variables) ayant autant d'observations de réflectivités différentes de zéro. A cet effet, la taille de la fenêtre est limitée à $40 \times 40 \text{ km}^2$ et le nombre d'observations vaut 69. Dans la figure 39, nous repérons à droite la 144^{ème} image enregistrée le 21/06/1996 par le radar de Bordeaux pour laquelle on a choisi l'emplacement de l'aire $\langle R \rangle$ considérée comme une première observation. Quant à la dernière observation considérée est relative à la 213^{ème} image qui est illustrée par l'image de gauche dans cette figure.

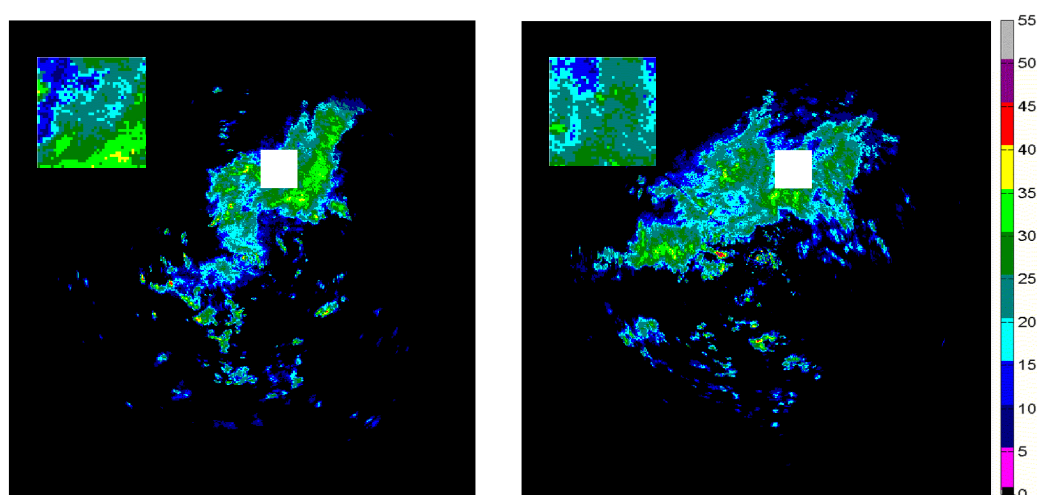


Fig. 39. images enregistrées le 21/06/1996, à 12H00 (l'image de droite) et à 17H45 (l'image de gauche), par le radar de Bordeaux

5.7.2. Modèle autoregressif AR

Dans cette section, nous essayons de trouver un modèle autorégressif AR d'ordre p adéquat pouvant décrire un pixel donné dans une cellule orageuse. Pour ce faire, nous utilisons les 1600 séries temporelles représentant les différents pixels contenus dans l'aire $\langle R \rangle$ (voir Fig. 39) et dont chacune d'entre elles est formée de 69 observations. Le programme que nous avons élaboré pour générer le modèle AR(p) et modéliser toutes ces séries, est décrit par l'organigramme de la Figure 28 (voir chapitre 4). D'après l'évolution des coefficients d'autocorrélation r_k (FAC) et d'autocorrélation partielle ϕ_k (FACP), nous identifions le modèle AR(1) pour représenter la 63^{ème} série par exemple (voir Fig. 40 et Fig. 41).

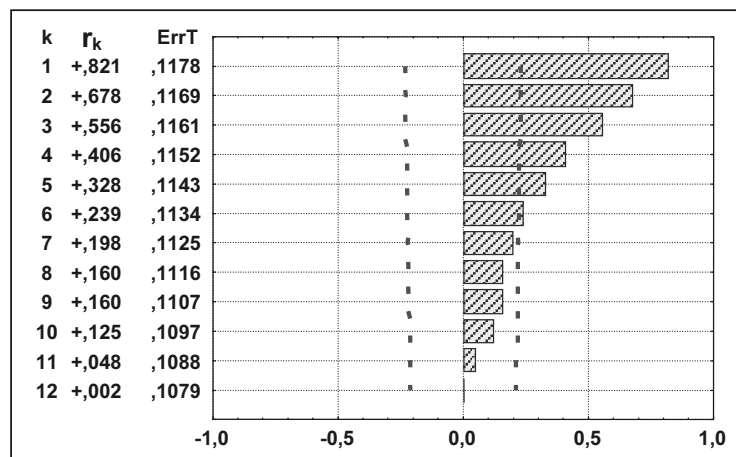


Fig. 40. Valeurs des coefficients d'autocorrélation r_k

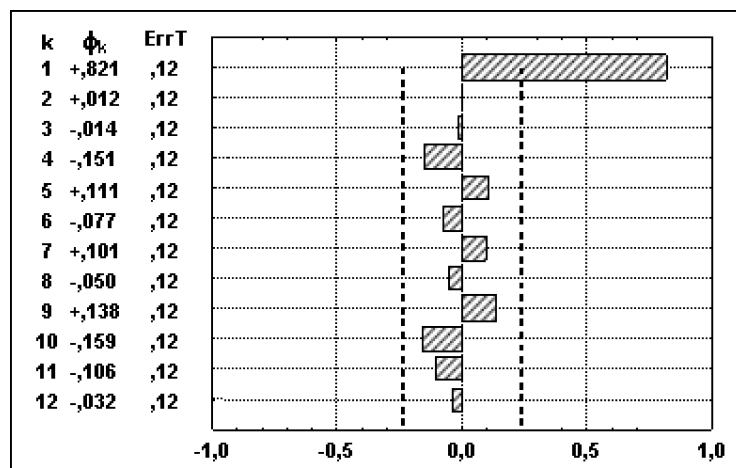


Fig. 41. Valeurs des coefficients d'autocorrélation partielle (ϕ_k)

Le paramètre (α_1) a été obtenu avec une erreur d'estimation de 0,02 et vaut 0,99. Les résultats de ce type de modélisation satisfont au test de Student et au test de Box-Ljung du point de vue des hypothèses et de l'adéquation (voir Tableau 11).

Type série	modèle	$v = n-1$	$t_{\text{calculé}}$	$t_{v; 0,05}$	$v' = K-p$	Q_K	$\chi^2_{v'; 0,05}$
Série ₆₃	ARIMA(1,0,0)	68	8,92	2,00	11	8,64	19,7

Tableau 11 . Résultats des tests de significativité et d'adéquation pour le modèle AR(1)

Pour généraliser, le modèle AR a été appliqué sur l'ensemble des pixels formant l'aire $\langle R \rangle$ dont le paramètre α_1 , caractérisant les différents modèles identifiés, varie entre 0,98 et 0,99 et l'erreur-type associée est de 0,02. En moyennant ces résultats, le modèle général pouvant décrire les fluctuations de réflectivités d'un pixel, contenu dans une zone orageuse, est défini par le paramètre d'ordre un qui vaut 0,98 et une erreur-type de 0,02.

5.7.3. Modélisation en chaîne de Markov

Dans cette approche, nous réduisons la taille de la fenêtre d'aire $\langle R \rangle$ à $30 \times 30 \text{ km}^2$ afin de pouvoir effectuer un découpage en 100 mailles différentes dont la taille de chacune est de 3×3 pixels. La figure 42 décrit la manière avec laquelle nous avons obtenu ces différentes mailles. Cette méthode permet d'appliquer le processus de Markov sur l'ensemble des pixels, constituant la fenêtre d'aire $\langle R \rangle$ réduite à 30×30 pixels. La succession des valeurs de réflectivités que peut présenter chaque pixel, toutes les cinq minutes, constitue une série chronologique dont le nombre d'observation est maintenu à 69.

Dans cette section, nous allons exposer les résultats obtenus par l'application du processus de Markov d'ordre un à deux états sur la première maille, par exemple, et les autres résultats seront seulement discutés.

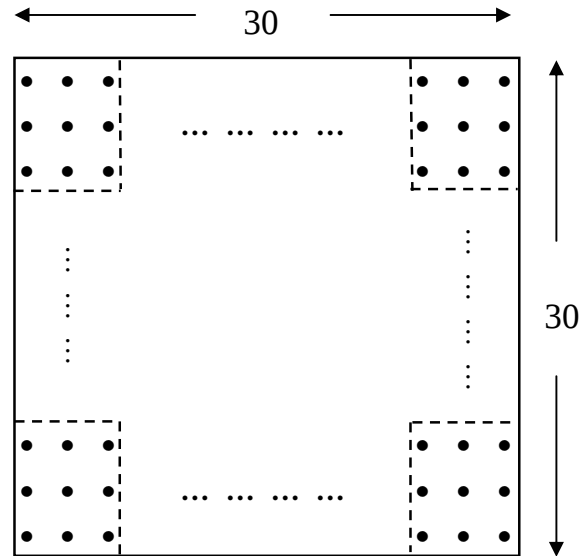


Fig. 42. Découpage de l'aire $\langle R \rangle$ réduite à 30×30 pixels en 100 mailles différentes.

Le tableau 12 donne les résultats obtenus avec ce type de modélisation et qui a été évalué par le test de validation, basé sur la comparaison entre les probabilités à priori déduites directement des données et celles déterminées par le modèle Markovien. La figure 43 donne les variations des probabilités à priori P_1 et celles à long terme $P(\Phi_1)$.

Pixel	P_{00}	P_{11}	C_1	Entropie %
1	0,91	0,92	0,82	99,9
2	0,90	0,92	0,82	98,8
3	0,89	0,90	0,79	98,2
4	0,90	0,92	0,82	99,3
5	0,89	0,93	0,82	97,4
6	0,94	0,94	0,88	99,9
7	0,86	0,90	0,76	98,2
8	0,86	0,90	0,76	98,2
9	0,93	0,95	0,88	97,4

Tableau 12. Résultats de la modélisation de Markov d'ordre un à deux états pour la première maille

D'après ce tableau, les observations sont fortement corrélées avec un coefficient de corrélation du premier ordre qui vaut 0,82 en valeur moyenne. Aussi, l'entropie moyenne apportée par cette modélisation est de l'ordre de 98,6 %. Les valeurs des probabilités de transitions P_{11} et P_{00} sont quasiment constantes et se superposent autour de 0,90 qui est la composante continue.

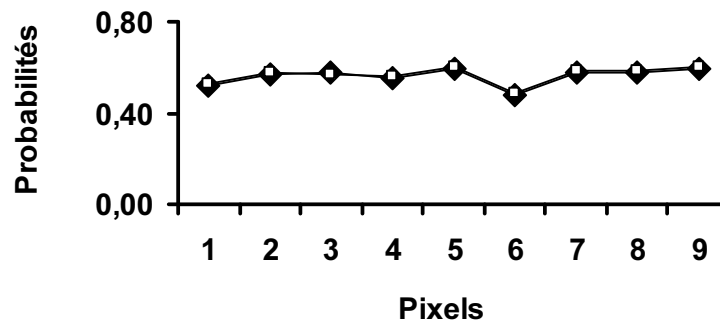


Fig. 43. Variation des probabilités à priori $P_1(\square)$ et à long terme $P(\Phi_1)(\blacklozenge)$ pour la première maille

Comme pour la première maille, le modèle de Markov d'ordre un à deux états a été appliqué sur les autres mailles formant la fenêtre d'aire $\langle R \rangle$ réduite (voir Fig. 42). Dans l'ensemble, les résultats trouvés restent satisfaisants et le modèle considéré est toujours le plus fiable pour décrire une zone orageuse.

5.8. Conclusion

La procédure de l'animation des images radar nous a permis d'observer le mouvement des échos de pluie enregistrés par le radar de Bordeaux au cours de l'année 1996, dans le cas général et de détecter la présence des cellules d'orages dans la journée du 21 juin, en particulier. L'importance d'un tel phénomène a conduit à faire une analyse spatio-temporelle de la zone orageuse, basée sur les modèles AR et les chaînes de Markov. De tels processus, appliqués sur un ensemble de variables délimité par l'aire $\langle R \rangle$ choisie à partir de l'emplacement d'une cellule orageuse, ont donné de bons résultats. En effet, les séries de réflectivités caractérisant la zone orageuse sont convenablement décrites par un processus AR(1) et par une chaîne de Markov d'ordre un à deux états.

Conclusion

L'analyse statistique ainsi développée a mis en évidence que les échos de précipitations extraits des images radar de la région de Bordeaux, sont régis par des processus autorégressifs.

Compte tenu des résultats obtenus et des tests de validation et du taux d'entropie considérable, le modèle en chaîne de Markov du premier ordre à deux états s'avère efficace pour décrire les échos de pluie. Ceci, en utilisant des populations mensuelle, bimensuelle et saisonnières des surfaces. En effet, ce modèle reproduit l'évolution du phénomène de pluie avec une précision raisonnable. Aussi, il met en évidence le caractère de persistance des pluies dans la région bordelaise.

L'application du modèle ARIMA a aussi permis de vérifier ce caractère persistant d'une part et d'autre part, d'améliorer les performances de la modélisation en termes de précision. Par ailleurs, un résultat important a été dégagé lors de l'application des modèles ARIMA sur les échos de précipitations, à savoir que ces processus sont caractérisés par une grande variabilité temporelle. A l'échelle horaire, les données sont représentées par un modèle ARIMA (1,1,0). Lorsque les données sont collectées jour par jour, ce processus se réduit à un processus autorégressif du premier ordre. Pour des répartitions mensuelles, saisonnières et bimensuelles de la série de données, différents processus ARIMA ont été identifiés, représentant ainsi toutes les nuances de climat observées dans la région de Bordeaux au cours de l'année 1996.

Un type de climat océanique alimentant un orage qui, vu l'emplacement du radar de Bordeaux, a été aisément observé dans les images radar par la taille et l'intensité d'échos de pluie et, auxquels sont associées des cellules d'averses. L'importance de ce type de données hydriques a occasionné une analyse spatio-temporelle, appliquée sur une aire <R> extraite de la zone orageuse. Ce genre d'analyse montre, l'invariabilité spatiale que ce soit, du processus du premier ordre ou de la chaîne de Markov d'ordre un à deux états.

Les modèles ainsi élaborés, forment une base utile à la simulation et à la prévision des informations hydrologiques et servent de guide méthodologique pour d'autres recherches. L'application de ces modèles pourrait être étendue à l'exploitation des images radar collectées par diverses stations météorologiques de notre pays, comme par exemple Alger, Sétif et Annaba. Notons qu'en vue d'une utilisation du radar en tant que pluviomètre, il serait intéressant de procéder à un traitement des images radar en se basant sur une décomposition en mailles et une analyse à l'aide d'une fenêtre de taille réduite .

Introduction

L'eau douce est à la base de la vie, son accès quotidien est indispensable. Cette contrainte fondamentale a de tout temps conditionné l'existence et l'évolution de l'humanité. Cependant, les inondations, les phénomènes causés par les déboisements excessifs de certaines régions ou tout simplement par les feux de forêts, la désertification de certaines zones, la réduction de la diversité des espèces et l'explosion démographique nous conduisent à réfléchir quant à la gestion rationnelle et l'utilisation efficace des ressources en eau dans la planète. En effet, les possibilités de développement dans certaines régions sont freinées par le manque d'information relative à une quantification des potentialités hydriques. Notamment, la gestion raisonnable des aménagements hydrauliques permettrait d'alléger les nombreuses contraintes telles que celles citées précédemment. La modélisation hydrologique est un outil appréciable pour la connaissance, l'évaluation et la gestion de ce capital précieux, qui est l'eau.

En fait, les ressources en eau reçues au sol sont difficilement évaluées au moyen de pluviomètres car l'indication enregistrée par ces appareils est spécifique de l'endroit où la mesure est effectuée [Faure *et al.*, 1997]. Or cette évaluation est rendue complexe par le fait qu'on a affaire à une variation spatio-temporelle [Gogien, 1998] selon le déplacement de la perturbation, le lieu de l'averse, la topographie et les obstacles géographiques locaux.

Dans ce cas, l'utilisation de radars météorologiques serait judicieuse pour déterminer les quantités de précipitations reçues au sol [Andrieu *et al.*, 1992 ; Faure, 1993]. De plus, les radars offrent la possibilité de détection des gouttelettes d'eau et les particules de glace situées dans les nuages ou sous ces derniers assez grosses pour tomber sous forme de pluie, de neige ou de grêle. Grâce à l'interprétation des échos reçus par les radars, on peut déterminer l'intensité des précipitations, la taille et la forme de leur zone, leur développement, leur vitesse et leur direction. En fait, le météorologue expérimenté peut reconnaître, à partir des données fournies par le radar, les conditions qui annoncent l'arrivée de phénomènes météorologiques dangereux, tels que les tornades, les orages, les averses violentes et les ouragans. De ce fait,

les données radar qui permettent de localiser et de suivre des champs de précipitations sont maintenant largement utilisées pour les besoins hydrologiques de la prévision.

Par ailleurs, l'analyse statistique des fluctuations aléatoires (liées au climat) et périodiques (d'origine astronomique) de la pluie dans une région, nécessite la collection de ces données sur plusieurs années, ce qui constitue une énorme masse d'information. En effet, une représentation mathématique de ces données, permet la compression de cette réalité dans une forme simplifiée [Wery, 1990 ; U.N.E.S.C.O et O.M.M, 1992], adaptée aux besoins de la prévision météorologique ou la simulation.

L'analyse des chroniques de pluie, collectées par le radar de Bordeaux, au cours de l'année 1996 a permis d'observer l'évolution d'un climat océanique caractérisant cette région. La variable hydrologique disponible en ce lieu, à l'instant donné, varie en fonction des conditions atmosphériques [Devuyst, 1972], également de sa valeur prise à l'instant antérieur. Ce degré de liaison a été apprécié par la valeur du coefficient de corrélation entre deux journées consécutives qui vaut 0,46. De ce fait, les données dont nous disposons se présentent sous forme d'une série chronologique ou encore temporelle. Basée sur la théorie des processus stochastiques [Saporta, 1978], l'analyse de telles séries consiste à passer d'une observation à une autre. Les modèles stochastiques s'appuient sur des données observées pour lier de façon statistique les paramètres d'entrée avec les sorties.

Plusieurs modèles statistiques [Lehtihet, 2003 ; Haddad] ont été proposés pour restituer au mieux la réalité du phénomène de pluie, parmi lesquels les processus ARIMA et les chaînes de Markov ont connu une utilisation concrète car les performances sont jugées satisfaisantes.

Dans cette présente étude, nous allons faire état de l'aptitude de ces deux modèles cités précédemment pour décrire les données de pluie. Pour ce faire, notre travail sera divisé en cinq chapitres.

Dans le premier chapitre, on s'intéressera à donner des généralités sur la formation des précipitations à partir d'une vapeur d'eau et leur détection par des radars météorologiques.

Le deuxième chapitre fait état d'une analyse climatologique de la région de Bordeaux à partir des données collectées par le radar durant l'année 1996. Ainsi, les images radar sont analysées et traitées pour être appliquées aux modèles statistiques.

Nous élaborons ainsi, dans le troisième chapitre un modèle probabilistique qui tienne compte de deux états que peut prendre l'écho de pluies, l'état d'avoir de grande surfaces d'échos de

pluie et celui regroupant les échos qui sont faiblement distribués ou totalement absents sur l'image Radar. De tels modèles, basés sur les chaînes de Markov du premier ordre à deux états, seront adaptés aux échos de précipitations.

Le quatrième chapitre est consacré à l'application des modèles ARIMA sur les séries considérées et à tester la variabilité temporelle des processus envisagés.

Enfin, dans le cinquième chapitre, nous visons à explorer un phénomène orageux qui s'est produit le 21 juin de l'année 1996, à Bordeaux et que nous avons décelé grâce à l'observation des images radar. Nous présenterons la façon qui permet de découvrir la présence de cet orage, tout en s'appuyant sur la littérature. A partir des réflectivités radar caractérisant la zone orageuse, une étude spatio-temporelle, basée sur les modèles autorégressifs et les chaînes de Markov, sera conduite.

MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
UNIVERSITE DES SCIENCES ET DE LA TECHNOLOGIE HOUARI BOUMEDIENE

LA FACULTE D'ELECTRONIQUE ET D'INFORMATIQUE



MEMOIRE

Présenté pour l'obtention du grade de :
MAGISTER EN ELECTRONIQUE

SPECIALITE : Rayonnement Atmosphérique

Par

M^{lle} LEHTIHET Nouria

Thème

**MODELISATION DES ECHOS RADAR
PAR DES PROCESSUS AUTOREGRESSIFS**

Soutenu publiquement le : 21/10/2003, devant la commission d'examen :

R.TOUMI
F. YUCEF ETTOUMI
A. ADANE
H. DRIAS

Professeur à l'U.S.T.H.B
Maître de conférences, U.S.T.H.B
Professeur à l'U.S.T.H.B
Professeur à l'U.S.T.H.B

Président
Directeur de Thèse
Examineur
Examineur

Références

- Adane, Y. , A. Hadjem , B. Haddad, et A. Adane, 2000 : Elimination des échos fixes dans les images radar utilisées pour l'observation météorologique, Sem. sur les techniques et architecture des systèmes de détection , Proc. DAT 2000, Réghaia, Algérie, 149-152.
- Andrieu, H., 1989 : Critique et prétraitement des images d'un radar météorologique pour la mesure des précipitations, Journées Télédétection du Groupe Français d'Humidimétrie Neutronique, Toulouse, Nov 1989.
- Andrieu, H., J.D. Creutin , P.A. Roche, 1992 : Le radar météorologique : un outil pour l'hydrologie, Bull. Liai. L. des P.et Ch., n°180, 43-58.
- Aimé, R. , M., Sarrailh, 1971 : Etude des précipitations dans la région niçoise. Bulletin de la commission météorologique des Alpes.
- Bosq, D. et J. P. Lecoutre, 1992 : Analyse et prévision des séries chronologiques. Ed. Masson, Paris.
- Box, G.E.P. and G.M. Jenkins, 1976 : Time series analysis, forecasting and control. Ed. Holden Dey, San Francisco.
- Boithias, L., 1983 : Propagation des ondes radioélectriques dans l'environnement terrestre. Ed. Chiron, Paris.
- Bogush, J, 1989 : Radar and the atmosphere. Ed. Artech House, Norwood, MA.
- Chèze, J.-L., F. Helloco, F. Sevault, F. Mesnard, H. Sauvageot, J.-J. Vidal et P. Dupouyet, 1998 : Flood forecasting from radar derived rainfall estimates in the central Pyrénées range. Cost 75 international seminar on advanced weather radar systems, Locarno, Suisse. EUR 18567 EN, 318-325.
- Carpentier, M. H., 1981 : Eléments constitutifs du radar : L'élimination du clutter. Tome III. Ed. E.N.S.T.A., Paris.
- Devuyst, P., 1972 : La météorologie : comprendre et interpréter. Ed. Eyrolles, Paris.
- Darricau, Y., 1993 : Physique et théorie du radar, Tome I et II. Ed. Sodype, Paris.

- Elliott, S., J. M., Reed, 1973 : Précipitation dans la côte US du Passifique. J. Geophys. Res., 78, pp 941-948.
- Faure, D., 1993 : Application à l'Hydrologie du Radar Météorologique - Comparaison d'estimations radar et pluviométriques pour des lames d'eau horaires sur de petits bassins versants cévenols. Doctorat de l'Université Joseph Fourier, Février 1993, 233 pages.
- Faure, D., H. Andrieu, J.D. Creutin, 1997 : Comparaison d'estimation radar et pluviométrique de pluies horaires sur de petits bassins versants cévenols, La Houille Blanche, 1-2, 18 p.
- Ginestet, P., 1989 : Traitement des images radar et prévisions des intensités pluvieuses, TFE Ecole Nationales Supérieure d'Hydraulique de Grenoble.
- Gogien, F., 1998 : Application d'un modèle pluie-débit à un bassin versant de Tunisie centrale. Essai de prise en compte de la variabilité spatio-temporelle de la pluie. Mémoire de D.A.A. Physique des Surfaces Naturelles – Option Hydrologie, ENSA- Rennes, ORSTOM, 81 p. + annexes.
- Haddad, B., 2000 : Etude des échos du sol dus aux anomalies de propagation : application aux radars météorologiques. Thèse de doctorat d'état, U.S.T.H.B-Algérie.
- Haddad, B. et A. Adane, 1997 : Analyse du caractère Markovien de l'effet de guide atmosphérique observé en zone algéroise, Proc. jour Tum. d'Elec. et d'Aut., JT EA, 97, 2, 92-98, Nabeul, Tunisie.
- Lehtihet, N., F. Youcef Ettoumi , A. Adane, B. Haddad, H. Sauvageot, 2002 : Prédiction des précipitations par radar météorologiques, 4^{ème} symposium International de l'eau, Cannes 3-7 juin 2002.
- Lehtihet, N., F. Youcef Ettoumi , A. Adane, H. Sauvageot, 2003 : Etude du caractère stochastique des précipitations à partir des données radar météorologiques, XI Colloque de l'association Internationale de Climatologie (AIC). article pour le volume 15.
- Maafi A., A. Adane et A. Ouabdesselam, 1987 : Ajustement des données d'insolation d'Alger par un modèle Markovien du premier ordre. Revue Phys. Appl. 22 , 425-430.
- Mouret, M. et groupe radar, 1999 : La météorologie 8^e série n° 7, France.
- Medhurst, R .G, 1965 : Rainfall attenuation of centimeter waves : comparison of theory and measurement. IEEE Trans, Vol AP-13, N° 4, pp 550-564. July, 1965.
- Nathanson, F.E., 1996 : Radar design principles, signal processing and the environment. Ed. Scitech, U.S.A.
- Parent, J., L. Perier, K. Do Khac et P. Roquain, 2001 : Castor2, a new computer for the French radar network. Proceedings of the 30th International Conference on Radar Meteorology, Munich, Allemagne, 19-24 juillet 2001.

- Parent, J., 2003 : Aramis, le réseau français de radars pour la surveillance des précipitations. *La Météorologie, Réseaux*, N° 40-février 2003, pp 44-52.
- Romanov, N., 1990 : An unstationnarity Markov chain model for wind speed observation series. *Meteorologie and hydrology*, vol 20.2. pp 23-25.
- Sauvageot H., 1982 : Radarmétéorologie, télédétection active de l'atmosphère. Ed. Eyrolles, Paris.
- Sauvageot H., 1990 : Radar météorologie. Ed. Dunod , Paris.
- Saporta, G., 1978 : Théorie et méthodes de la statistique. Ed. Technip, Paris.
- Saporta, G., 1990 : Probabilités, analyse de données et statistique, Ed. Technip, Paris.
- Sadi Ahmed, N., 1996 : Modélisation ARMA des suites chronologiques complexes et son application dans le traitement des échos radar. Thèse de Magister, E.N.P, Algérie.
- Steele, J .G, 1965 : Backscatter of 16 Mc/s radio waves from land and sea, *Astral. J. Phys*, Vol 18, pp. 3-17 -327, Aug, 1965. (sea also *Proc IEEE*, vol 55, N° 9, pp 1583-1590, sept 97).
- Oussaid, R., 1991 : Modélisation du rayonnement solaire par des chaînes de Markov du premier ordre à trois états. Thèses de Magister en Electronique appliquée, U.S.T.H.B-Algérie.
- Oja, E.J., 2001: Project ATMOSPHERE teacher's guides, 17 modules, Projet Atmosphère Canada, Numéro de cat. : En56-172/2001F-IN, ISBN 0-662-86593-6. Publié par Environnement Canada et la Société canadienne de Météorologie et d'Océanographie (SCMO).
- UNESCO et OMM, 1992 : Glossaire international d'hydrologie, 413p.
- Vignal, B., H. Andrieu, M. Borga, J.D. Creutin, 1996 : Evaluation d'une méthode de correction des erreurs associée aux projets verticaux de réflectivité radar, Atelier Expérimentation Instrumentation, INSU/Météo France, 15-17 oct 96, 6 pages.
- Wery, B., 1990 : Identification des systèmes hydrologiques. Application à la prévision des crues. Thèse de Doctorat présentée à l'université catholique de Louvain, 342p.
- Youcef Ettoumi, F., N. Lehtihet, A. Adane, B. Haddad, H. Sauvageot, 2002 : Valorisation des données Radars Météorologiques pour l'estimation des Précipitations, Colloque International sur l'eau dans le Bassin Méditerranéen : Ressources et Développement Durable, Watmed 2002, Monastir 10-13 octobre 2002.

Remerciements

Je voudrais exprimer ma gratitude, ma reconnaissance et mes remerciements à Mme Youcef Ettoumi, maître de conférence à l'U.S.H.B, pour m'avoir encadré. Tout au long de ce travail, elle n'a cessé de me prodiguer ses conseils fructueux. J'ai beaucoup appris d'elle et mes remerciements ne sauraient être à la hauteur de mon respect et de ma gratitude envers elle.

Je voudrais exprimer ma gratitude à Monsieur R.Toumi, Professeur à l'U.S.T.H.B, pour m'avoir fait l'honneur de présider le jury.

Mes remerciements vont aussi à Monsieur Abdel El Hamid ADANE, Professeur à l'U.S.T.H.B, pour m'avoir dirigé et m'a prodigué temps, conseils et outils afin de mener à bien ce travail. Qu'il soit ici vivement remercié aussi pour avoir accepté de faire partie de ce jury.

Je voudrais aussi remercier vivement Mme H. Drias, Maître de conférence à l'U.S.T.H.B, pour avoir bien voulu accepter d'examiner ce travail.

Ce travail n'aurait pu être réalisé sans l'aide de Monsieur Boualem HADDAD, Maître de conférence à l'U.S.T.H.B, qui par ses directives, a su orienter mes recherches.

Toute ma sympathie va à mes amis et collègues du laboratoire Rayonnement Atmosphérique qui ont su me tendre amicalement la main.

Sommaire

Introduction	1
 Chapitre 1 : Provenance des précipitations, leur observation et mesure à l'aide d'un radar météorologique	 4
1.1. Les principales formations nuageuses	4
1.2. Types de précipitations	7
1.3. Le cycle hydrologique	9
1.4. Observation et mesure des précipitations	10
1.5. Utilisation des radars dans la météorologie	11
1.5.1. Historique	11
1.5.2. Eléments constitutifs	12
1.5.3. Principe de détection et la mesure des intensités de précipitations à l'aide d'un radar météorologique	12
1.5.4. Principales sources d'erreurs dans l'interprétation des images radar	17
1.5.4.1. Erreurs liées au principe de la mesure radar	17
1.5.4.2. Erreurs dues aux caractéristiques géométriques du faisceau	18
1.5.4.3. Erreurs dues à une Propagation anormale	18
1.5.4.4. L'atténuation par les Précipitations	19
1.5.4.5. Atténuation dans les nuages	20
1.5.4.6. Erreurs dues au profil vertical de réflectivité	21
1.6. Conclusion	22
 Chapitre 2 : Interprétation des images radar	 23
2.1. Données radarmétéorologiques	23
2.2. Prétraitement des données	24
2.3. Observation des échos de précipitations dans les images radar	25
2.4. Masquage des échos fixes	27
2.5. Analyse de la journée du 21 juin 1996.....	28

2.6.	Extraction de séries temporelles issues des images radar de Bordeaux	29
2.7.	Analyse climatologique de la région de Bordeaux	31
2.8.	Discussion	32

Chapitre 3 : Analyse des échos de pluie par un modèle de Markov 33

3.1.	Généralités	33
3.2.	Analyse de la série chronologique	33
3.3.	Modélisation par un processus de Markov	34
3.3.1.	Formulation du modèle	34
3.3.2.	Probabilités de transition	36
3.3.3.	Corrélation des observations	37
3.3.4.	Validation du modèle.....	39
3.3.5.	Calcul de l'entropie	40
3.3.6.	Analyse des résultats concernant la répartition mensuelle de la série journalière.....	41
3.3.7.	Variabilité du modèle pour différentes longueurs de la série temporelle....	42
3.3.8.	Application du processus de Markov sur la journée type.....	44
3.3.9.	Analyse des résultats concernant la journée du 21 juin 1996.....	45
3.4.	Conclusion	46

Chapitre 4 : Modélisation ARIMA des échos de pluie 47

4.1.	Analyse des composantes dans une série chronologique	47
4.2.	Construction d'un processus ARIMA (p,d,q)	48
4.3.	Application du modèle AR	54
4.4.	Application du modèle ARIMA	55
4.5.	Variations du processus ARIMA à long terme	56
4.6.	Discussion	58

Chapitre 5 : L'interaction océan-mer-côte et analyse spatio-temporelle de l'orage du 21 juin 1996 à bordeaux	59
5.1. Introduction	59
5.2. Les propriétés thermiques de l'eau	59
5.3. Implications des propriétés thermiques de l'eau pour le climat	60
5.4. Interaction océan, côte et le continent	61
5.5. Observation d'un orage dans la journée du 21 juin 1996 à bordeaux	63
5.6. Formation d'un orage	65
5.6.1. Les stades de développement de l'orage	66
5.6.2. Structure de l'orage	67
5.6.3. Conditions météorologiques accompagnant les orages	68
5.6.4. Les types d'orages	69
5.7. Analyse statistique spatio-temporelle de la zone orageuse	70
5.7.1. Données utilisés	70
5.7.2. Modèle autorégressif AR	71
5.7.3. Modélisation en chaîne de Markov	72
5.8. Conclusion	74
 Conclusion	 75
 Annexe	 76
Annexe 1 : Aramis, le réseau de radars météorologiques pour la surveillance des précipitations	76
Annexe 2 : Equation du radar	82
Annexe 3 : Calcul de l'entropie maximale	85
 Références bibliographiques	 87