



PREVISION A BREVE ECHEANCE DES FORTES PRECIPITATIONS PAR L'ACTIVITE ELECTRIQUE LE 19 SEPTEMBRE 2000DANS LA REGION MARSEILLAISE

Romain Guillon

► To cite this version:

Romain Guillon. PREVISION A BREVE ECHEANCE DES FORTES PRECIPITATIONS PAR L'ACTIVITE ELECTRIQUE LE 19 SEPTEMBRE 2000DANS LA REGION MARSEILLAISE. Géographie. Université de Provence - Aix-Marseille I, 2005. Français. NNT: . tel-00084657

HAL Id: tel-00084657

<https://theses.hal.science/tel-00084657>

Submitted on 9 Jul 2006

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE AIX-MARSEILLE I – Université de Provence
UFR des sciences géographiques et de l'aménagement

N° attribué par la bibliothèque

|_|_|_|_|_|_|_|_|_|_|_|_|_|_|_|

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE AIX-MARSEILLE I

Formation doctorale : Espaces Cultures et Sociétés

Discipline : Géographie, mention : Climatologie

Présentée et soutenue publiquement par

GUILLON Romain

Le 25 octobre 2005

PREVISION A BREVE ECHEANCE DES FORTES PRECIPITATIONS
PAR L'ACTIVITE ELECTRIQUE LE 19 SEPTEMBRE 2000
DANS LA REGION MARSEILLAISE

Directeur de thèse :

Professeur Annick DOUGUEDROIT

Jury

Monsieur S. Bridier, Maitre de Conférences, Université Aix-Marseille I, Examineur
Monsieur S. Chauzy, Professeur Emérite, Université Paul Sabatier, Rapporteur
Madame A. Douguédroit, Professeur Emerite, Université Aix-Marseille I, Directrice
Monsieur J-P. Laborde, Professeur, Université de Nice Sophia-Antipolis, Rapporteur
Monsieur A. Soulage, US R&D Manager Société VAISALA, Examineur

Remerciements

Cette thèse a été réalisée grâce au cofinancement de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur (A.D.E.R. / P.A.C.A.) et de la Société VAISALA. Son achèvement est l'occasion pour moi de remercier les personnes qui m'ont entouré.

Je tiens tout spécialement à remercier Madame A. DOUGUEDROIT, d'avoir dirigé ma thèse, de m'avoir initié au plaisir de la recherche, de sa patience, de son soutien constant et de m'avoir guidé dans ce travail tout au long de ces années.

Je tiens à remercier Monsieur S. CHAUZY, Professeur émérite au sein du Laboratoire d'Aérodynamique OMP/UPS de l'Université Paul Sabatier et Monsieur J-P. LABORDE, Professeur à l'Université de Nice-Sophia-Antipolis, de m'avoir fait l'honneur d'être les rapporteurs de ma thèse. Je remercie également Monsieur S. BRIDIER, Maître de Conférences à l'Université de Provence Aix-Marseille I, de son aide et de ses réponses à mes multiples questions.

Je remercie également les membres de la société VAISALA (Monsieur RICHARD, Monsieur LOUJOU et les autres membres de la société) pour l'aide qu'ils ont su m'apporter lors des différents problèmes que j'ai rencontré. Je remercie Monsieur A. SOULAGE pour son aide précieuse et sa disponibilité à répondre à mes questions.

Mes remerciements vont aussi à Monsieur G. SARRAU, responsable de l'exploitation informatique, toujours disponible et plus généralement le personnel de l'Institut de Géographie.

Un grand merci à tous les climatologues distingués pour leur sens de l'humour et leur bonne humeur quotidienne à savoir Caroline, Mohamed, Sandrine. Merci également à mes compagnons de fortune Isabelle, Nathalie, Véronique et les puces. À l'impossible, nul n'est tenu. C'est chose faite, l'impossible a été fait !

Enfin, je dédie mon mémoire à mes parents et à mon frère qui ont toujours su se montrer patients et m'ont aidé à surmonter tous les obstacles qui se sont présentés tout au long de ces années ainsi qu'à mes amis de toujours (ils se reconnaîtront). Et bien sûr merci à tous ceux que je n'ai pas cités mais que je n'oublie pas...

Résumé.....	6
Abstract.....	7
1. Introduction.....	8
2. Etat de la question	
Les pluies mesurées par le radar et mesure de l'activité électrique : Présentation et relations.....	12
1. La mesure des pluies par le radar	12
1.1. L'estimation de la pluie par le radar.....	14
1.2. Les sources d'erreurs dans la mesure des pluies par le radar.....	15
1.2.1. Erreurs dues aux caractéristiques géométriques.....	16
1.2.2. La propagation anormale.....	16
1.2.3. L'atténuation des mesures par les précipitations.....	16
1.2.4. Les écarts entre les pluies en altitude et les pluies au sol.....	18
1.2.5. Les erreurs dues au profil vertical de réflectivité.....	19
1.2.6. L'effet de sol	20
1.2.7. L'effet orographique	23
2. La mesure de l'activité électrique	26
3. Les relations entre pluie et activité électrique.....	29
3.1. Le cycle de vie d'une cellule.....	30
3.2. Les orages.....	33
3.3. Les types d'orages.....	34
3.3.1. Les Systèmes Mésos-Convectifs	34
3.3.2. Les orages frontaux	37
3.4. L'activité électrique des éclairs.....	38
3.5. L'anticipation des pluies par l'activité électrique	41
4. Les Systèmes d'Information Géographique.....	43
3. Données et méthodes.....	49
1. Les données	49
1.1. Les données de pluies.....	49
1.1.1. Les stations météorologiques	49
1.1.2. Le radar	50
1.2. Les données d'activité électrique	54
1.3. Le modèle numérique de terrain (zone d'étude)	55
1.4. La situation synoptique générale.....	58
2. Méthodes : Traitements des données et utilisation des Systèmes d'Information Géographique	59
2.1. Le prétraitement des données : la création des images	60
2.1.1. Le prétraitement des données des précipitations.....	60
2.1.2. Le prétraitement des données d'activité électrique	61
2.1.3. Le traitement commun aux données des précipitations et d'activité électrique	64
2.2. Détection et détermination des trajectoires des cellules des précipitations et d'activité électrique	69
2.2.1. Détermination et trajectoires des maximums absolus	70
2.2.2. Détermination et trajectoires des centroïdes	71
2.2.3. Détermination du contour des cellules dans les images	71
2.2.4. Calcul des centroïdes des cellules de pluies et d'activité électrique	76
2.2.5. Construction des trajectoires des cellules de pluies et d'activité électrique	79
2.2.6. Mise en place des couples de trajectoire pluie et activité électrique.....	80

2.2.7.	La modélisation des trajectoires.....	81
2.2.8.	La mesure des quantités de pluie et d'activité électrique pour les trajectoires associées	83
2.2.9.	Anticipation des précipitations par l'activité électrique.....	86
2.2.9.1.	Décalage entre les maximums des totaux et lissage par les moyennes mobiles	86
2.2.9.2.	Corrélations et part de variance commune.....	88
2.2.9.3.	Les orientations des trajectoires	89
2.2.10.	L'influence du relief sur les quantités de pluie et d'activité électrique.....	92
4.	Détermination et analyse des trajectoires des précipitations et de l'activité électrique.....	94
1.	Analyse des noyaux de plus forte intensité (étude des maximums absolus) et détermination des épisodes.....	94
1.1.	Analyse des noyaux de plus forte intensité dans le temps	94
1.2.	Déterminations des épisodes de plus fortes pluies et d'activité électrique	95
1.2.1.	Le premier épisode (14 h 45 à 17 h 15).....	96
1.2.2.	Le second épisode (17 h 15 à 21 h 40).....	98
1.2.3.	Le troisième épisode (21 h 40 à 23 h 10).....	98
1.3.	Les trajectoires des maximums absolus des précipitations et de l'activité électrique	98
2.	Suivi des trajectoires des cellules des pluies et de l'activité électrique par les centroïdes.....	100
2.1.	Les trajectoires des précipitations et de l'activité électrique associées.....	103
2.1.1.	Les conditions d'association des trajectoires des centroïdes des précipitations et de l'activité électrique	106
2.1.2.	Les couples de trajectoires des précipitations et d'activité électrique	108
2.2.	Modélisation des trajectoires des événements	116
3.	Comparaison entre les données des stations Météo-France et les données radar	123
3.1.	Analyse des précipitations mesurées par les stations de Météo-France.....	123
3.2.	Comparaison de l'évolution des pluies mesurées par les stations de Météo-France et les pluies mesurées par le radar lors des événements.....	125
3.2.1.	L'événement 1a (14 h 00 à 17 h 25).....	125
3.2.1.1.	Comparaison dans le temps de l'évolution des pluies mesurées par les stations et le radar lors de l'événement 1a.....	126
3.2.1.2.	Comparaison de l'évolution des pluies mesurées par les stations et le radar pour la même localisation lors de l'événement 1a.....	133
3.2.2.	L'événement 2 (17 h 20 à 19 h 10)	138
3.2.2.1.	Comparaison dans le temps de l'évolution des pluies mesurées par les stations et le radar lors de l'événement 2.....	138
3.2.2.2.	Comparaison de l'évolution des pluies mesurées par les stations et le radar pour la même localisation lors de l'événement 2.....	144
3.2.3.	L'événement 1b (15 h 55 à 17 h 45)	147
3.2.3.1.	Comparaison dans le temps de l'évolution des pluies mesurées par les stations et le radar lors de l'événement 1b.....	147
3.2.3.2.	Comparaison de l'évolution des pluies mesurées par les stations et le radar pour la même localisation lors de l'événement 1b.....	150
3.2.4.	L'événement 3 (18 h 30 à 21 h 05)	151
3.2.4.1.	Comparaison dans le temps de l'évolution des pluies mesurées par les stations et le radar lors de l'événement 3.....	151

3.2.4.2.	Comparaison de l'évolution des pluies mesurées par les stations et le radar pour la même localisation lors de l'événement 3.....	154
3.2.5.	Synthèse	156
4.	L'influence du relief sur les quantités de pluie et d'activité électrique des trajectoires modélisées.....	158
4.1.	L'influence du relief sur les quantités de pluie des trajectoires modélisées	158
4.1.1.	L'événement 1a (14 h 00 à 17 h 25).....	160
4.1.2.	L'événement 2 (17 h 20 à 19 h 10)	164
4.1.3.	L'événement 1b (15 h 55 à 17 h 45)	167
4.1.4.	L'événement 3 (18 h 30 à 21 h 05)	168
4.1.5.	Synthèse	170
4.2.	L'influence du relief sur l'activité électrique des trajectoires modélisées	170
4.2.1.	L'événement 1a (14 h 00 à 17 h 25).....	172
4.2.2.	L'événement 2 (17 h 20 à 19 h 10)	175
4.2.3.	L'événement 1b (15 h 55 à 17 h 45)	177
4.2.4.	L'événement 1a (trajectoire C) (16 h 45 à 17 h40).....	178
4.2.5.	L'événement 3 (18 h 30 à 21 h 05)	179
4.2.6.	Synthèse	181
5.	Synthèse sur les couples de trajectoires pluie et activité électrique.....	181
5.	Les délais d'anticipation des précipitations par l'activité électrique.....	184
1.	Les délais d'anticipation des trajectoires modélisées	184
1.1.	Les trajectoires de précipitations.....	184
1.2.	Les trajectoires d'activité électrique	185
1.3.	Les couples de trajectoires associées	187
1.4.	Synthèse	189
2.	Les délais entre les plus fortes pluies et l'activité électrique	190
2.1.	L'événement 1a (14 h 00 à 17 h 25).....	191
2.2.	L'événement 2 (17 h 20 à 19 h 10)	195
2.3.	L'événement 1b (15 h 55 à 17 h 45)	198
2.4.	L'événement 3 (18 h 30 à 21 h 05)	202
2.5.	Synthèse.....	205
6.	Conclusion.....	207
	Bibliographie.....	212
	Liste des figures.....	227
	Liste des tableaux.....	231
	Liste des annexes.....	232
	Annexe 1 : Relevés des stations SAFIR pour les 19 et 20 septembre 2000.....	233
	Annexe 2 : Tableau des correspondances entre les seuils de réflectivité des images brutes du radar de Nîmes Garons et les seuils en mm/ h utilisés	235
	Annexe 3 : Calcul de l'influence du relief sur les faisceaux radar	236
	Annexe 4 : Orientations des trajectoires radar et SAFIR.....	238

Résumé

Cette étude fondée sur l'analyse du cas des très fortes précipitations du 19 septembre 2000 qui s'est produit en région Provence-Alpes-Côte d'Azur et en particulier sur la région marseillaise a pour but d'anticiper à courte échéance les fortes pluies à partir de l'activité électrique.

La méthodologie mise en place permet, par une analyse statistique, d'une part de déterminer les trajectoires d'activité électrique et de précipitations (calcul des centres de gravité pondérés de chaque noyau de cellule), et d'autre part de les associer (à l'aide de requêtes spatiales et temporelles au sein de S.I.G.) afin de déterminer des délais d'anticipation des fortes pluies. Les pluies estimées par le radar de Nîmes-Garons (réseau A.R.A.M.I.S.), les données des stations météorologiques, et l'activité électrique issue du système SAFIR sont intégrées dans un S.I.G. puis couplées à un modèle numérique de terrain sur le département des Bouches-du-Rhône. Le suivi des images radar et de l'activité électrique s'effectue au pas de temps de 5 minutes.

Nous avons observé dans notre étude des décalages temporels des pluies par rapport aux mesures des stations météorologiques. Ces résultats ont été intégrés dans différentes méthodes pour l'anticipation des pluies par l'activité électrique (mesure du décalage temporel entre les maximums, variance commune synchrone et asynchrone, délais de mise en place des orientations définitives des trajectoires). L'activité électrique (associée à une trajectoire de précipitations) permet, avec un délai de 15 à 20 minutes en moyenne, d'anticiper les maximums des précipitations de chaque épisode de pluies estimées par le radar. Les résultats bien que significatifs sont limités par le très faible échantillonnage disponible (quatre couples de trajectoires).

Les résultats de ce travail ouvrent un champ d'investigation important sur la méthodologie à mettre en place pour la quantification des délais d'anticipations des pluies exceptionnelles dans la région méditerranéenne ou ailleurs.

Mots-clés : Précipitations, activité électrique totale, anticipation des maximums des pluies par l'activité électrique, trajectoires des précipitations, trajectoires de l'activité électrique, région marseillaise.

Abstract

This study intends to anticipate heavy rains falls at short term by using electric activity data. It is based on the analysis of very strong precipitations which occurred on September the 19th, 2000 in Marseilles area (Provence-Alpes-Côte d'Azur).

The methodology allows, by a statistical analysis, to determine the trajectories of electric activity and precipitations (calculation of the weighted centres of gravity for each core of cell), and to associate them (using space and temporal queries within GIS) in order to determine anticipation times of the strong rains. The rains are estimated by the radar of Nîmes (A.R.A.M.I.S. network), the data of the weather stations, and the electric activity resulting from SAFIR system are integrated in a GIS, then coupled to a digital elevation model on the Bouches du Rhone department. The images of the radar and the electric activity are carried out with a 5 minutes step.

We can observed time delays between rains (radar data) and weather stations measurements. Various methods, integrating these results, are used to predict rainfalls thanks to electric activity: measurement of the temporal shift between the maxima, synchronous and asynchronous common variance, and stabilization times of the trajectories. The predictions obtained by these methods are equivalent. The electric activity (related to precipitations trajectory) allows, within 15-20 minutes (average), to anticipate the precipitations maxima of each episode of rains, estimated by the radar. Although the results are significant, they are limited by few available samples (four couples of trajectories).

This work opens an important field of investigation on relevant methodologies to anticipate the exceptional rainfalls in a general framework.

Key words: Precipitations, total electric activity, anticipation of the maxima rains by electric activity, precipitations trajectories, electric activity trajectories, Marseilles area

1. Introduction

La zone méditerranéenne est une région de climat subtropical en contact avec le climat tempéré des moyennes latitudes. La circulation générale interagit avec l'orographie complexe qui entoure le bassin méditerranéen. Les échanges de chaleur et de vapeur d'eau avec la surface de la mer sont nombreux. Cela se traduit par une cyclogenèse très liée à la circulation générale, aux forçages locaux et aux vents locaux (Mistral, Bora ...) (Bunker, 1972, Meteorological Office, 1962). Le nord-ouest de la région méditerranéenne, en particulier le Sud de la France, est connu pour ses situations de précipitations exceptionnelles localisées qui constituent un risque hydrologique majeur, pouvant générer des crues violentes et désastreuses (Rapport DPPR/UMII/UMR5569, 1999, Berne, 2002).

Les orages violents peuvent se répartir en deux classes (Rivrain, 1997). Le critère de répartition est fonction de l'échelle spatiale de l'évènement.

La première classe est une échelle quasi-régionale. Par exemple, lors de l'évènement du 30/11/03 au 4/12/03 qui a touché 14 départements, environ 25 000 km² ont reçu plus de 150 mm de pluie et plus de 60 000 km² ont reçu au moins 100 mm de pluie (www.meteo.fr). Ces situations ont l'avantage de posséder de bons précurseurs de grande échelle (au niveau de la circulation globale). Le cumul des pluies peut varier de moins de 20 mm à plus de 200 mm en 5 km. Le diamètre des noyaux intenses des cellules orageuses est de quelques kilomètres (rarement plus de 10 km). La trace au sol du cumul dépassant 200 mm d'un système orageux (précipitations cévenoles) fait typiquement de 25 à 50 km de long pour moins de 10 km de large (<http://www.rhea.tm.fr>). Leur prévision est relativement facile. Les échelles de temps qui sont concernées par ces évènements sont intégrées au sein des prévisions générales à l'échelle de la journée et de la demi-journée.

La seconde classe est une échelle locale, par exemple les événements qui ont touché les villes de Nîmes (Guillon, 1999, 2000) ou Marseille (Deshons et al., 2002, Douguédroit, 2004). Les échéances temporelles de ces événements sont inférieures à une heure et l'espace touché par ces pluies relativement réduit. Leur prévision à court terme c'est-à-dire à une échelle temporelle inférieure à une heure est elle très difficile en ce qui concerne leur localisation spatiale et leur intensité car de nombreux éléments interviennent (circulations atmosphériques générales et locales, orographie). Les éléments de mise en place sont liés à des paramètres locaux et l'échelle temporelle qui est associée à ces événements est de l'ordre de l'heure voir moins (Rivrain, 1997). Notre étude fait partie de cette classe. L'évènement

pluvieux qui a touché la région P.A.C.A (Provence-Alpes-Cote d'Azur) le 19 septembre 2000 est caractérisé par une durée de vie relativement courte et extrêmement localisé.

L'automne est une période critique, pendant laquelle les premières descentes d'air froid d'altitude, d'origine arctique, atteignent les latitudes méditerranéennes, alors que la mer et la terre sont encore relativement chaudes. Cet air froid vient en surplomb des flux atmosphériques des basses couches qui dirigent vers nos régions l'air chaud et humide méditerranéen ce qui accentue le contraste thermique vertical favorable aux évolutions orageuses (Jacq, 1996). Ces situations vont être à l'origine de la plupart des événements pluvieux dans la région méditerranéenne.

Les très fortes précipitations de la région méditerranéenne se produisent lors de situations synoptiques particulières. Les mécanismes de mise en place de ces événements sont de mieux en mieux connus depuis une dizaine d'années (Rivrain, 1997, Magono, 1980, Rutledge et al., 1994, 1998). Ces cas particuliers sont nommés M.C.S. (Systèmes Mésos-Convectif ou systèmes en V). Les situations météorologiques ainsi générées allient la stationnarité à la capacité à produire de fortes intensités de pluie. Cela entraîne pour la plupart des événements pluvieux des hauteurs d'eau de 200 à plus de 400 mm (Rivrain, 1997). Le régime des précipitations de ces événements est relativement rare mais intense et se produit principalement en automne (Jacq, 1996). Les pluies ont pour origine des cellules de fortes réflectivités. Elles sont à la fois génératrices de pluie et d'activité électrique (Battan, 1965, Williams et al. 1992, Petersen et al. 1998).

Ce qui pose le plus de problèmes c'est la prévision à courte échéance (inférieure à une heure) de ces fortes précipitations c'est-à-dire la connaissance des situations météorologiques génératrices de fortes pluies. Notre objectif est la détermination de l'anticipation à courte échéance temporelle (moins d'une heure) et le suivi temporel des très fortes précipitations par l'activité électrique dans le sud de la France, plus particulièrement la région Provence-Alpes-Côte d'Azur et la région marseillaise en particulier lors d'un événement de type exceptionnel qui s'est produit le 19 septembre 2000.

Nous proposons d'analyser les liens (spatiaux et temporels) existant entre les très fortes pluies et l'activité électrique. Ce travail est relativement innovant dans une zone géographique qui se caractérise par des conditions climatiques particulières (précipitations de fortes intensités pendant un laps de temps relativement court et concentrées sur de faibles surfaces). En raison de la caractéristique locale du développement de la pluie convective, la durée de vie des cellules uniques est souvent limitée à des intervalles inférieurs à une heure. Il

s'agit d'un intervalle de temps non pris en compte dans les prévisions générales qui elles sont à l'échelle de la journée et de la demi-journée (Barret, et al., 1994, Houze et al., 1990).

Une amélioration dans la gestion des situations à risque peut-être obtenue, si on dispose d'une prévision à court terme des précipitations (des débits) modélisées par l'analyse des relations entre les pluies et l'activité électrique. Le paramètre important étant de bénéficier d'une résolution spatiale et temporelle suffisamment fine pour bénéficier d'un gain supplémentaire de temps. La mesure de l'activité électrique offre un moyen unique d'obtenir une telle prévision à la fois dans le temps et dans l'espace.

Ce projet prend en compte la totalité des éclairs générés par les nuages c'est-à-dire les éclairs intra-nuage et nuage-sol. Notre étude porte sur les relations existantes entre les précipitations contenues dans les nuages et l'activité électrique à une échelle temporelle de l'ordre de l'heure. L'activité électrique se trouve être générée par les mouvements des particules d'eau en suspension dans les nuages (Orville, 1994, Orville et al. 1997).

Le système SAFIR (Système d'Alerte Foudre par Interférométrie Radioélectrique) (qui mesure l'activité électrique intra-nuage et nuage-sol) fourni par la société Vaisala permet de bénéficier d'une information supplémentaire dans le suivi et l'analyse de l'évolution des perturbations dans le sud-est de la France (Guillon, 1998, 1999). L'utilisation du système de détection de l'activité électrique est, quant à lui, complémentaire de l'utilisation du radar, il permet de visualiser la répartition des zones de décharge au sein des nuages. On a ainsi des indications sur les zones de convergence au sein des nuages, on bénéficie alors d'une indication supplémentaire quant à la localisation des cellules orageuses.

Les méthodes de prévision de la pluie par radar (conversion de la réflectivité en précipitations, mesure des lames d'eau ...) sont sujettes à de nombreuses recherches depuis de plusieurs décennies (Andrieu, 1986, Berne, 2002). Le système A.R.A.M.I.S. (Application Radar A la Météorologie Infra-Synoptique) (http://www.lthe.hmg.inpg.fr/OHM-CV/R20.1.1_aramis.htm) est utilisé par Météo-France pour suivre les perturbations et prévenir les risques en France, dans notre étude nous utiliserons les mesures du radar de Nîmes. Les méthodes de prévision couplées à la détection de l'activité électrique totale quant à elles sont relativement récentes. L'utilisation du radar va permettre de suivre de manière continue l'évolution et le déplacement de l'eau en suspension dans les nuages. Le radar de Nîmes est représentatif d'un radar opérant à grande distance (100 km) de la zone d'intérêt, ici la ville de Marseille.

L'utilisation d'un Système d'Information Géographique (S.I.G.) va permettre de croiser les données issues de la détection de l'activité électrique (système SAFIR) et celles issues des images radar (radar Météo-France) pour extraire les caractéristiques spatiales et temporelles des relations pluie et activité électrique. Une interprétation de ces relations est un axe de recherche susceptible d'offrir à terme une capacité d'anticipation à brève échéance (moins d'une heure) des fortes pluies dans des zones avec ou sans couverture radar et d'améliorer la gestion des précipitations en milieu urbain.

Nous avons dans une première partie, cherché à analyser les relations existant entre les périodes de plus fortes activités (maximums absolus toutes les 5 minutes des pluies et de l'activité électrique) à la fois en terme d'intensité et en terme de localisation spatiale. Nous avons cherché à déterminer pour les événements successifs la mesure du décalage temporel entre les pluies et l'activité électrique et les distances entre ceux-ci.

Dans une seconde partie, les noyaux de pluie et d'éclairs ont été déterminés et résumés par des trajectoires. Après avoir déterminé comment associer les trajectoires des pluies et d'activité électrique, nous avons comparé l'évolution des précipitations mesurées par les stations de Météo-France et les précipitations mesurées par le radar pour chaque trajectoire de pluies, afin de déterminer les origines des différences entre les pluies mesurées au sol et les pluies mesurées par le radar. L'influence du relief sur les quantités de pluies et d'activité électrique des couples de trajectoires a été examinée.

Enfin, nous avons déterminé les délais d'anticipations des fortes pluies par l'activité électrique. Cela consiste à déterminer d'une part, les délais de mise en place des orientations définitives des couples de trajectoires modélisées les unes par rapport aux autres, et d'autre part analyser les délais d'anticipations des fortes pluies par l'activité électrique en mesurant les décalages (avec et sans lissage) entre les maximums des totaux des précipitations et d'activité électrique à l'intérieur des couples de trajectoires.

2. Etat de la question

Les pluies mesurées par le radar et mesure de l'activité électrique : Présentation et relations

Les pluies mesurées par le radar sont depuis des années utilisées comme élément pour l'aide à la prévision (www.meteo.fr, Andrieu, 1986, Berne, 2002). Le radar météorologique s'intègre dans la chaîne des outils dont bénéficient les prévisionnistes de l'échelle globale (circulation générale) à l'échelle locale (station météorologique). Il présente, par sa capacité de détection à plus ou moins grande distance de nombreux avantages mais aussi quelques inconvénients. L'activité électrique va permettre de bénéficier d'une capacité supplémentaire dans la perception et la mesure d'un événement orageux. Les éclairs sont la manifestation d'une situation orageuse. De nombreuses études ont montré qu'il existait une relation entre les précipitations et l'activité électrique (Atehley, 1983, Poehler, 1978,...). Notre préoccupation est la comparaison et la détermination des liens spatiaux et temporels entre les précipitations et l'activité électrique lors d'événements orageux.

L'utilisation de données d'origines différentes et leurs comparaisons nécessitent l'utilisation d'outils capables de faire correspondre spatialement les données et de bénéficier de capacité de traitement (statistiques et cartographiques). C'est pour répondre à ces besoins que les Systèmes d'Information Géographique ont été utilisés (<http://www.ncgia.ucsb.edu/giscc/>).

1. La mesure des pluies par le radar

Historique :

L'effet Doppler a été observé pour la première fois au milieu du XIX^{ème} siècle. Le physicien autrichien J.C. Doppler a formulé l'hypothèse que la fréquence des ondes acoustiques (le son) provenant d'une source en mouvement s'accroît en s'approchant de l'observateur, et diminue en s'en éloignant (Clift, 1985).

A l'origine, l'équipement de détection et de localisation de cibles mobiles a été successivement appelé Détection Electro-Magnétique (France), Radio Location (Grande Bretagne) et enfin RADAR (Etats-Unis en 1945). Le mot radar est un acronyme pour **RA**dio

électromagnétique **Detection And Ranging** pour localisation (Colin, 2002). Analysons les différents mots composant cet acronyme :

Radio : Les radars fonctionnent à des fréquences comprises entre 3 MHz (onde de surface ou par rétrodiffusion ionosphérique) et 100GHz (ondes de courtes portées).

Detection : des seules cibles utiles, définies par les spécifications de besoin des utilisateurs, donc avec rejet des signaux parasites après identification. Des paramètres discriminants sont utilisés pour séparer signaux utiles et parasites.

And : simultanément.

Ranging : localisation des cibles en 4 dimensions. Site, Gisement, Distance, Vitesse radiale.

Le mot cible reflète l'image courante du radar qui vise l'objet (hydrométéores, aéronefs ou autres ...) à détecter le prenant pour cible des impulsions qu'il tire. Ce terme est employé dans toutes les langues (Polidori, 1997).

Le RADAR est donc un instrument d'alerte (détection) et de mesure (localisation). Dans cette deuxième fonction, deux caractéristiques sont essentielles :

- * Précision, incertitude sur la valeur exacte de chaque paramètre de localisation.
- * Pouvoir séparateur, ou résolution. C'est la possibilité de distinguer et de localiser séparément plusieurs cibles.

Détection et localisation doivent être obtenues dans un cadre espace-temps :

- * Le volume surveillé (dans les quatre dimensions).
- * La cadence à laquelle cette surveillance doit être renouvelée.

A l'origine, les tempêtes constituaient une nuisance et masquaient des données précieuses. Toutefois, lorsque les prévisionnistes ont eu bien assimilé cette technologie, les tempêtes sont devenues l'objet d'investigations radar.

Le travail sur des données radar s'effectue sur des matrices (images raster). L'intensité du pixel est mesurée en millimètre de pluie par heure. La valeur de chaque élément (nommé pixel) de la matrice est une estimation de la réflectivité d'un volume d'air défini, à partir de laquelle on déduit l'intensité de la pluie pour une surface.

Il existe trois types d'images radar qui ont une importance en hydrologie (Polidori, 1997) :

- * L'image radar de type **PPI (Plan Position Indicator)** est une mesure horizontale avec un angle d'élévation fixe. La précipitation d'un pixel est alors mesurée à une altitude qui diffère en fonction de la distance du pixel par rapport au radar.

* L'image du type **C.A.P.P.I.** (Constant Altitude Plan Position Indicator) est une image composée de mesures dans la même couche atmosphérique de plusieurs PPI d'élévations différentes.

* La valeur d'un pixel d'une image radar type **VIL** (Vertically Integrated Liquid water) représente la quantité d'eau intégrée verticalement à partir de mesures sous des angles d'élévations différents.

1.1. L'estimation de la pluie par le radar

L'estimation de l'intensité de la pluie au sol à partir de la pluie en altitude est basée sur l'hypothèse de l'homogénéité de cette intensité pendant la chute (Anagnostou et al., 1998, 1999, David et al., 1986). Or plusieurs effets peuvent invalider cette hypothèse. Notamment l'évaporation, l'intensification et l'advection horizontale et verticale de la pluie pendant la chute.

On mesure en fait l'intensité de la réflexion d'un faisceau électromagnétique par les gouttes de pluie, qui représente la surface d'interception du faisceau par ces gouttes. La correspondance entre l'intensité réfléchie et la pluie est obtenue à partir d'une formule expérimentale, la formule de Marshall Palmer (Wilson, 1979, Bremaud, 1991, Denoeux, 1989, Berne, 2002) :

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

Avec Z : Réflectivité.

R : Intensité de la pluie.

La mesure est effectuée en altitude, car le faisceau a un angle de site positif et la rotondité de la Terre accroît encore son altitude au fur et à mesure de son éloignement du radar.

Il est donc nécessaire de valider les images radar par rapport à des mesures considérées comme représentatives des précipitations au sol.

Le calibrage de l'image radar par un réseau de pluviomètres repose essentiellement sur deux hypothèses :

* Le pluviomètre mesure ponctuellement la pluie avec plus de fiabilité et de précision que le radar.

- * Le radar rend compte correctement de la répartition spatiale de la pluie.

1.2. Les sources d'erreurs dans la mesure des pluies par le radar

Les sources d'erreurs de la mesure de pluie par le radar ont été étudiées par de nombreux auteurs (Browning, 1981, Zawadski, 1973, 1984, Joss et al., 1968, 1987 et 1995, Doviak et al. 1993, Ciach et al., 1999).

La mesure par radar de l'intensité de pluie instantanée peut-être vue comme la succession de trois étapes :

- * La mesure de la réflectivité.
- * La transformation des réflectivités en intensités.
- * L'estimation à partir de la pluie mesurée en altitude, de la pluie au sol.

Chaque étape suppose le recours à des approximations, reposant sur des hypothèses plus ou moins vérifiées dans la réalité (Denoeux, 1989, Bremaud, 1991, Colin, 2002). A partir du moment où l'une de ces hypothèses est imparfaitement remplie, il en ressort certaines erreurs que l'on peut classer en fonction de l'étape dans laquelle elles se situent :

- * Les erreurs de mesure de réflectivité (incertitudes inhérentes au système de mesure, erreurs introduites par le traitement des données, erreurs introduites par des conditions non prises en compte de propagation des ondes électromagnétiques incidentes ou réfléchies entre le radar et le volume sondé).
- * Les erreurs de transformation des réflectivités en intensités.
- * Les écarts entre la pluie en altitude et la pluie au sol.
- * Les erreurs d'échantillonnage temporel.

Face aux principales sources d'erreurs d'interprétation que l'on peut rencontrer, il convient de faire attention à différents facteurs que nous allons traiter dans les paragraphes suivants (d'après Denoeux, 1989, Bremaud, 1991, Neumann, 1991, Berne, 2002, Colin, 2002) :

- * Les erreurs dues aux caractéristiques géométriques.
- * La propagation anormale.
- * L'atténuation par des précipitations.
- * Les écarts entre les pluies en altitude et les pluies au sol.
- * Les erreurs dues au profil vertical de la réflectivité.

* L'effet de sol (masque).

1.2.1. Erreurs dues aux caractéristiques géométriques

Le premier facteur est dû aux erreurs liées aux caractéristiques géométriques du faisceau, il est notable de distinguer différents cas :

* Certains bâtiments, des zones de relief, des émetteurs radioélectriques peuvent produire 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.

* Des intensités de fortes précipitations, de petites dimensions, peuvent ne pas occuper la totalité du volume de mesure. La mesure est dans ce cas sous-estimée.

* Derrière le relief ou derrière des constructions, les échos sont atténués ou quelques fois totalement masqués. Des animations et la connaissance du relief permettent de déjouer ces erreurs.

1.2.2. La propagation anormale

L'indice de réfraction de l'air n est défini par la relation :

$$n = 1 + 10^{-6} \left(\frac{77.6}{T} \right) \left(p + \frac{4810e}{T} \right)$$

Où T désigne la température exprimée en K, p la pression de l'air (en hPa) et e la pression partielle de la vapeur d'eau (en hPa) (Sauvageot, 1982). Le faisceau radar est légèrement réfracté vers la région de plus haut indice (le sol). Lorsque cette décroissance est élevée lors d'une brusque inversion de température, le faisceau peut-être dévié de manière plus importante et intercepter le sol. Il y a apparition de ce que l'on nomme des échos de sol. Ces échos de sol sont alors après traitement supprimés des images radar.

1.2.3. L'atténuation des mesures par les précipitations

Une onde électromagnétique traversant l'atmosphère perd de l'énergie par absorption et diffusion. Lorsque des particules précipitantes se trouvent sur le chemin de l'onde cette atténuation n'est plus négligeable. Pour des précipitations liquides, l'atténuation dépend de l'intensité de la pluie (nombre et diamètre des gouttes) et de la longueur d'onde.

L'atténuation $\frac{1}{A_3}$ de l'onde électromagnétique s'exprime en décibels par kilomètre (le coefficient A_3 exprime les pertes antenne vers le récepteur). Elle est due à une absorption/diffusion de l'atmosphère et à des raies d'absorption moléculaires, étroites et qui peuvent provoquer des rayonnements lorsque ces molécules sont excitées.

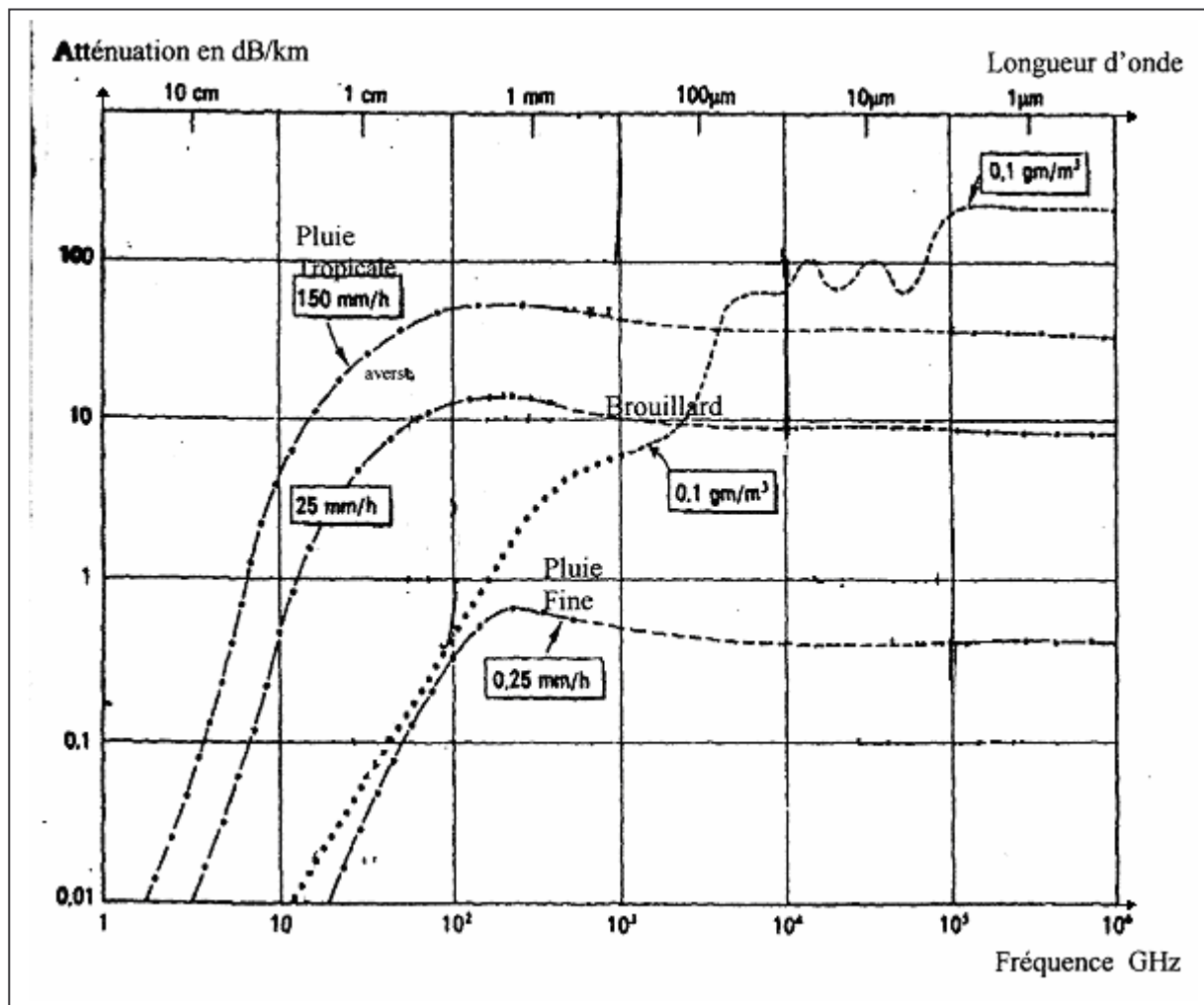


Fig. 1 : Transmission des fréquences radioélectriques dans l'atmosphère et les hydrométéores pour différents types de pluies (d'après Colin, 2002)

Pour les fréquences radioélectriques inférieures à 100 GHz, l'atténuation de propagation augmente comme environ le carré de la fréquence (Fig. 1). Le brouillard ne modifie pas sensiblement les pertes de propagation, mais il n'est pas de même pour la pluie : au delà de 1 mm/h (une pluie légère), l'atténuation devient notable, une forte averse (25mm/h) provoque 0.5 dB/km en bande X (environ 10 GHz) (Colin, 2002).

1.2.4. Les écarts entre les pluies en altitude et les pluies au sol

Une relation géométrique montre que l'altitude h du faisceau radar à une distance d (km) du radar est donnée de manière approchée en supposant que d (km) est petit par rapport au rayon terrestre R (6400 km) par la relation suivante (Colin, 2002) :

$$h = d \tan \alpha + \frac{d^2}{2R} \quad (2)$$

α étant l'inclinaison du faisceau avec l'horizontale

Afin de tenir compte de la décroissance de l'indice de réfraction avec l'altitude, on applique à R un facteur multiplicatif égal à $4/3$ soit :

$$h = d \tan \alpha + \frac{3d^2}{8R} \quad (3)$$

En utilisant cette formule, avec un tir sans élévation (0°) l'altitude du faisceau atteint 2 km à 180 km du radar par la rotondité de la Terre. Avec un angle de 0.5 degré, on atteint environ 3.5 km.

L'augmentation importante de l'altitude du faisceau avec la distance induit un problème. Certains phénomènes induisent des différences entre la pluie en altitude et la pluie au sol par exemple :

- * La naissance de précipitations au sein de la partie du nuage située sous le faisceau.
- * L'intensité des précipitations à basse altitude par effet orographique.
- * L'évaporation des précipitations sous le faisceau.
- * La composante horizontale de la vitesse des précipitations, qui s'incline lorsque le vent est important (trajectoire par rapport à la verticale) (Fig. 2).

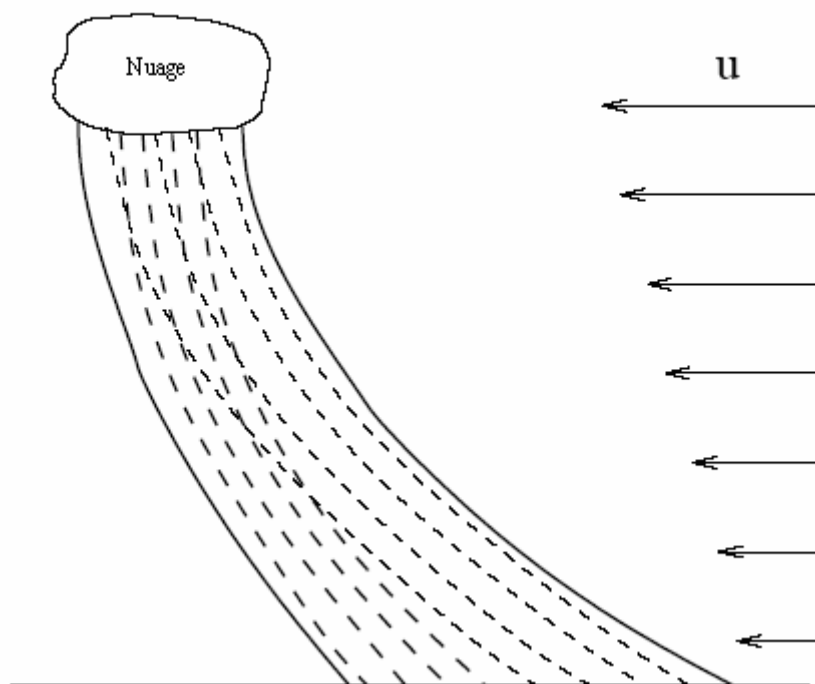


Fig. 2 : Cellule de pluie advectée à une altitude constante et précipitations associées (u représente le sens de déplacement horizontal par rapport au sol), d'après Berne, 2002 et Fabry, 1994.

Ces faits expliquent que les données radar au-delà d'une certaine distance ne peuvent être exploitées. On parle alors de portée hydrologique. Si on veut conserver une altitude de faisceau de moins d'un km avec un angle de site de 0.5 degré, il faut réduire la portée utile du radar à 80 km environ. Les radars du réseau A.R.A.M.I.S. (Application Radar A la Météorologie Infra-synoptique) utilisés dans notre étude ont une portée utile de 100 km (http://www.lthe.hmg.inpg.fr/OHM-CV/R20.1.1_aramis.htm)

1.2.5. Les erreurs dues au profil vertical de réflectivité

A l'intérieur d'un nuage, il existe des zones contenant plusieurs types d'hydrométéores associés (Denoeux, 1988, 1989). D'un niveau à l'autre du nuage, on trouvera donc des réflectivités différentes, en fonction des types d'hydrométéores :

- * Neige ou cristaux de glace, la réflectivité est faible.
- * Isotherme 0°C en dessous de laquelle la glace fond.
- * Zone de fusion de glace : les cristaux recouverts d'un film d'eau liquide ont une très forte réflectivité.
- * Pluie : la réflectivité est en correspondance avec l'intensité des précipitations.

1.2.6. L'effet de sol

Lorsque le radar est intercepté par un obstacle, la zone située derrière l'obstacle n'est plus couverte par le radar (Fig. 3). Cette situation est facilement identifiable. Le signal parasite provient soit d'échos renvoyés par des objets que le radar n'a pas pour mission de détecter, soit de sources d'interférences volontaires ou non. En météorologie, le radar est utilisé pour mesurer l'intensité de la pluie, les échos de véhicules aériens et d'oiseaux doivent être rejetés (Colin, 2002).

Ces échos parasites sont aléatoires en localisation et en intensité, mais ne sont pas équirépartis sur tout l'espace. C'est un bruit qui n'est pas blanc. Son spectre généralisé dans l'espace est donc coloré :

- * Le sol et la végétation ont une vitesse moyenne nulle (relativement à un radar installé à poste fixe). Le spectre de vitesse n'est dû qu'aux mouvements de la végétation sous l'effet du vent, est donc très étroit (largeur inférieure à 1m.s^{-1}). Leurs échos sont reçus à toutes distances, mais limités par les masques dus au relief et uniquement pour les sites faibles. Ils sont stables dans le temps.

- * La pluie prend naissance dans les nuages à des altitudes comprises entre 1000 et 3000 mètres. Elle est poussée par le vent et tombe à une vitesse limitée déterminée par le diamètre de la goutte. Son spectre de vitesse est donc assez large (plusieurs mètres par seconde), centrés sur un à deux tiers de la vitesse radiale du vent. Les pluies fortes sont généralement localisées.

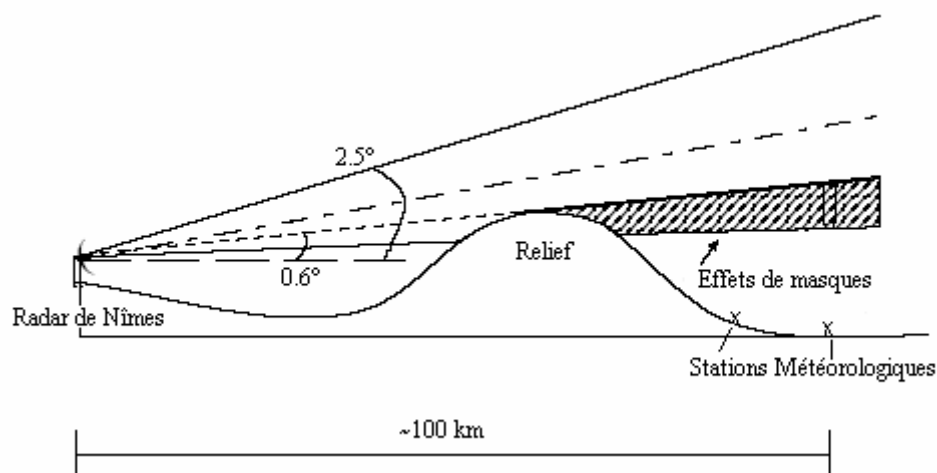


Fig. 3 : Effet de masque (d'après Berne, 2002)

La théorie de la détection et de l'estimation décrit le récepteur idéal en présence de bruit coloré :

- * Un filtre blanchissant dont la fonction de transfert est l'inverse du spectre généralisé des échos parasites.

- * Une intercorrélacion entre le signal reçu et celui correspondant à toutes les hypothèses plausibles et discernables en termes de paramètres de localisation et préalablement soumis au même filtrage blanchissant.

Ce filtre blanchissant ramène en fait le niveau du spectre des échos parasites au niveau du bruit du récepteur. Il élimine le signal correspondant, on l'appelle filtre d'élimination.

Les pluies présentent en amont de la zone non couverte sont interpolées en gardant la direction de déplacement et l'intensité des pluies jusqu'à ce que les pluies soient de nouveau détectées.

La région P.A.C.A. a fait l'objet de travaux prenant en compte l'effet du relief sur les précipitations estimées par le radar (Berne, 2002). Il ressort certaines zones d'échos fixes et de masque qui se situent en arrière du relief pour le radar de Nîmes (Fig. 4).

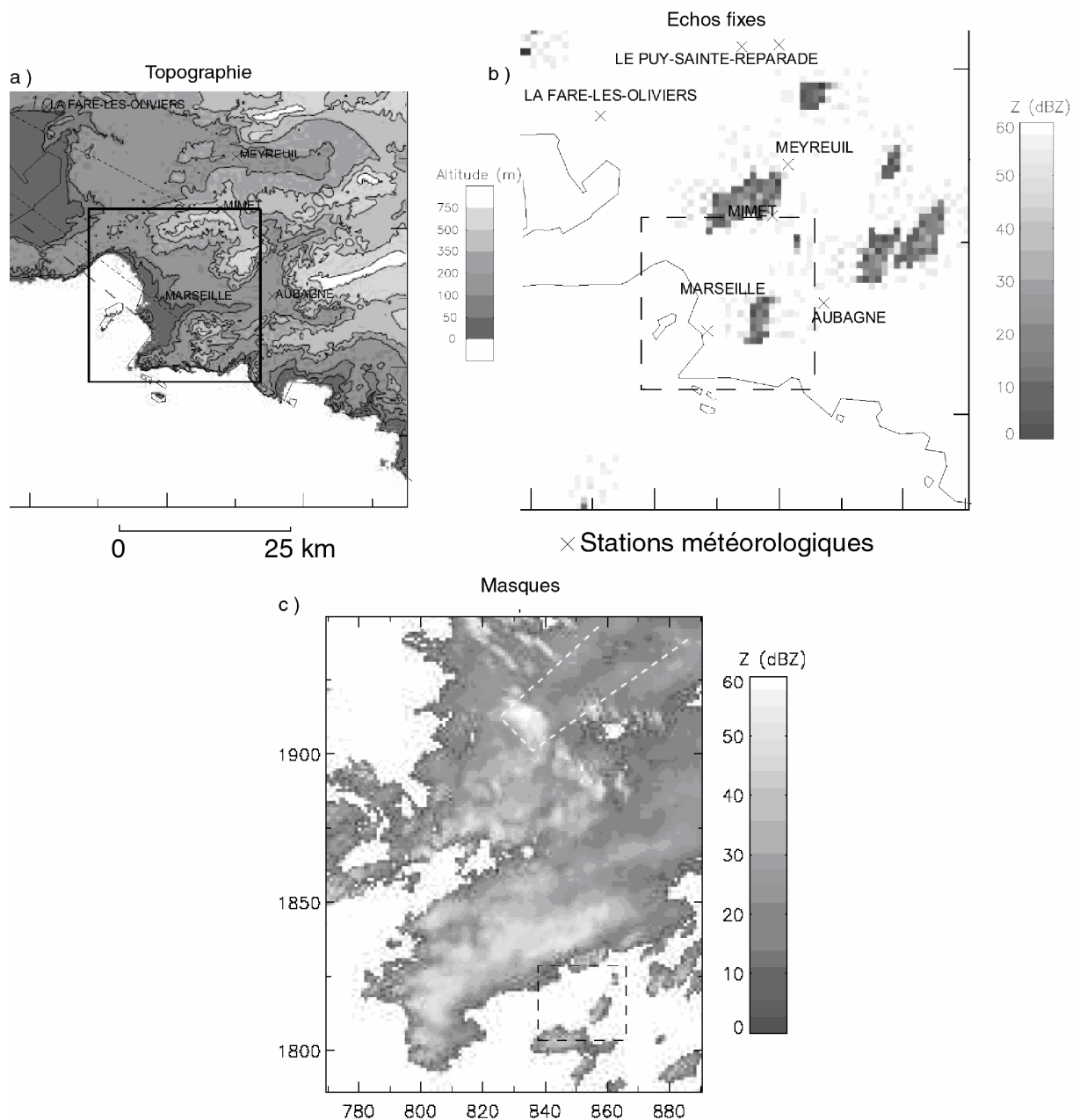


Fig. 4 : Effet de sol et de masque sur la Région P.A.CA. pour le radar de Nîmes (d'après Berne, 2002).

La figure 4 se décompose en trois :

La première (a) représente la topographie de la région P.A.CA. avec la localisation du radar de Nîmes (la ligne de visée directe sur Marseille est représentée par une droite discontinue), la ville de Marseille est représentée par un cadre noir.

La seconde (b) représente la zone des échos fixes de la région P.A.CA.. Elle est obtenue en faisant la moyenne des mesures radar obtenues par temps sec (Berne, 2002). On note que les zones d'échos fixes sont localisées au nord du Mont Carpiagne et au nord du massif de l'Etoile. Les images radar sont filtrées pour enlever l'influence des échos fixes sur

l'estimation des précipitations. Il faudra tenir compte de ces informations dans l'analyse des images radar du 19 septembre 2000.

La troisième (c) illustre un effet de masque dans la région. Il est représenté par les pointillés en blanc dans le quart nord-est de l'image. Cette zone est derrière le relief qui engendre les forts échos fixes visibles en « amont » de cette zone (Berne, 2002). Les résultats montrent que la région P.A.C.A. ne semble pas être soumise à des effets de masques.

1.2.7. L'effet orographique

L'effet orographique est défini par Thillet (2002) comme les réactions d'un déplacement atmosphérique à un relief quelque soit sa dimension. Bergeron (1968) a défini l'influence du relief sur la mesure des précipitations pour des altitudes voisines de 30-40 mètres. Dans notre étude, l'altitude maximale est proche des 700 mètres, l'effet orographique doit alors se retrouver dans la mesure des pluies estimées par le radar.

La formation de très fortes pluies d'origine orographiques est fortement influencée par les circulations synoptiques (Maddox et al., 1978, Pontrelli et al., 1999, Petersen et al., 1999, Lin et al., 2001).

Les montagnes peuvent induire des précipitations directement à travers l'effet orographique ou indirectement par la modification de la circulation locale et l'augmentation de l'instabilité (Chu et al., 2000). Lorsqu'une perturbation s'approche du relief, la circulation ainsi que les systèmes convectifs associés peuvent-être modifiés de manière significative par sa proximité et générer de fortes précipitations (Braham et al., 1960, Orville, 1964, Orville et al., 1997). L'altitude du relief a une influence majeure sur le total des précipitations, son extension spatiale est aussi déterminante pour estimer où et pendant combien de temps les pluies vont tomber (Rotunno et al., 2001).

On distingue deux types d'orientation du relief (Leroux, 1996) (Fig. 5) :

* Les versants au vent :

Selon que l'orientation de la pente soit plus ou moins orientée de façon à s'opposer de manière plus ou moins perpendiculaire vis-à-vis de l'axe de circulation. L'ascendance de la masse d'air provoque son refroidissement et la condensation de l'eau en suspension dans l'air et par conséquent une augmentation des précipitations mesurées du piedmont à la ligne de crête.

* Les versants sous le vent :

Le refroidissement de cette masse d'air sur le versant au vent se fait dans une masse d'air non saturée ce qui va se traduire sur le versant sous le vent par un réchauffement suivant la loi adiabatique. Il en résulte que le versant sous le vent a des températures plus chaudes que le versant au vent à la même altitude (effet de Foehn).

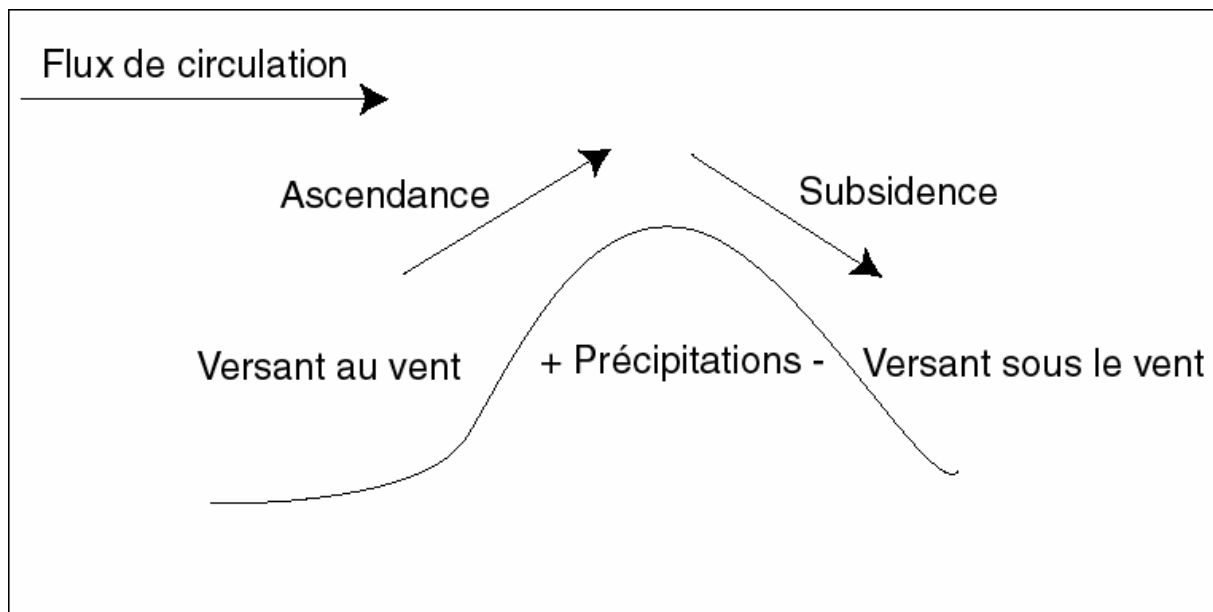


Fig. 5 : Schéma illustrant les versants au vent et sous le vent (Buzzi et al., 1992, Braham et al., 1960, Orville, 1964, Banta, 1990)

Les mécanismes des précipitations orographiques sont relativement différents en fonction de l'altitude du relief (collines, montagnes). D'après les résultats des travaux de Smith (1979), Chu et al. (2000), les systèmes de pluies convectives d'origine orographique peuvent-être classés en trois types (Fig. 6) :

- * Le premier correspond à une ascendance stable suivant la pente du relief (Fig. 6 a).
- * Le type II est un système convectif déclenché par la libération de l'instabilité (Fig. 6b).
- * Le type III est associé à des pluies d'origines orographiques pour lesquelles les nuages d'altitudeensemencent les nuages de pluie à un niveau inférieur (mécanisme de seeder-feeder : Bergeron 1968, Browning et al., 1974, Browning, 1980) (Fig. 6c).

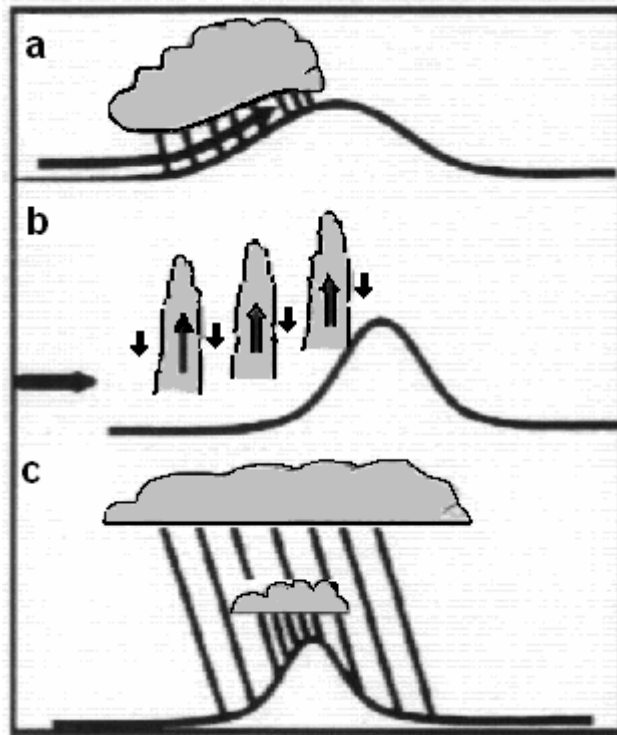


Fig. 6 : Exemple des mécanismes des formations des précipitations orographiques
(d'après Smith, 1979 et Chu et al., 2000)

Les précipitations associées au type I sont issues de la condensation par soulèvement induit par un relief d'une couche d'air stable suffisamment humide. Il y a formation d'un nuage stratiforme du côté au vent. Du côté sous le vent, il y a disparition du nuage suite au mouvement subsident (Smith, 1979, Chu et al., 2000).

Un système convectif de type II peut se former de différentes manières. Normalement ce type de système est associé aux conditions de stabilité et d'instabilité de l'atmosphère (Smith, 1979). Durant la journée, le relief va chauffer l'atmosphère par son rayonnement de chaleur sensible. Dans un environnement non perturbé, cela peut générer des vents de pente qui à leur tour vont favoriser la formation de cumulus ou d'orages sur les crêtes et produire ainsi des pluies orographiques (Orville, 1964).

Quand au type III, on constate que les zones des fortes pluies d'origines orographiques se localisent souvent au pied du relief et sur la pente au vent du relief (Chu et al., 2000). D'autres cellules de pluies peuvent-être déclenchées par l'ascendance du flux. Cela implique que la convergence associée avec le forçage orographique joue un rôle important dans le développement des précipitations dans les zones de pente et les surfaces proches du piedmont.

Devant ces types d'organisation spatiale, différentes méthodes destinées à représenter la distribution des précipitations dans des terrains accidentés ont été développées (Daly et al., 1994, Hutchinson, 1998, Collier, 1975 et 1977, Rhéa, 1978, Smith, 1979, Neiman et al., 2002). D'autres études, utilisant des modèles quasi-analytiques ont inclu des processus dépendant des échelles (Alpert et al., 1989, Sinclair, 1994, Silverman, 1960, Braham et al., 1960, Smith, 2003). Les distances à partir desquelles le relief a une influence sur les précipitations d'amont sont comprises entre 5 et 25 km selon les auteurs (Alpert et al., 1989, Sinclair, 1994, Silverman, 1960, Braham et al., 1960 et Smith, 2003).

2. La mesure de l'activité électrique

Les systèmes de détection électrique vont mesurer l'activité orageuse moyenne d'une région. Cette situation moyenne s'obtient soit à partir d'une mesure directe par un réseau de capteurs, soit, lorsque la zone étudiée n'est pas couverte par ceux-ci, à partir de paramètres plus subjectifs tels que le niveau kéraunique (<http://www.meteorage.fr>). Ces systèmes vont mesurer soit l'activité électrique nuage-sol soit l'activité électrique totale (intra-nuage et nuage-sol) (Salavane, 1980) mais aussi le champ électrostatique.

Il existe différentes techniques de détection des éclairs dans les orages. Les rayonnements électro-magnétiques venant des éclairs peuvent-être localisées en utilisant des interféromètres ou des techniques de détections de temps d'arrivées des impulsions (Proctor, 1971, 1983, Taylor, 1978, Warwick et al., 1979, Hayenga et al., 1981, Taylor, 1983, Richard et al., 1986). Les centres des éclairs peuvent-être localisés par des mesures simultanées du changement du champ électrique par des stations au sol (Jacobson et al., 1976, Krehbiel et al., 1979). Les changements dans les forces électriques dans des nuages chargés durant les éclairs provoquent des infrasons dans les basses fréquences qui peuvent-être détectés et permettre la détection de la décharge (Wilson, 1920, 1929, Bohannon et al., 1977, Balachandran, 1983, Few, 1985).

Une des premières études des localisations des sources de chaque pulsation a été évaluée par Proctor (1971), qui a cartographié les développements géométriques des décharges en fonction du temps.

Les principaux réseaux de capteurs de l'activité électrique peuvent se classer en quatre catégories :

- * Les compteurs (compteur foudre CIGRE). Les compteurs ont été développés par la CIGRE pour établir une cartographie des densités de foudroiement au sol. Ils ne permettent pas de remonter à la valeur du courant d'arc ni d'ailleurs à la localisation (www.meteorage.fr).

- * Les systèmes de localisation (LPATS, LLP). Le système LPATS (Fig. 7) est basé sur les différences de temps d'arrivée entre plusieurs stations du champ électrique basse fréquence rayonné par l'arc en retour des décharges nuage-sol. Il est nécessaire d'avoir trois stations pour effectuer la localisation (Helloco et al., 1989, Maier, 1984). L'activité électrique mesurée est l'activité électrique nuage-sol.

Le système LLP (Fig. 7) est basé sur une mesure goniométrique. Ce détecteur est constitué de deux capteurs magnétiques croisés à 90 degrés qui déterminent la direction de la source magnétique; un deuxième capteur magnétique placé à quelques dizaines voire quelques centaines de kilomètres permet d'achever la localisation par triangulation. Ces deux systèmes évaluent également le courant d'arc à partir de modèles calculant le champ électromagnétique rayonné par une ligne verticale (canal d'arc) dans laquelle circule une impulsion de courant. La mesure du champ électromagnétique permet alors d'estimer la valeur du courant d'arc (www.meteorage.fr).

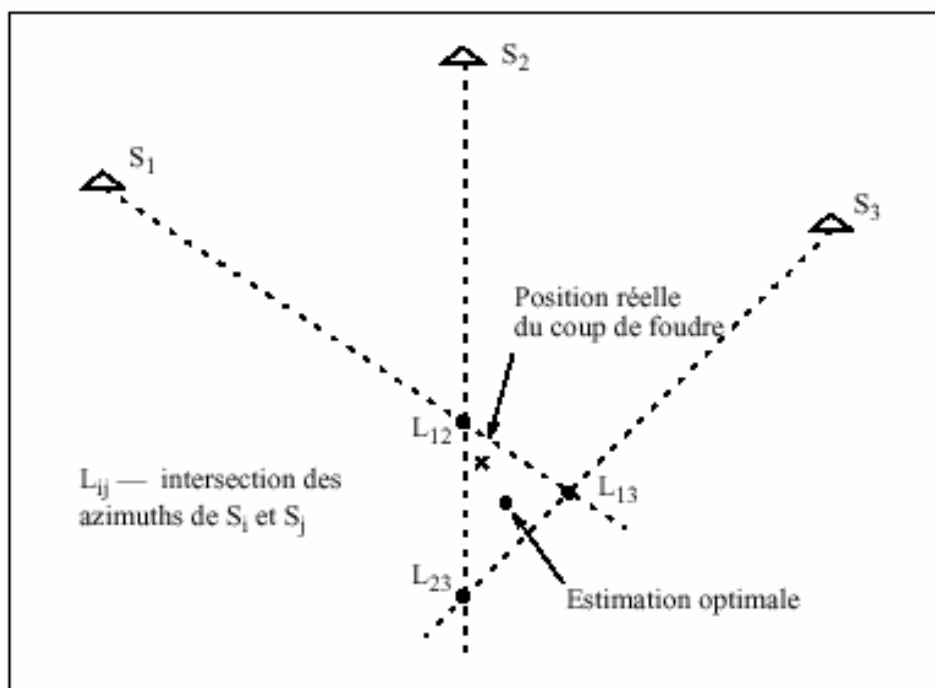


Fig. 7 : Principe de l'optimisation des directions angulaires lors d'une triangulation (d'après Météorage.fr)

* Les systèmes d'imagerie VHF (interféromètre 2D ou 3D, SAFIR et LDAR). Derniers en date, ces systèmes permettent un suivi de l'activité électrique du nuage. Le premier (système SAFIR développé par la société VAISALA) localise par interférométrie les signaux VHF émis par les décharges et les arcs. Le second (système LDAR) utilise les différences de temps d'arrivée des signaux VHF entre plusieurs stations pour visualiser l'activité électrique du nuage. Ce dernier système s'apparente au système LPATS sauf qu'il fonctionne dans la bande VHF. La fréquence de détection est proche de 100 MHz avec une résolution de 100 microsecondes. L'activité électrique mesurée par ces systèmes est l'activité électrique totale (activité électrique nuage-sol et intra-nuage).

Au sein du système SAFIR, une distinction entre les coups au sol (activité électrique nuage-sol) et les coups intra-nuage (activité électrique intra-nuage) est réalisée à l'aide de la mesure du champ électrique basse fréquence rayonné par l'arc (Richard, 1990, Richard et al., 1986, 1989, 1996, 2002). En utilisant cette dernière mesure, ces systèmes permettent également de déterminer les caractéristiques du courant des coups de foudre au sol. Leur domaine d'application est l'évaluation à court terme du risque foudre; ils sont notamment utilisés sur les aéroports en complément des données radar.

Lorsqu'aucun de ces réseaux n'est disponible, on peut malgré tout estimer la densité de coups de foudre en utilisant le niveau kéraunique. On caractérise la sévérité orageuse d'une région par son niveau kéraunique (kéraunos est le mot grec qui signifie la foudre). Sa définition correspond au nombre de jours par an où le tonnerre a été entendu (Gary, 1994, 1995). Cette définition permet la construction de statistiques à partir d'informations locales. Météo-France continue à fournir ces informations même si actuellement, on dispose de système de localisation plus perfectionné et précis. En France, le niveau kéraunique moyen est de l'ordre de 20 (www.meteo.fr).

* Les systèmes embarqués à bord de satellite (Soula, 2003). Il s'agit, de la mission **TRMM** (**Tropical Rainfall Measuring Mission**) utilisée depuis 1997 pour détecter la distribution et la variabilité de l'activité électrique (intra-nuage et nuage-sol) (Christan et al., 1999, Kummerow et al., 1998, Boccippio et al., 1999, 2000, 2002, <http://thunder.nsstc.nasa.gov/lis>) et du projet **ORAGES** (**Observation Radioélectrique et Analyse Goniométrique des Eclairs par Satellite**) qui a pour but la localisation et la détection du rayonnement VHF des éclairs en utilisant l'interférométrie d'un réseau d'antennes embarquées à bord d'un satellite du C.N.E.S. (Lalande et al., 2002). Ces missions utilisent des outils de détection de l'activité électrique totale dans les régions tropicales.

3. Les relations entre pluie et activité électrique

L'étude de la phénoménologie des orages (Williams et al., 1989), a montré qu'il existait une relation entre les précipitations et l'activité électrique (intra-nuage et nuage-sol) (Battan, 1965). Les pluies peuvent-être produites par des nuages convectifs (étudiés dans ce travail) générant des éclairs et par des nuages stratiformes avec peu ou pas d'éclairs (Seity et al., 2001). Les variations spatiales entre les pluies convectives et l'activité électrique (nuage-sol) peuvent-être utilisées comme des indicateurs du régime des pluies (Piepgrass et al. 1982, Zipser, 1994, Petersen et al., 1996, 1998). Des corrélations positives entre les éclairs nuage-sol et le volume des précipitations ont été établis (Soula, 2001). D'autres études utilisant les corrélations ont obtenu des résultats significatifs entre l'évolution des échos radar et la structure de l'activité électrique des orages (Michimoto, 1991, Rutledge et al., 1994, 1998, Zipser et al., 1994, Kitagawa et al., 1994). Le système SAFIR (Dimensions et al., 1995) a permis de déterminer des relations entre les quantités de pluies et l'activité électrique intra-nuage (Richard et al., 1990, 1996). L'évolution des pluies est liée de façon logarithmique à l'évolution de l'activité électrique au sein d'un événement orageux (Fig. 8).

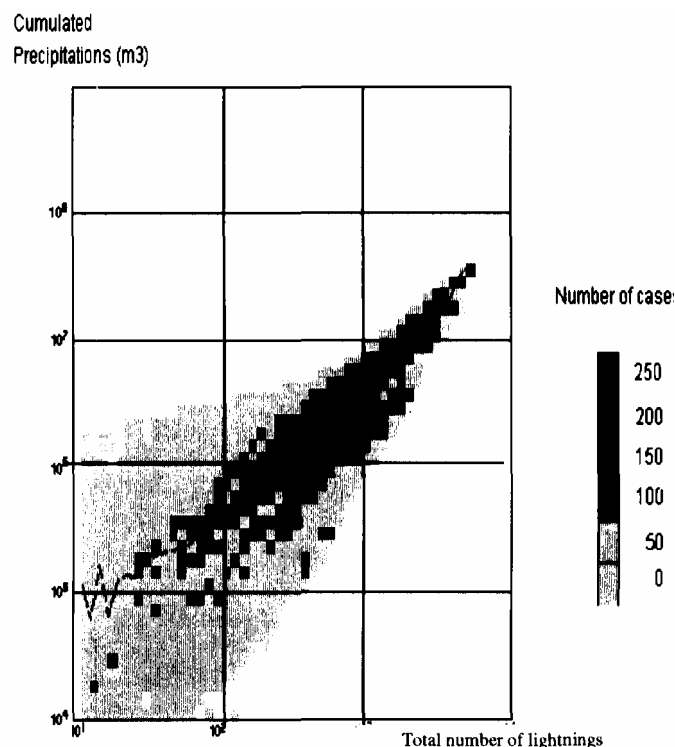


Fig. 8: Evolution des précipitations cumulées en fonction du total de l'activité électrique (Dimensions et al., 1995)

Nous allons maintenant aborder les processus physiques en rappelant certaines notions puis présenter les connaissances sur les délais d'anticipation existant entre les pluies et l'activité électrique

3.1. Le cycle de vie d'une cellule

Au cours d'un événement orageux, la plus petite entité génératrice de pluie et ou d'activité électrique est nommée cellule (Battan, 1965, Seity et al., 2001). Lorsque la couche instable s'étend à partir du sol sur une grande hauteur, il y a développement de la convection et naissance de façon isolée ou au sein d'un système plus complexe, d'unités de formations de précipitations liées à une ascendance d'air humide, que l'on appelle cellule (Lettenmaier, 1999). Quand le cisaillement vertical de vent horizontal est faible, les mouvements liés à l'ascendance des particules d'air tendent à suivre une verticale (Berne, 2002, Denoeux, 1989, Bremaud, 1991).

Le développement de forts systèmes convectifs dépend de la stratification des températures, de l'humidité et des vents horizontaux qui produisent une forte poussée qui tend à accélérer à la fois l'ascendance et la subsidence de l'air. Un étagement de la température en lui-même n'est pas suffisant, car il y a de nombreuses situations dans lesquelles l'énergie de l'inversion peut-être dissipée dans des situations mineures (Lettenmaier, 1999).

Si la cellule se développe suffisamment, les précipitations engendrées tendent à provoquer des mouvements d'air qui s'opposent aux mouvements ascendants initiaux. Au cours du temps, l'ascendance est détruite et le nuage se dissipe (Berne, 2002, Denoeux, 1989, Bremaud, 1991).

En raison de la caractéristique locale du développement de la pluie convective, la durée de vie des cellules uniques est souvent limitée à des intervalles inférieurs à une heure (Battan 1973, Lopez et al., 1986). Une cellule va être définie par la succession au cours du temps de trois phases (Zipser, 1982, Kessler, 1985, Steinacker, 2000) (Fig. 9) :

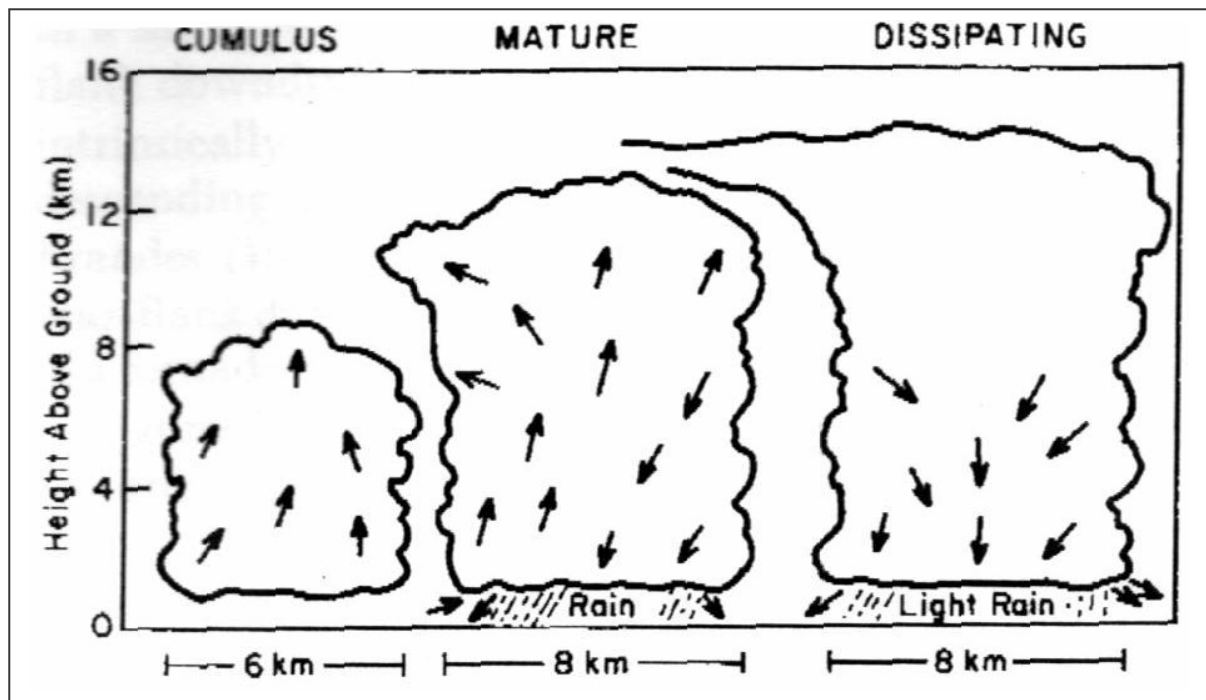


Fig. 9 : Les trois étapes du cycle de vie d'une cellule (Byers et al., 1949, Williams et al., 1989, Lemon et al., 1979)

* Stade de formation (Fig. 9, Cumulus) :

À son début, la cellule est composée d'un cumulus. À ce stade, un courant ascendant prédomine dans toute la cellule, courant vertical qui atteint habituellement sa vitesse maximale dans sa partie supérieure, en fin d'étape. Il n'est pas rare que ce courant atteigne une vitesse de 16 m.s^{-1} . À chaque niveau de ce courant, la température est supérieure à celle de l'air environnant. Le diamètre de la cellule peut avoir de 2 à 10 km.

L'extension verticale considérable des nuages, qui atteignent fréquemment la tropopause et parfois même la dépassent, exige en règle générale pour leur formation des masses d'air instable, humides et chaudes, donc de forts gradients de température sur des épaisseurs importantes. Ces nuages peuvent prendre naissance dans une masse d'air chaud, instable et homogène. Au cours de son ascension, cette poche d'air se refroidit, ce qui provoque la condensation de la vapeur d'eau et la libération de l'énergie stockée sous forme de chaleur latente. Cette énergie calorifique maintient la température interne du nuage au dessus de celle de l'atmosphère environnante, ce qui entretient la phase d'expansion verticale du nuage. Les vents ascendants peuvent atteindre alors une vitesse de 20 m.s^{-1} au centre du nuage. Cette circulation d'air maintient les particules d'eau (solides et liquides trop petites pour être détectées par radar) en suspension, leur permettant de grossir. De plus, par un

phénomène d'appel d'air, les vents ascendants réalimentent continûment le nuage en air chaud et humide, élément moteur du processus de convection.

* Stade de maturité (Fig. 9, Mature) :

Lorsque le courant ascendant gagne de hautes altitudes, une abondance de cristaux de glace et de gouttelettes crée des précipitations. L'apparition des précipitations au sol indique que la cellule a atteint sa phase de maturité. La traînée des précipitations est un des agents initiateurs du courant descendant.

Au début, ce courant descendant ne touche que les couches intermédiaires et inférieures de la cellule. Il augmente graduellement au plan horizontal et vertical, bien qu'il n'atteigne jamais le sommet du nuage. L'écoulement de l'air descendant qui s'étale au sol amène des changements marqués dans les conditions en surface. Au cours de cette phase, la cellule peut atteindre une altitude de 9 à 12 km et, dans certaines zones, jusqu'à 20 km.

À l'occasion, un nuage en rouleau se produit au front d'attaque de l'orage, sous l'effet de frottement des courants descendants et ascendants.

Le mouvement ascensionnel s'arrête lorsque la masse d'air rencontre les basses couches de la stratosphère où la température de l'air remonte (la densité de l'air réaugmente), ce qui stoppe le mouvement ascensionnel de la masse d'air. Les vents violents et horizontaux qui y résident balaient alors le sommet du nuage pour lui donner sa forme caractéristique d'enclume. Le stade de maturité est alors commencé. Lorsque la taille des gouttelettes ou des cristaux de glace devient trop grande, les vents ascendants ne suffisent plus à les maintenir en suspension et les premières précipitations apparaissent, accompagnées d'un courant descendant à la périphérie du nuage. Les précipitations correspondantes sont à ce stade perceptibles par le radar. Leur phase de maturité dure habituellement de 15 à 30 minutes.

* Stade de dissipation (Fig. 9, Dissipation) :

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

Cette phase s'amorce dès que les courants descendants ramènent au niveau du sol l'air sec des hautes couches. Le nuage cesse alors d'être alimenté en air chaud et humide; la température interne du nuage décroît et tend vers celle de l'atmosphère environnante, ce qui

diminue fortement les courants ascendants ainsi que la formation d'eau et de glace. Le nuage se vide alors rapidement de son eau en même temps que les courants descendants deviennent dominants. Peu de temps après, le reste d'humidité du nuage s'évapore et le nuage d'orage se dissipe totalement. Pendant ce stade, les particules d'eau continuent de grossir et c'est alors que les échos radar acquièrent souvent leurs intensités maximales (SMF, 1994). La durée totale du cycle de vie de l'ensemble des cellules de l'orage varie de 30 minutes à 2 heures.

On constate lors de ces phénomènes, qu'une descente de masses d'air froid est associée aux précipitations. Ces masses d'air froid rencontrent les masses d'air chaud au sol et créent ainsi une zone frontale (pseudo-front). Les masses d'air soulevées par la convection qui alimentent la cellule parviennent des basses couches de l'atmosphère en avant de cette zone frontale. On remarque que le pseudo-front, et avec lui la zone d'alimentation peut-être repoussé de plusieurs kilomètres à l'avant des précipitations, si la descente d'air froid possède une composante horizontale importante.

On appellera « source chaude » les masses d'air soulevées et « source froide » la couche atmosphérique, où les précipitations sont générées. Dans la plus grande partie des nuages convectifs produisant de la pluie, la source chaude est située près de la surface, où le contact avec le sol chauffé par le rayonnement solaire augmente la température des masses d'air et l'évapotranspiration augmente avec l'humidité relative. Pendant le déplacement de la cellule, c'est surtout le changement des caractéristiques de la source chaude qui détermine son développement.

3.2. Les orages

Les orages sont généralement constitués de cumulo-nimbus, en forme d'enclume, occupant une surface de plusieurs dizaines à centaines de kilomètre carré, ayant une épaisseur de plusieurs kilomètres (6 kilomètres en hiver, 12 kilomètres en été), et dont le sommet atteint 15 000 mètres (Rivrain 1997, Magono, 1980). Une partie de sa région supérieure est lisse, fibreuse ou striée, et aplatie. Cette partie s'étale souvent en forme d'enclume ou de vaste panache. Au-dessous de la base très sombre coexistent des nuages bas, déchiquetés, soudés ou non avec elle, et des précipitations, parfois sous forme de traînées. Leur masse est de l'ordre de centaines de milliers de tonnes d'eau. Ils sont constitués de gouttes d'eau à leur partie inférieure, de particules de glace à leur partie supérieure. Leur formation est due à l'apparition de courants atmosphériques ascendants dont la vitesse peut dépasser 20 mètres par seconde (Péguy, 1970).

Ces orages peuvent se produire par suite du réchauffement diurne, du passage d'air froid et humide sur une surface plus chaude ou par ascendance orographique. La topographie est donc un facteur très important. Même si une masse d'air a des propriétés de température et d'humidité relativement uniformes au plan horizontal, la topographie peut changer localement ces propriétés (Kirshbaum et al., 2003).

Plusieurs cellules à divers stades de formation vont composer un nuage orageux. (Triplet et al., 1971). Un nuage est le siège d'un mécanisme dynamique qui, une fois amorcé, régénère son contenu plusieurs dizaines de fois. Ce n'est évidemment pas la vapeur d'eau du nuage qui assure cette régénération des gouttelettes. D'abord parce que l'eau contenue dans le nuage sous forme de vapeur, quoiqu'en quantité plus grande que celles des gouttelettes, représente encore qu'une faible partie des précipitations que cause le nuage. Mais surtout parce que les gouttelettes sont en tout état de cause nécessairement baignées dans une atmosphère saturée, si bien que la quantité de vapeur d'eau nécessaire à cette saturation constitue un volant d'humidité qui reste intact dans toute l'opération tant que le nuage est visible. L'humidité qui régénère le nuage doit donc venir d'en dessous, entraînée par les mouvements ascendants dont on saisit ainsi toute l'importance. L'allure en général horizontale de la base des nuages correspond au fait que l'air entraîné à travers le nuage par le mouvement ascendant commence à condenser son humidité à une altitude où la température suffit à provoquer la condensation. Le nuage va donc connaître au moins une cellule à différents stades de formation dans sa vie (Zipser, 1982).

3.3. Les types d'orages

On distingue deux grands types d'orages en fonction des modes d'organisation : Les Systèmes MésO-Convectifs et les orages frontaux.

3.3.1. Les Systèmes MésO-Convectifs

Les Systèmes MésO-Convectifs (M.C.S. ou orage en V) sont caractérisés par une organisation interne et une stationnarité qui se traduit par de fortes quantités de pluie (Maddox, 1980, Homes et al., 1980). Ils sont constitués de plusieurs cellules convectives (Houze et al., 1989, Lang et al., 2000). La zone de précipitations associée, est révélée par les radars météorologiques. Le V pointe vers l'amont du flux atmosphérique de moyenne troposphère. De nouvelles cellules se forment sur la face au vent et se trouvent entraînées par

les vents environnants. L'air sec entre dans le nuage, interagit avec les précipitations, créant de fortes subsidences, puis au sol un rapide courant d'étalement. Un phénomène d'auto-entretien se met en place car ce courant d'étalement au sol rencontre l'air chaud et humide, le soulève à nouveau (Maddox, 1980, Rivrain, 1997, Sauvageot, 1982). C'est ce type de situation qui est à l'origine des très fortes pluies qui ont touché la ville de Marseille lors de l'épisode du 19 septembre 2000.

Les systèmes convectifs peuvent-être aussi constitués d'une cellule géante à caractère persistant ou supercellule (Barnes et al., 1985, Burgess et al., 1990). Cette cellule peut atteindre une vingtaine de kilomètres de diamètre et persister plusieurs heures. Dans ces orages, de vastes courants ascendants dépassent parfois 150 kilomètres par heure et sont capables de maintenir en suspension des gros grêlons. Les courants descendants dépassent parfois 100 kilomètres par heure. La circulation de l'air y reste stationnaire tant que les courants ascendants et les courants descendants s'entretiennent mutuellement. La description de ce type d'orages s'est affinée au fil des ans, en particulier à la suite d'analyses détaillées des données radar (Vogel, 1980, Smith et al. 1996, Trigo et al., 2002). L'image radar d'une supercellule présente un aspect caractéristique : l'ascendance est marquée par une zone d'échos faibles, en forme de vaste voûte entourée d'échos intenses. Cette voûte est la signature des régions ascendantes. La vitesse verticale y est si élevée que les gouttelettes et les cristaux de glace n'ont pas le temps d'atteindre une taille suffisante pour être détectables par les radars. En outre, ni la pluie ni la grêle n'y séjournent, car elles sont immédiatement rejetées vers le haut ou sur les côtés. Autrement dit, l'ascendance ne renferme aucun objet susceptible d'engendrer des échos radar importants.

Les gros hydrométéores confinés autour de l'ascendance provoquent en revanche des échos intenses, qui dessinent la voûte (Fig. 10). Ces orages sont de loin les plus violents. Ils produisent les grêlons les plus gros, les foudroiements les plus violents et les tornades les plus intenses et les plus persistantes et sont responsables de dégâts importants.

Ces systèmes convectifs de type supercellules (Fig. 10, Fig. 11) se développent dans des conditions météorologiques précises : un rapide changement du vent avec l'altitude et une instabilité conditionnelle ou potentielle, avec de l'air chaud et humide près du sol et de l'air froid et sec en altitude. Faisant obstacle à la circulation des vents extérieurs, le nuage crée des perturbations de pression, lesquelles engendrent à sa périphérie des mouvements verticaux qui renforcent la convection. Ces perturbations permettent aussi la formation de vastes enclumes, au sommet des nuages, où l'air ascendant est aspiré. A ce niveau, l'air ascendant devient plus froid que son environnement et il est encore chargé de particules de glace. Dans une cellule

ordinaire, il retomberait dans la colonne d'air ascendant et tendrait à la freiner où à la neutraliser (Chalon, 2002).

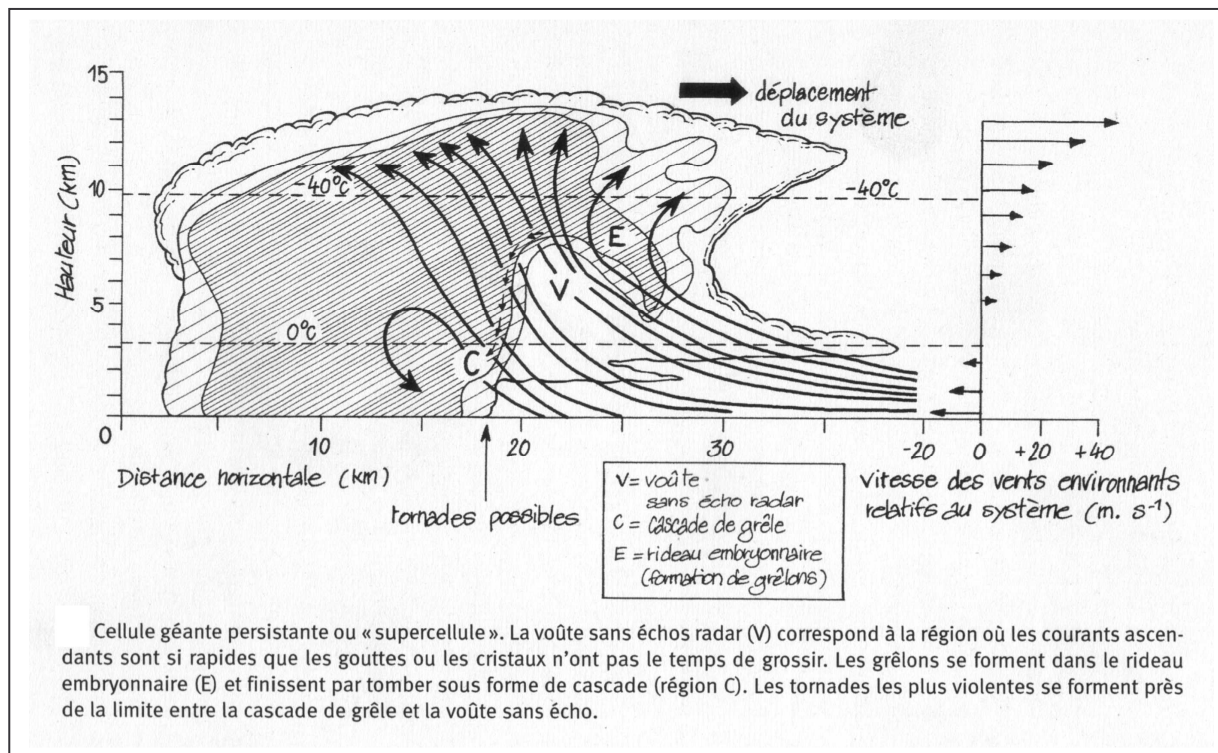


Fig. 10 : Représentation d'une supercellule (Chalon, 2002)

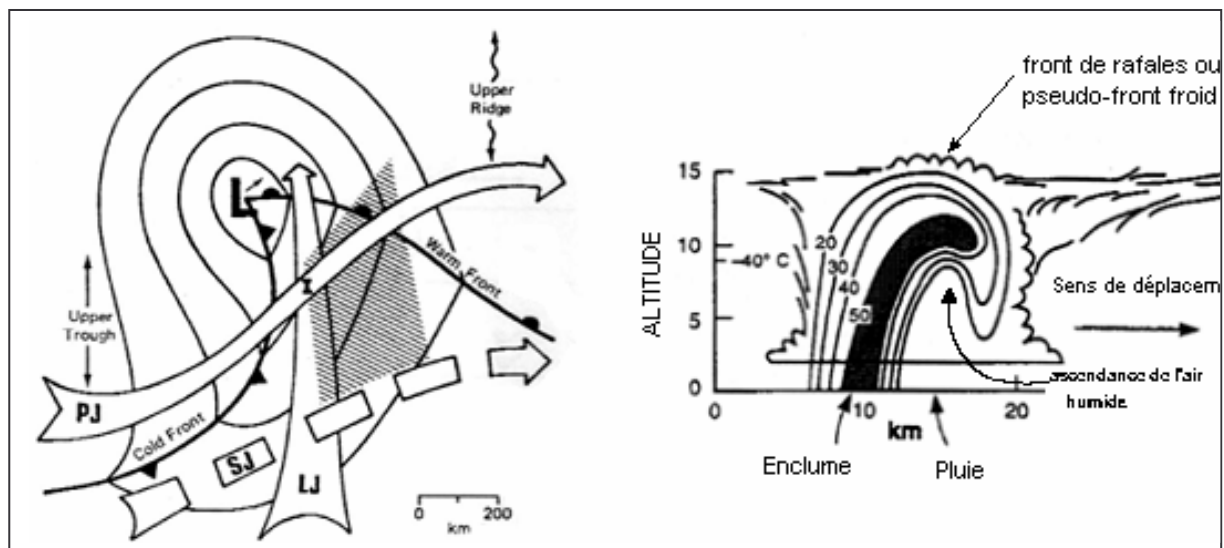


Fig. 11 : Organisation d'une supercellule dans le plan horizontal (à gauche) (Barnes et al., 1985) et vertical (à droite) (Burgess et al., 1990)

Une autre particularité de la supercellule est sa relative indépendance, de son déplacement par rapport aux vents moyens (Rivrain, 1997). L'impression de mouvement n'est

liée qu'au déplacement des cellules dans l'environnement, mais il y a régénération des cellules en un point fixe (Sauvageot, 1982).

3.3.2. Les orages frontaux

Les orages frontaux naissent d'une rencontre entre des masses d'air importantes, de température et d'humidité différentes. Cette rencontre produit des courants ascendants accompagnés de condensation. Les orages associés au front froid de perturbation forment une ligne. Ces orages sont alimentés par le front et ont en abondance humidité, mouvements ascensionnels et instabilité. Ces orages sont caractérisés par une structure linéaire (type ligne de grain). Elle se déplace rapidement (plus vite que les structures frontales environnantes) et combine une propagation orageuse vers l'avant avec le mouvement d'entraînement des cellules par les vents environnants. Elles se rencontrent dans les secteurs chauds d'une perturbation nettement en avant du front froid. Une telle ligne présente une zone convective sur le bord d'attaque, bien balisée par une bande étroite (10 à 20 kilomètres) d'échos radar intenses. Il présente aussi une zone stratiforme associée à des précipitations plus faibles s'étendant sur plusieurs centaines de kilomètres à l'arrière du bord d'attaque.

Bluestein et al. (1985) ont déterminé que ces lignes de grains (à une échelle réduite par rapport aux lignes de grains africaines) peuvent développer des cellules uniques par de nombreux moyens. Ils ont noté que l'environnement de la pré-construction de la ligne de grain est similaire à celui d'une supercellule et l'hypothèse posée est que la différence entre avant et après peut-être relié à l'orientation des faibles niveaux de convergence en relation avec le vecteur vertical de cisaillement.

En résumé certains facteurs peuvent influencer la structure des orages :

- * L'instabilité convective de l'atmosphère.
- * La présence d'un blocage d'air chaud et humide par une couche stable peu élevée, surmontée par de l'air froid et sec.
- * L'existence d'un cisaillement vertical de vent horizontal.
- * A l'intérieur d'un même orage, certaines cellules dépérissent tandis que d'autres naissent sur l'un des flancs du nuage, à la fréquence d'une toutes les quelques minutes. La durée de l'ensemble est ainsi supérieure à la durée de vie de chacune des cellules. Le mouvement du centre de gravité d'un amas de cellules peut se diviser en deux composantes :
 - * Une composante de translation, due au mouvement individuel de chaque cellule.

* Une composante de propagation, due à la formation de nouvelles cellules le plus souvent à droite.

* Le déplacement des cellules de pluie convective est influencé et par le vent en altitude et par leur développement. Il est donc parfois difficilement prévisible.

3.4. L'activité électrique des éclairs

L'activité électrique dans l'atmosphère se décompose en deux groupes. Le premier, l'activité électrique intra-nuage (la majorité de l'activité électrique totale), le second, l'activité électrique nuage-sol (20% de l'activité électrique totale) (Uman, 1986). Ce rapport entre l'activité électrique intra-nuage et nuage-sol est variable selon les événements (Maier et al., 1978, 1984 et 1986, Prentice et al., 1997, MacGorman et al., 1989 et 1998).

On observe de l'activité électrique à la fois dans les régions où il y a précipitation et dans des régions sans précipitation, à l'intérieur et à l'extérieur des nuages, et leurs trajectoires sont chaotiques. On localise l'activité électrique dans les zones où les phénomènes ascendants sont les plus importants (Livingston et al., 1978). La différence de charge (entre deux espèces de charges électriques : les charges positives et les charges négatives) va se former par chocs moléculaires. Ces espaces sont en avant de la zone où l'on va retrouver la subsidence maximale. Cela va se traduire par les pluies. La zone d'activité des décharges (l'état électrique du point A est différent de celui du point B) se situe en amont de la zone de pluies lors de phases de maturation et de développement (Williams, 1989).

Les relations spatiales entre les pluies et l'activité électrique ont été étudiées et présentées dans de nombreux travaux. Le maximum d'éclairs se situe dans la zone du maximum de pluie. Kuettner (1950), Tapia et al. (1998) ont observé que la zone de forte concentration en intra-nuage se localise dans le voisinage de la zone du maximum de pluie. Cependant cette zone de forte concentration électrique ne coïncide pas avec la zone du maximum de réflectivité de l'orage. D'autres études (Dye et al., 1989, Lopez et al., 1986) ont montré que les éclairs tendent à éviter les zones de fortes réflectivités et à se localiser à l'extérieur de la zone de forte réflectivité.

La zone du maximum d'éclairs en terme de fréquence varie dans l'espace du maximum de réflectivité durant les phases de vie de l'orage. Les pluies sont distribuées dans un cercle de 10 km autour de la localisation des impacts (Tapia et al., 1998, Engholm et al., 1990).

Les mécanismes de séparations des charges vont se produire en même temps que se produisent ces phénomènes thermodynamiques au sein du nuage (Fig. 12, Fig. 13).

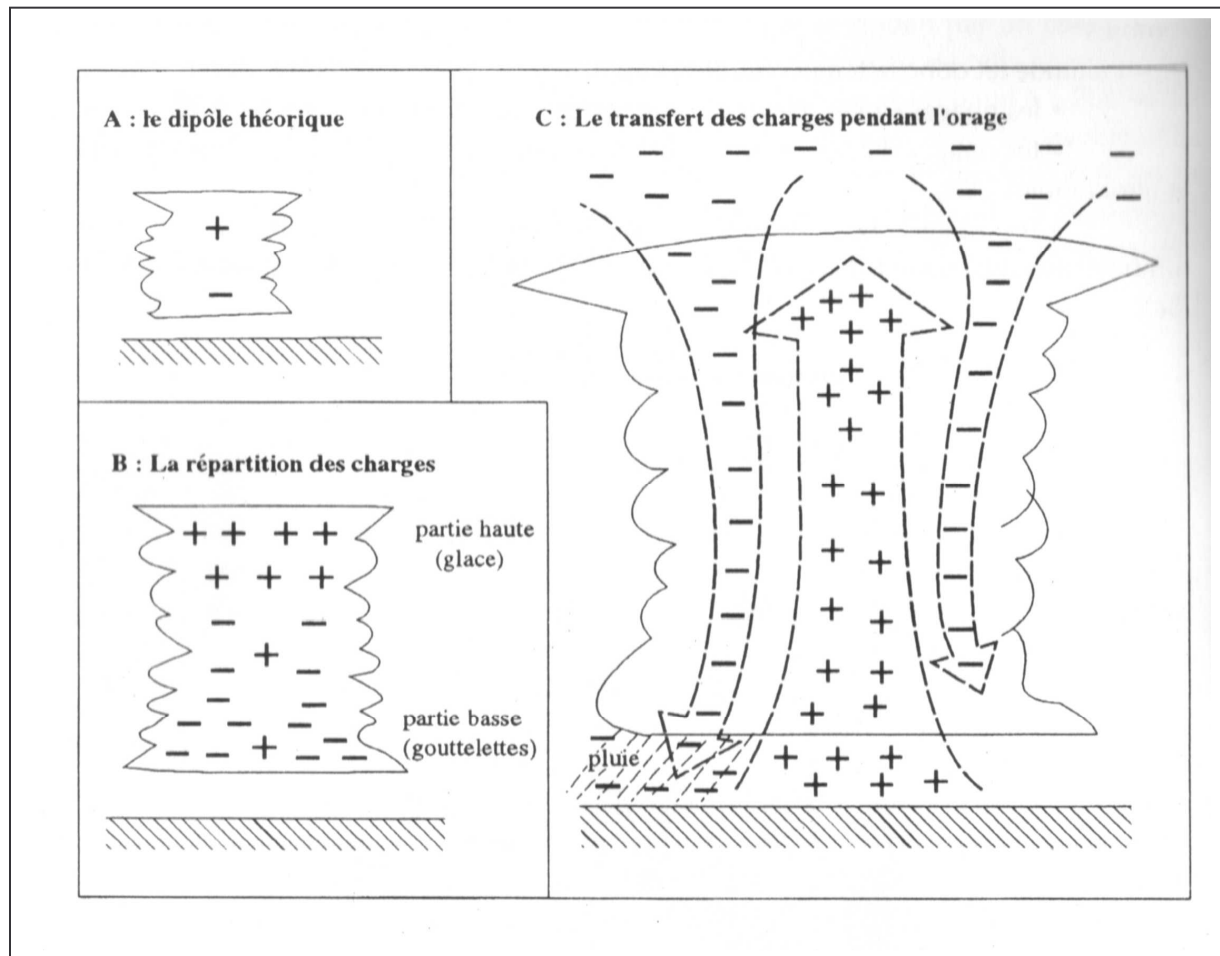


Fig. 12 : Le nuage orageux (d'après Roux, 1991)

Dans le circuit électrique global entre atmosphère et surface terrestre, les très gros nuages constituent un relais essentiel, par leur nombre : il y en a 1000 à 2000 à tout instant autour du globe. On peut les présenter une structure théorique dipolaire (Fig. 12) à charge positive dans leur partie supérieure très froide (-20 à -60 °C), à charge négative dans leur partie inférieure. Il existe deux hypothèses sur les mécanismes de séparation des charges.

Selon l'hypothèse de la précipitation (Fig. 13 a) (Uman, 1986, CPSMA, 1986), les gouttes de pluies et les grêlons tombent sous les gouttes d'eau et les cristaux de glace plus légers, qui restent en suspension. Les collisions entre particules transmettraient une charge positive au brouillard et une charge négative aux particules plus lourdes. Comme les grosses particules chutent, la partie inférieure du nuage se charge négativement et la partie supérieure positivement.

Selon l'hypothèse convective (Fig. 13b) des courants d'air chaud transportent jusqu'au sommet du nuage des charges positives libérées à la surface de la Terre. Les charges négatives produites par les rayons cosmiques au dessus du nuage, sont attirées à la surface du nuage par les charges positives qu'il contient. Là, elles se fixent au nuage pour former une couche écran négative. Enfin les courants descendants transportent les charges négatives vers le bas du nuage.

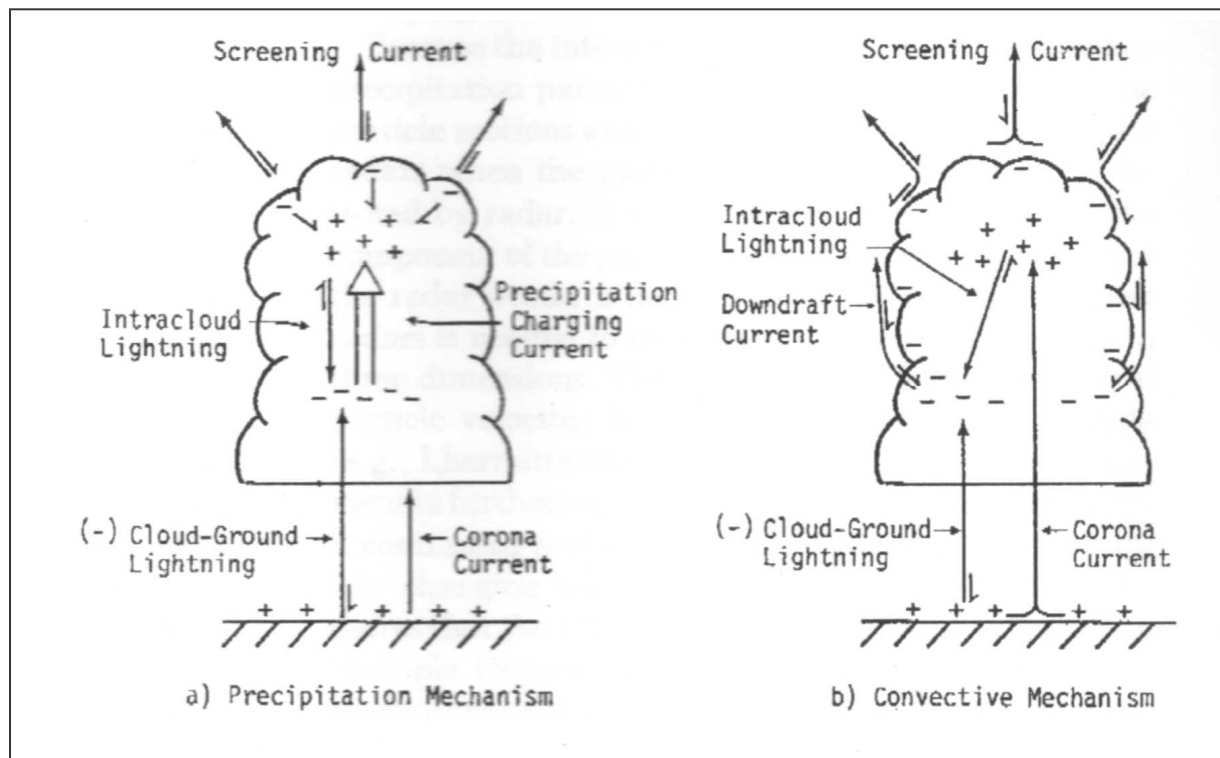


Fig. 13 : Les mécanismes d'électrification d'un nuage orageux (Krehbiel, 1986)

La structure réelle de l'électricité dans les nuages d'orage (Chalon et al., 1996) n'est pas dipolaire, mais tripolaire (Fig. 13, Fig. 14), avec une poche principale négative prise entre deux poches positives (Magono, 1980). La région négative principale est à environ six kilomètres du sol et sa température est de l'ordre des -15° Celsius. Elle n'est épaisse que de quelques centaines de mètres, ce qui lui donne une forme aplatie. La région positive supérieure s'étend jusqu'à la tropopause, à 13 kilomètres d'altitude. Au sommet du nuage, une mince couche négative, la couche dite écran est due aux rayons cosmiques qui ionisent les molécules d'air. Une seconde région positive plus petite que la première occupe la base du nuage. Lorsque l'orage se dissipe, la région positive inférieure précipite avec de violents courants descendants.

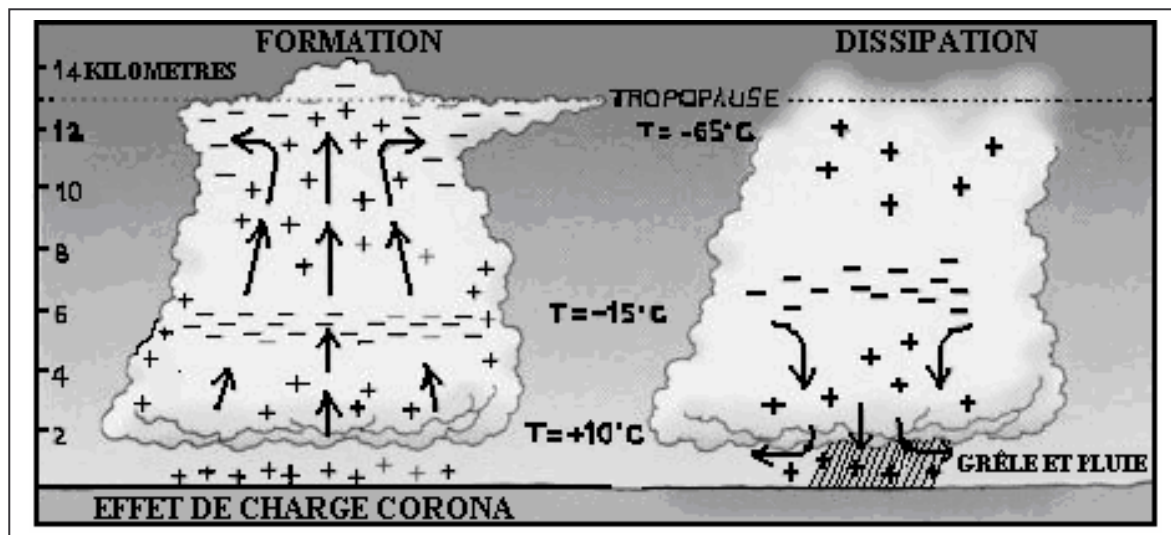


Fig. 14 : La structure réelle des nuages orageux (Chalon et al., 1996)

Le déclenchement d'un éclair s'effectue, dans la grande majorité des cas, à l'intérieur du nuage, lorsque le champ électrique local atteint une intensité suffisante. Une décharge bi-directionnelle (appelée précurseur ou leader ou traceur), constituée de deux branches de polarités différentes, se propage alors dans des directions opposées à partir du point de déclenchement. Si le précurseur n'atteint pas le sol, il s'agit d'une décharge intra-nuage. Le précurseur bi-directionnel est alors suivi d'un « recoil streamer », décharge intense qui parcourt les canaux déjà ionisés et neutralise une partie de la charge accumulée.

Si l'une des branches du traceur s'approche suffisamment du sol, elle provoque la naissance d'un leader de connexion qui part d'une proéminence de la surface pour se connecter sur le précurseur descendant. Ce court-circuit est alors suivi d'un arc en retour, onde de courant très intense qui parcourt le canal depuis le sol jusqu'au nuage et neutralise également une partie de la charge accumulée. Il s'agit alors d'un éclair nuage-sol. Le processus précurseur-arc en retour peut se répéter à plusieurs reprises créant ainsi un éclair multiple.

La forte élévation de température (jusqu'à $30\,000^{\circ}\text{C}$) du canal d'éclair provoque une brusque expansion de l'air surchauffé qui engendre une onde de choc, le tonnerre.

3.5. L'anticipation des pluies par l'activité électrique

La relation temporelle entre le phénomène électrique et la dynamique du phénomène pluvieux suggère que les deux phénomènes ont une origine commune (Workman et al., 1949,

Williams et al., 1989, Buechler et al., 1990, Stolzenburg et al., 1998). Le décalage temporel entre l'apparition des fortes pluies et l'activité électrique trouve son origine dans les mécanismes de formation des cellules orageuses (Battan, 1965, Browning, 1977, Vasiloff et al., 1986, Goodman et al., 1988, Carey et al., 1996). Les phases de vie (développement maturité et dissipation) des noyaux de pluies et d'activité électrique se trouvent décalées dans le temps et l'espace (Zipser, 1982, Browning et al., 1984, Knupp et al., 1987, Yuter et al., 1995). Deux types d'éclairs vont avoir une relation différente avec les précipitations. La période caractérisée par une majorité d'éclairs intra-nuage (phase de maturité-développement) est suivie par une période durant laquelle se produit la majorité des éclairs nuage-sol (phase de dissipation) (Krider, 1986, Mac Gorman et al., 1989, Sheridan et al., 1997, Soula et al., 1998). Le décalage temporel entre maximum l'activité électrique (intra-nuage et ou nuage-sol) et le maximum des précipitations est à l'origine des capacités d'anticipation des pluies par l'activité électrique. C'est cette relation temporelle qui est à l'origine de notre travail.

L'activité électrique nuage-sol va avoir une tendance à se produire majoritairement dans la phase d'effondrement de la cellule orageuse. Soriano et al. (2001) ont obtenu des corrélations significatives (0.7) entre les pluies et l'activité électrique nuage-sol sur la péninsule Ibérique. Ils ont défini que si une relation entre le décompte des flashes et les précipitations peut-être trouvée, les pluies convectives pourraient être aisément estimées. Atehley (1983) a montré au Nouveau-Mexique que le maximum des précipitations apparaît 5 minutes après le maximum d'éclair nuage-sol. Poehler (1978) a déterminé aux Etats-Unis que le maximum d'éclairs nuage-sol se produit 8 à 10 minutes après que le nuage a atteint son développement vertical maximum (pendant la phase de dissipation, le pic électrique est bien corrélé avec le développement vertical du nuage). Lhermitte et al. (1984) ont corrélé sur la partie est de la méditerranée (Israël) l'activité électrique nuage-sol et le développement vertical de la cellule orageuse pour aboutir au même décalage temporel de 8 à 10 minutes entre le maximum des pluies (le maximum de réflectivité se trouvant le plus proche du sol) et le maximum d'activité électrique. Pour comprendre les événements de type exceptionnels, l'activité électrique nuage-sol couplée au radar a été utilisée dans la zone méditerranéenne lors de différentes études. Altaratz et al. (2003) ont utilisé la relation entre les pluies et l'activité électrique pour caractériser les nuages orageux pendant la saison hivernale (seuil de formation d'un nuage orageux, délai d'apparition de l'activité électrique...).

L'activité électrique intra-nuage va se produire dans les phases de maturité-dissipation de la cellule orageuse. En France, l'activité électrique totale (nuage-sol et intra-nuage) couplée au radar a été utilisée dans la détermination des prévisions à court terme des fortes

précipitations sur la région parisienne et la région nîmoise. Les résultats obtenus sont encourageants, l'anticipation des précipitations par l'activité électrique donne des résultats de l'ordre de 20 à 30 min (Dimensions et al., 1995, Guillon, 1998, 1999). Le développement ultérieur de ces études sur des cas plus nombreux et des espaces plus étendus avec la combinaison de la réflectivité et de l'activité électrique totale devrait permettre de bénéficier de capacité d'anticipation accrue.

Les délais d'anticipation des plus fortes pluies par l'activité électrique totale (nuage-sol et intra-nuage) issues du système SAFIR sur la région Nîmoise sont compris entre 12 et 18 minutes (Guillon 1998, 1999). D'autres études aux Etats-Unis (Mason 1971, Ziegler et al., 1986, Norville et al., 1991) ont montré un décalage temporel de l'ordre de 10 à 20 minutes entre les précipitations (pour une réflectivité supérieure à 10dBZ) et le développement maximum du champ électrique (activité électrique totale).

En résumé, la comparaison entre l'activité électrique (intra-nuage et nuage-sol) et les nuages orageux dans différents environnements montrent trois points :

- * Les éclairs intra-nuages dominant dans les premiers stades et sont bien corrélés avec les développements verticaux des nuages.

- * L'activité des éclairs nuage-sol (moindre que l'activité intra-nuage) suit dans le temps le maximum des éclairs intra-nuage de 8 à 10 minutes et son évolution est moindre que celle des intra-nuages. Les contours de la réflectivité radar autour de ces zones sont moins étendus et descendent vers le sol au cours du temps. L'origine de l'activité nuage-sol est associée à la subsidence.

- * De fortes quantités de pluies au niveau du sol (appelées micro-décharges) sont décalées par rapport au pic d'activité électrique (dominé par les intra-nuages) de 5 à 20 minutes.

4. Les Systèmes d'Information Géographique

Un S.I.G. est une base de données géographique, où la donnée est géoréférencée. Le terme S.I.G. est également utilisé pour désigner l'outil logiciel qui permet de créer ou gérer cette base de données (Mainguenaud, 2002). Les logiciels de S.I.G. permettent de gérer deux types de format, raster et vecteur. Les fichiers de type raster donnent une information continue

sur l'espace. L'information est maillée (en cellules carrées), la taille de la maille est la résolution de l'image. Les valeurs numériques des mailles conditionnent alors directement l'aspect des pixels. Les fichiers vecteurs proposent l'information sous la forme d'objet. Il existe trois types d'objets: les points, les lignes et les polygones (contours fermés). Un fichier vecteur contient des objets d'un ou plusieurs types (Denègre et al., 1996).

- * Les objets ponctuels sont représentés sur une carte sous forme de points (implantation ponctuelle), ils sont repérés géographiquement par leurs coordonnées (X, Y) (coordonnées des stations météorologiques dans notre application).

- * Les objets d'implantation linéaire ont un géocodage plus compliqué. Le géocodage consiste à associer à un point de l'espace ses coordonnées dans un système défini. Pour un système d'information géographique travaillant en deux dimensions, il s'agit donc de définir la position d'un point par un couple de coordonnées (X, Y) (Denègre et al., 1996). Chaque objet linéaire est composé d'une suite de segments sur une carte ou d'une suite ordonnée de couples de coordonnées dans un tableau.

- * Les objets qui occupent une surface (implantation zonale) et que l'on souhaite considérer dans leur extension ou dans leurs formes sont géocodés de façon encore plus complexe. On associe à leur nom la suite ordonnée des points limitant les segments qui forment leur contour. Le dernier point coïncidant avec le premier, on obtient des polygones. Selon l'objectif de l'analyse, on peut ensuite simplifier l'information géographique qui correspond à un polygone en la réduisant à un point, en général le centre de gravité du polygone.

Le S.I.G. est composé de plusieurs fichiers d'informations correspondant à la même zone géographique qui sont nommés couches (Fig. 15). Le S.I.G. permet d'accéder à des informations sur les objets qui constituent les couches d'informations liées à différents aspects du phénomène étudié et de mettre en évidence d'éventuelles régularités spatiales (Sanders, 2001).

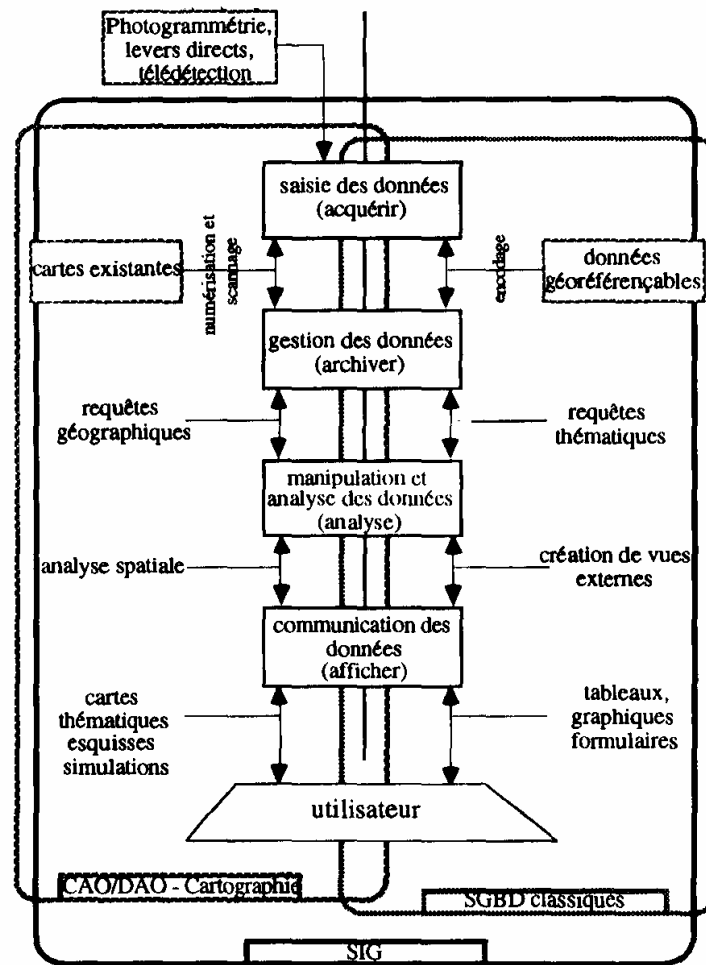


Fig. 15 : Schéma de principe du S.I.G. (d'après Denègre et al., 1996)

Il est possible d'interroger la base en définissant des critères d'extraction (Fig. 15). Les critères, qui reposent sur des positions, des valeurs, sont des combinaisons d'une ou plusieurs couches d'informations. L'ensemble de ces critères constitue une requête (Devogele, 2002). On peut par la suite effectuer des calculs statistiques sur les données extraites. Mais la spécificité du S.I.G. réside dans le fait que dans la base de données la position géographique de la donnée est connue. Ceci induit une autre gamme de traitements où la position relative des points, dans l'espace ou dans le temps, est utilisée. L'outil S.I.G. est l'élément indispensable pour une étude dynamique (dimensions temporelles et spatiales), réalisé par la combinaison de plusieurs couches d'informations (layers). Cependant, ces données sont extraites de documents qui diffèrent par leurs natures, leurs résolutions, leurs échelles et donc par leur niveau de précision. Le S.I.G. va permettre d'harmoniser les couches. Ces traitements permettent la création de cartes thématiques qui représentent le résultat de traitement ou encore l'étude spécifique (Denègre et al., 1996).

Il existe de nombreux logiciels de S.I.G. sur le marché. Certains sont plus adaptés au mode raster, d'autres au mode vecteur. Il faut donc en estimer et en confronter les performances pour une démarche appliquée. Nous avons choisi le logiciel Idrisi pour les fichiers de type raster (images radar et d'activité électrique), simple d'utilisation et fonctionnel. Ce logiciel est orienté raster avec une prise en compte convenable de couches vecteur. Ce choix a également été guidé par le fait que le mode d'écriture des images n'est pas propriétaire. Les formats d'exportations des images sont de l'ordre public (BMP, DXF, TIF...). Le S.I.G. est dans notre étude un maillon d'une chaîne de traitements. Il était important que les images soient simples à générer depuis les traitements en amont, et à récupérer pour les traitements en aval. Par ailleurs les importations et exportations avec d'autres S.I.G. orientés vecteur sont aisées (exemple: Mapinfo).

Les modules d'exportations d'Idrisi, permettent de passer de la représentation raster à une représentation vectorielle (MIFIDRIS et XZYIDRIS). Ces fonctionnalités permettent le passage d'un S.I.G. à l'autre. Nous bénéficions de cette manière du mode traitement des données adapté aux besoins. Pour le mode de représentation vectorielle, le logiciel Mapinfo a été choisi compte tenu de la puissance de ses fonctions de visualisation, exploration et d'analyser les données. Par exemple, les stations météorologiques et les données du modèle numérique de terrain de notre travail. Il permet en outre de superposer les différentes informations et d'en visualiser les interactions.

L'ensemble des données doit être localisé dans l'espace. Pour parvenir à ce résultat deux opérations sont nécessaires, d'une part le géocodage et d'autre part le géoréférencement.

Les objets utilisés dans un S.I.G. sont toujours localisés. La position exprime la localisation (l'emplacement qu'occupe un objet, dans un repère explicite). Le géocodage est l'opération qui permet d'assigner sans ambiguïté une localisation à un objet dans un système de référence commun (ici latitude-longitude avec comme méridien de référence le méridien de Greenwich). Le plus souvent, elle s'exprime par des coordonnées géographiques : la longitude et la latitude. Ces coordonnées s'expriment soit en degrés et minutes (ou grades et centièmes) ce sont les coordonnées angulaires, soit en unités de longueurs (Tableau 1).

	Longitude/Latitude	Lambert II étendu	Lambert III Sud
Ellipsoïde	WGS 84	Clarke 1866	Clarke 1866
Datum	WGS 1984	NTF	NTF
Unités	Degrés	Mètres	Mètres

Tableau 1 : Systèmes de projection utilisés

Pour pouvoir être cohérente les unes avec les autres, les données doivent avoir une référence géographique commune obtenue par géoréférencement. En plus de concerner la même région, les informations doivent connaître des transformations pour pouvoir être mises à un format commun (une même projection). Le géoréférencement nécessite de créer des fichiers de références (coordonnées des limites spatiales, système de projection...) puis de caler les couches.

Les données sont gérées au moyen de systèmes de gestion de bases de données (S.G.B.D.) qui assurent le stockage des données (qualitatives, quantitatives), puis permettent d'effectuer la recherche, l'extraction et la présentation des informations nécessaires aux traitements demandés.

Les systèmes d'information géographique peuvent-être décrits selon les trois niveaux utilisés pour les systèmes d'information classique : le niveau conceptuel (ce que l'on recherche ?), le niveau logique (de quelle manière ?) et le niveau de réalisation (comment s'organise-t-on pour réaliser les fonctionnalités attendues ?). En plus des possibilités offertes par la présence d'informations supplémentaires, les systèmes d'information géographique permettent de gérer des informations de manière classique. Les performances de ces systèmes viennent de leur capacité à mélanger des renseignements attributaires ou qualitatifs avec des données géographiques, permettant de répondre à des interrogations mêlant qualitatif, quantitatif et géométrie. (Mainguenaud, 2002).

Afin de répondre aux besoins des utilisateurs, les questions appliquées aux bases de données sont rédigées en utilisant un langage spécifique (utilisé dans le S.I.G. Map Info) : le langage SQL (Standard ou Structured Query Language) (Barrera, 1981). Il permet de spécifier les données que l'on souhaite visualiser sans dire comment y accéder. Ce langage comprend l'ensemble des commandes nécessaires à l'utilisation d'une base de données relationnelle :

- * Un langage de manipulation de données qui permet l'interrogation et la mise à jour des données.
- * Un langage de définition des données qui permet de créer, de modifier et de supprimer la description d'une table.
- * Un langage de contrôle des données qui permet de gérer les privilèges (lecture, insertion, modification) accordés aux utilisateurs de la base de données.

Les requêtes SQL permettent de manipuler des tables, et de placer les résultats obtenus sous la forme de nouvelles tables. Les questions que l'on se pose sont traduites dans le langage SQL par le biais de requêtes combinant des critères spatiaux et thématiques :

Les critères spatiaux sont par exemple les coordonnées des points, les distances entre ces points, ou l'utilisation de zone de tampon (buffer) autour d'objet pour l'extraction d'information sur plusieurs tables ...

Les critères thématiques sont par exemple, la durée d'intégration des images radar et d'activité électrique, un seuil de discrétisation, ...

La gestion des aspects spatio-temporels des bases de données utilisées dans notre étude a montré les limites du S.I.G.. Le S.I.G. est mal adapté à la mise en place de représentations (cartographique) des résultats après les requêtes. Ce qui nous a contraint à l'exportation des résultats vers des logiciels de dessin pour un rendu conforme aux règles de sémiologie graphique et cartographique (Béguin et al., 2003).

3. Données et méthodes

1. Les données

1.1. Les données de pluies

Les données utilisées pour la mesure de la pluie le 19 septembre 2000 proviennent des stations automatiques de Météo-France des Bouches-du-Rhône et des images du radar de Nîmes-Garons.

1.1.1. Les stations météorologiques

Au nombre de 9 (Tableau 2, Fig. 16), les stations météorologiques correspondent aux stations automatiques de Météo-France sur le département des Bouches-du-Rhône (13). La résolution temporelle des mesures de ces stations est de 6 minutes. Les heures indiquées (UTC) correspondent au début de chaque intervalle.

Stations (lieu dit)	Localisation en X en m	Localisation en Y en m
Arles (Tour du Vallat)	788 608.8	3 137 404.9
Aubagne (Le grand Millet)	864 052.7	3 117 216.1
Eyguières (Mas de la Chaud)	815 105.4	3 162 030.3
La Fare-les-Oliviers (Ecole)	830 652.2	3 142 833.5
Marseille (Prado)	847 040.6	3 112 192.3
Meyrargues (Canal EDF DFCI)	856 133.5	3 153 972.6
Meyreuil (Bachasson)	858 099.0	3 136 795.0
Mimet (Reygalet ; caserne des pompiers)	856 088.7	3 129 410.5
Le Puy-Sainte-Réparate (Clos Simonette)	850 740.5	3 153 483.1

Tableau 2 : Stations météorologiques et position en Lambert 3

La station de Marseille Observatoire (non présenté ici) n'a pas été retenue dans cette étude. La mesure des pluies de cette station lors de l'événement pluvieux étudié a cessé à 16 h 30 (UTC). D'autres stations sont bien sûr à disposition sur le département, elles n'ont pas été retenues car le pas de temps de leur mesure ne correspondait pas à l'échelle temporelle de l'étude.

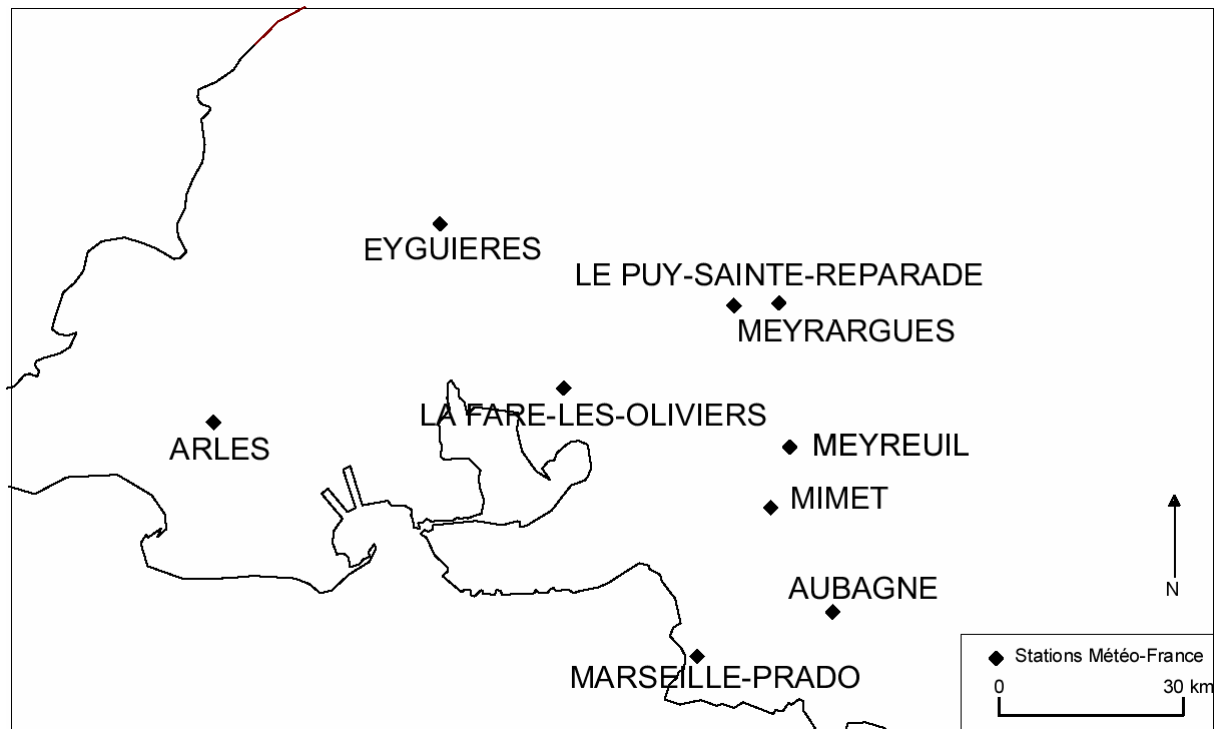


Fig. 16 : Localisation des stations Météo-France

1.1.2. Le radar

Les données radar sont issues du réseau français de radar A.R.A.M.I.S. (Application Radar A la Météorologie Infra-Synoptique) (Fig. 17). Dans notre étude nous utiliserons les données de réflectivité issue du radar de Nîmes-Garons (Tableau 3) converties en mm de pluie.

Paramètres	Radar de Nîmes-Garons
Balayage	C.A.P.P.I.
Fréquence (GHz)	2.8
Longueur d'onde (cm)	10.7
Puissance de crête (kW)	700
Durée d'impulsion (µs)	2
PRF (Hz)	250
Diamètre de l'antenne (m)	4
Gain (dB)	40
Ouverture 3 dB (deg)	1.8

Tableau 3 : Caractéristiques techniques du radar de Nîmes-Garons

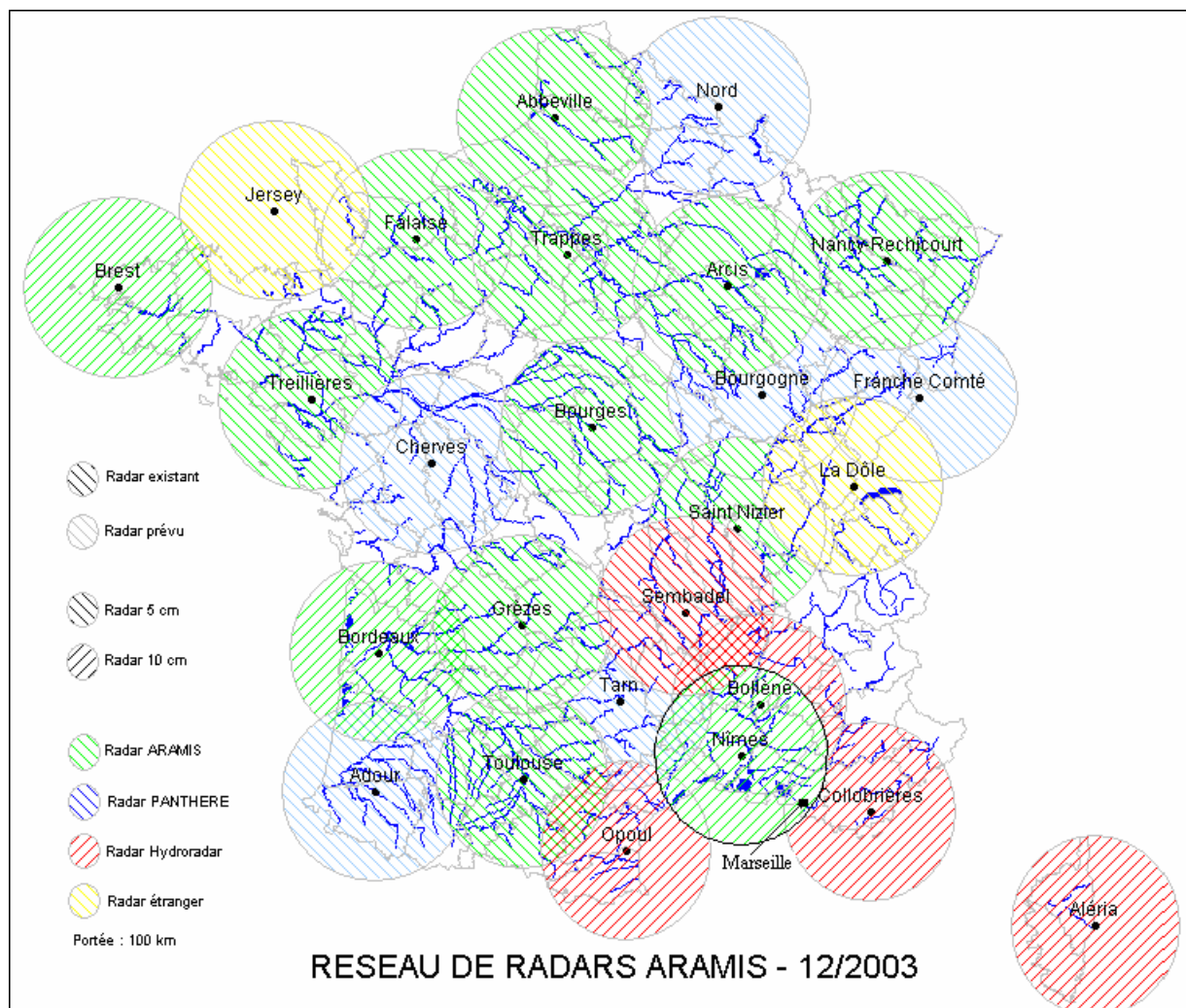


Fig. 17 : Le réseau A.R.A.M.I.S. de radar météorologique en décembre 2003 (d'après www.rhea.tm.fr)

La portée hydrologique de 100 km du radar de Nîmes est matérialisée par un pourtour noir.

Les images brutes du radar de Nîmes- Garons sont des matrices de 512 par 512 pixels codés sur 53 niveaux. Les valeurs manquantes sont codées avec la valeur 255. La période étudiée va de 12h00 à 00h00 (UTC) pour la journée du 19 septembre 2000. Le pas de temps entre chaque image est de 5 minutes. L'heure indiquée correspond au début de l'intervalle.

Avant de pouvoir traiter les images radar, il faut convertir les classes de réflectivité (en dbZ) en valeurs exprimées en mm/h. Les classes de réflectivité ont été réduites à une valeur qui correspond à la moyenne entre les bornes des classes. Ces moyennes ont été arrondies pour donner des intensités de pluie qui ont servi à reclassifier les images brutes.

Le radar de Nîmes a trois niveaux d'élévations (0.6, 1.3 et 2.5°) ce qui pour une portée hydrologique de 100 km environ (à la verticale de la station de Marseille) correspond à une altitude minima de 1.63 km et une altitude maximale de 4.95 km (Tableau 4, Fig. 18).

Une relation mathématique existe entre l'altitude h (exprimée en kilomètres) du faisceau radar à une distance d (exprimée en kilomètres) du radar pour une élévation α fixe (α en degré), on suppose que d est petit par rapport au rayon terrestre R ($R = 6400$ km) :

$$h = d \tan \alpha + \frac{3d^2}{8R}$$

	$\alpha = 0,6^\circ$	$\alpha = 1,3^\circ$	$\alpha = 2,5^\circ$
Distance (en km)	h (en km)	h (en km)	h (en km)
50	0,67	1,28	2,33
100	1,63	2,85	4,95
140	2,61	4,32	7,26

Tableau 4 : Calcul de l'élévation du radar en fonction de l'altitude

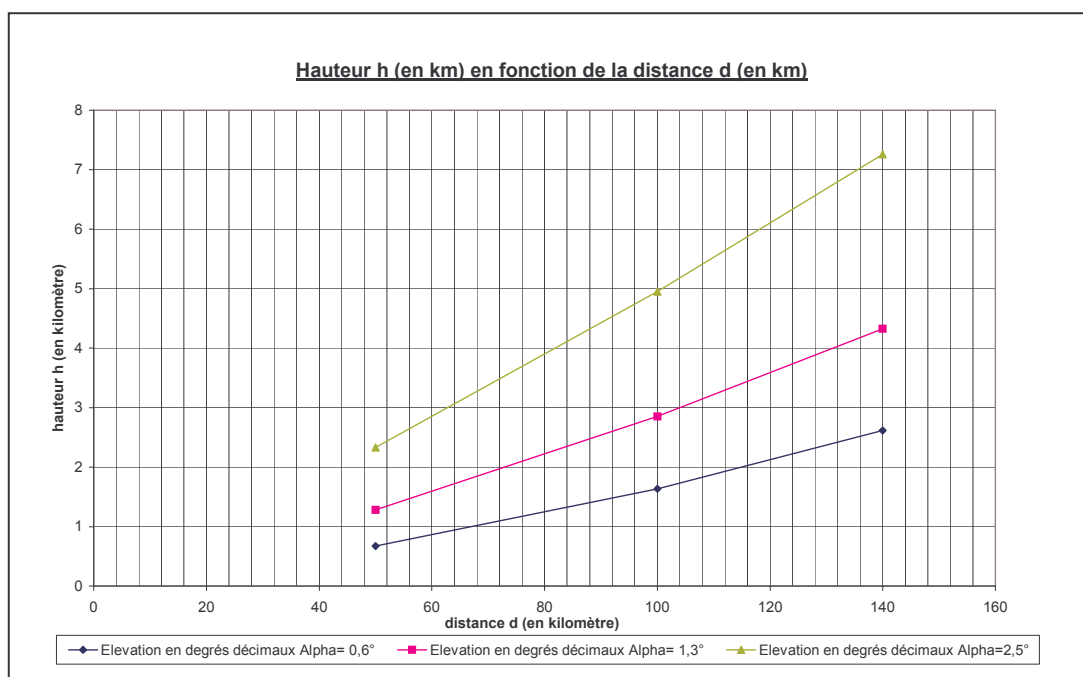


Fig. 18 : Altitudes h (en km) visible par le radar de Nîmes en fonction de la distance d (en km).

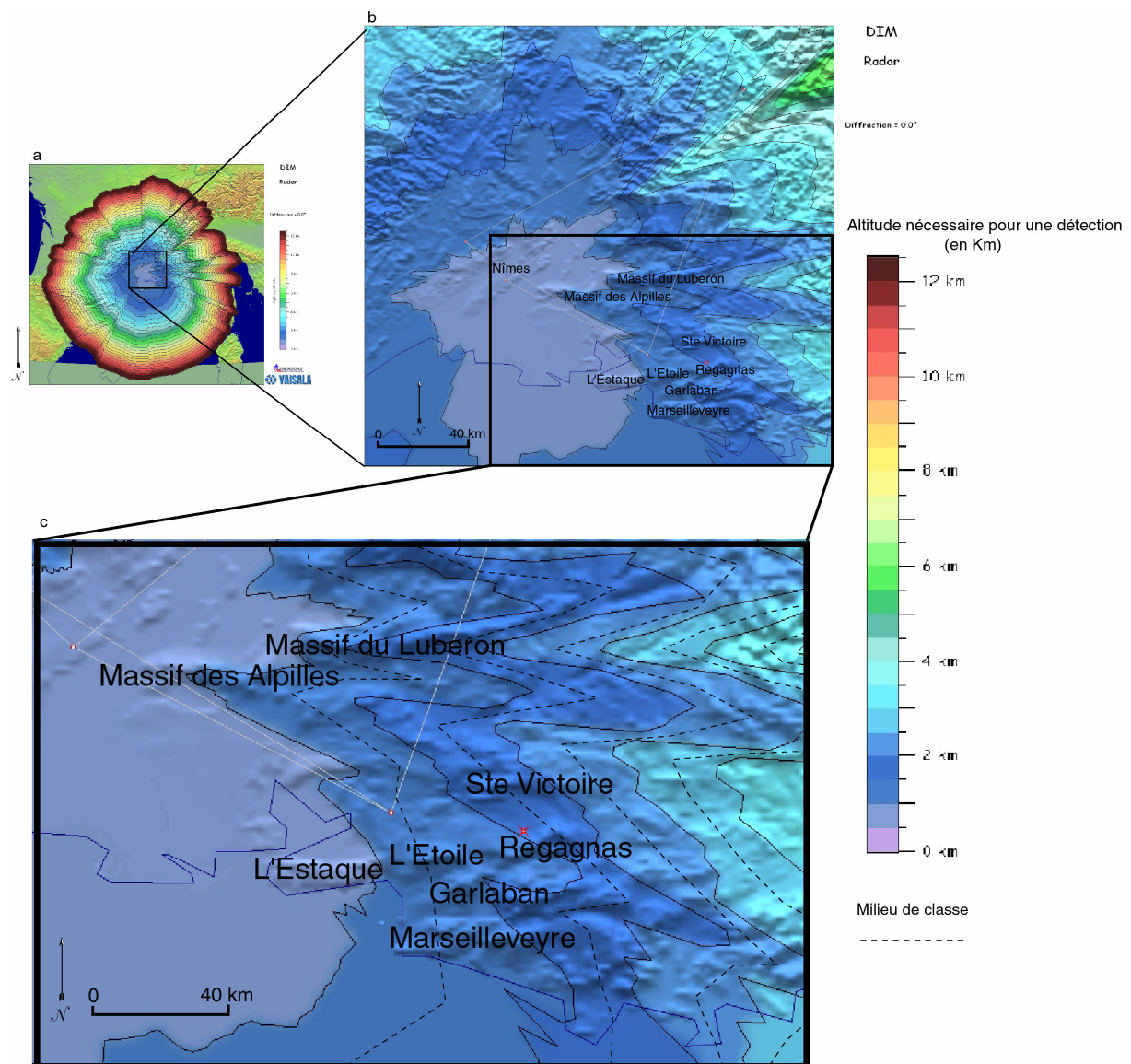


Fig. 19 : Modélisation de la détection des sources par le radar de Nîmes- Garons en fonction du relief et épaisseur atmosphérique prise en compte dans l'estimation des pluies (en km) (a, b, c) pour la Région P.A.CA. (source Société VAISALA)

La Fig. 19 présente une sortie du modèle de détection des sources (que nous pouvons assimiler à l'eau liquide en suspension dans l'atmosphère) en fonction du relief par le radar de Nîmes-Garons. Chaque élément du relief dont l'altitude est suffisante pour empêcher le passage des ondes émises par le radar va provoquer un biais dans l'estimation des pluies. Les zones en arrière de ces reliefs vont constituer ce que l'on nomme des effets de masque (cf. §.1.2.6). Plus le faisceau radar s'éloigne du radar plus l'épaisseur atmosphérique non mesurée va augmenter. Cette figure présente les zones et l'altitude que doit avoir une source pour être visible du radar de Nîmes-Garons (la classe 0.5 à 1 km correspond à l'altitude que doit atteindre la source si elle veut être détectée par le radar).

Les images radar que nous utilisons sont au format C.A.P.P.I. (cf. § 1.1.2.). C'est la combinaison des trois niveaux d'élévation du radar (trois images) (cf. § 1.1). Nous avons remarqué que le massif des Alpilles provoque une augmentation de l'altitude nécessaire à la détection des sources (limites des 500 m). Ce saillant va se répercuter sur la région en arrière du massif. Pour le premier niveau (pour une élévation de 0.6°), nous avons calculé que le massif des Alpilles va biaiser l'estimation des pluies par le radar (cf. Annexe). A une distance de 100 km (au dessus de l'agglomération de Marseille) le faisceau du radar qui encadre l'angle de 0.6° influencé par le massif des Alpilles correspond à une altitude comprise entre 0.98 km et 1.63 km. Par rapport à une propagation théorique sans l'influence du relief de 585 m à 1.63 km, nous avons une perte d'information de 300 m sur la partie inférieure du faisceau radar à 100 km. Les massifs environnants (Etoile, ...) se situent au dessous de la limite inférieure du faisceau. Ils ne vont donc avoir aucune conséquence sur l'estimation des pluies. D'après le modèle de détection des sources, seules les zones dans le prolongement du massif de la Ste Victoire et du Regagnas sont susceptibles de modifier de manière importante l'estimation des pluies par le radar (dans la partie inférieure du faisceau radar pour le tir à 0.6°). L'estimation des pluies dans ces zones va être biaisée (sous- estimée), il faudra en tenir compte par la suite.

1.2. Les données d'activité électrique

Les données d'activité électrique sont issues des relevés de trois stations (Pic de Bure, St Chapes, Arbois) du système SAFIR (de la société VAISALA) qui mesurent en continu les impulsions électromagnétiques pendant la durée de l'événement (Fig. 20).

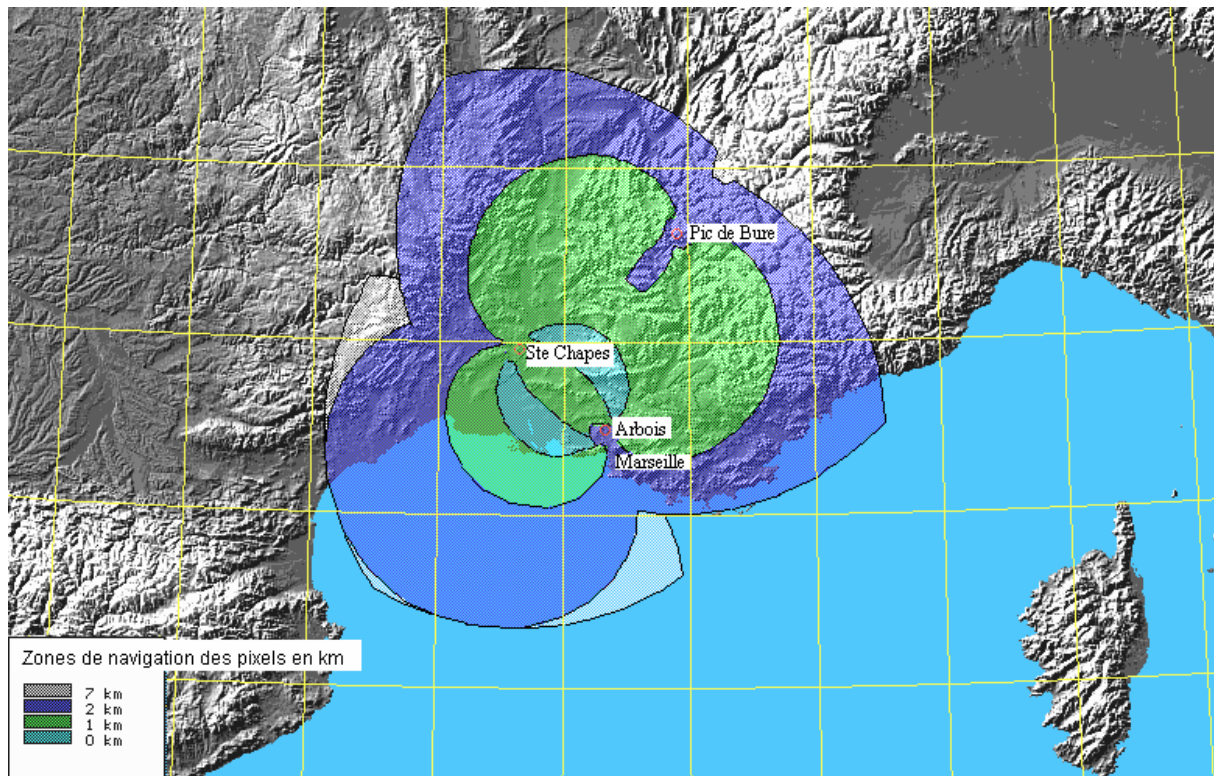


Fig. 20 : Localisation des stations SAFIR et zones de navigation des pixels en km

Chaque station va mesurer plusieurs éléments (l'azimut (qui permet de voir la cohérence du système électrique), le niveau en dbm et différents éléments (Intensité en kA,...)) pendant toute la durée de l'événement, au pas de temps de la milliseconde. Les données couvrent toute la journée du 19 septembre 2000 (en heure UTC).

1.3. Le modèle numérique de terrain (zone d'étude)

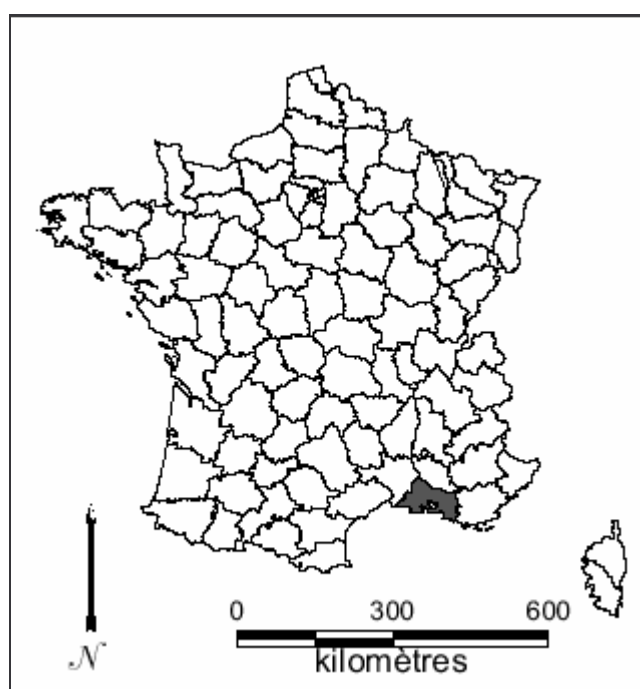
Nous allons dans ce travail utiliser le Modèle Numérique de Terrain (M.N.T) de la région P.A.C.A. (Fig. 21) et nous concentrer plus particulièrement sur les Bouches-du-Rhône. Ces données sont issues d'un CD-ROM du commerce nommé Visual DEM qui couvre toute la France. L'information se présente sous la forme de pavés que l'on extrait du CD-ROM. Notre zone d'étude correspond à une extraction de 9 pavés sur 6. Le système de projection utilisé est le Lambert II étendu.

La résolution du modèle numérique de terrain initiale de 75 mètres a été dégradée à 250 mètres. C'est ce qu'on nomme un M.N.T généralisé c'est-à-dire que la résolution du nouveau M.N.T à un pas plus grand que le M.N.T « de base » (Certus, 2001).

La validation du M.N.T a été réalisée par la comparaison avec les cartes topographiques au 1/25000^{ème} de la zone. Nous avons repéré les coordonnées des points sur la

carte et relevé leurs altitudes. Les coordonnées des points ont été saisies. Cette série de points constitue une couche dans le S.I.G.. Ces relevés sont mis au format Idrisi vecteur point en ASCII. Le logiciel Idrisi attend les points assortis d'identifiants et un fichier de description associée (*.dvc).

a



b

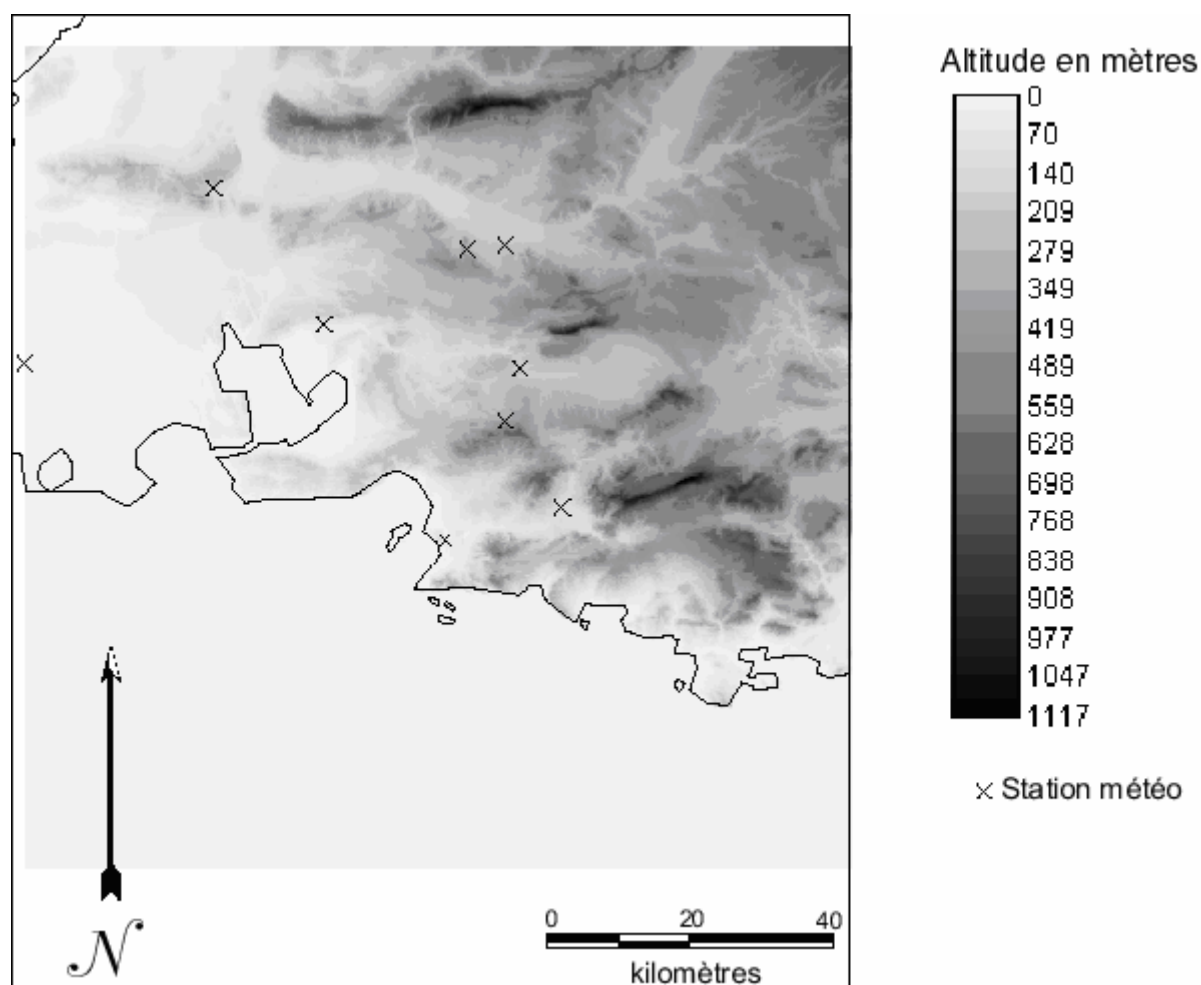


Fig. 21 : Localisation du département des Bouches-du-Rhône (a) et modèle numérique de terrain (b) utilisé

1.4. La situation synoptique générale

Les bulletins météorologiques des 19 et 20 septembre 2000 montrent les caractéristiques de la situation atmosphérique qui a touché la ville de Marseille. La circulation atmosphérique méridienne présente les caractéristiques qui annoncent un épisode convectif et des signes propres aux précipitations extrêmes (Jacq, 1996, Rivrain, 1997). Il faut faire la distinction entre la situation d'altitude et la situation en surface (Fig. 22).

En altitude, le 19 septembre 2000, à 12 h 00 UTC, le niveau 500 hPa est caractérisé (Météo-Hebdo, 2000), par une ondulation du jet-stream avec une goutte froide localisée au dessus de l'ouest de la France et de l'Espagne. Au large de l'Angleterre les températures descendent jusqu'à -28°C dans un environnement à -20°C . Cette goutte froide est initiée par la mise en place d'un cut-off et par sa séparation du talweg froid d'altitude. La différence de température entre d'une part l'air froid venu du nord et d'autre part l'air chaud potentiellement instable venu du sud via la Méditerranée est importante. Le déplacement de la goutte froide au cours de la journée va amener la diffluence du flux au large des côtes méditerranéennes françaises.

En surface, une dépression s'étend du nord-ouest de l'Europe à la Méditerranée Occidentale. Une perturbation située sur l'Espagne et le sud-ouest de la France va toucher dans les heures à venir le littoral méditerranéen.

Cette situation atmosphérique (en altitude et à la surface) est à l'origine d'événements générateurs de fortes pluies, elle est également appelée Système Convectif à Mésos-échelle (M.C.S.) (Rivrain, 1997, Jacq, 1996, Maddox, 1980).

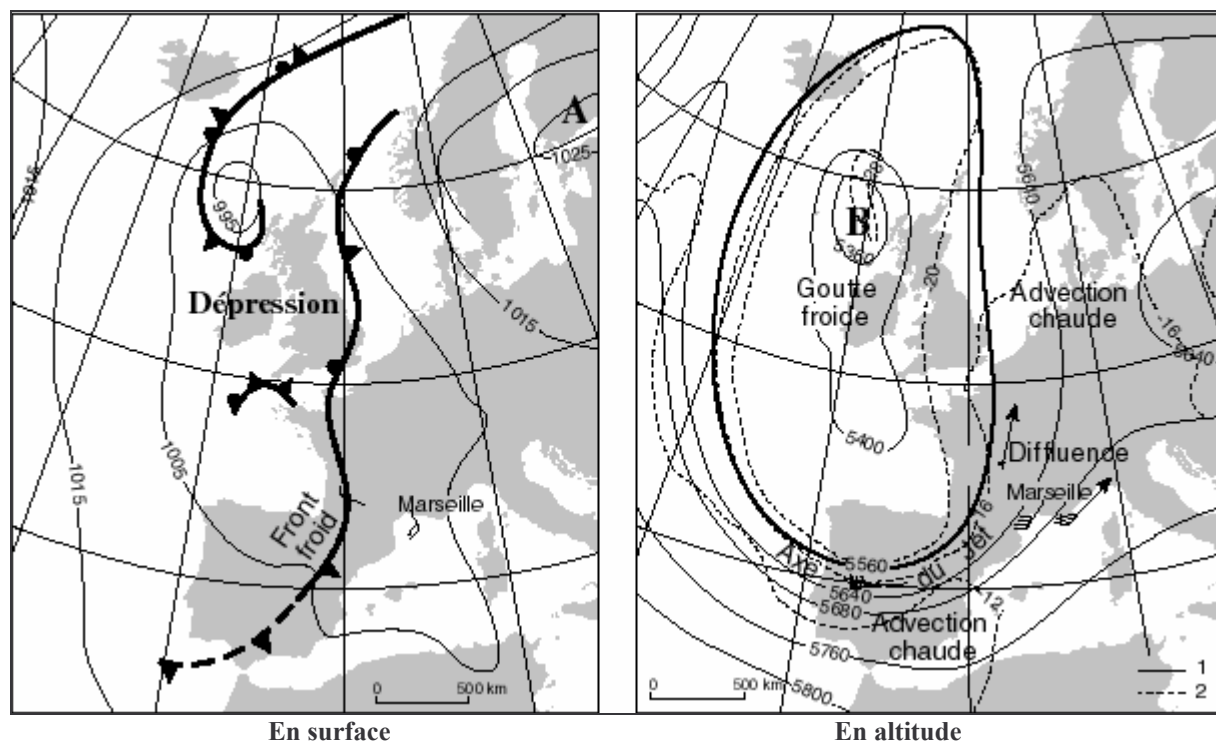


Fig. 22 : Situation synoptique du 19 septembre 2000 (les traits pleins représentent les isobares, les traits discontinus représentent les températures) d'après Douguédroit, 2004

2. Méthodes : Traitements des données et utilisation des Systèmes d'Information Géographique

Afin de mener à bien cette étude, il a été utilisé deux S.I.G. (Système d'Information Géographique) le premier nommé Idrisi, traite les informations de types raster (les données du radar de Nîmes et d'activité électrique du système SAFIR). Le second S.I.G., Map-Info traite les informations de type vectoriel (les données des stations météorologiques et les résultats élaborés par traitement : centroïdes et trajectoires).

La seconde série d'outils proposée classiquement par un S.I.G. permet de combiner les couches cartographiques de façon mathématique. La modélisation demande dans certains cas de transformer des cartes suivant des combinaisons mathématiques variables. Il apparaît alors clairement qu'il nous faut pouvoir modifier des données de nos cartes par différentes opérations et transformations mathématiques et qu'il nous faut ensuite combiner mathématiquement certains facteurs pour produire le résultat final. L'organisation de la base de données en couches cartographiques n'a pas simplement l'intérêt de sa clarté. Il s'agit plutôt de permettre un accès rapide aux données pour une analyse géographique. C'est en effet la raison d'être des S.I.G. (Mainguenaud, 2002).

Il existe de nombreux S.I.G. sur le marché. Certains sont plus adaptés aux approches vectorielles et d'autres aux approches raster. Dans notre étude les données rasters sont prépondérantes, c'est pourquoi nous avons choisi Idrisi. Ce choix a été guidé par le fait que le mode d'écriture des images n'est pas propriétaire, ce qui permet dans la chaîne de traitement le passage des informations d'amont en aval sans problème de compatibilités entre les différents logiciels utilisés. Par ailleurs les importations et les exportations avec d'autres S.I.G. orientés vecteurs sont relativement aisées (Map info, Arcview).

Les différents logiciels utilisés dans l'exploitation du S.I.G. (Idrisi et Mapinfo) n'offrent que quelques fonctionnalités statistiques de base. C'est pourquoi nous avons opté pour une exploitation des résultats des différentes requêtes vers un logiciel plus adapté pour le calcul. Excel présente un avantage dans la variété des calculs statistiques et mathématiques présentés ainsi que dans le rendu graphique des résultats. Il nous a aussi été possible de bénéficier d'un autre avantage qui est la possibilité de développer des macro-commandes en Visual Basic. Cet outil nous a permis d'automatiser une partie des traitements.

Pour pouvoir quantifier les relations entre les pluies et l'activité électrique, nous avons mis en place une méthodologie. Chaque résultat obtenu est le fruit d'une succession d'opérations (requêtes et traitements statistiques). Nous allons dans cette partie présenter les différentes chaînes de traitements utilisées.

2.1. Le prétraitement des données : la création des images

L'origine diverse et la nature différente des données utilisées lors de ce travail nous a obligé à mettre en place des opérations de prétraitement avant de pouvoir étudier et comparer les données dans les S.I.G.. Pour un traitement statistique plus élaboré, nous avons utilisé les logiciels disponibles au sein du laboratoire ainsi que d'autres extérieurs au laboratoire.

2.1.1. Le prétraitement des données des précipitations

Devant la nature du format des données radar (matrice ascii de 512 lignes par 512 colonnes), la création d'un programme de conversion d'une matrice de texte en matrice graphique a été rendue possible par l'utilisation du module de conversion (Module PARE) utilisé dans les modes d'importations d'Idrisi.

Les valeurs manquantes dans les images du radar de Nîmes -Garons sont codées avec la valeur 255 (Fig. 23 a). La première étape a consisté pour des facilités de lecture à recoder ces pixels avec la valeur 0 (Fig. 23 b).

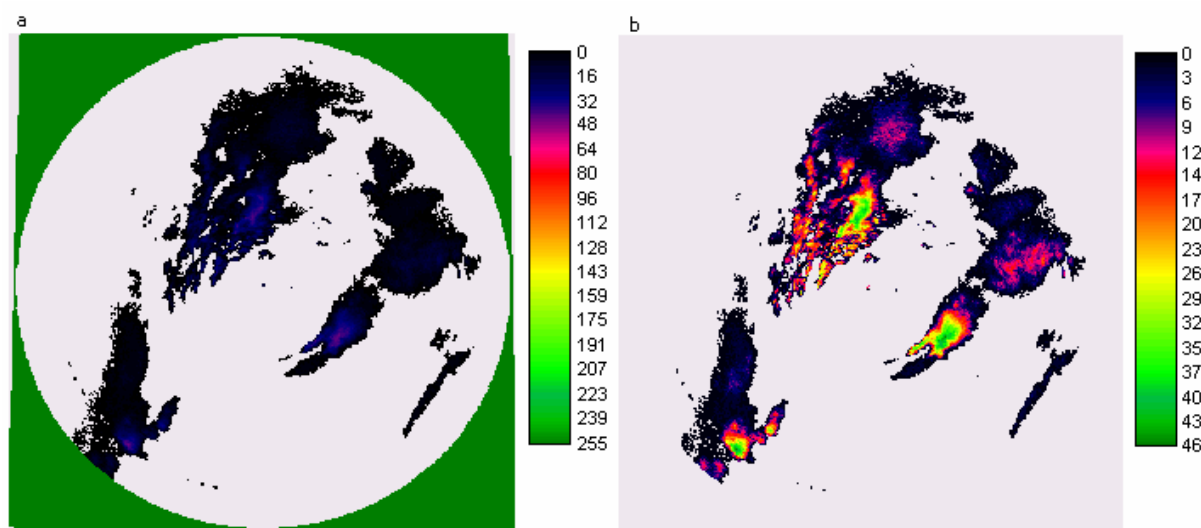


Fig. 23 : Image radar de 16 h 15 brute codée sur 53 niveaux (a) et reclassifiée sans le fond codée en 255 (b).

Le calage des images radar s'est effectué à partir du pixel central de l'image. Les coordonnées en latitude et longitude de ce point sont connues : 4.5036 et 43.8072. Il s'agit de la position du radar de Nîmes-Garons.

2.1.2. Le prétraitement des données d'activité électrique

Les données d'activité électrique sont issues des mesures de trois stations. Chaque station va mesurer en continu les impulsions électro-magnétiques produites au cours des événements. Le logiciel DAMTEC fourni par la société VAISALA va nous permettre un premier contrôle des mesures électriques lors de la journée du 19 septembre 2000.

En théorie, la détermination du moment où la composante de l'activité électrique de l'événement est majoritairement intra-nuage ou nuage-sol doit permettre de déterminer le moment du cycle de vie de la cellule orageuse (et donc d'anticiper les fortes pluies). Dans notre cas, la part d'activité électrique nuage-sol est tellement faible que nous ne pouvons utiliser cette information pour déterminer le cycle de vie de la cellule orageuse, ce qui nous a conduit à cumuler l'activité électrique nuage-sol et intra-nuage. L'utilisation des capteurs de foudre nuage-sol dans cet événement n'aurait pas permis de mesurer l'intensité réelle de l'activité électrique.

L'étude des relevés de ces trois stations, nous a montré une discontinuité dans la mesure de l'activité électrique de 13 h 00 à 13 h 10 (voir Annexe). Par commodité pour faire correspondre les images du radar et celles de l'activité électrique, nous avons fait démarrer l'étude de l'activité électrique à 14 h 00 (UTC).

Les mesures SAFIR ont été prétraitées en deux étapes pour pouvoir être utilisées :

- * Les données SAFIR brutes après une première étape de traitement dans le logiciel DAMTEC et une mise en forme sous le logiciel ACCESS se présentent sous la forme d'un tableau de 14 colonnes (Tableau 5), chaque ligne représentant la milliseconde pendant laquelle une impulsion électromagnétique a été mesurée.

- * La seconde étape a consisté à agglomérer par requêtes successives les données au pas de temps de 5 minutes pour faire correspondre les limites d'intégration des données d'activité électrique au pas de temps des images radar. Puis, positionner dans l'espace les points pour faire une image en passant d'un mode vectoriel (les points) à un mode raster (pixels) avec une résolution kilométrique. La nouvelle matrice ainsi créée est constituée de 255 lignes par 255 colonnes et ce toutes les 5 minutes.

Heure	Nombre d'éclairs	Datation en 100 ms	Latitude	Longitude	Discrimination	Erreur de position en 10 m	Nombre de foudre (CG)	Temps de montée 0,125 ms (CG)	Temps de descente en 0,01 V/m (CG)	Amplitude en 0,01 V/m (CG)	Courant en 10 A (CG)	Erreur courant facteur x1000 (CG)
14:00:01	41	2340	429573	49836	1	187	0	0	0	0	0	0
14:00:01	41	2341	429892	49504	2	187	0	0	0	0	0	0
14:00:01	41	2361	429870	49669	2	187	0	0	0	0	0	0
14:00:01	41	2365	429731	49834	2	187	0	0	0	0	0	0
14:00:01	41	2381	430151	49563	2	179	0	0	0	0	0	0
14:00:01	41	2382	430179	49542	2	179	0	0	0	0	0	0
14:00:01	41	2856	429736	50091	2	182	0	0	0	0	0	0
14:00:01	41	2857	429764	50080	2	182	0	0	0	0	0	0
14:00:01	41	2858	429991	49840	2	182	0	0	0	0	0	0
14:00:01	41	2859	429834	49903	2	182	0	0	0	0	0	0
14:00:01	41	2867	429956	49898	2	182	0	0	0	0	0	0
14:00:01	41	2868	430131	49826	3	182	0	0	0	0	0	0

Tableau 5 : Exemple de données SAFIR brutes

2.1.3. Le traitement commun aux données des précipitations et d'activité électrique

Une fois les données mises en forme, nous leur avons appliqué une série de traitements communs pour permettre leur analyse. Ils sont au nombre de quatre : la mise en place d'un système de projection en commun, la dégradation de la résolution, le découpage de la fenêtre d'étude et l'interpolation.

* La mise en place d'un système de projection en commun :

Dans notre étude, nous avons eu des données avec des systèmes de projection différents (Tableau 6) :

- Les stations météorologiques, le modèle numérique de terrain et les images radar sont en projection Lambert II et III.
- Les images SAFIR sont en projection Latitude Longitude (WGS 84).

	Longitude/Latitude	Lambert II étendu	Lambert III
Ellipsoïde	WGS 84	Clarke 1866	Clarke 1866
Datum	WGS 1984	NTF	NTF
Unités	Degrés	Mètres	Mètres

Tableau 6 : Systèmes de projection utilisés

Nous avons fait le choix de prendre comme système de projection commun le Lambert III plus lisible. Le système de référence est défini au moyen d'un fichier de référence sous Idrisi. Sa construction nécessite les paramètres de projection présentés dans le tableau ci-dessus. Munis de ces éléments, nous avons pu créer ce fichier de référence (Tableau 7).

Lambert II étendu	Lambert III
ref.system : Lambert II projection : Lambert Conformal Conic datum : User Defined delta WGS84 : -168 -60 320 ellipsoid : User Defined major s-ax : 6378249.2 minor s-ax : 635615.0 origin long : 2.33722917 origin lat : 46.8 origin X : 600000 origin Y : 2200000 scale fac : na units : m parameters : 2 stand ln1 : 45.8989189 stand ln2 : 47.6960144	ref.system : Lambert III projection : Lambert Conformal Conic datum : User Defined delta WGS84 : -168 -60 320 ellipsoid : User Defined major s-ax : 6378249.2 minor s-ax : 635615.0 origin long : 2.33722917 origin lat : 44.10 origin X : 600000 origin Y : 3200000 scale fac : na units : m parameters : 2 stand ln1 : 43.1992914 stand ln2 : 44.9960939

Tableau 7 : Fichier de référence sous Idrisi

* La dégradation de la résolution :

On généralise une image en diminuant le nombre de lignes et colonnes et en augmentant la taille des pixels. La réduction du nombre de pixels peut se faire par suppression de pixels ou par agrégation de ceux-ci. Le facteur de contraction est défini de manière indépendante en X et en Y. Si ce facteur est "n", dans la méthode de suppression de pixels, seul un pixel tous les "n" pixels est conservé. Par exemple, un facteur de contraction de 3 conservera un pixel sur trois. Tous les autres seront éliminés. Si la méthode d'agrégation est choisie, le nouveau pixel aura la valeur moyenne des "n" pixels définis à l'aide du facteur de contraction. Par exemple, si le facteur de contraction est 4, chaque pixel de l'image résultante sera la moyenne de 4 pixels de l'image d'entrée. L'incertitude de la localisation réelle des pixels de pluie nous a fait choisir la méthode d'agrégation des pixels. Il s'agit de faire la moyenne quatre par quatre pixels (chaque pixel faisant 1 kilomètre de côté, le nouveau pixel ainsi créé faisant quatre kilomètres carré) (Fig. 24) (Guillon, 1999, Colin, 2002).

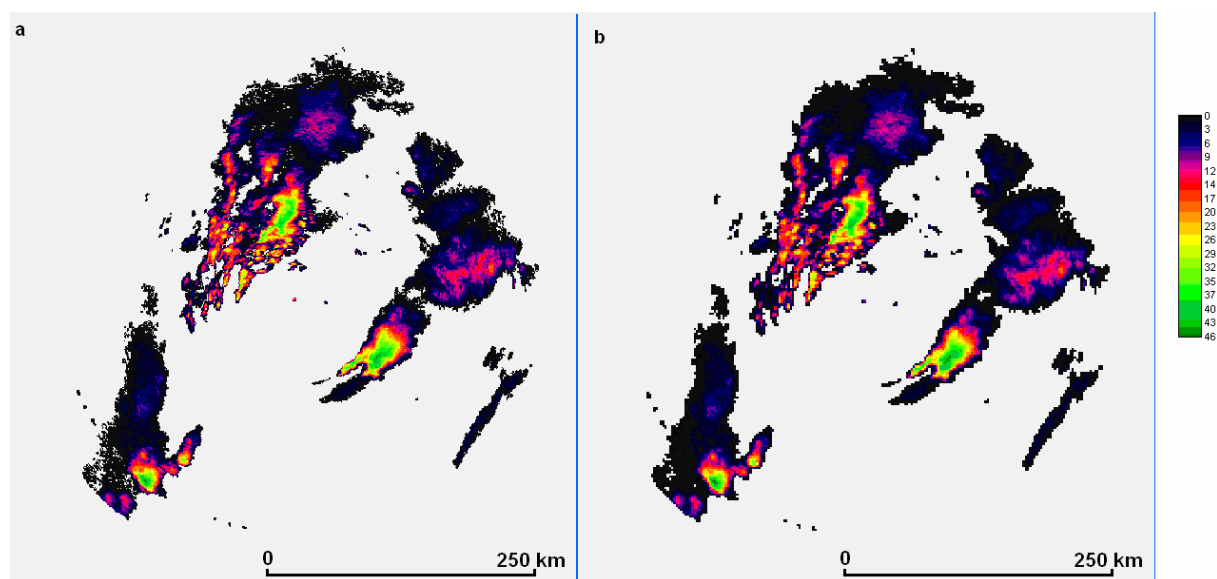


Fig. 24 : Diminution de la résolution d'une image radar en niveau de réflectivité (16 h 10 UTC)

a : Avant diminution de la résolution

b : Après diminution de la résolution

* Le découpage de la fenêtre d'étude :

Après une première analyse des images (radar et SAFIR), nous avons découpé une fenêtre d'étude pour à la fois prendre en compte le département de Bouches-du-Rhône et l'espace concerné par les événements successifs du 19 septembre 2000 qui ont touché la région (Fig. 25). Les limites de cette fenêtre sont 773 481.1 m - 903 582.6 m et 2 973 432.7 m - 3 191 169.2 m.

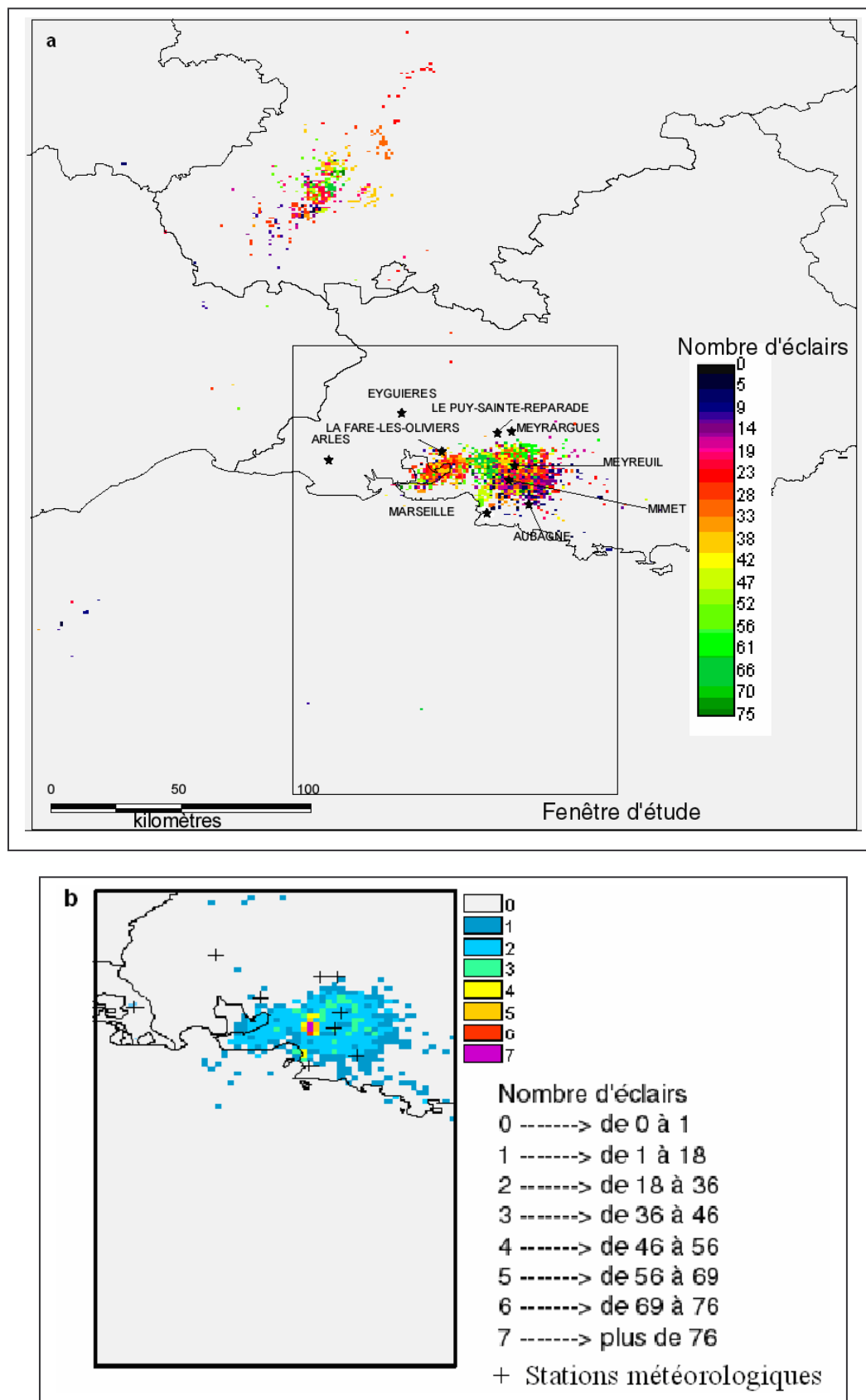


Fig. 25 : A partir de l'image SAFIR originale de 16 h 30 (a) découpage de la fenêtre d'étude, diminution de la résolution et reclassification de l'image SAFIR en 7 classes (b).

Pour une meilleure présentation graphique, les images de précipitations et de l'activité électrique ont été reclassifiées (Tableau 8, Tableau 9). Pour les précipitations, il s'agit de traduire les pluies en mm/h et en mm/5min et pour l'activité électrique de faire des classes d'intensité d'éclairs par 5 minutes (Fig. 25).

Classe	Nombre d'éclairs par 5 minutes	
	Limite inférieure	Limite supérieure
0	0	1 [
1	1	18 [
2	18	36 [
3	36	46 [
4	46	56 [
5	56	69 [
6	69	76 [
7	>=76	

Tableau 8 : Limites des classes des images de l'activité électrique

Classe	Pluies en mm par 5 min		Pluies en mm par heure	
	Limite inférieure	Limite supérieure	Limite inférieure	Limite supérieure
0	0	1 [	0	12 [
1	1	5 [	12	60 [
2	5	9 [	60	108 [
3	9	11 [	108	132 [
4	11	13 [	132	156 [
5	13	15 [	156	180 [
6	15	46 [	180	552 [
7	>= 46		>= 552	

Tableau 9 : Limites des classes des images de radar (mm/ 5 min et en mm/h)

Les limites des classes pour les images d'activité électrique et des précipitations ont été réalisées en fonction de la répartition des populations de pixels au sein des images après la diminution de la résolution (Fig. 26). La diminution de la résolution a entraîné le calcul de nouvelles intensités de pluies et d'activité électrique non présentes dans le tableau de reclassification. Le maximum absolu de l'ensemble des images (pluies et activité électrique) a été retenu et à partir de cette valeur nous avons discrétisé les séries en 7 classes (Tableau 8, Tableau 9). Nous avons utilisé les ruptures de pentes dans la répartition du nombre de pixel dans l'image.

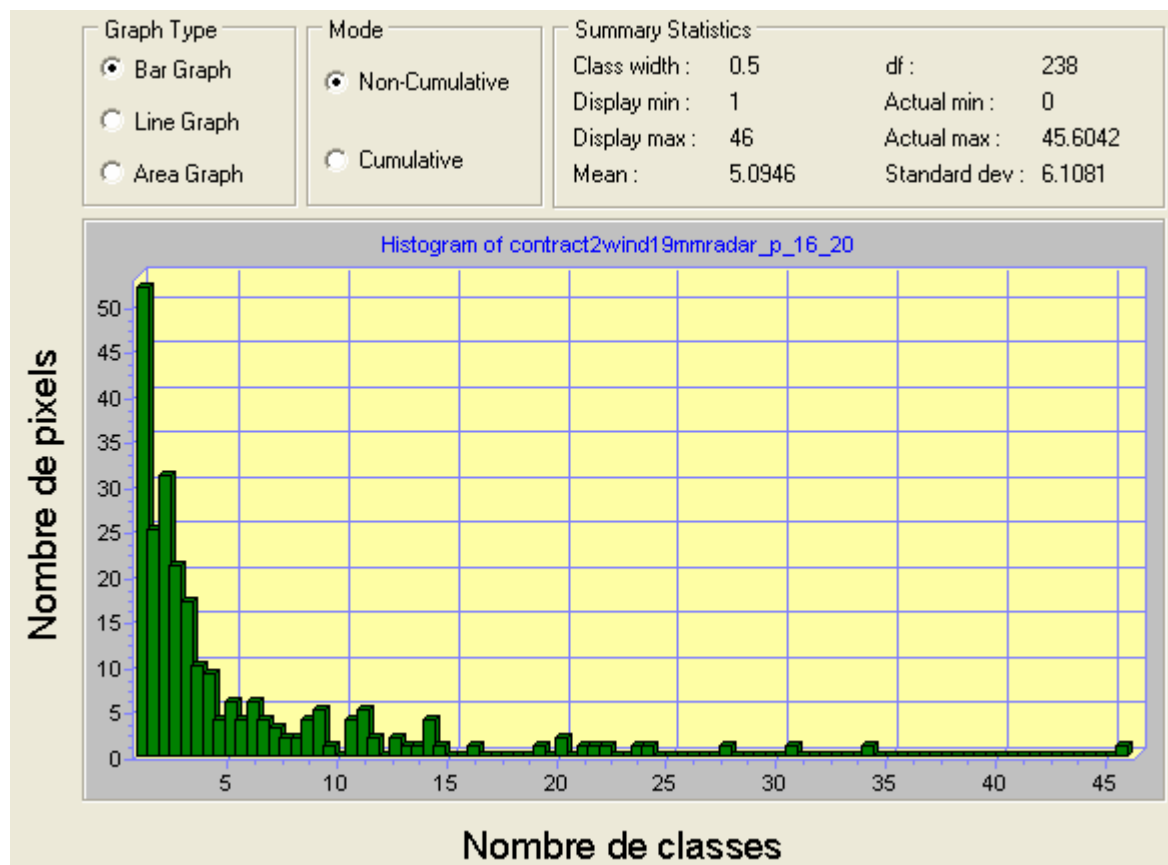


Fig. 26 : Histogramme de répartition des pixels dans l'image radar de 16 h 20 (d'après Idrisi).

Les différentes classes obtenues ont ensuite été caractérisées par un code couleur. Pour ce faire, nous avons utilisé les règles de sémiologie graphique (Béguin et al., 2003).

On construit les couleurs en fonction de trois couleurs de bases (Cyan, Magenta, Jaune). Chaque classe va être attribuée d'un code couleur représentant la combinaison de ces trois couleurs primaires (Fig. 27).

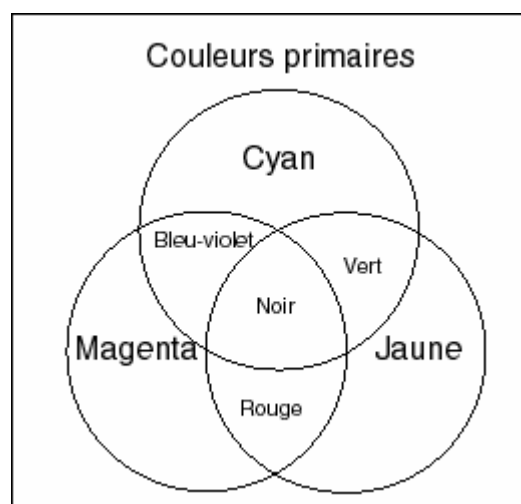


Fig. 27 : Combinaison des couleurs

* L'interpolation (vectorisation) :

Il s'agit de simplifier l'image. Pour des données cartographiques, ce processus consiste souvent à simplifier la description du contour d'objets linéaires ou zonaux, dans le cadre de la saisie numérique ou pour un changement d'échelle. Pour des facilités de lecture, les images au format raster ont été interpolées pour donner un format vectoriel. Cela permet de visualiser de manière globale la disposition des différents noyaux et de gagner en clarté lors de la superposition de deux informations (Fig. 28). Les opérations d'interpolation ont été réalisées sous deux logiciels Idrisi et SURFER 7.

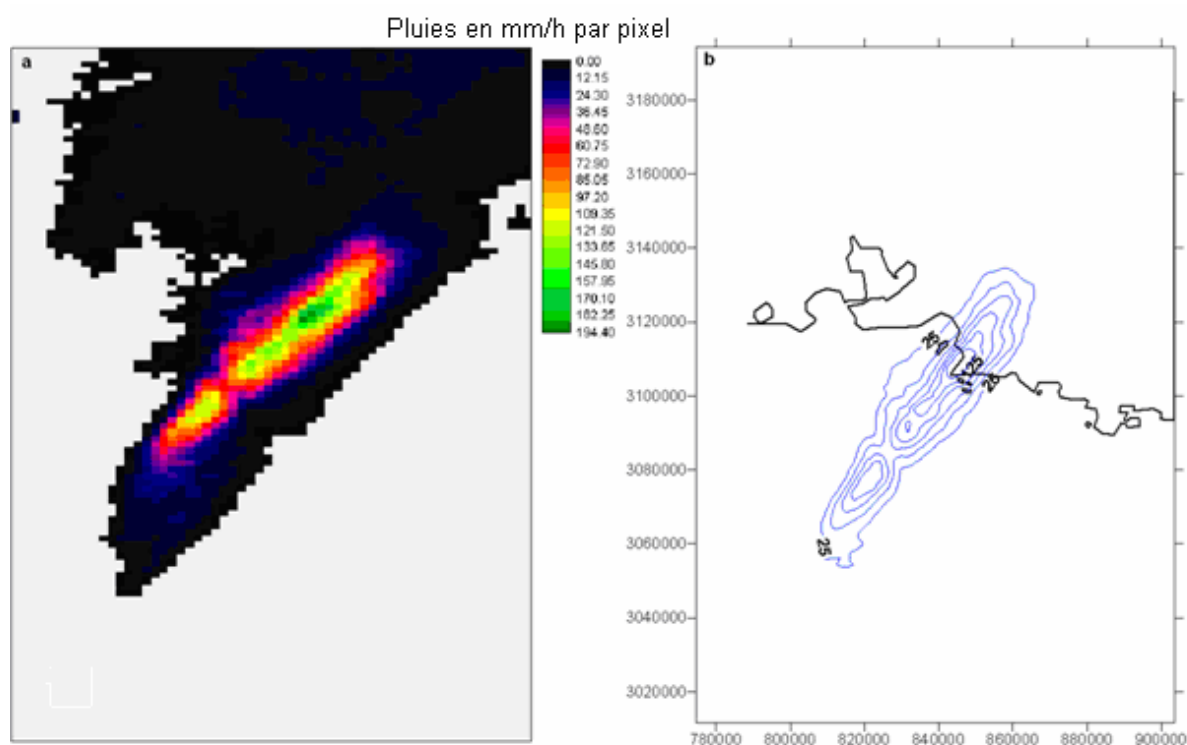


Fig. 28 : Vectorisation des précipitations cumulées de 14 h 00 à 16 h 20 (UTC)

a : image au format raster

b : image au format vectoriel

Le littoral est représenté par un trait noir, isohyètes tous les 25 mm

2.2. Détection et détermination des trajectoires des cellules des précipitations et d'activité électrique

Une cellule est définie par sa durée de vie et une intensité remarquable par rapport à son environnement (Masson, 1971, Maddox, 1980). Pour pouvoir détecter et déterminer les trajectoires des cellules des précipitations et d'activité électrique, nous avons utilisé deux approches :

La première consiste à déterminer la position du maximum absolu toutes les 5 minutes (des précipitations et de l'activité électrique) et de construire les trajectoires correspondantes selon des règles préétablies.

La seconde consiste à calculer la position du centre de gravité pondéré du noyau principal de la cellule. Ce noyau sera considéré par la suite comme représentatif de la cellule.

2.2.1. Détermination et trajectoires des maximums absolus

Nous avons cherché à suivre les noyaux de plus forte intensité. Ces noyaux correspondent à la partie centrale des cellules de plus fortes pluies et d'activité électrique toutes les 5 minutes. Pour y arriver nous avons extrait les maximums absolus toutes les 5 minutes et calculé les distances successives entre ces différents points. Ces points vont être utilisés pour définir et suivre un noyau (de pluie ou d'activité électrique). Le plus fort noyau est la partie la plus active d'une cellule (de pluie ou d'activité électrique).

* Extraction des maximums absolus :

Des requêtes ont été appliquées aux images (radar et SAFIR) pour permettre de déterminer toutes les 5 minutes la position du pixel du maximum absolu ainsi que sa valeur.

* Construction de la trajectoire des maximums absolus :

Une fois ces points obtenus, nous avons cherché à déterminer l'existence de trajectoires associées aux plus fortes intensités (noyaux de pluies et d'activité électrique). Pour y arriver nous avons relié les points des maximums absolus chronologiquement (de 5 en 5 minutes).

Nous avons considéré qu'il s'agissait de la même trajectoire (de la même cellule) lorsque :

- Le nombre de points reliés successivement est supérieur à trois (15 minutes) (la durée de vie moyenne d'une cellule est de 30 minutes (Masson, 1971)).
- La distance séparant deux points successifs est inférieure ou égale à 20 km (Tableau 10).
Devant la stationnarité des systèmes méso-convectif, on suppose que les cellules ne peuvent pas se déplacer en 5 minutes de plus d'une vingtaine de kilomètres (taille moyenne d'une cellule (Magono, 1980)). Lorsque la distance entre deux points est supérieure à la limite, il y a rupture dans le suivi de la trajectoire et nous considérons que cette interruption marque le passage à une autre trajectoire (une autre cellule).

Le calcul des distances est basé sur le calcul des distances euclidiennes (Tableau 10). Les coordonnées de référence dans ce cas sont en LAMBERT III. Les distances sont en mètres.

heure	Pluies	
	X (en m)	Y (en m)
14 h 00	810170.79	3065832.23
14 h 05	812136.48	3067883.7
Distance en mètre	1965	

Tableau 10 : Exemple de calcul de distance (en mètre)

Cette méthode présente des limites, les phases de formation et de dissipation des cellules ne sont pas prises en compte. Les origines et les fins des trajectoires sont caractérisées par des intensités inférieures au maximum absolu d'une autre cellule dans le même intervalle de temps. Si on est en présence d'une multicellule, le renouvellement spatial et temporel des cellules va permettre de suivre la trajectoire de la multicellule. Dans le cas contraire, la position du maximum absolu va connaître une très grande variabilité spatiale au cours du temps.

2.2.2. Détermination et trajectoires des centroïdes

La construction des trajectoires s'est effectuée par la jonction des centroïdes successifs issus de la détection des cellules à l'aide de filtres de détection de contours puis de la mise en place des règles de validations et d'association des trajectoires. Ces différentes étapes se sont effectuées au sein des S.I.G. Idrisi (traitement des images) et Map-Info (traitement des données vectorielles). Les statistiques appliquées aux données sont effectuées sur Excel et Minitab.

2.2.3. Détermination du contour des cellules dans les images

Afin de déterminer le contour des cellules d'activité électrique et de pluie, nous avons utilisé deux techniques successives pour traiter les images au format raster (après le prétraitement) :

La première consiste à utiliser un filtre de lissage. Le lissage de Gauss consiste à appliquer sur les lignes puis les colonnes un filtre de Gauss. Ce filtre définit l'influence des pixels voisins sur la valeur du pixel central. C'est un filtre moyennneur spatial (Blanchet et al., 2001).

Le lissage par un filtre gaussien est justifié puisque l'on ne connaît rien à priori sur les interactions entre pixels de l'image (Fig. 29). On fait donc l'hypothèse d'une loi d'interaction moyenne, c'est-à-dire gaussienne. Une justification mathématique de l'emploi d'un lissage par un filtre gaussien a été formulée par Canny (1986), qui montre que la dérivée première d'un filtre gaussien fournit une valeur proche de la valeur optimale.

La seconde est l'application sur les images lissées par le filtre de gauss d'un filtre de détection des contours (Fig. 29 b et c, Tableau 11). Le filtre de Sobel non-linéaire (Blanchet et al., 2001) est un passe-haut destiné à extraire le contour extérieur des objets. Il met également en évidence les variations d'intensité le long de l'axe vertical et horizontal. Chaque pixel se voit affecter une valeur égale à la valeur maximum des deux gradients verticaux et horizontaux de la convolution de Prewitt classique. Contrairement au Prewitt, le filtre de Sobel assigne une valeur plus importante aux voisins horizontaux et verticaux du pixel central. Les deux filtres extraient les contours des objets. En raison des différences sur les noyaux utilisés, le Prewitt NL a tendance à extraire des contours incurvés lorsque le Sobel NL extrait des contours plus carrés.

Pour obtenir la détection de tous les contours dans l'image avec la technique de Sobel, il faut passer l'image en niveaux de gris puis chercher la valeur du gradient en chaque point. Plus cette valeur sera élevée, plus le point considéré sera susceptible d'être un point de contour (Blanchet et al., 2001).

1/121	2/121	3/121	2/121	1/121
2/121	7/121	11/121	7/121	2/121
3/121	11/121	17/121	11/121	3/121
2/121	7/121	11/121	7/121	2/121
1/121	2/121	3/121	2/121	1/121

Tableau 11 : Filtre de Sobel de taille 5*5 (Eastman, 1999)

Les valeurs de sortie sont déterminées par l'équation (Eastman, 1999) :

$$\text{nouvelle valeur} = \sqrt{\sqrt{X} + \sqrt{Y}} \text{ ou,}$$

X = L'image obtenue après l'application du filtre de Kernel K_X (ci-dessous) sur l'image d'origine.

$$K_X = \begin{array}{|c|c|c|} \hline -1 & 0 & 1 \\ \hline -2 & 0 & 2 \\ \hline -1 & 0 & 1 \\ \hline \end{array}$$

Y = L'image obtenue après l'application du filtre de Kernel K_Y (ci-dessous) sur l'image d'origine.

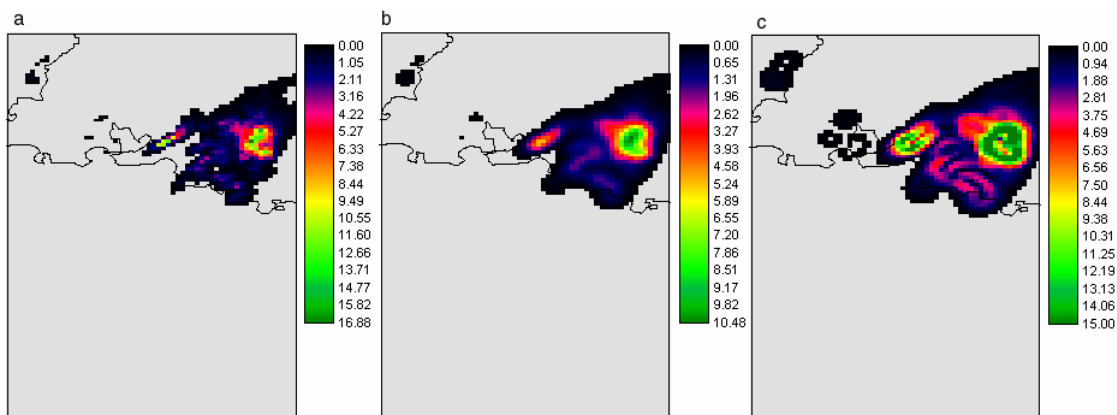
$$K_Y = \begin{array}{|c|c|c|} \hline 1 & 2 & 1 \\ \hline 0 & 0 & 0 \\ \hline -1 & -2 & -1 \\ \hline \end{array}$$


Fig. 29 : Exemple de détection des contours sur une image radar (16 h 40 UTC) a) Image brute b) Image traitée par le filtre de lissage (Gauss) c) Image traitée par le filtre de détection des contours (Sobel)

Après avoir utilisé le filtre de SOBEL appliqué aux images toutes les 5 minutes, nous avons cherché à pouvoir individualiser le contour du ou des noyaux de plus forte intensité. Il s'agit de suivre les noyaux (un objet fermé caractérisé par une forte intensité par rapport à son environnement proche) dont la limite est marquée dans les images filtrées par des pixels de plus fortes valeurs. Ces noyaux représentent dans les images (avant traitement de lissage et de détection des contours) les cellules (de pluie ou d'activité électrique). Afin de comparer les

cellules d'activité électrique par rapport aux cellules de pluies lors de la progression des événements, nous avons appliqué deux traitements :

Le premier traitement est l'utilisation des quantiles :

On va, en utilisant des quantiles, discrétiser les images en fonction d'un certain pourcentage du maximum et faire ressortir les contours représentant les cellules isolées, ou les cellules qui composent une multicellule. En fonction du seuil choisi les valeurs supérieures à cette limite seront conservées (les noyaux de plus forts contours).

Les quantiles divisent une distribution en parties qui contiennent un certain pourcentage de l'effectif total. Certains quantiles les plus utilisés portent des noms particuliers quartiles (Q_1, Q_3), quintiles, déciles (D_1, D_9) (Fig. 30).

Pour obtenir les valeurs des quantiles la méthode graphique est la plus simple. On construit une courbe des fréquences cumulées à l'aide de la formule :

$$F(i) = \frac{2i - 1}{2n}$$

Où i est le rang

Et n est l'effectif total

Cette formule permet aussi de calculer le rang du quantile recherché.

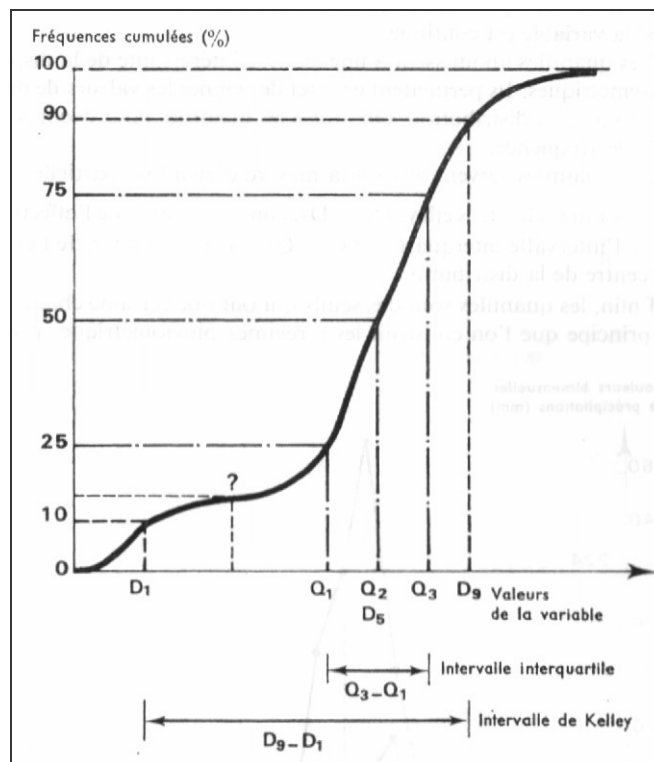


Fig. 30 : Représentation graphique de la répartition des quantiles (d'après Chadule, 1987).

Les quantiles vont servir à la mesure d'étendues partielles :

L'intervalle de Kelley, D_9, D_1 comprend 80 % de l'effectif (on va éliminer les extrêmes).

L'intervalle interquartile Q_3, Q_1 comprend 50 % de l'effectif et mesure la dispersion au centre de la distribution.

Enfin les quantiles sont des seuils qui ont une certaine chance d'être dépassés. C'est selon ce principe que nous les avons utilisés.

Après avoir testé les différents quantiles, il ressort que les quartiles sont les plus adaptés pour la discrétisation des images afin de faire ressortir la limite du contour des noyaux. Le seuil retenu est Q_3 . Nous avons retenu les valeurs supérieures à 75 % du maximum absolu de l'image toutes les 5 minutes (Fig. 31). Il s'agit par la suite d'utiliser ce seuil dans le calcul des centres de gravité pondéré. Les pixels supérieurs à ce seuil seront conservés par la suite et vectorisés pour donner les isocontours des noyaux de chaque image de pluie ou d'activité électrique. Cela va correspondre dans les images avant traitement à un maximum relatif c'est-à-dire une cellule.

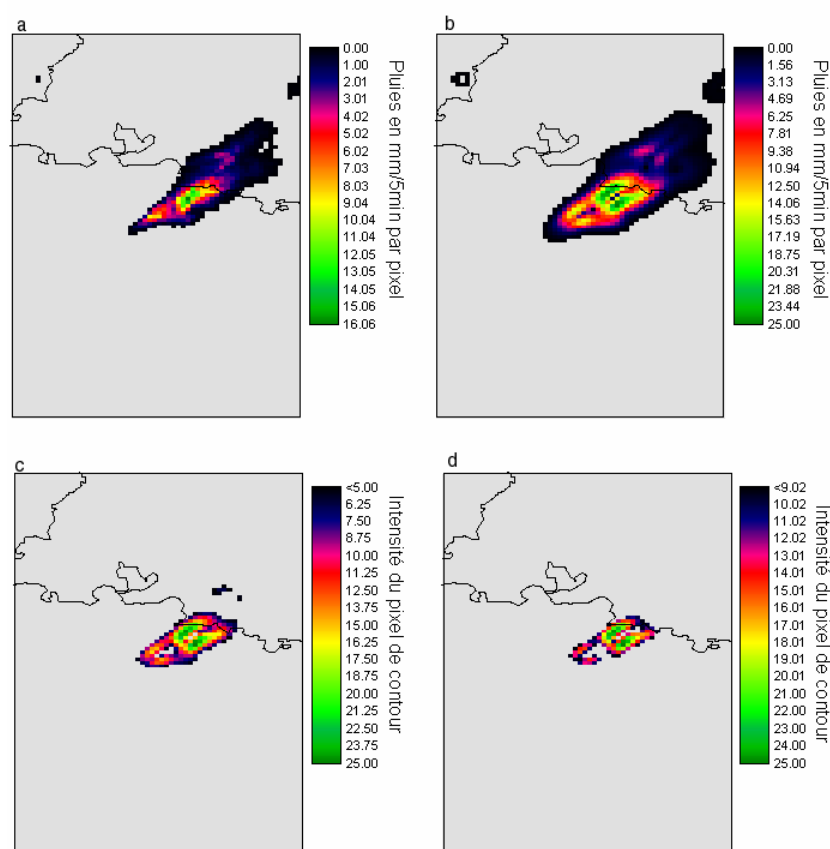


Fig. 31 : Exemple de seuillage a : une image radar brute (15h40 UTC), b : image lissée à l'aide du filtre de Gauss, c et d: images filtrées à l'aide du filtre de SOBEL avec >75 % et >65% du maximum.

Le second traitement consiste, une fois les images discrétisées, à passer d'une représentation en mode raster à une représentation en mode vecteur (isocontour) :

Pour définir un noyau de forte valeur de contour (une cellule de pluie ou d'activité électrique), nous avons utilisé comme limite l'isoligne correspondant à 75 % du maximum de l'image. On obtient la délimitation des noyaux, c'est-à-dire les cellules de pluies et d'activité électrique toutes les 5 minutes.

On remarque aussi après analyse des images brutes que certaines cellules ne sont pas identifiées par des pixels de fortes intensités dans le filtre de détection de contour. Le contour est bien défini mais l'intensité des pixels (des isolignes après vectorisation) n'est pas maximale mais relativement forte par rapport à son environnement. Il s'agit durant le même intervalle de temps de deux cellules à différent moment de leur cycle de vie. Ces pixels (des isolignes après vectorisation) vont être utilisés comme limite pour individualiser une autre cellule (en plus de la cellule principale). Cette situation a pour origine le fait qu'il n'y a pas suffisamment de pixels d'une intensité relativement forte pour faire une rupture nette entre le maximum relatif de la cellule secondaire et son environnement.

2.2.4. Calcul des centroïdes des cellules de pluies et d'activité électrique

Nous avons calculé des centres de gravité pondérés des cellules détectées. Il s'agit, après avoir superposé la limite de 75 % du maximum de l'image filtrée à l'image brute (pluie ou activité électrique), d'extraire les pixels contenus à l'intérieur. Une fois cette opération réalisée le centre de gravité pondéré de l'ensemble des pixels représentant la cellule va être calculé toutes les 5 minutes. Il s'agit d'individualiser la cellule au cours du temps en reliant les points successifs en fonction de règles d'associations. Nous allons de cette manière construire les trajectoires des cellules de pluies et d'activité électrique.

Il convient de vérifier dans les images avant traitement (lissage de gauss et filtre de détection des contours) la présence d'une ou plusieurs cellules (dans ce cas, la cellule est gardée pour la suite de la chaîne de traitement) ou une situation de type traîne avec des alignements de pixels. Dans ce cas, ces contours de fortes intensités sont considérés comme ceux d'une seule cellule. Ces situations de traîne ne génèrent pas de fortes pluies.

Le calcul du centre de gravité pondéré a été préféré à celui du centre de gravité. En effet, le centre de gravité pondéré permet de prendre en compte la structure interne des noyaux des cellules étudiées et de considérer l'objet dans son ensemble. Nous allons via le centre de gravité pondéré déplacer le point résumant un objet (le noyau de la cellule) vers une

localisation plus proche de la réalité (le centre « réel » du noyau de la cellule) et non une localisation simplement géométrique (le centre de gravité). Dans la suite de ce document, le terme centroïde fera référence au centre de gravité pondéré.

Le centre de gravité du polygone (Pumain et al., 1997) est défini par ses deux coordonnées (X_G et Y_G) qui sont respectivement les moyennes des coordonnées des points du polygone :

$$X_G = \frac{(X_A + X_B + \dots + X_N)}{N} \quad Y_G = \frac{(Y_A + Y_B + \dots + Y_N)}{N}$$

Soit N le nombre total de points

Soit X_G la position en X dans le référentiel commun

Soit Y_G la position en Y dans le référentiel commun

Le centre de gravité pondéré (barycentre ou centroïde) est défini (<http://www.encyclopedia-enligne.com>) :

Considérons deux points A_1 et A_2 de l'espace, définis par leurs coordonnées cartésiennes respectives (x_1, y_1, z_1) et (x_2, y_2, z_2) . On associe le nombre m_1 à A_1 et le nombre m_2 à A_2 ; ces nombres sont appelés **masses** ou **coefficients de pondération** et leur total ne peut-être nul.

Le barycentre de ce système $((A_1, m_1), (A_2, m_2))$ est le point G dont les coordonnées (x_G, y_G, z_G) sont les moyennes pondérées des points du système :

$$\begin{cases} x_G = \frac{m_1 x_1 + m_2 x_2}{m_1 + m_2} \\ y_G = \frac{m_1 y_1 + m_2 y_2}{m_1 + m_2} \\ z_G = \frac{m_1 z_1 + m_2 z_2}{m_1 + m_2} \end{cases}$$

Si $m_1 = m_2$, alors G est le milieu de $[A_1 A_2]$. Si $m_1 > m_2$, alors G est plus proche de A_1 que de A_2 . De manière globale, on a

$$\frac{A_1 G}{A_2 G} = \frac{m_2}{m_1}$$

Si l'on a maintenant trois points pondérés (A_1, m_1) , (A_2, m_2) et (A_3, m_3) , alors on définit de même le barycentre G par les moyennes pondérées des coordonnées

$$\begin{cases} x_G = \frac{m_1 x_1 + m_2 x_2 + m_3 x_3}{m_1 + m_2 + m_3} \\ y_G = \frac{m_1 y_1 + m_2 y_2 + m_3 y_3}{m_1 + m_2 + m_3} \\ z_G = \frac{m_1 z_1 + m_2 z_2 + m_3 z_3}{m_1 + m_2 + m_3} \end{cases}$$

Considérons G_1 le barycentre du sous-système $((A_1, m_1), (A_2, m_2))$. On peut montrer que G est aussi le barycentre du système $((G_1, m_1+m_2), (A_3, m_3))$. En clair :

Dans le calcul du barycentre, on peut remplacer deux points par leur barycentre pondéré de la somme des coefficients de pondération des deux points.

On peut ainsi découper le système en sous-systèmes pour simplifier le calcul.

Si l'on a n points A_i associés chacun à un coefficient m_i , alors le barycentre G a pour coordonnées

$$\begin{cases} x_G = \frac{\sum_{i=1}^n m_i x_i}{\sum_{i=1}^n m_i} \\ y_G = \frac{\sum_{i=1}^n m_i y_i}{\sum_{i=1}^n m_i} \\ z_G = \frac{\sum_{i=1}^n m_i z_i}{\sum_{i=1}^n m_i} \end{cases}$$

On peut montrer que l'on peut remplacer deux points pondérés, par exemple (A_1, m_1) et (A_2, m_2) , par leur barycentre pondéré de la somme des pondérations (G_1, m_1+m_2) , dans le système, pour obtenir le même barycentre ; on a

$$\begin{cases} x_G = \frac{(m_1+m_2)x_{G_1} + \sum_{i=3}^n m_i x_i}{\sum_{i=1}^n m_i} \\ y_G = \frac{(m_1+m_2)y_{G_1} + \sum_{i=3}^n m_i y_i}{\sum_{i=1}^n m_i} \\ z_G = \frac{(m_1+m_2)z_{G_1} + \sum_{i=3}^n m_i z_i}{\sum_{i=1}^n m_i} \end{cases}$$

On peut utiliser la notation dite des « coordonnées généralisées » :

x_i est noté x_{1i}

y_i est noté x_{2i}

z_i est noté x_{3i}

Les coordonnées du barycentre G (x_{1G}, x_{2G}, x_{3G}) vérifient donc

$$x_{jG} = \frac{\sum_{i=1}^n m_i x_{ji}}{\sum_{i=1}^n m_i}, j \in \{1, 2, 3\}$$

Dans tous ces cas, on peut remarquer que le barycentre G est le point G . C'est-à-dire que

$$m_1 G \vec{A}_1 + m_2 G \vec{A}_2 + \dots + m_n G \vec{A}_n = \vec{0}$$

On peut définir le barycentre pour un ensemble infini de points. Soit les points sont discrets, on a alors une série ; soit les points forment un ensemble continu, on a alors une fonction de pondération $f(x_1, x_2, x_3)$, continue, les coordonnées du barycentre valent alors

$$x_{jG} = \frac{\int \int \int (f(x_1, x_2, x_3) \cdot x_j) \cdot dx_1 \cdot dx_2 \cdot dx_3}{\int \int \int f(x_1, x_2, x_3) \cdot dx_1 \cdot dx_2 \cdot dx_3}, j \in \{1, 2, 3\}$$

Si l'on se ramène à une dimension, ou bien si l'on considère chaque coordonnée séparément, on retrouve la formule de la moyenne pondérée :

$$x_G = \frac{\int (f(x) \cdot x) \cdot dx}{\int f(x) \cdot dx}$$

2.2.5. Construction des trajectoires des cellules de pluies et d'activité électrique

Une fois les centroïdes calculés, nous avons dessiné les trajectoires en joignant les centroïdes. Les centres de gravité pondérés successifs ont été reliés d'une image à l'autre (en reliant les positions des centres de gravité pondérés). Les trajectoires de chacune des cellules détectées ont été ainsi dessinées.

L'individualisation d'une trajectoire est validée lorsque les points consécutifs deux à deux constituant une trajectoire ne sont pas éloignés de plus de 20 kilomètres. Les trajectoires d'une durée de vie inférieure ou égale à 15 minutes ont été éliminées. Il en ressort des trajectoires (précipitations et activité électriques) définies par les limites temporelles de détection des noyaux des cellules.

2.2.6. Mise en place des couples de trajectoire pluie et activité électrique

Pour établir les correspondances entre les trajectoires des pluies et de l'activité électrique, nous avons posé deux requêtes dans les bases de données. Nous nous sommes fondés sur les relations spatiales et temporelles existantes entre les précipitations et l'activité électrique établies par différents auteurs (Mason, 1971, Magono, 1980, Tapia et al., 1998, Seliga et al., 2003) :

La première requête est temporelle. Il faut que les limites temporelles des trajectoires de pluie (définies précédemment dans les conditions de validation d'une trajectoire) soient comprises partiellement (au moins 15 minutes) ou totalement entre les limites temporelles des trajectoires de l'activité électrique. Ce délai de 15 minutes correspond au délai moyen entre le maximum d'activité électrique et le maximum de pluie (Tapia et al., 1998, C.P.S.M.A., 1986).

La seconde requête est spatiale. Le décalage spatial entre les points constituant les trajectoires des cellules de pluie et d'éclair doit être inférieur ou égal à 20 km. Cette distance est équivalente à la distance moyenne entre les noyaux des cellules d'activité électrique et les noyaux des cellules de précipitation associées dans un événement orageux (Magono, 1980). On obtient alors les couples de trajectoires pluies et activité électrique. Par exemple pour l'événement 3 (Fig. 32).

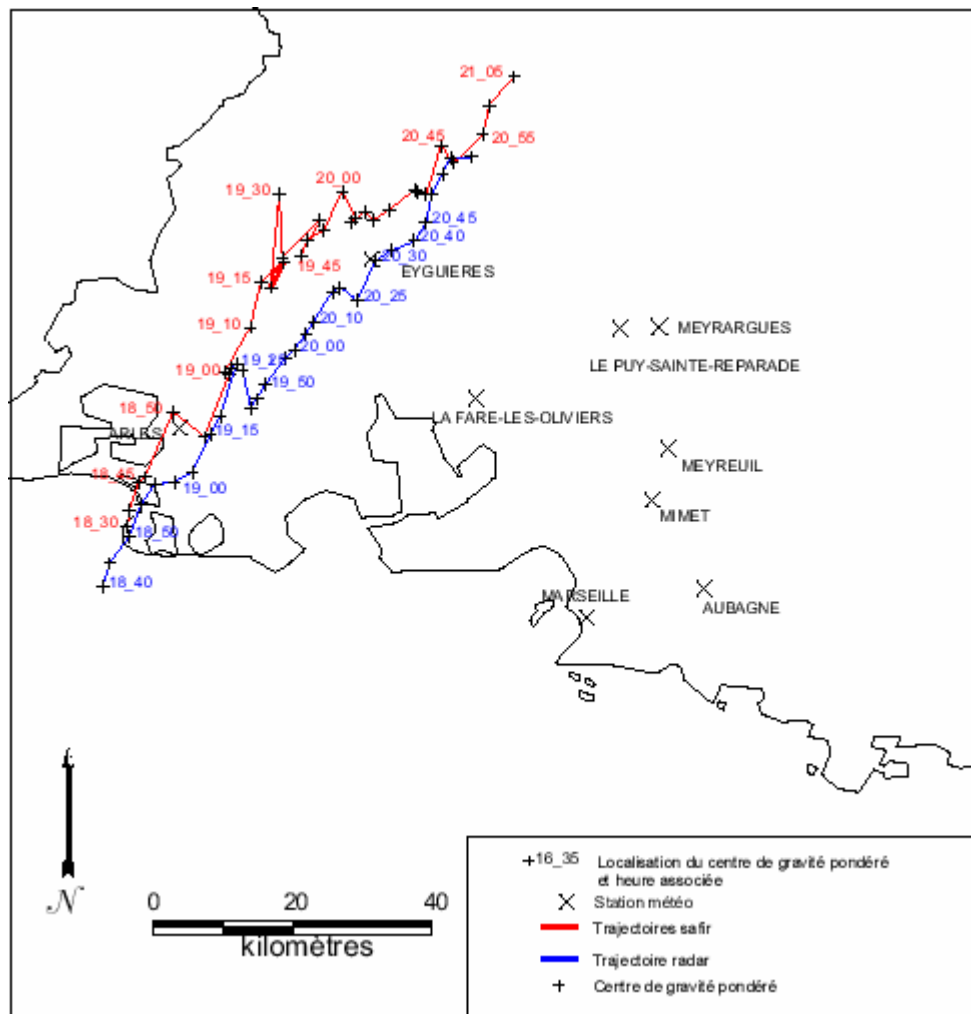


Fig. 32 : Trajectoires des précipitations et de l'activité électrique associées pour l'événement 3.

2.2.7. La modélisation des trajectoires

Après avoir construit, validé et associé les trajectoires des précipitations et de l'activité électrique, nous avons modélisé par une régression linéaire simple ces trajectoires et calculé les orientations prises par celle-ci. Cette analyse est réalisée afin de déterminer les délais de mise en place des orientations définitives des trajectoires d'une part et d'analyser l'influence du relief sur les quantités de pluie et d'activité électrique des trajectoires modélisées d'autre part.

Les trajectoires au cours de leur durée de détection ont des périodes durant lesquelles le sens de propagation change voire même s'inverse. Ces changements sont dus au renouvellement des cellules au sein de la multicellule. Ces modifications perturbent l'analyse de l'influence du relief sur les quantités de pluies et d'activité électrique. Pour les simplifier,

le modèle statistique le plus évident à utiliser et à comprendre est le modèle de régression linéaire simple (Fig. 33).

Dans notre étude, la modélisation des trajectoires se fait en utilisant les coordonnées des centroïdes (la latitude en fonction de la longitude). Cette modélisation n'a pas pour but de déterminer une relation linéaire entre ces deux variables mais de fournir une simplification de chacune des trajectoires.

Les droites de régression linéaire simple se présentent sous la forme :

$$Y = aX + b$$

ou a est la pente de la droite (coefficient de régression ou coefficient angulaire).

$$a = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})(x_i - \bar{x})}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}$$

ou b est l'ordonnée à l'origine.

$$b = \bar{y} - a\bar{x}$$

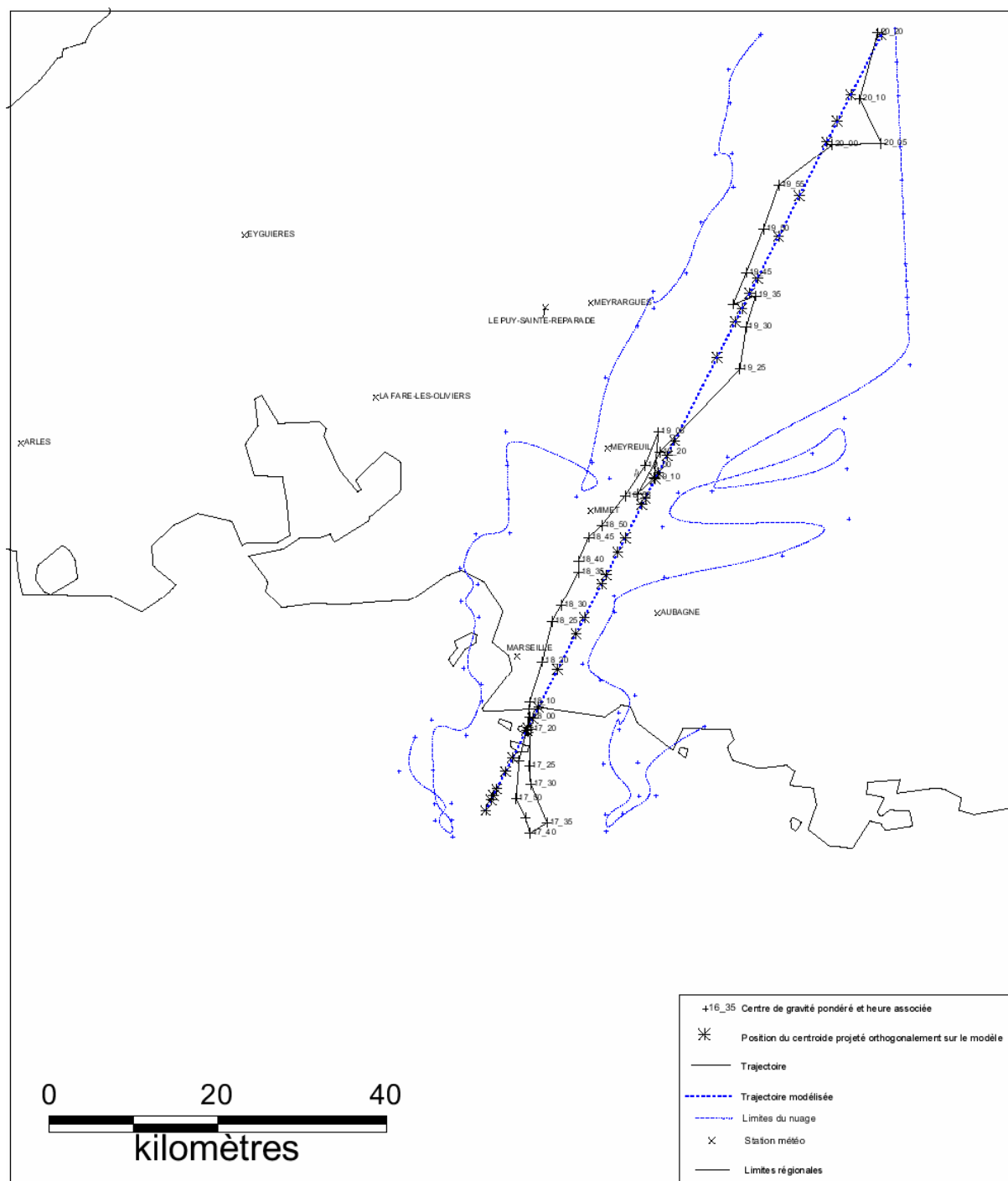


Fig. 33 : Trajectoire des précipitations avec modélisation

2.2.8. La mesure des quantités de pluie et d'activité électrique pour les trajectoires associées

Une fois les trajectoires associées nous avons procédé à la mesure des quantités de pluies et d'activité électrique toutes les 5 minutes. Il s'agit d'extraire grâce à l'utilisation de zone tampon de 8 kilomètres de rayon, (taille supposée d'une cellule (Magono, 1980) autour

du centre de gravité pondéré) les valeurs (minimum, maximum, total, ...) provenant de différentes couches du S.I.G. (des images brutes radar et SAFIR) (Fig. 34). Après avoir étudié les corrélations entre l'ensemble des variables extraites des images radar et SAFIR par le tampon de 8 kilomètres de rayon toutes les 5 minutes, la variable « total des pixels » a été retenue. Il s'agit de la somme des pixels contenue dans le tampon autour du centre de gravité pondéré appliqué aux images brutes (de pluies ou d'éclairs).

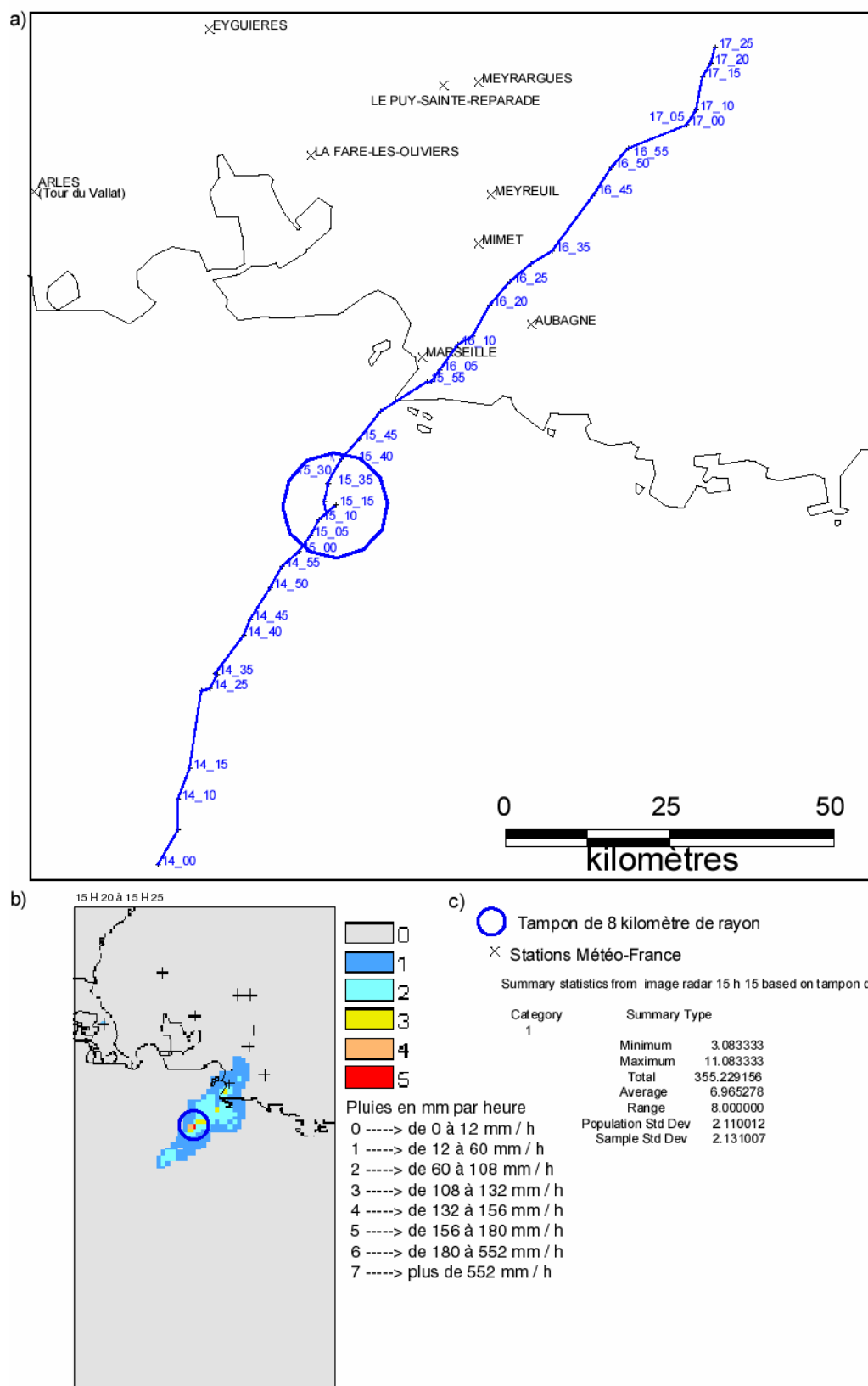


Fig. 34 : Exemple d'extraction des valeurs dans une image radar avec un tampon de 8 kilomètres
a : trajectoire des précipitations de l'événement 1a avec tampon de 8 km appliqué à 15 h 20
b : image radar de 15 h 20 avec résultats des valeurs extraites à l'intérieur du tampon
c : variables calculées à l'intérieur du tampon (d'après Idrisi)

2.2.9. Anticipation des précipitations par l'activité électrique

Pour pouvoir déterminer des délais d'anticipation des pluies par l'activité électrique, nous avons utilisé trois méthodes :

La première méthode consiste à mesurer les décalages temporels (les délais) entre les heures des maximums de l'activité électrique et des précipitations pour chaque couple de trajectoire avec et sans lissage par la méthode des moyennes mobiles.

La seconde méthode repose sur l'utilisation des corrélations et de la variance commune synchrone et asynchrone entre les précipitations et l'activité électrique pour chaque couple de trajectoire.

La troisième méthode repose sur le calcul des orientations définitives des trajectoires modélisées.

2.2.9.1. Décalage entre les maximums des totaux et lissage par les moyennes mobiles

Nous avons pour chaque couple de trajectoire construit les graphiques de l'évolution du total des pixels de pluies et d'activité électrique en fonction du temps.

Pour chaque graphique nous avons déterminé les décalages temporels entre les maximums des totaux des précipitations et de l'activité électrique. Cependant, les évolutions temporelles des séries sont soumises à des irrégularités qui rendent la lecture des graphiques difficiles. Pour palier cette situation, nous avons lissé les séries à l'aide de la méthode des moyennes mobiles (Fig. 35).

La technique des moyennes mobiles consiste à lisser les irrégularités en associant aux valeurs Y_{t_i} d'une chronique de nouvelle valeur Z_{t_i} qui sont les moyennes arithmétiques d'une valeur originelle Y_{t_i} et des valeurs qui l'encadrent (Chadule, 1986). Par exemple pour une moyenne mobile calculée sur 5 valeurs (2 de part et d'autre de Y_3 , 2 de part et d'autre de Y_4 , etc ...) (Tableau 12).

$$Z_3 = \frac{(Y_1 + Y_2 + Y_3 + Y_4 + Y_5)}{5}$$

$$Z_4 = \frac{(Y_2 + Y_3 + Y_4 + Y_5 + Y_6)}{5}$$

Et ainsi de suite, la dernière valeur Z_{t_i} calculée correspondant ici à Z_{t_n-2}

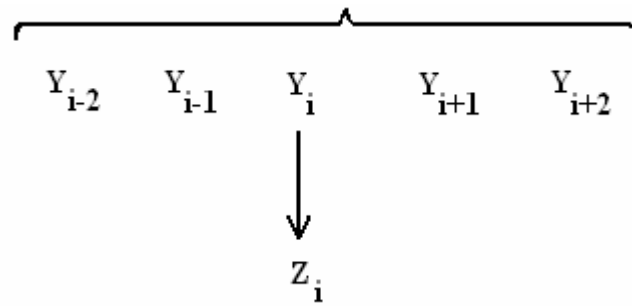


Tableau 12 : Calcul de la moyenne mobile avec une bande de lissage de 5 valeurs.

Dans notre étude, nous avons choisi de lisser les séries sur 20 minutes. Avec ce pas de lissage, les cycles irréguliers sont gommés et les modes principaux sont visibles (les maximums sont mieux dessinés) (Fig. 35). On peut supposer que ces modes sont le reflet de la présence d'au moins une cellule (couples pluies et activité électrique) durant la durée de détection de l'événement. Le passage d'une cellule à l'autre illustrant les phases de développement maturité et dissipation avec la succession de phase d'augmentation et de diminution des quantités de pluie et d'activité électrique.

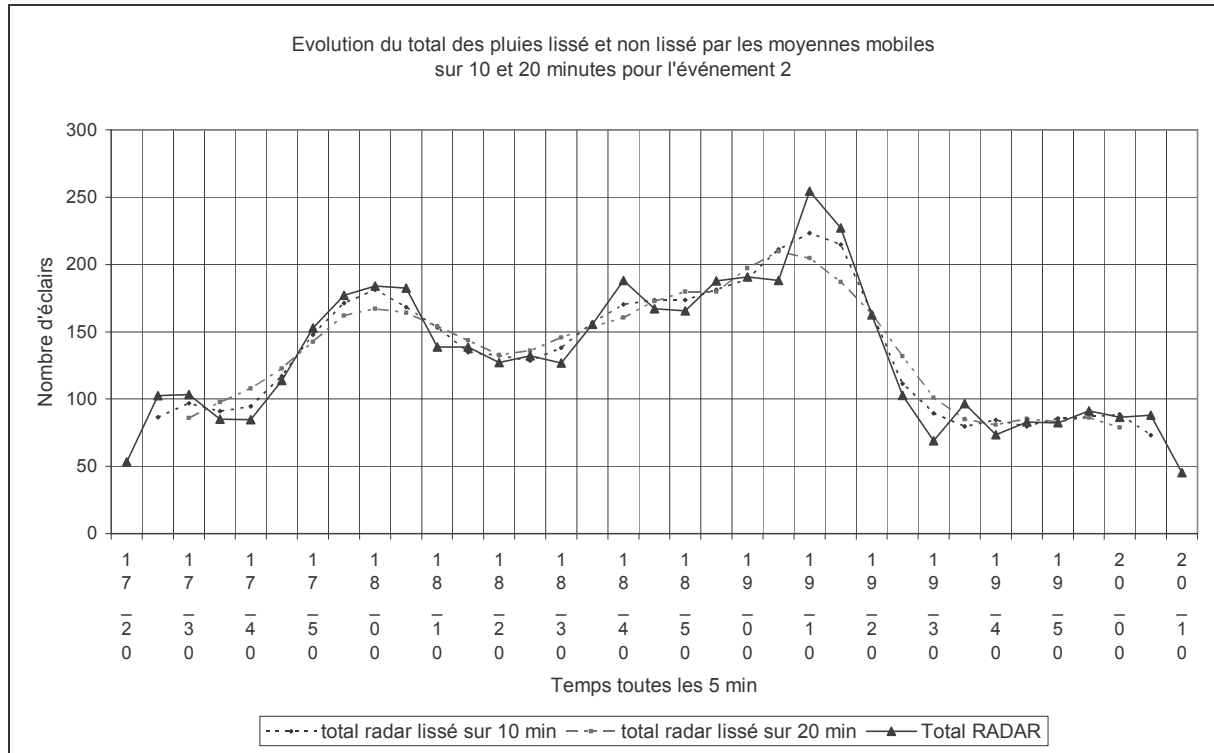


Fig. 35 : Evolution du total des pluies de l'événement 2 lissé et non lissé par les moyennes mobiles sur 10 et 20 minutes.

2.2.9.2. Corrélations et part de variance commune

Nous avons calculé les corrélations et la part de variance commune (Chadule, 1987) entre les variables « total des pixels » des précipitations et de l'activité électrique de manière synchrone (au cours de la durée de l'événement) ou asynchrone (en décalant le début de l'activité électrique de 5 en 5 minutes par rapport à celui des précipitations). Il s'agit en fonction d'un décalage temporel donné (le délai où les évolutions des précipitations sont les plus proches de celles de l'activité électrique) de déterminer les corrélations et la part de variance commune maximale. De cette manière nous pouvons estimer un délai d'anticipation des pluies par l'activité électrique.

Le coefficient de corrélation (de Pearson) noté ρ ou r , mesure l'intensité d'une liaison linéaire entre deux variables aléatoires X et Y . Son signe donne le sens de la relation. On a les propriétés suivantes :

$$\forall X, Y : \rho(X, Y) \in [-1, 1]$$

Si X et Y sont indépendantes alors $\rho(X, Y) = 0$ (la réciproque n'est pas vraie en général).

$$\rho = \frac{\sum [(X - \bar{X})(Y - \bar{Y})]}{\sqrt{\sum (X - \bar{X})^2 \sum (Y - \bar{Y})^2}}$$

Ou sous sa forme simplifiée :

$$\rho = \frac{n \sum XY - (\sum X)(\sum Y)}{\sqrt{(n \sum X^2 - (\sum X)^2)(n \sum Y^2 - (\sum Y)^2)}}$$

Plus la valeur de r se rapproche de ± 1 , plus la relation linéaire est forte, et plus la valeur de r est voisine de 0, plus la relation linéaire est faible.

Une fois calculé le coefficient de corrélation, il s'agit de le valider : Deux méthodes peuvent-être utilisées pour la validation du coefficient de corrélation de Pearson.

La première statistique s'appuie sur la table du r de Bravais-Pearson (Pearson, 1908). Cette table indique le seuil inférieur de significativité d'un coefficient de corrélation linéaire. Si le r

calculé est supérieur au r lu dans la table, on conclue qu'il existe une corrélation linéaire significative avec un risque d'erreur α (Chadule 1987).

Une seconde méthode empirique s'appuie sur le calcul de la part de variance commune. La variance commune est le carré de la corrélation. Elle correspond au pourcentage de variance commune entre deux variables.

La variance (σ^2) est la moyenne arithmétique des carrés des écarts des valeurs à leur moyenne arithmétique.

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

La relation peut-être considérée comme valide lorsque le seuil de 50% de variance commune est atteint.

2.2.9.3. Les orientations des trajectoires

Il s'agit de calculer l'orientation définitive des trajectoires afin de déterminer des délais de mise en place des orientations définitives des trajectoires associées. Nous avons calculé les angles successifs de la trajectoire entre le moment où celle-ci est détectée et le moment où elle se dissipe (Fig. 36, Fig. 37). Pour y arriver, nous avons utilisé les relations trigonométriques. Nous avons calculé l'ensemble des orientations prises par les trajectoires.

La première orientation a été calculée sur les trois premiers points (15 minutes) puis, nous avons répété les calculs en ajoutant un point (un centroïde) jusqu'à la fin de la trajectoire.

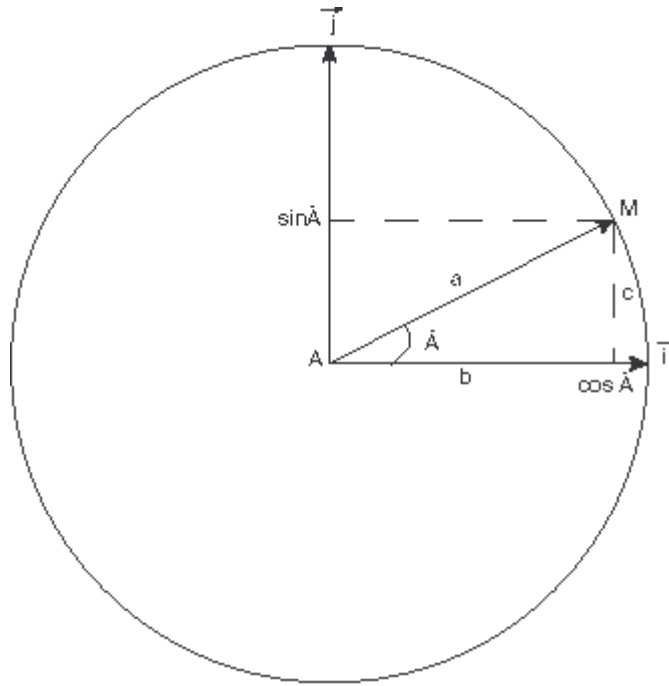


Fig. 36 : Relations trigonométriques dans un cercle trigonométrique.

Le calcul de l'angle $\hat{A}$ peut s'effectuer de deux façons :

$$\cos \hat{A} = \frac{b}{a} \text{ ou } \tan \hat{A} = \frac{c}{b}$$

ou a est l'hypoténuse

$$a = \sqrt{(X_A - X_M)^2 + (Y_A - Y_M)^2}$$

ou b le coté adjacent

$$b = X_M - X_A$$

et c le coté opposé

$$c = Y_M - Y_A$$

Nous avons considéré que la trajectoire avait pris son orientation définitive lorsque l'angle calculé par l'ajout d'un point supplémentaire était compris entre plus ou moins 20° de l'orientation définitive.

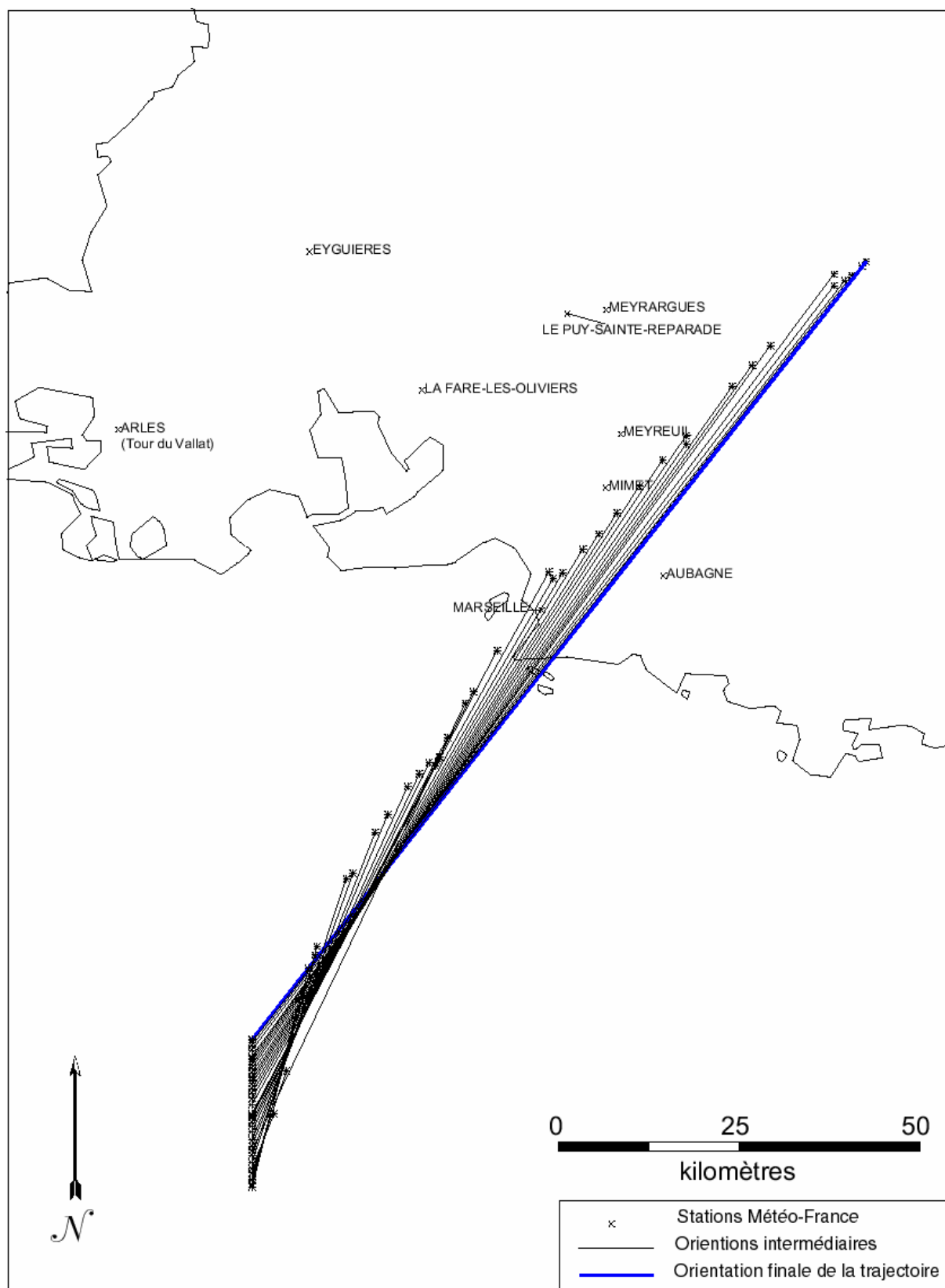


Fig. 37 : Orientations successives (en noir) et orientation définitive (en bleu) des précipitations de l'événement 1a

2.2.10. L'influence du relief sur les quantités de pluie et d'activité électrique

Pour quantifier l'influence du relief sur les quantités des précipitations et d'activité électrique, après avoir modélisé la trajectoire, nous avons projeté sur la droite représentant le modèle les points de la trajectoire qui ont servi à sa construction (Fig. 38).

Les points de la trajectoire sont connus et nous cherchons les coordonnées X et Y qui sont les projections orthogonales d'un point de la trajectoire sur l'axe. Ces nouvelles coordonnées vont servir à connaître, à partir des trajectoires modélisées l'évolution du relief associé à la position modélisée des centroïdes.

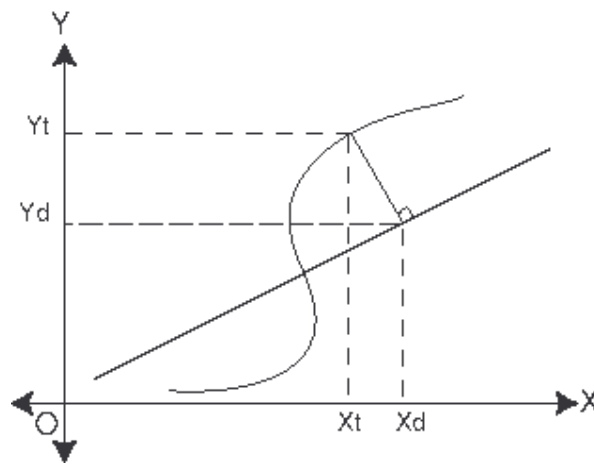


Fig. 38 : Projection d'un point sur le modèle

Le modèle a pour équation :

$$Y_D = a_D * X_D + b_D$$

ou a_D et b_D étant respectivement pente et ordonnée à l'origine.

La projection orthogonale des points sur le modèle a pour équation :

$$Y_t = -\frac{1}{a_D} * X_t + b$$

ou $b = Y_t + \frac{1}{a_D} * X_t$

L'équation de la perpendiculaire est donc connue également la pente et l'ordonnée à l'origine.

Le point projeté sur la droite vérifie les équations :

$$Y_D = a_D * X_D + b_D \text{ et}$$

$$Y_t = -\frac{1}{a_D} * X_t + b$$

on en tire :

$$X_D = \frac{b - b_D}{a_D + \frac{1}{a_D}}$$

L'extraction des valeurs du relief associée à la position des centroïdes modélisés se fait grâce à l'utilisation de tampon de deux kilomètres de rayon appliqués sur le modèle numérique de terrain. Parmi les variables de l'altitude issues du tampon, c'est l'altitude moyenne qui a été retenue. Cette variable est la mieux corrélée dans le temps avec les quantités de pluies et d'activité électrique des trajectoires.

4. Détermination et analyse des trajectoires des précipitations et de l'activité électrique

La méthodologie proposée par la suite dans ce travail repose sur la détermination et la comparaison des trajectoires des cellules de pluies et d'activité électrique dans la région occidentale de P.A.CA. lors de l'événement du 19 septembre 2000.

1. Analyse des noyaux de plus forte intensité (étude des maximums absolus) et détermination des épisodes

Une première étape dans la détermination de la situation du 19 septembre a consisté à regarder l'évolution des quantités de pluie des maximums absolus des pluies à partir du radar (mm / 5min) et de l'activité électrique à partir de SAFIR (éclairs / 5 min) (cf. § 2.2.1). Une seconde étape a consisté à déterminer la présence d'épisodes en calculant les distances entre les positions des maximums absolus des précipitations et de l'activité électrique. Enfin, la construction des trajectoires des maximums absolus sera réalisée grâce à la mise en place de requêtes spatiales et temporelles.

1.1. Analyse des noyaux de plus forte intensité dans le temps

Afin de voir s'il existe une relation temporelle entre les maximums absolus des précipitations et d'activité électrique, nous avons extrait dans les images SAFIR et radar la valeur et la position des maximums absolus et replacé ces valeurs au cours du temps (Fig. 39).

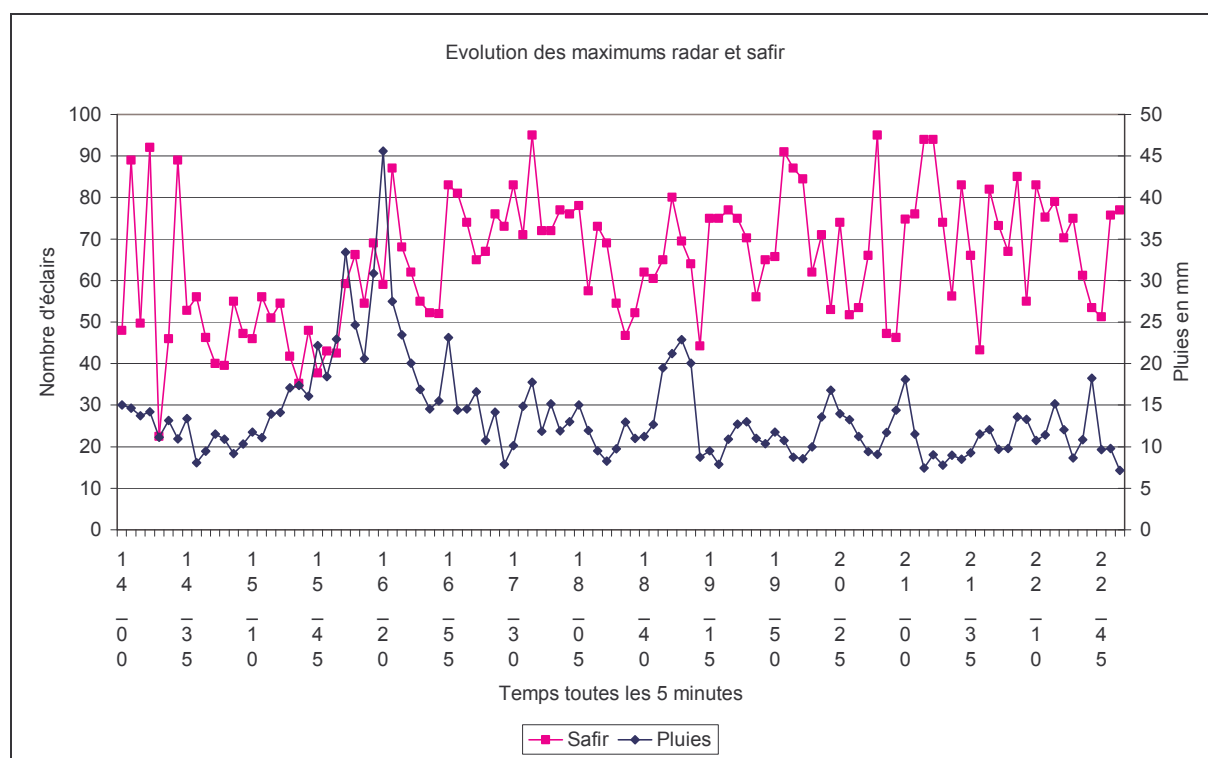


Fig. 39 : Evolution des maximums de pluie et d'éclair

On note qu'au cours du temps, un seul maximum net de pluie apparaît. Il se produit à 16 h 20 avec 46 mm de pluies. L'activité électrique connaît plus de variation. Le maximum absolu de l'activité électrique se produit à 17 h 40 avec 95 éclairs. Il ne semble pas y avoir de correspondance temporelle entre les heures des maximums absolus des précipitations et de l'activité électrique.

1.2. Déterminations des épisodes de plus fortes pluies et d'activité électrique

Pour déterminer les épisodes successifs qui se sont produits le 19 septembre, nous avons étudié l'évolution des distances entre les positions des points de maximums d'activité électrique et de pluie (cf. § 2.2). Cette méthode va nous permettre d'utiliser les principes du cycle de vie de la multicellule (développement, maturité et dissipation) (Byers et al., 1949, Williams et al., 1989, Lemon et al., 1979).

La méthode employée consiste à calculer la distance (euclidienne) entre la position synchrone des points. Le système de projection utilisé étant Lambert 3 les distances sont en mètre. La distance entre le point du maximum d'activité électrique et celui des pluies à 14 h 00 est de 76413.3 mètres. L'augmentation de la distance entre les positions des

maximums de l'activité électrique et des précipitations va correspondre au passage d'un épisode à un autre (Fig. 40).

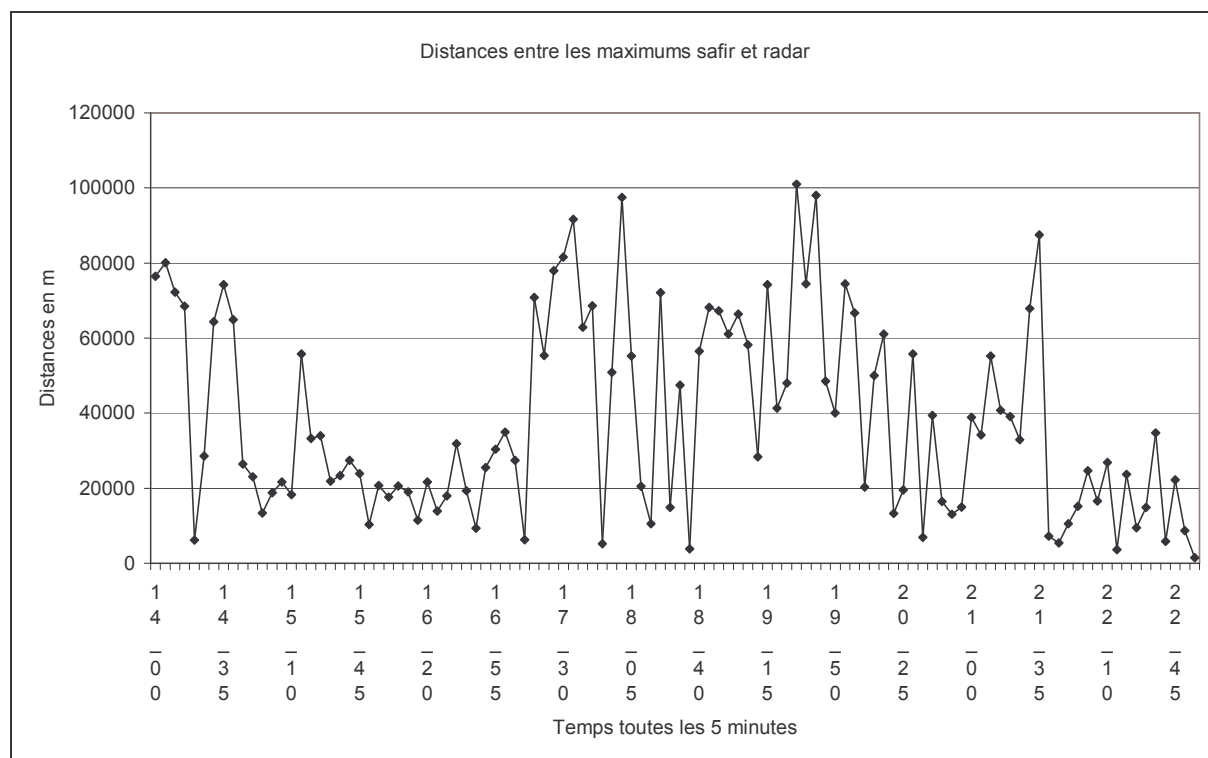


Fig. 40 : Evolution des distances entre les maximums synchrones de pluie et d'éclair

Trois épisodes distincts (Fig. 40) apparaissent, deux épisodes continus de distances faibles (14 h 45 à 17 h 15 et 21 h 40 à 22 h 55) séparés par un épisode dans lequel les distances (17 h 15 à 21 h 40) sont importantes. Ces deux épisodes ont une durée de vie suffisamment longue et une forte cohérence spatiale pour être quantifiables et définissables en tant qu'événement unique dans la période d'étude.

Cette organisation particulière des relations entre les maximums de pluie et d'éclair se retrouve dans l'organisation spatiale des nuages (radar) et de l'activité électrique (SAFIR). On remarque une diminution des surfaces occupées associée à la concentration des intensités de pluies et d'éclairs.

1.2.1. Le premier épisode (14 h 45 à 17 h 15)

Le premier épisode dure 150 minutes. Le délai entre le maximum de pluie mesurée et son début est de 100 minutes (cette durée peut-être assimilée à une phase de développement jusqu'à la maturité de la multicellule) (Fig. 40).

L'analyse des images radar indique que nous sommes en présence d'un Système Mésocyclotique (M.C.S. ou système en V) (Maddox, 1980, Homes et al., 1980). La forme des noyaux de pluie et d'éclair est globuleuse (Fig. 41 a). Les distances entre les maximums de pluie et d'éclair connaissent une faible variation dans l'intervalle 14 h 45 – 17 h 15.

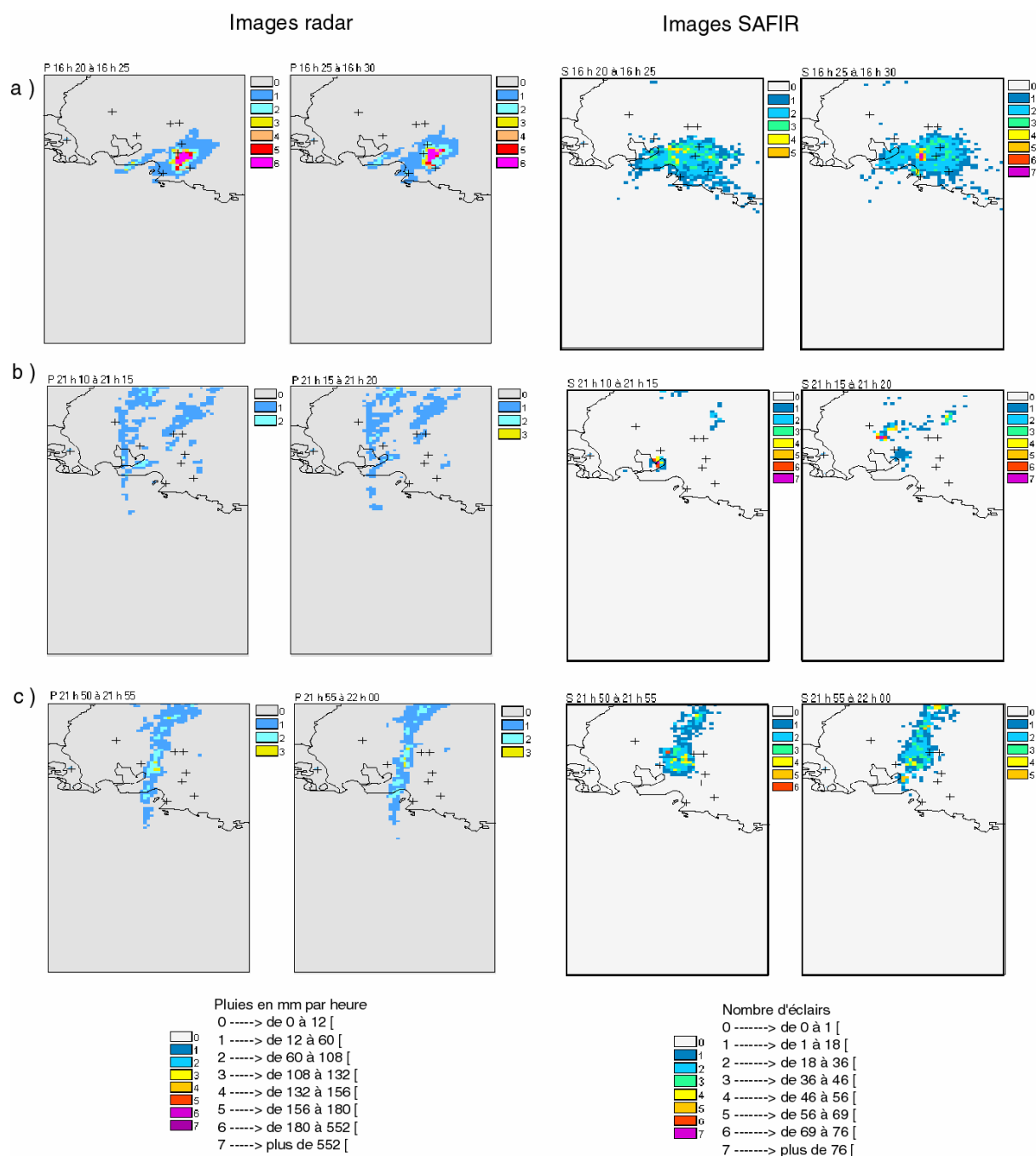


Fig. 41 : Illustration des épisodes déterminés par l'analyse des maximums absolus

a) premier épisode (16 h 20- 16 h 30)

b) second épisode (21 h 10- 21 h 20)

c) troisième épisode (21 h 50- 21 h 55)

1.2.2. Le second épisode (17 h 15 à 21 h 40)

Le deuxième épisode de pluie est caractérisé par de fortes distances entre les positions des maximums des précipitations et de l'activité électrique (Fig. 40).

Cet épisode reflète la diffusion dans l'espace des pluies et de l'activité électrique. L'organisation spatiale des pluies et des éclairs se fait sous la forme de plusieurs bandes de pluies et d'éclairs (Fig. 41 b). Nous sommes en présence de différentes cellules indépendantes les unes par rapports aux autres qui vont atteindre leurs maximums à différents moments sur toute la fenêtre d'étude. L'activité électrique ne présente pas de concentration spatiale.

1.2.3. Le troisième épisode (21 h 40 à 23 h 10)

Le troisième épisode dure 90 minutes (Fig. 40). Le délai entre le maximum de pluie mesuré et son début est de 60 minutes. Soit une phase de développement et de maturité de la multicellule de 100 et 60 minutes.

L'analyse des images radar et SAFIR indique que nous sommes en présence d'un système « type ligne » de grain (cf. §. 3.3.2) avec deux bandes (l'une de pluie et l'autre d'activité électrique) d'orientation Nord-Sud (Fig. 41 c). Les distances entre les maximums de pluie et d'éclair connaissent une faible variation dans l'intervalle 21 h 40 - 22 h 55.

1.3. Les trajectoires des maximums absolus des précipitations et de l'activité électrique

La construction des trajectoires des maximums absolus (cf. § 2.2.1), en reliant les maximums successifs, met en avant la différence d'évolution spatiale des précipitations et de l'activité électrique. Les requêtes spatiales (20 km entre les points successifs) et temporelles (au moins 3 points successifs) appliquées sur les maximums absolus toutes les 5 minutes ont mis en avant deux comportements différents (Fig. 42) :

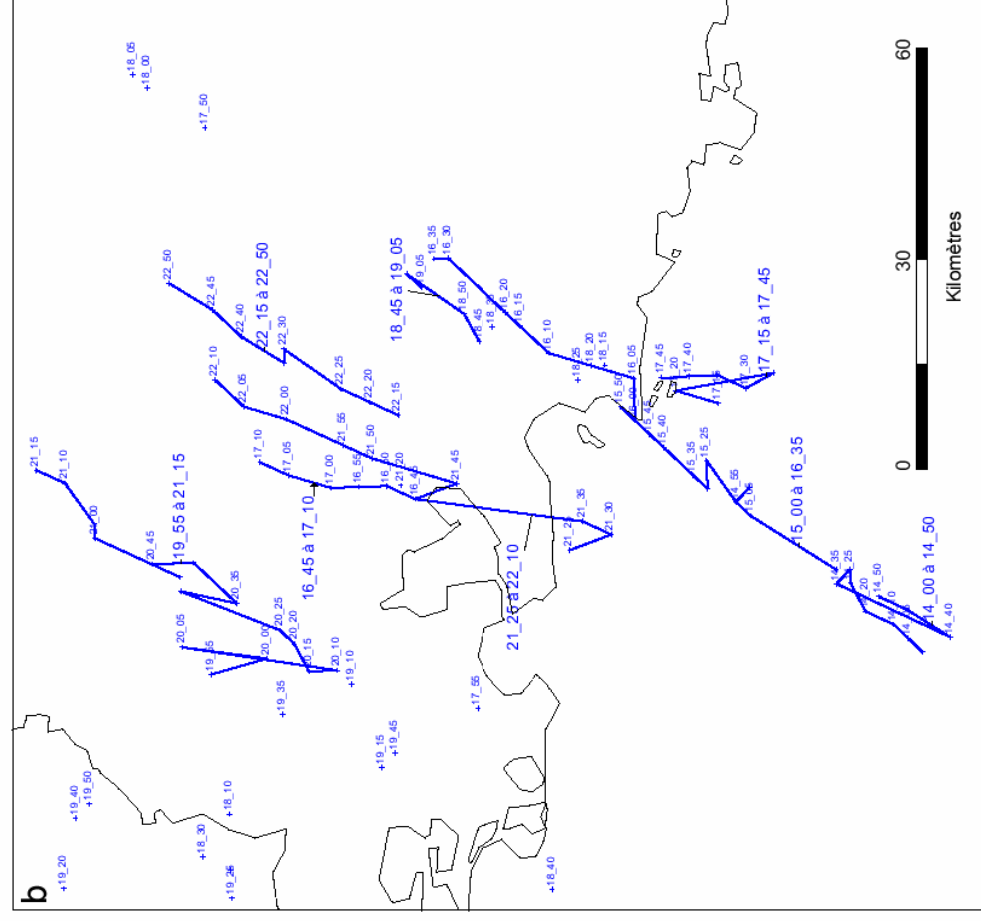
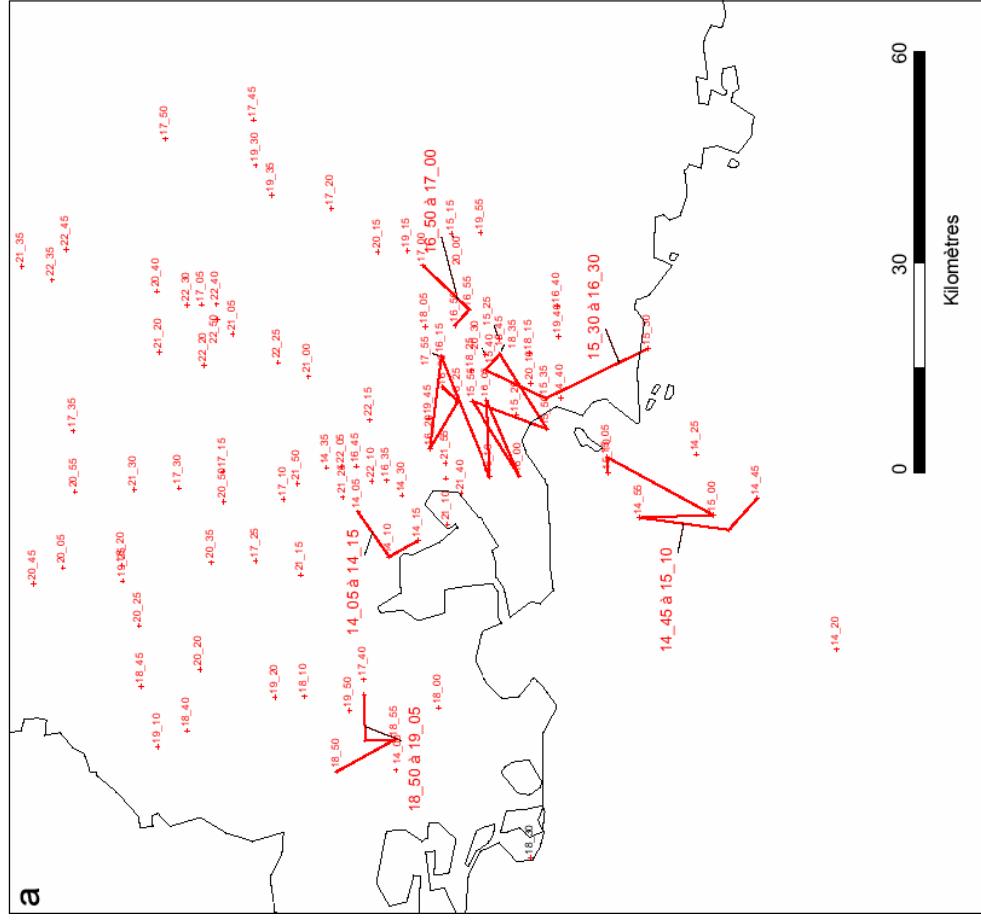


Fig. 42 : Localisations des maximums absolus de l'activité électrique (a) et des précipitations (b)

- Les positions des maximums absolus d'activité électrique sont caractérisées par une plus grande dispersion spatiale. De très nombreux points ne sont pas utilisables pour la construction des trajectoires (Fig. 42 a). Ils ne remplissent pas les conditions de construction d'une trajectoire. Cela est dû à la présence simultanée de multiples cellules d'activité électrique qui ont atteint leur phase de maturité / dissipation de manière relativement indépendante les unes par rapports aux autres. Lorsque la trajectoire des maximums absolus existe, on peut supposer que la cellule d'activité électrique est soit associée à une cellule de pluie intégrée au sein d'une multicellule (Rivrain, 1997) soit associée à une cellule de pluie d'une durée de vie supérieure à 30 minutes (Uman, 1986).

- Les positions de maximums des précipitations sont relativement plus régulières au cours du temps. La quasi-totalité des positions des maximums répondent aux critères de construction des trajectoires et vont être utilisés pour les construire (Fig. 42 b). Deux situations peuvent-être à l'origine du renouvellement de la cellule de pluie. La première, une multicellule dont une des catégories est le Système Mésos-Convectif (Jacq, 1996), la seconde un ensemble de type front (cf. §. 3.3.2). Ces deux situations sont susceptibles de maintenir une cohérence spatiale dans la succession dans le temps des maximums absolus.

Le suivi des maximums absolus des précipitations et de l'activité électrique nous a montré ses limites quant à la détermination des épisodes qui se sont déroulés le 19 septembre (origines et fins des trajectoires). Les trajectoires des maximums absolus permettent d'estimer la durée de vie de la phase de développement et de dissipation d'une multicellule c'est-à-dire entre 1 h 30 et 1 h 40. La construction des trajectoires des maximums absolus (cf. § 2.2.1) nous a montré la grande variabilité spatiale des maximums absolus de l'activité électrique par rapport aux précipitations toutes les 5 minutes. C'est la raison qui nous a poussé à chercher un autre moyen de suivre les très fortes précipitations et l'activité électrique associée. La comparaison des trajectoires des maximums absolus avec les images radar et d'activité électrique nous a montré que certains épisodes ne sont pas observés par cette méthode.

2. Suivi des trajectoires des cellules des pluies et de l'activité électrique par les centroïdes

Nous allons utiliser le suivi des centroïdes (c'est-à-dire le centre de gravité pondéré (cf. §. 2.2.4)) pour arriver à suivre les trajectoires des précipitations et de l'activité électrique. L'utilisation d'un filtre gaussien et de SOBEL (Blanchet et al., 2001), nous a fourni de

nouvelles séries d'images qui, après analyse et une série de calculs et de requêtes, vont nous permettre de suivre les centroïdes des noyaux de pluies et d'activité électrique détectés (cf. § 2.2.2). En joignant les centroïdes successifs, nous allons construire les trajectoires des précipitations et de l'activité électrique. Cette étape va nous permettre de changer d'échelle dans l'étude des capacités de détection et d'anticipation des précipitations par l'activité électrique. Nous allons passer d'une échelle globale (la fenêtre d'étude) qui ne faisait qu'une distinction incomplète entre les différents épisodes au cours de la journée du 19 septembre à une échelle plus fine.

La Fig. 43 représente la synthèse des différentes étapes qui ont conduit au calcul des positions des différents centroïdes (cf. §. 2.2.2). A partir d'une image d'activité électrique (Fig. 43 a) (15 h 00-15 h 05, 15 h 30-15 h 35 et 16 h 00-16 h 05) nous avons effectué un lissage à l'aide d'un filtre gaussien (Fig. 43 b) (Blanchet et al., 2001). Le filtre de détection des contours (filtre de SOBEL) (Fig. 43 c) va, à partir des images lissées, faire apparaître de nouveaux détails. Nous allons détecter des cellules de pluies et d'activité électrique par les ruptures de pentes nettes dans les images. La valeur calculée de chaque pixel représente l'intensité de ces ruptures. Plus cette valeur est forte plus la limite entre un objet (une cellule) et son environnement est marquée. Afin de délimiter la position du centroïde, nous avons discrétisé ces images avec un seuil égal à 75% du maximum absolu de l'image. Les pixels supérieurs à ce seuil ont, après vectorisation et requêtes, permis de calculer la position du centroïde des différents noyaux de pluies et d'activité électrique toutes les 5 minutes. La Fig. 43 d représente la synthèse des calculs des centroïdes. On y voit la position des centroïdes localisés au centre du cercle noir. Ce point va représenter par la suite la partie la plus active de la cellule toutes les 5 minutes.

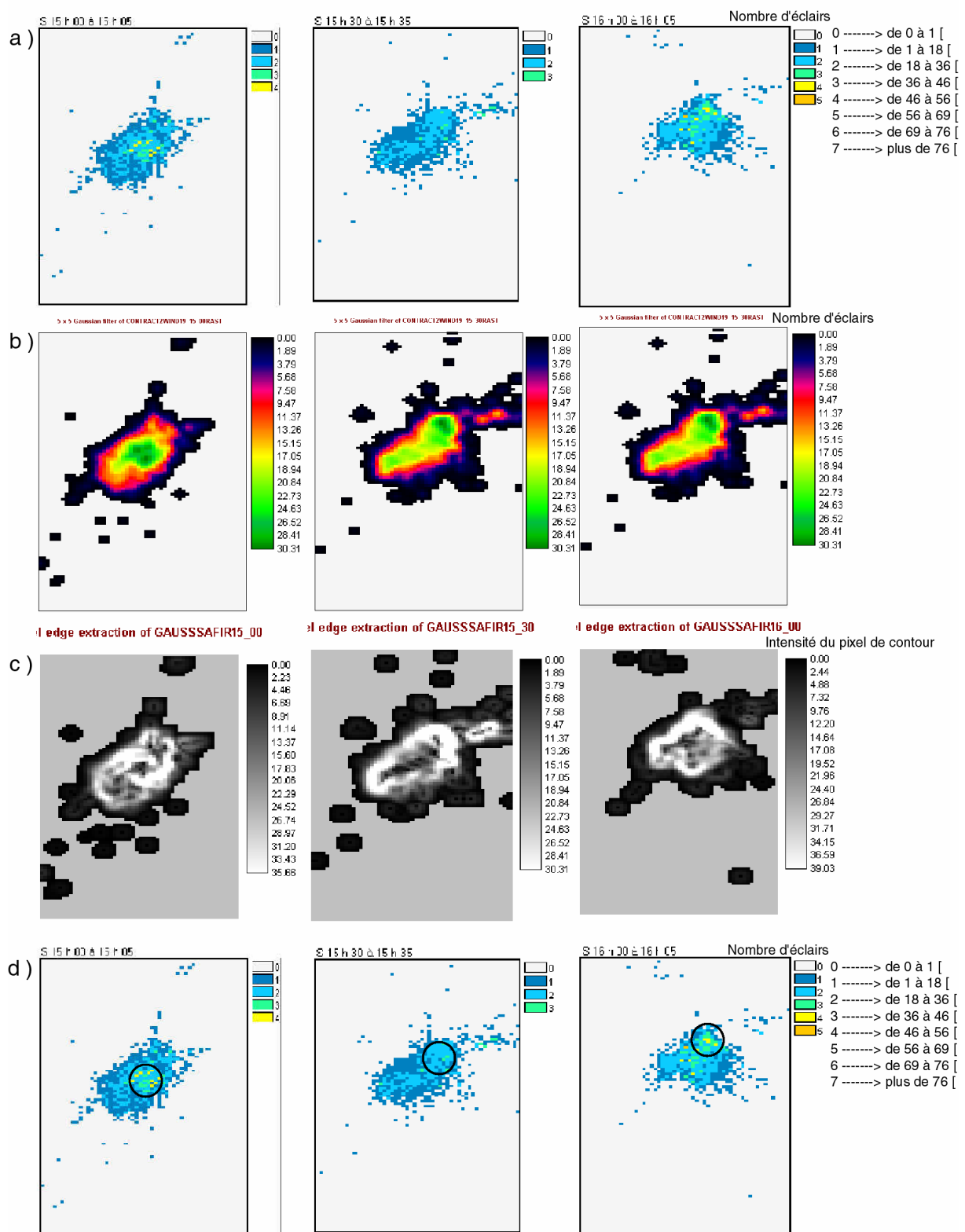


Fig. 43 : Exemple des étapes de traitements d'images d'activité électrique à 15 h 00, 15 h 30 et 16 h 00

- a) Image brutes, b) Images traitées par le filtre de Gauss, c) Images traitées par le filtre de SOBEL,
d) Images brutes avec position du centre de gravité pondérés.

2.1. Les trajectoires des précipitations et de l'activité électrique associées

Une fois les centroïdes calculés et localisés (Fig. 44, Fig. 45), nous avons à l'aide de requêtes temporelles (durée de vie supérieure à 15 minutes) et spatiales (distance entre les centroïdes inférieure ou égale à 20 km) individualisé les trajectoires des pluies et d'activité électrique (cf. § 2.2.5, Fig. 46). Certains centroïdes présents dans la Fig. 46 a et b ne remplissent pas les conditions des requêtes. C'est les raisons qui expliquent que certains points ne sont pas reliés à d'autres pour construire une trajectoire.

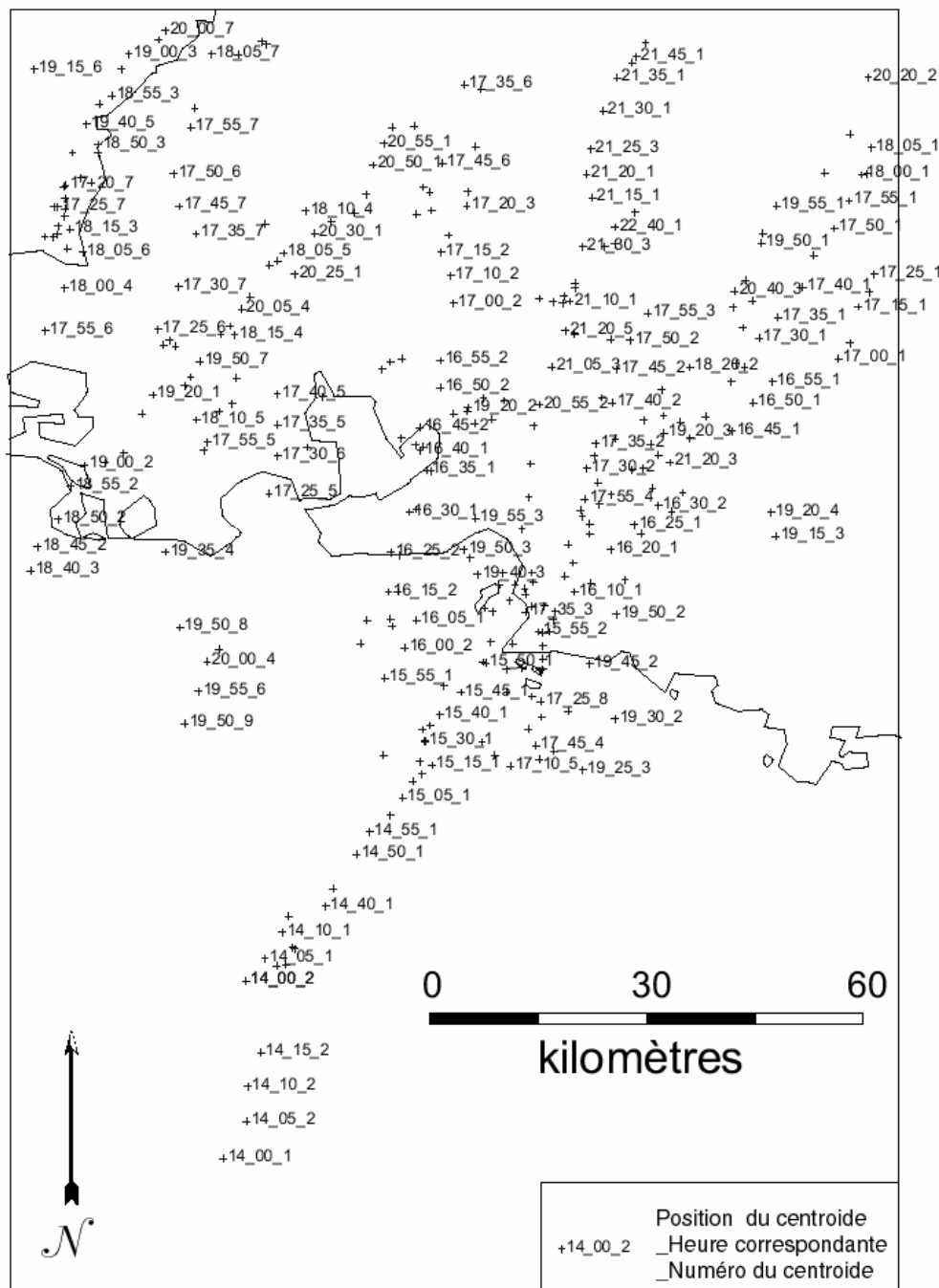


Fig. 44 : Position de l'ensemble des centroïdes calculés pour les images issues du radar

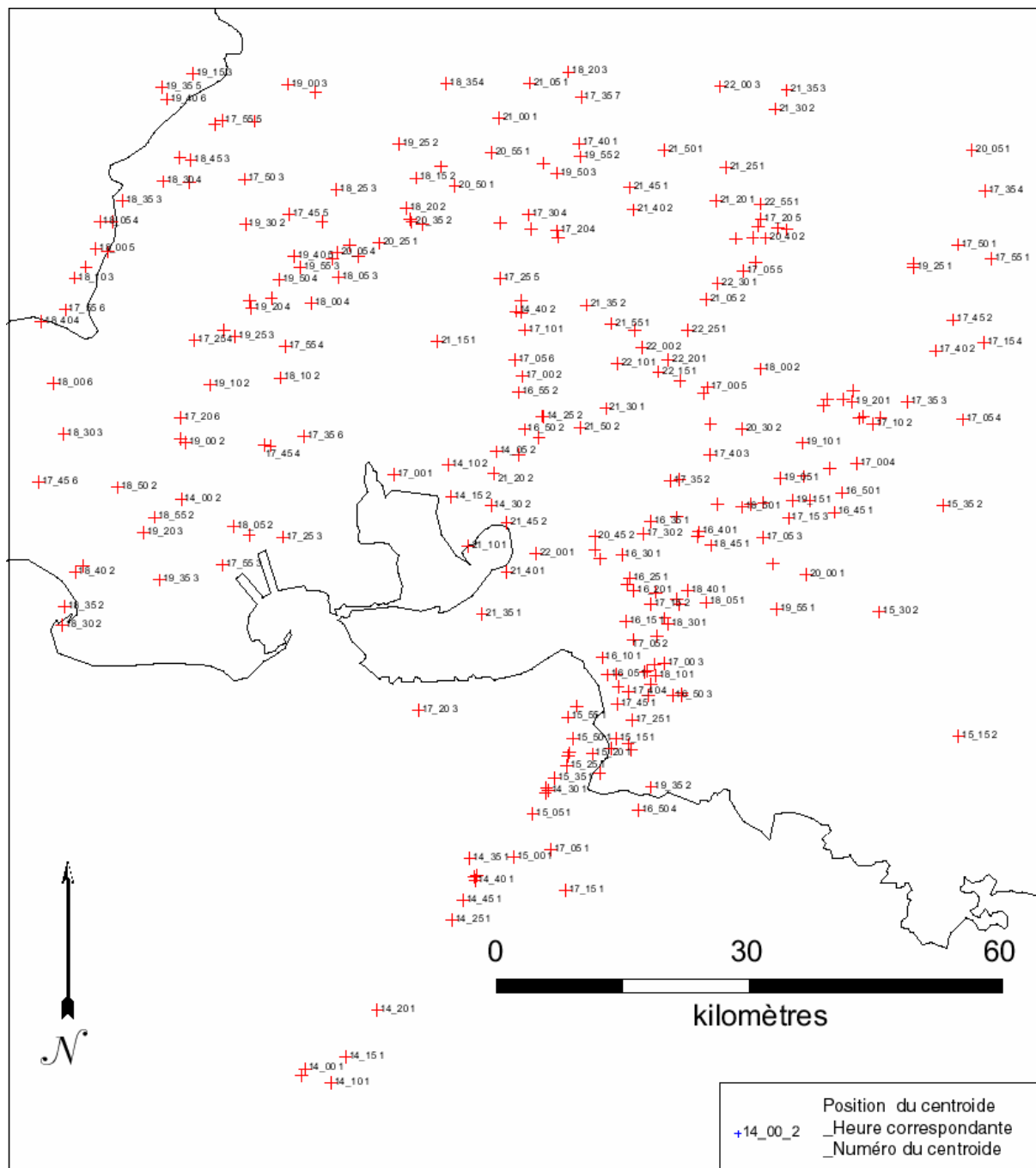


Fig. 45 : Position de l'ensemble des centroïdes calculés pour les images issues de SAFIR

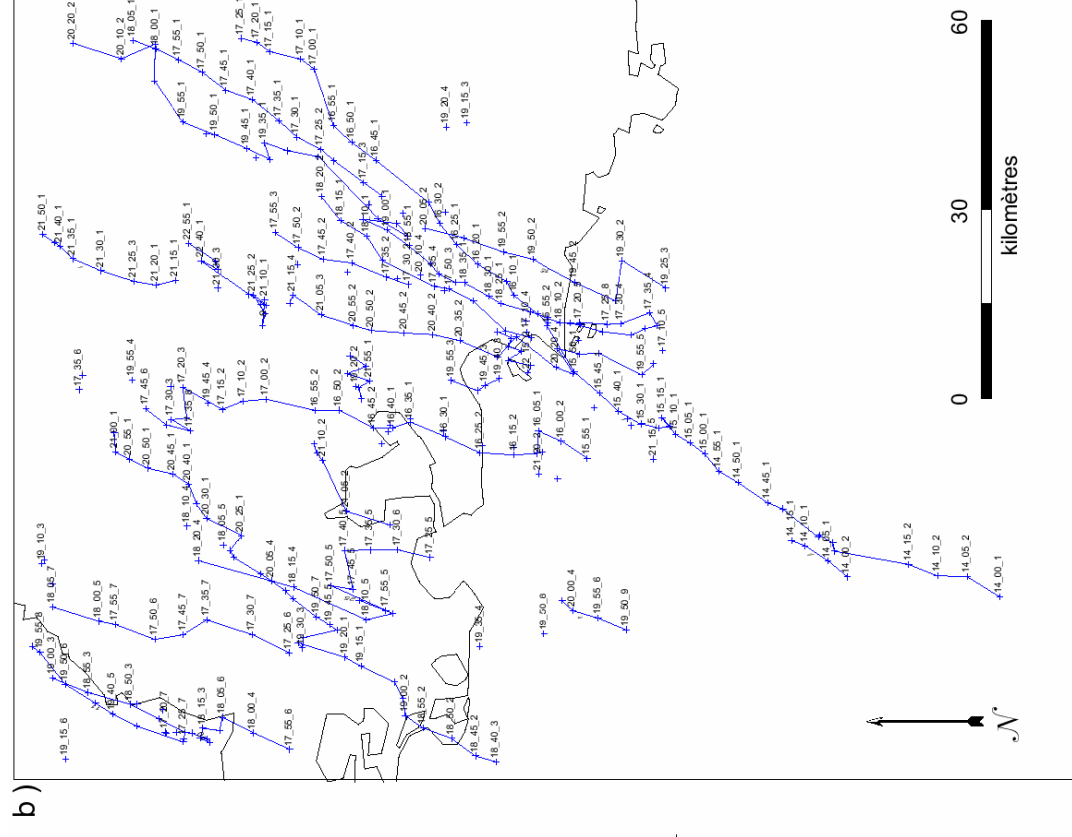
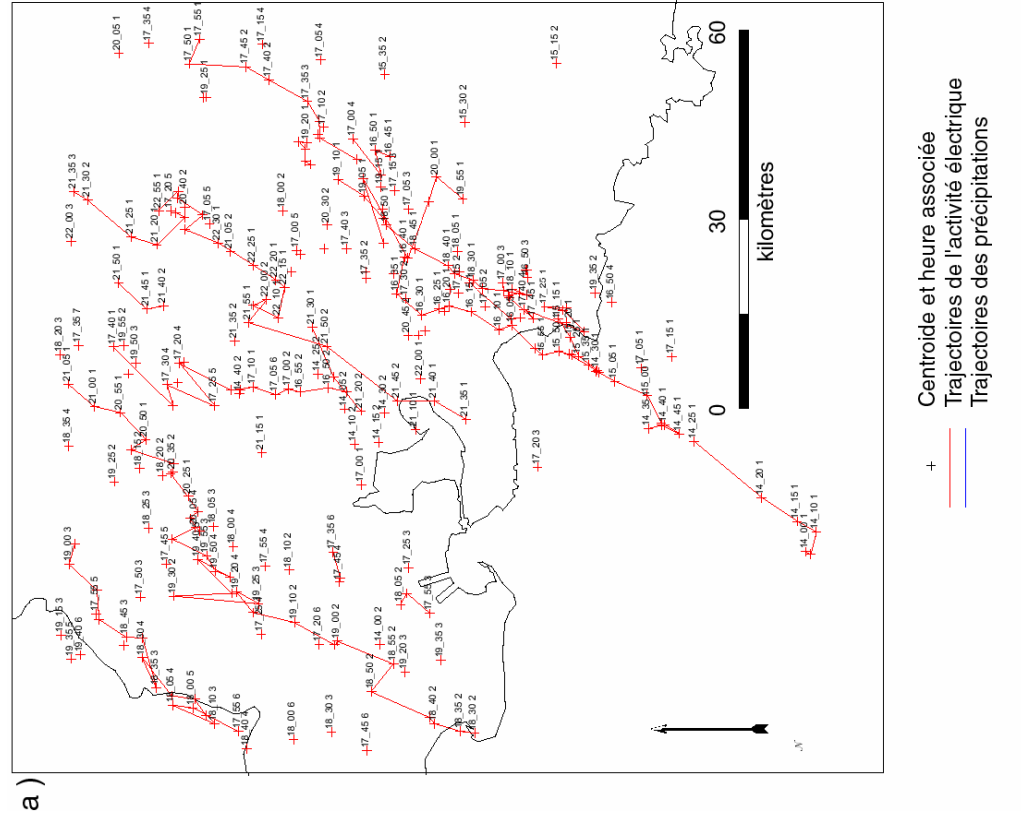


Fig. 46 : Ensemble des trajectoires de l'activité électrique (a) et des précipitations (b) construites grâce aux centroïdes après l'application des requêtes

2.1.1. Les conditions d'association des trajectoires des centroïdes des précipitations et de l'activité électrique

Une fois toutes les trajectoires construites, nous avons posé deux postulats pour établir les correspondances entre les trajectoires des cellules de pluie et d'éclair :

- Pour qu'il y ait une correspondance temporelle entre les trajectoires des cellules de pluie et d'éclair, il faut que les limites temporelles des trajectoires des cellules de pluie soient comprises partiellement (au moins 15 minutes) ou totalement entre les limites temporelles des trajectoires des cellules d'éclair.
- Le décalage spatial entre les points constituant les trajectoires des cellules de pluie et d'éclair doit être inférieur ou égal à 20 km.

Un certain nombre de trajectoires des précipitations et de l'activité électrique ne sont pas associées car elles ne remplissent pas les conditions nécessaires. On peut supposer que cela est dû, pour les précipitations, à la nature des nuages générateurs de pluie (stratus, cf. §. 3.). Pour l'activité électrique, certaines trajectoires ne trouvent pas de correspondances avec des noyaux de précipitations car une forte activité électrique peut-être associée à des précipitations ne générant pas de fortes pluies (Uman, 1969, 1986). Les noyaux de ces cellules de pluie ne sont pas suffisamment importants pour donner lieu à la détection de centroïde.

Après requêtes, on note la formation de 5 couples de trajectoires pluies et activité électrique (noté A, B, C, D et E). Les couples sont décomposés en a (trajectoires d'activité électrique) et a' (trajectoires des précipitations) (Fig. 47 a et b). Les couples des trajectoires associées sont présentés dans la Fig. 48.

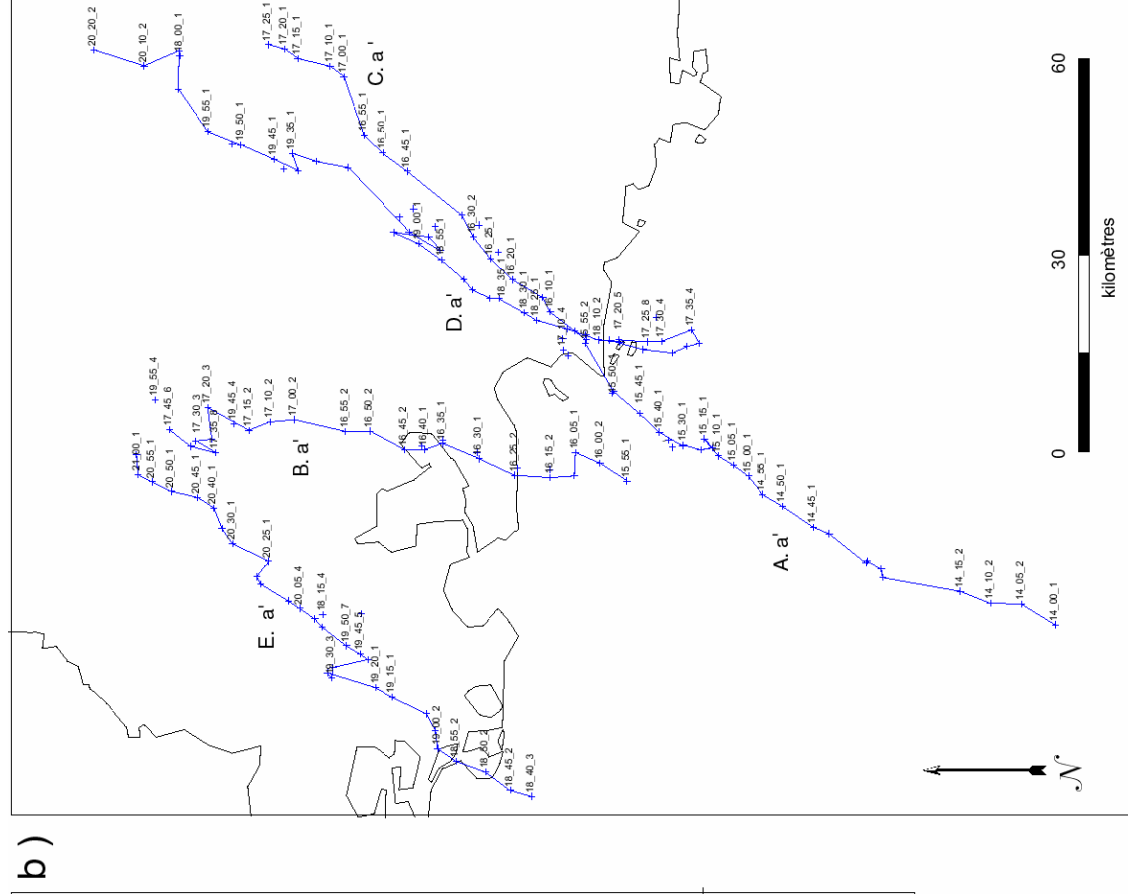
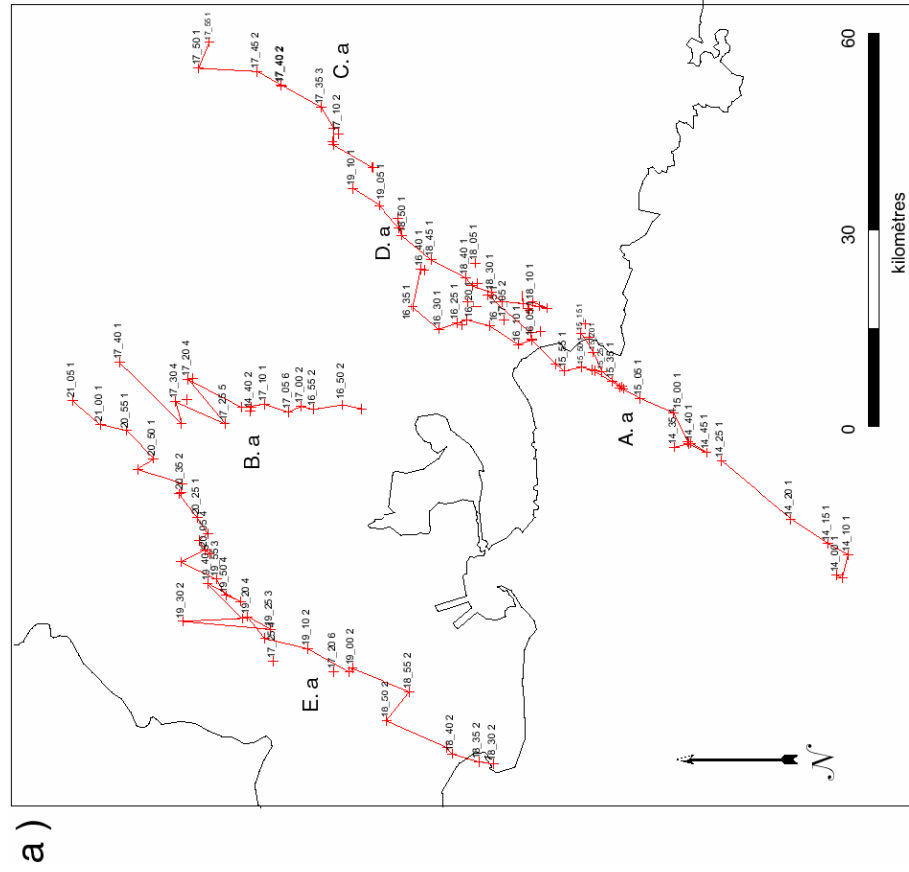


Fig. 47 : Trajectoires de l'activité électrique (a) et des précipitations (b) qui forment les couples

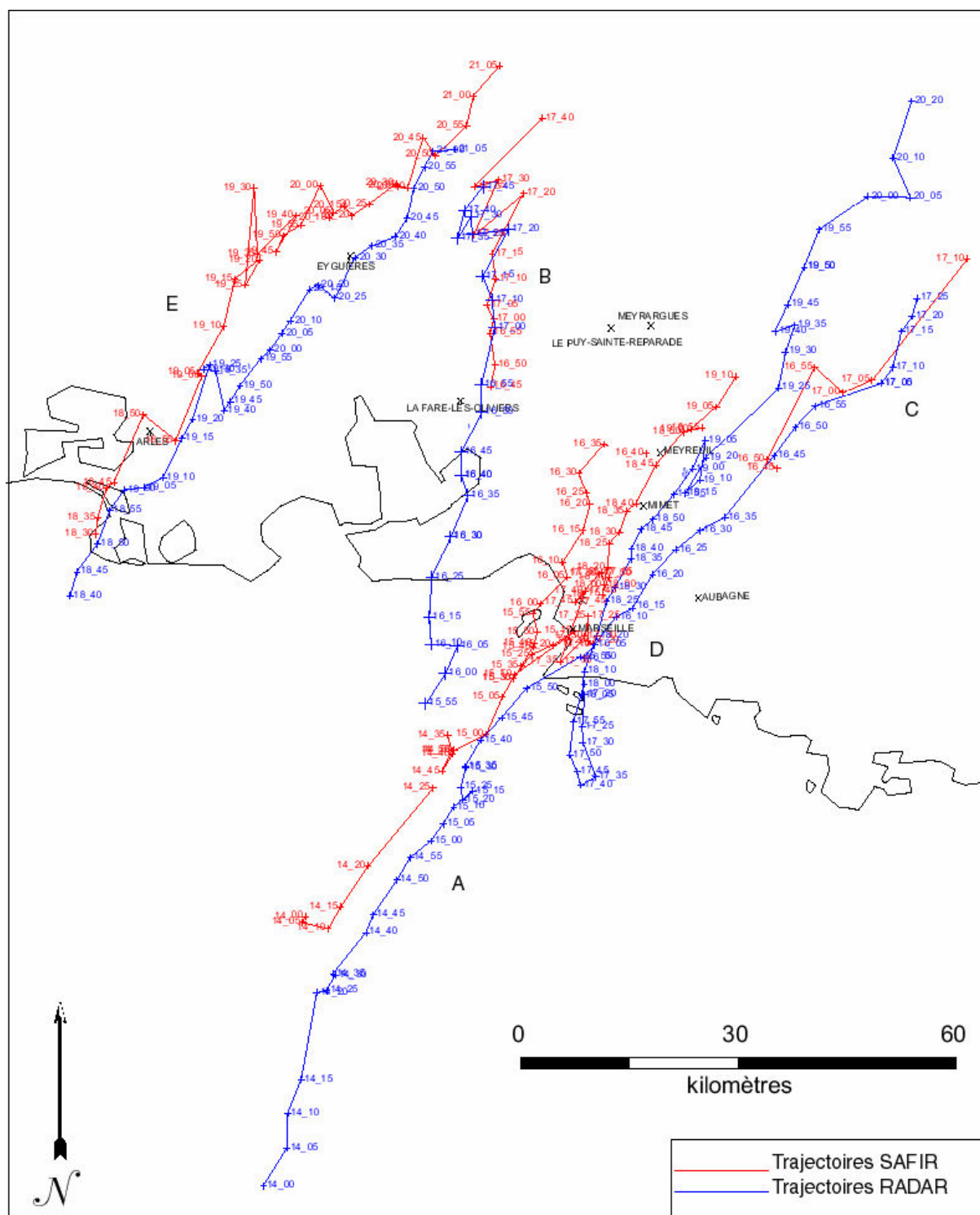


Fig. 48 : Couples de trajectoires des précipitations et de l'activité électrique après requêtes

2.1.2. Les couples de trajectoires des précipitations et d'activité électrique

Une analyse en détail des couples de trajectoires, quand nous avons cherché à vérifier et à comprendre les couples de trajectoires des précipitations et d'activité électrique à l'aide des images brutes, montre que la réalité est plus complexe que prévu.

Pour les couples notés A B et C (Fig. 49) nous avons remarqué qu'il ne s'agissait pas de trajectoires indépendantes les unes des autres mais d'un ensemble organisé.

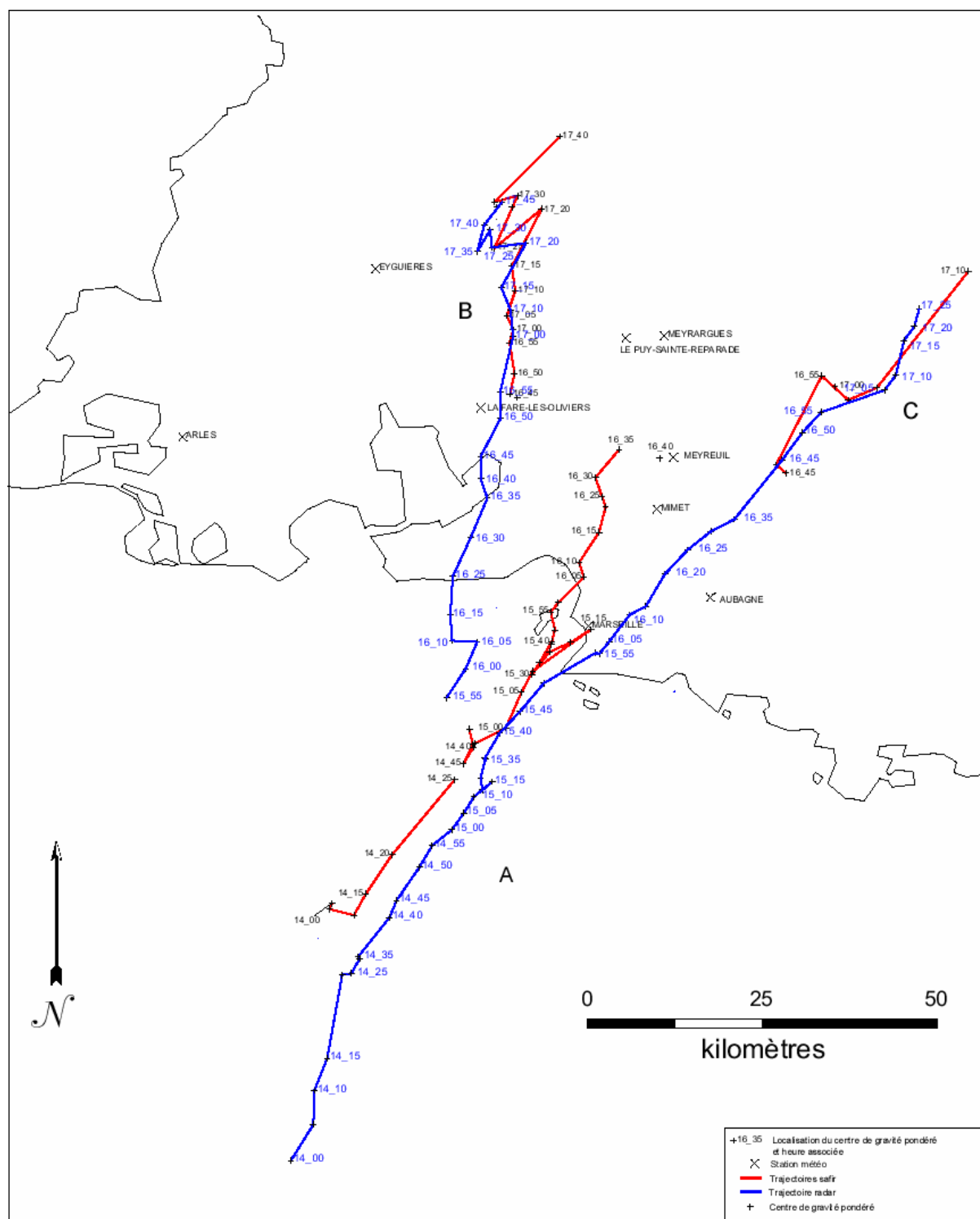


Fig. 49 : Les trois premiers couples de trajectoires associées

Les trajectoires des précipitations notés B.a' et C.a' (prolongement de A.a') sont issues de la séparation du noyau principal d'un noyau secondaire. L'origine de la trajectoire des précipitations de B.a' est détectée à 15 h 55 (Fig. 50 b). Cependant, une analyse des images brutes nous montre que la cellule est formée dès 15 h 25 (Fig. 50 a). Le cercle noir entoure le noyau (Fig. 50) qui va être à l'origine de la trajectoire B.a'. La trajectoire A.a' n'est pas présentée ici.

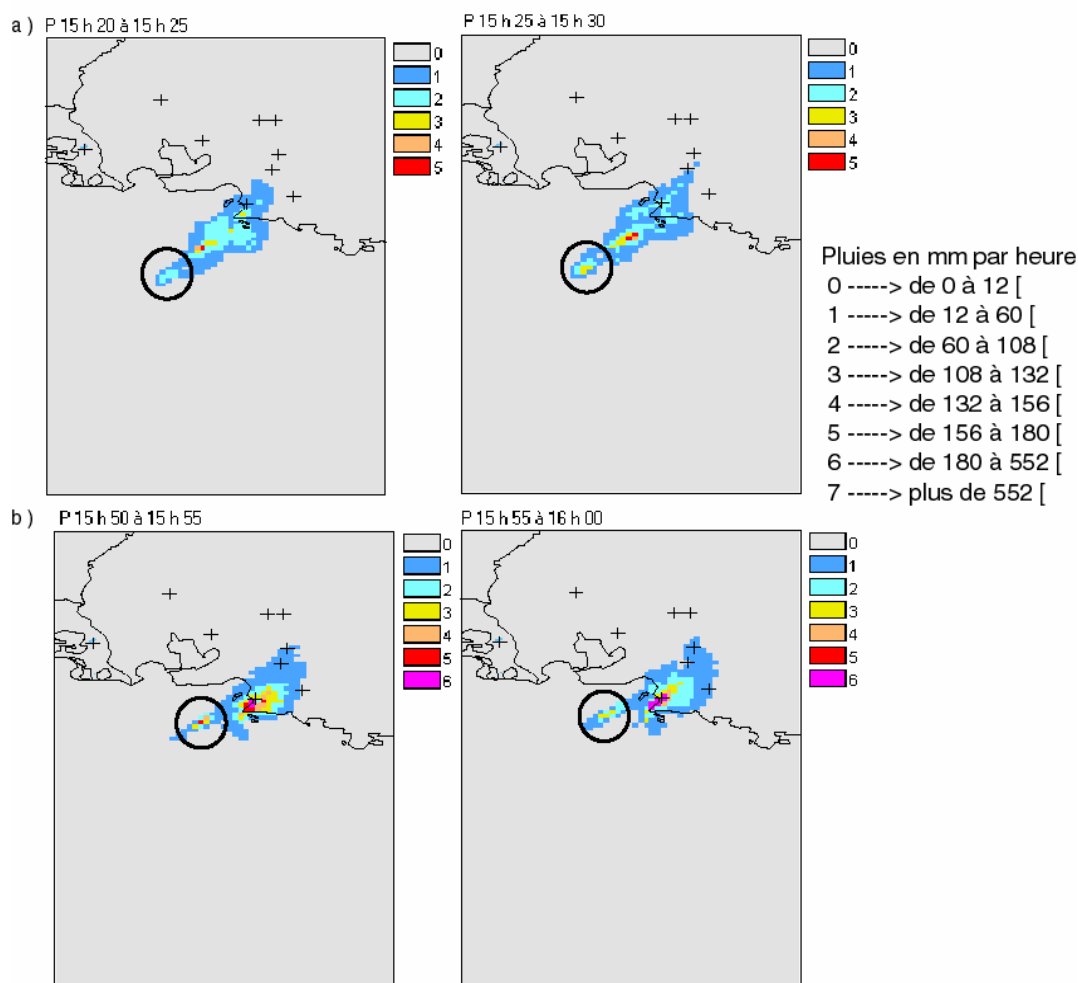


Fig. 50 : Images radar de 15 h 20 - 15 h 30 (UTC) (a) le cercle noir indique le noyau qui va constituer la trajectoires B.a' et 15 h 50 - 16 h 00 (b) le cercle noir indique le noyau qui a été détecté

Les trajectoires d'activité électrique notées A.a, B.a et C.a. sont issues de la scission au cours du temps d'une même cellule (Fig. 51). Le noyau principal, noté A.a va à partir de 16 h 35, se divise en deux autres noyaux notés B.a et C.a. (Fig. 51, Fig. 52). Le cercle noir indique la position du centroïde.

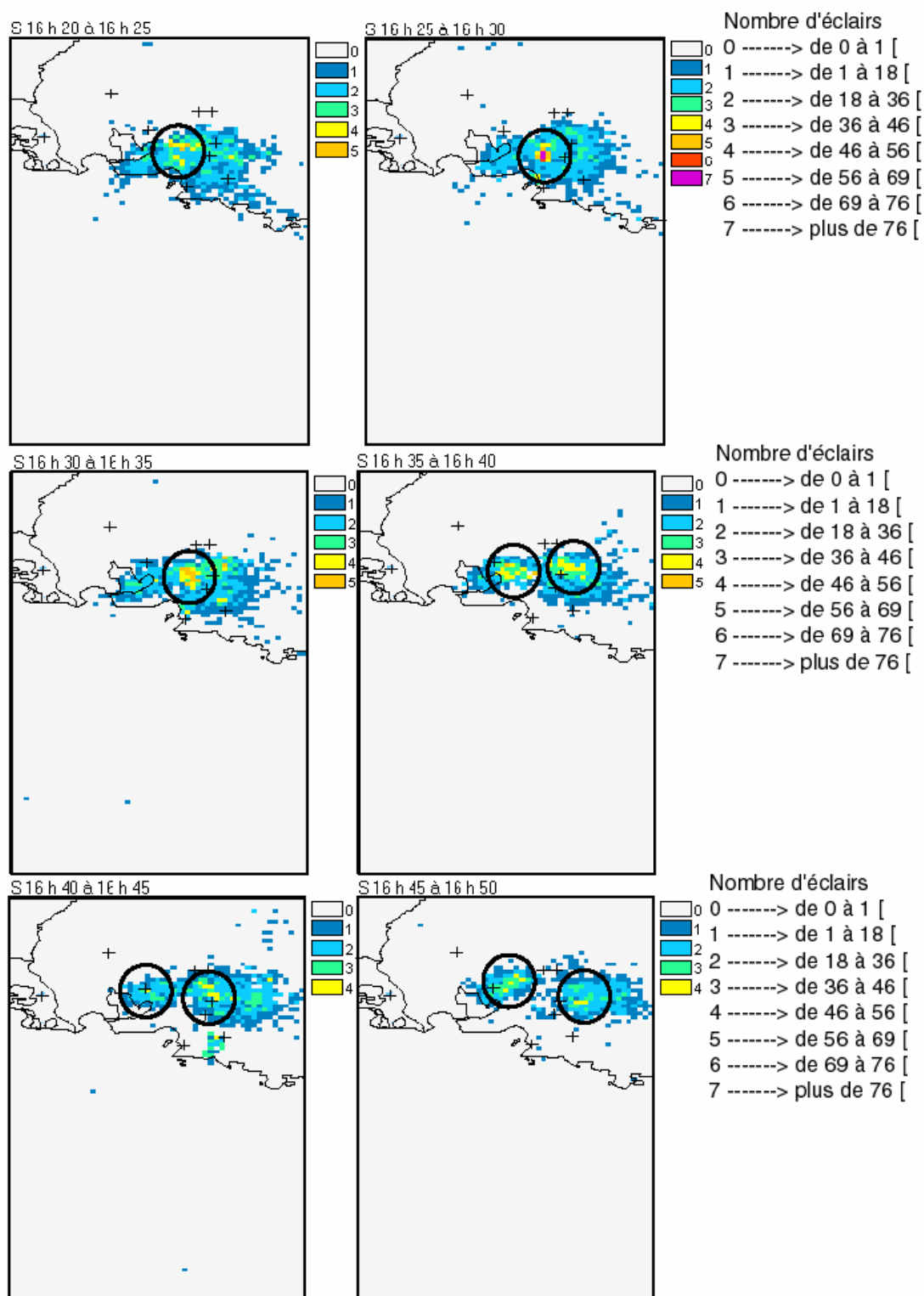
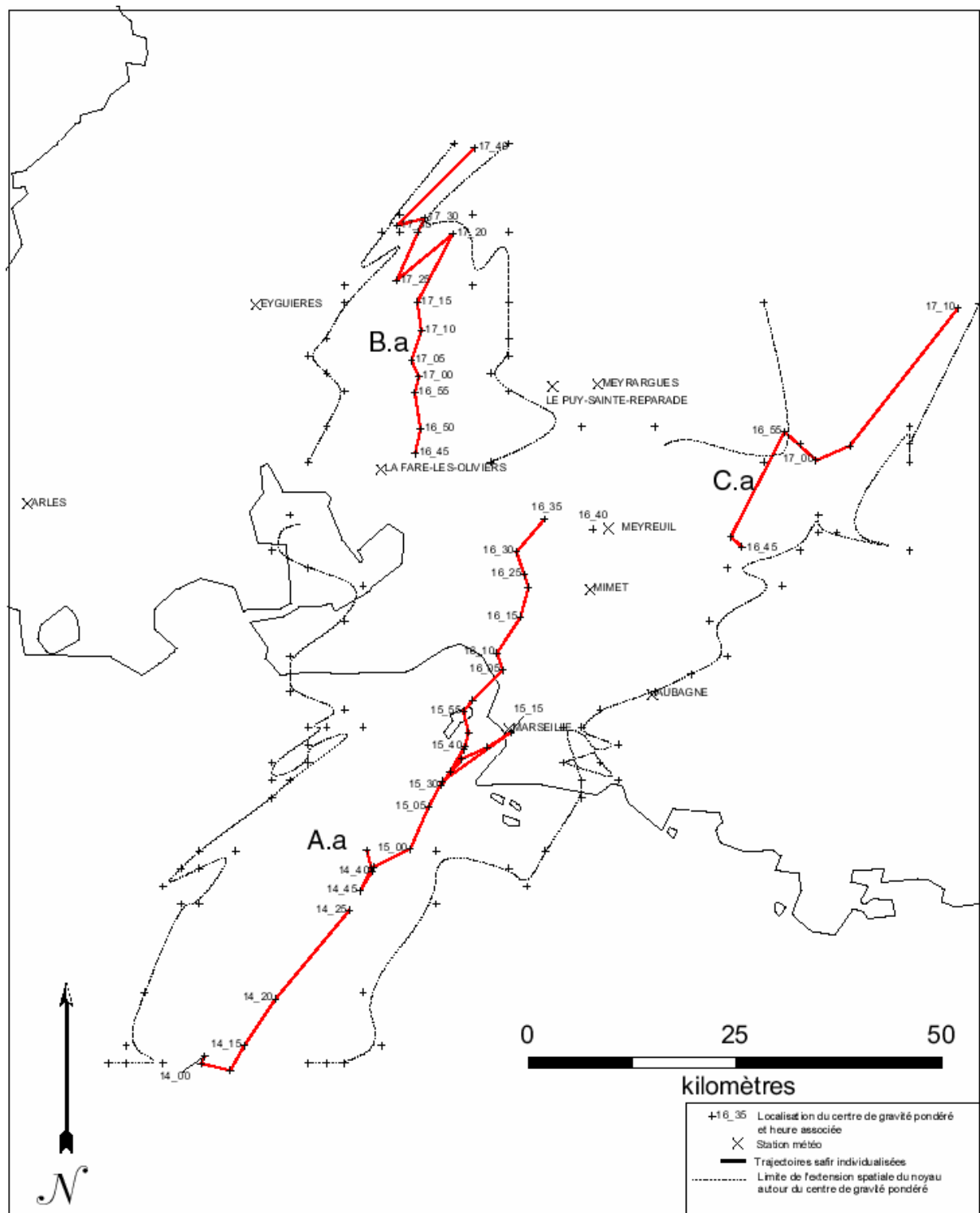


Fig. 51 : Images SAFIR toutes les 5 minutes de 16 h 20 à 16 h 45 (UTC)
Les cercles représentent la position du et des centroïdes au cours du temps



**Fig. 52 : Trajectoires de l'activité électrique (A.a, B.a et C.a)
marquées par une division du noyau principal**

Nous avons choisi d'après les images brutes de prolonger la trajectoire de l'activité électrique A.a par la trajectoire C.a pour ne faire qu'une seule trajectoire.

Au final, de trois couples de trajectoires pluies et activité électrique, nous passons à deux couples notés événements 1a et 1b (Fig. 53). L'événement 1b a une origine temporelle

commune avec l'événement 1a. De 14 h 00 à 15 h 55, nous avons un seul couple pluie et activité électrique. De 15 h 55 à 16 h 35, nous avons coexistence spatiale et temporelle entre un noyau d'activité électrique et deux noyaux de précipitations. Enfin, à partir de 16 h 35, nous avons deux couples pluies et activité électrique indépendants. Les événements 1a et 1b se développent sur la partie est de la région P.A.C.A. et vont passer sur l'agglomération marseillaise. Ils sont caractérisés par une organisation multicellulaire.

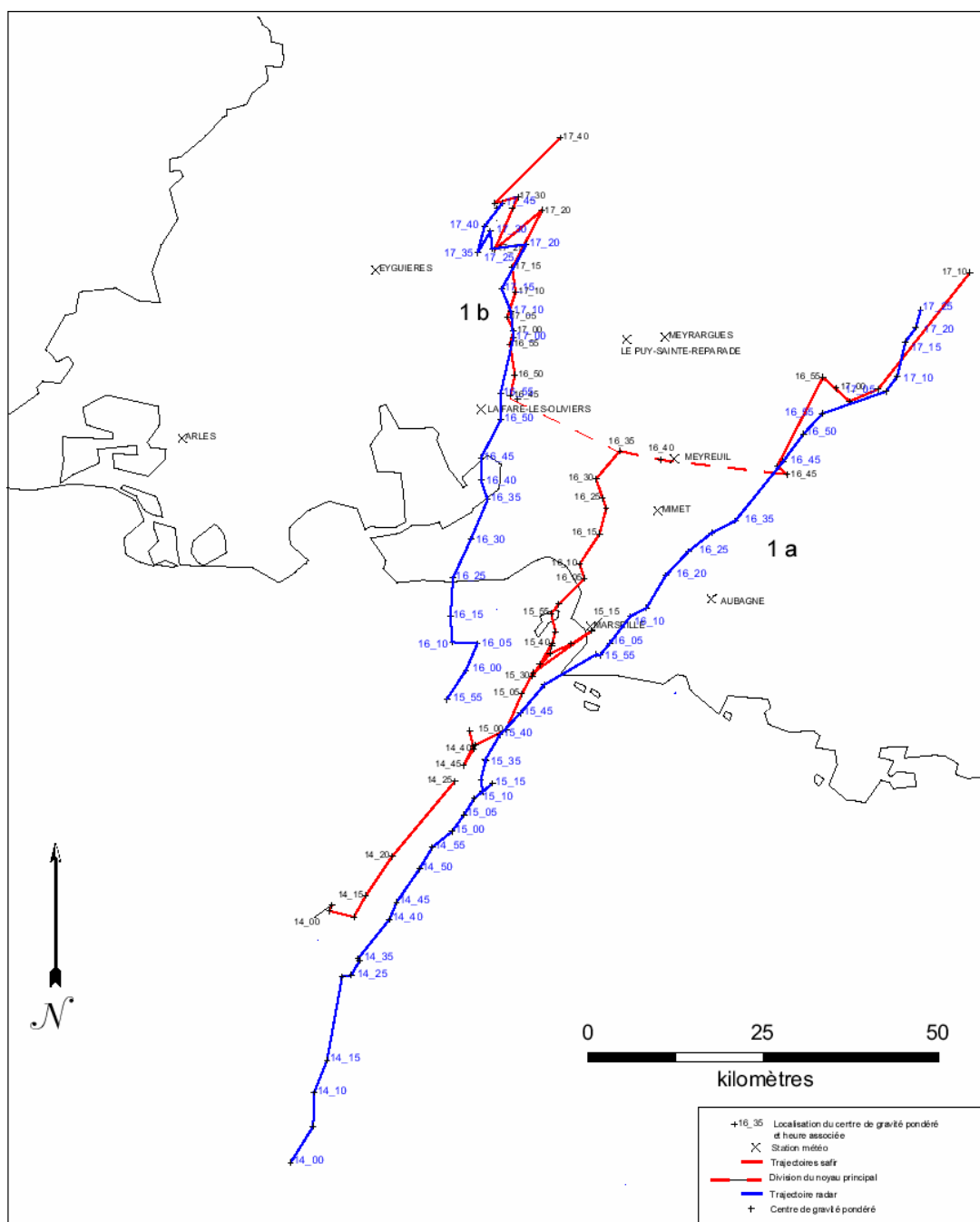


Fig. 53 : Trajectoires radar et SAFIR associées pour former les événements 1a et 1b

Un couple de trajectoires correspond au couple noté D. Il combine la trajectoire D.a d'activité électrique et D.a' des précipitations. Nous appelons par la suite ce couple : événement 2 (Fig. 54). Il se développe lui aussi sur la partie est de la région P.A.C.A. et va également toucher l'agglomération marseillaise. Il est défini par deux caractéristiques. La première est temporelle. La fin de l'événement 1a à 17 h 10 (pour l'activité électrique) et 17 h 25 (pour les précipitations) correspond au départ de l'événement 2. La seconde est spatiale. L'événement 2 se positionne quasiment dans les limites de l'extension spatiale du couple de l'événement 1a.

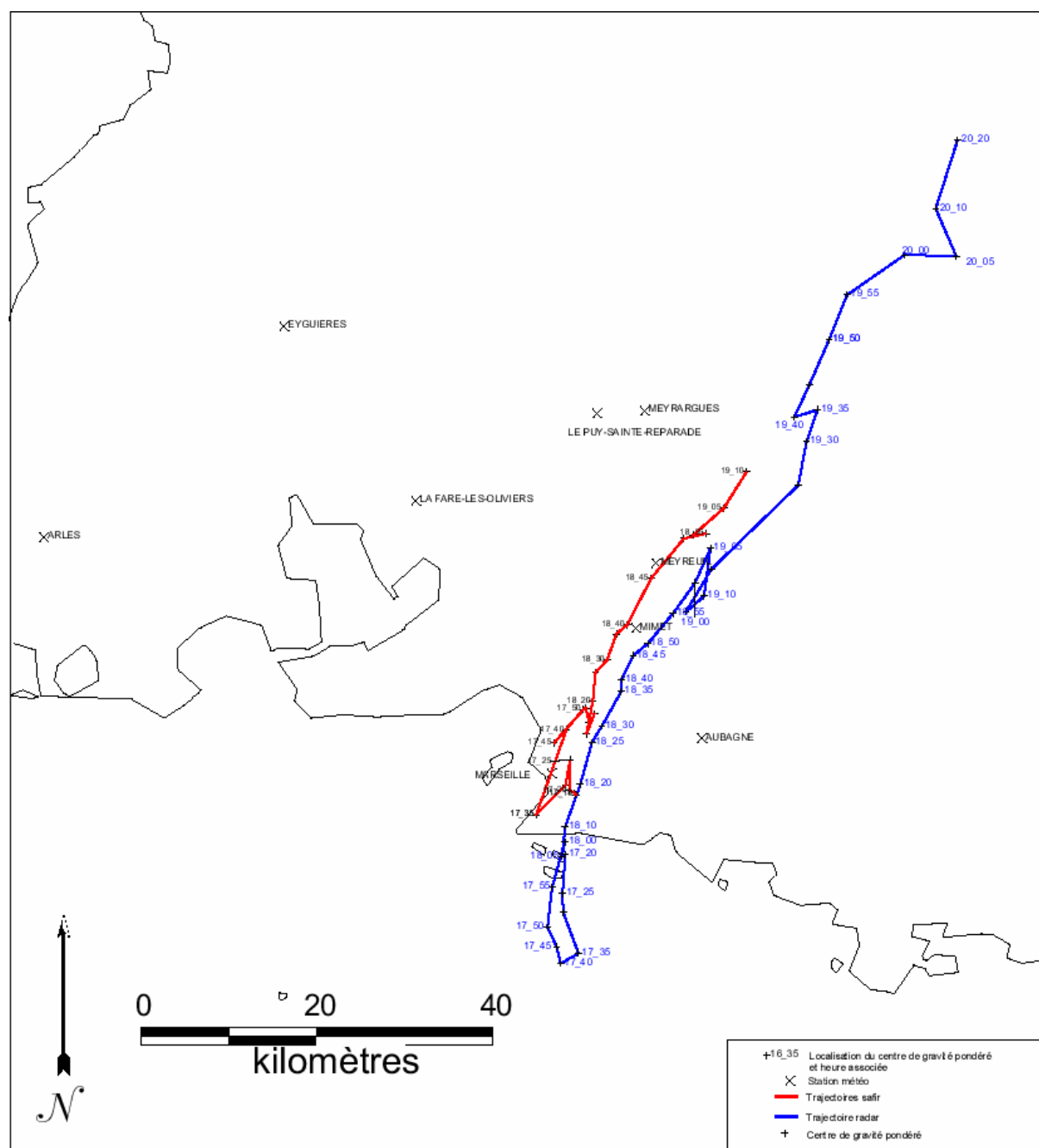


Fig. 54 : Trajectoires radar et SAFIR associées pour former l'événement 2

Le dernier couple de trajectoires correspond au couple noté E. Il combine la trajectoire E.a d'activité électrique et E.a' des précipitations. Nous appelons par la suite ce couple : événement 3. L'événement 3 se développe sur la partie ouest de la région P.A.C.A. (Fig. 55).

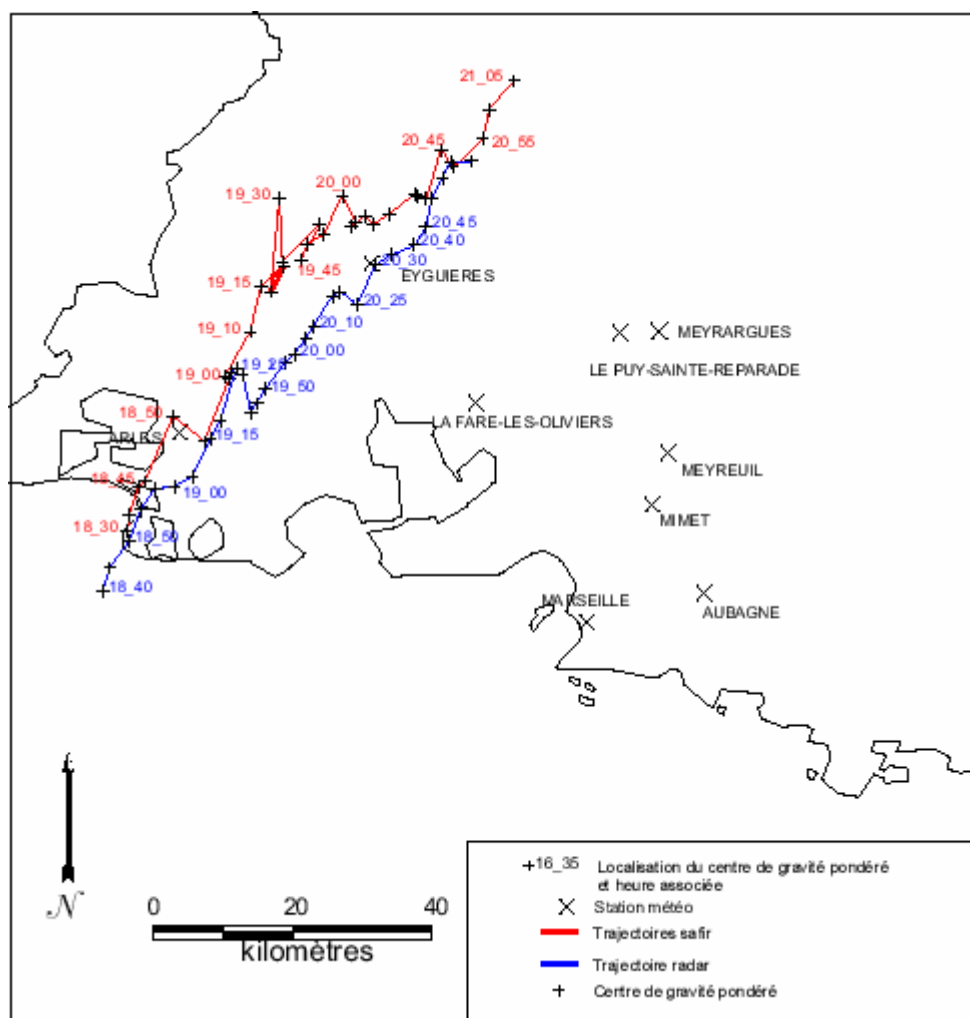


Fig. 55 : Trajectoires radar et SAFIR associées pour former l'événement 3

Au final, 4 couples de trajectoires ont été définies (Fig. 53, Fig. 54, Fig. 55, Tableau 13) :

	Activité électrique		Précipitations	
	Heure de début	Heure de fin	Heure de début	Heure de fin
Evénement 1a	14 h 00	17 h 10	14 h 05	17 h 25
Evénement 1b	15 h 55	17 h 40	15 h 55	17 h 45
Evénement 2	17 h 20	19 h 10	17 h 20	20 h 10
Evénement 3	18 h 30	20 h 05	18 h 40	21 h 05

Tableau 13 : Couples des trajectoires d'activité électrique et des précipitations

La limite de cette méthode dans la détection des origines des trajectoires des événements est fonction de la taille du noyau que l'on va suivre. La surface occupée doit être suffisamment importante et d'une intensité suffisamment remarquable par rapport à son environnement pour pouvoir être détectée. Les phases de développement et de dissipation correspondent à ces situations. Leur durée est limitée et les précipitations associées à ces phases ne sont pas caractérisées par de fortes intensités. Cela explique qu'une partie des origines et des fins des trajectoires ne sont pas prises en compte (événement 1b).

2.2. Modélisation des trajectoires des événements

Nous avons modélisé chaque couple de trajectoire constituant un événement à l'aide d'une équation de droite (cf. § 2.2.7). Le Tableau 14 regroupe toutes leurs équations. La modélisation va permettre de bénéficier d'une meilleure lecture des trajectoires. Il va être plus aisé de suivre l'évolution spatiale des centroïdes (Fig. 56, Fig. 57, Fig. 58, Fig. 59, Fig. 60, Fig. 61). La modélisation des trajectoires nous a permis de confirmer d'une autre manière que les trajectoires des précipitations et de l'activité électrique associées correspondaient bien à la fois spatialement et temporellement.

Evénements	SAFIR			RADAR		
	Trajectoire	Equation	Limites temporelles	Trajectoire	Equation	Limites temporelles
1a	A.a	$1,5 X + 1785602$	14h00 à 17h40	A.a'	$1,27 X + 2030147$	14h05 à 17h25
	C.a	$1,06 X + 2210702$				
1b	B.a	$1.62 X + 1809707$	16h45 à 17h10	B.a'	$5,98 X + 1830135$	15h55 à 17h45
2	D.a	$1.85 X + 1545327$	17h10 à 19h10	D.a'	$1,96 X + 1440484$	17h20 à 21h10
3	E.a	$1.10 X + 2272417$	18h30 à 21h05	E.a'	$1,15 X + 2222577$	18h40 à 21h05

Tableau 14 : Equations des trajectoires de pluies et d'activité électrique modélisées et part de variance.

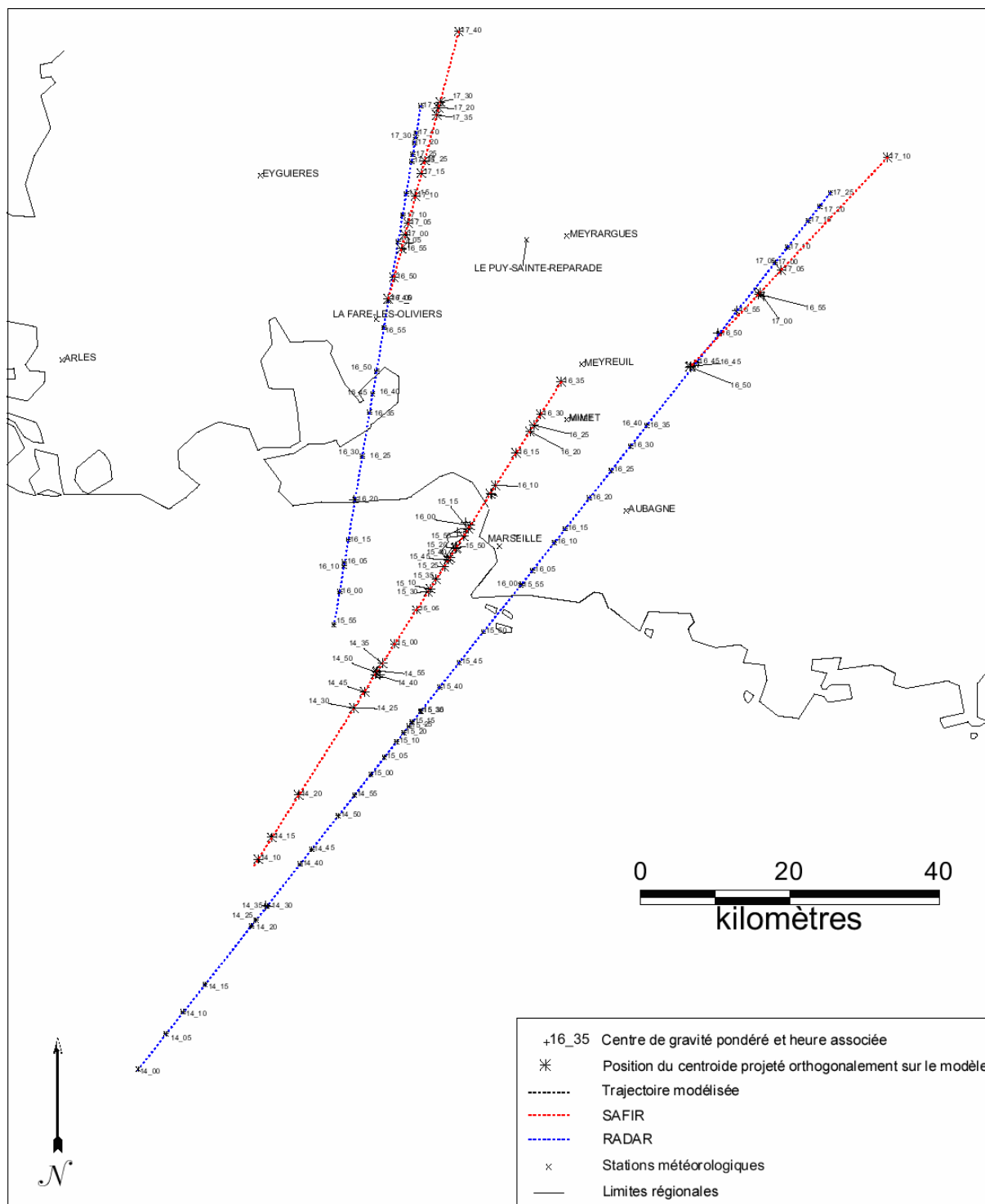


Fig. 57 : Evénements 1a et 1b : Trajectoires radar et SAFIR modélisées

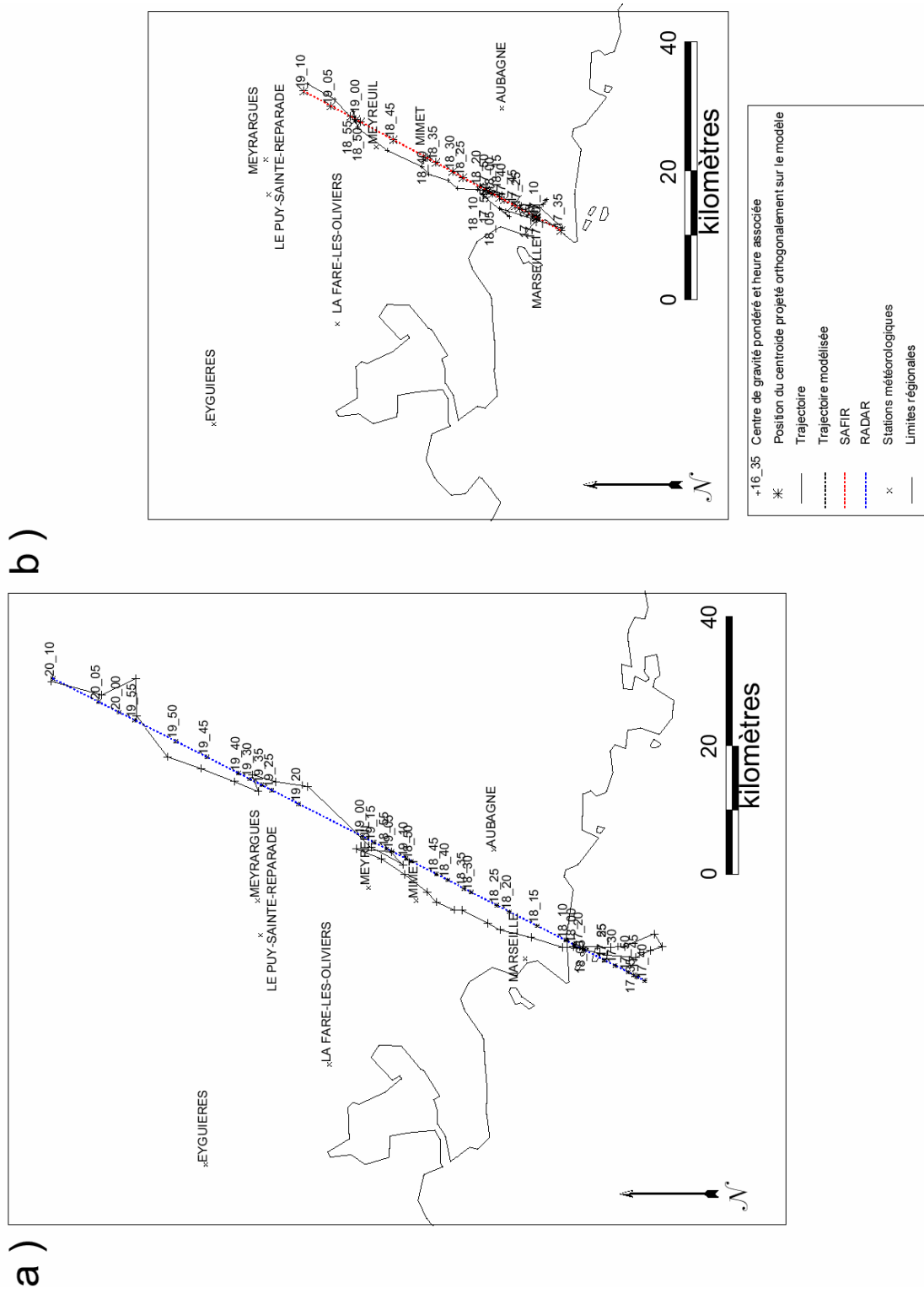


Fig. 58 : Trajectoires modélisées radar (a) et SAFIR (b) pour l'événement 2

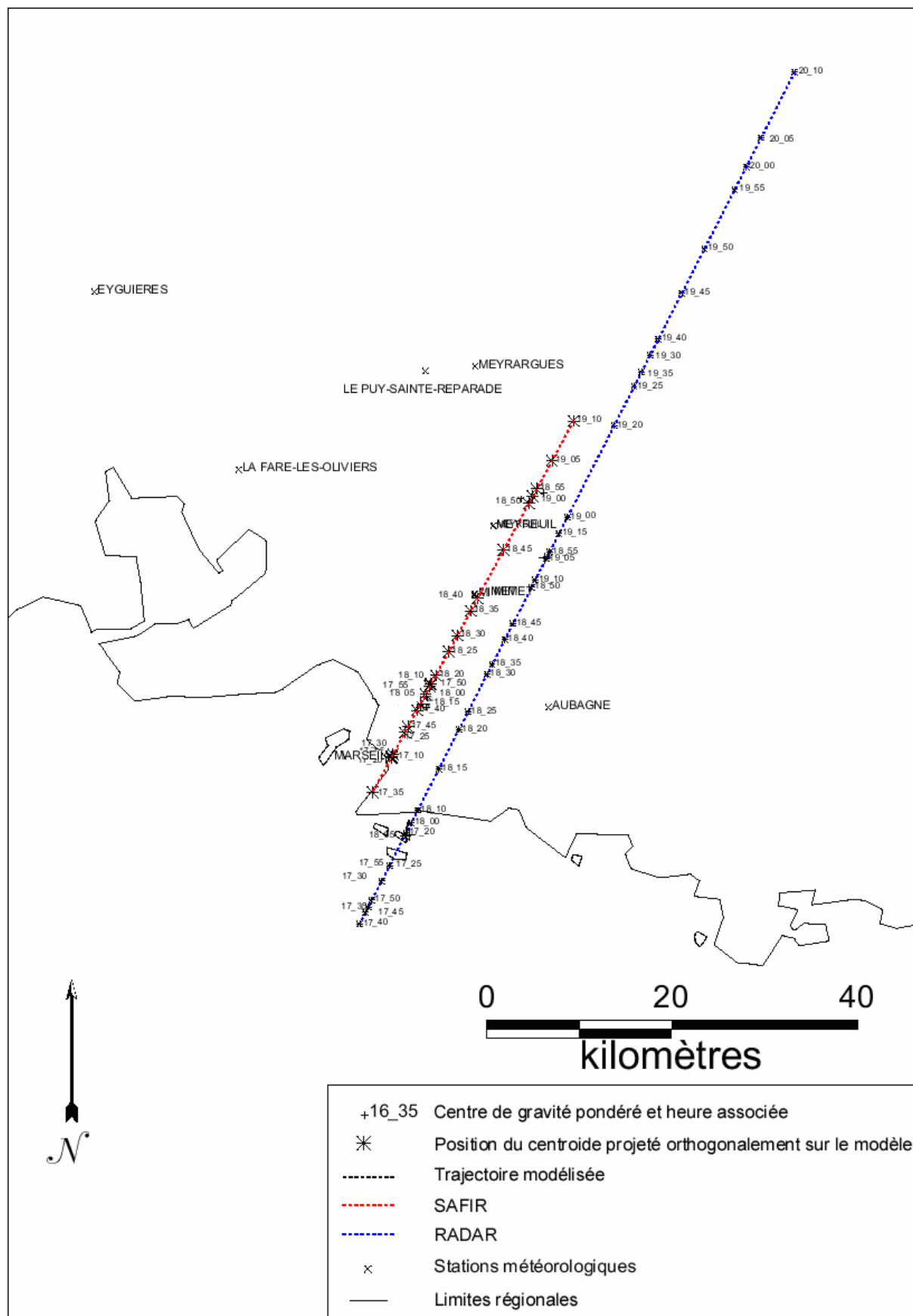


Fig. 59: Événement 2 : Trajectoires radar et SAFIR modélisées

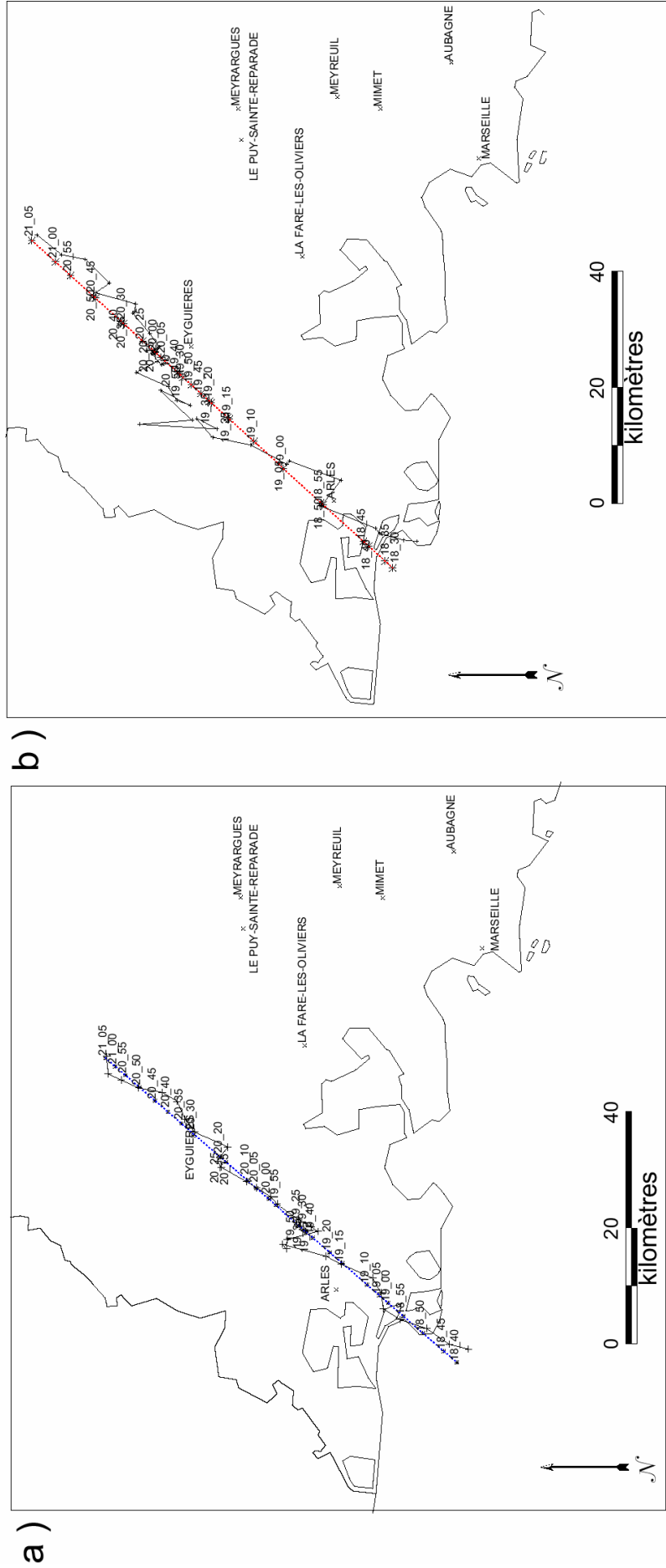


Fig. 60 : Trajectoires modélisées radar (a) et SAFIR (b) pour l'événement 3

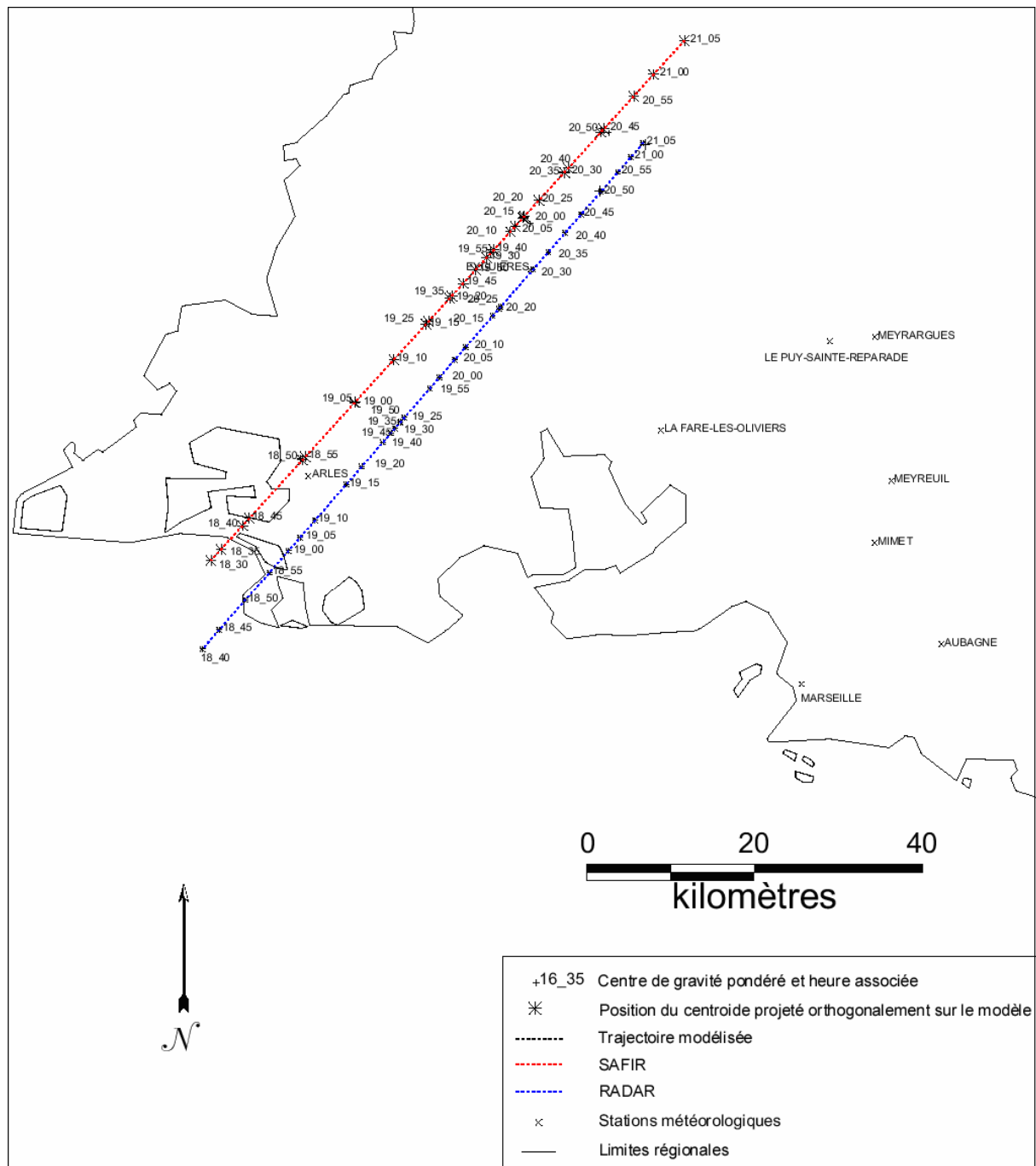


Fig. 61 : Événement 3 : Trajectoires radar et SAFIR modélisées

La modélisation des trajectoires nous a permis de confirmer que les conditions d'association des couples des trajectoires que nous avons mis en place étaient pertinentes. C'est à partir de ces constatations et des couples de trajectoires que nous allons étudier les relations entre les pluies et l'activité électrique lors de l'événement du 19 septembre.

3. Comparaison entre les données des stations Météo-France et les données radar.

3.1. Analyse des précipitations mesurées par les stations de Météo-France

Pour comprendre le déroulement des événements nous avons commencé par étudier les documents synoptiques et les relevés des stations météorologiques. Ils indiquent qu'une série d'événements orageux sur un axe de propagation méridien a touché la région P.A.C.A. (cf. § 1.4.).

Nous avons pour comprendre le déroulement des événements étudié les précipitations mesurées par neuf stations de Météo-France.

L'analyse du déroulement des pluies au cours de la journée (Fig. 62) nous montre que nous sommes en présence de deux types de situations. Lors de la première situation, deux phases de fortes pluies se succèdent autour de 17 h 00 et 19 h 00 (stations de Meyreuil, Mimet, Marseille, Aubagne). Lors de la seconde, une seule phase de forte pluie se produit. Elle se décale au cours de la journée à partir de 19 h 30 jusqu'à 0 h 00 (stations d'Arles, Eyguières, La Fare les Oliviers, Le Puy Ste Réparate, Meyrargues).

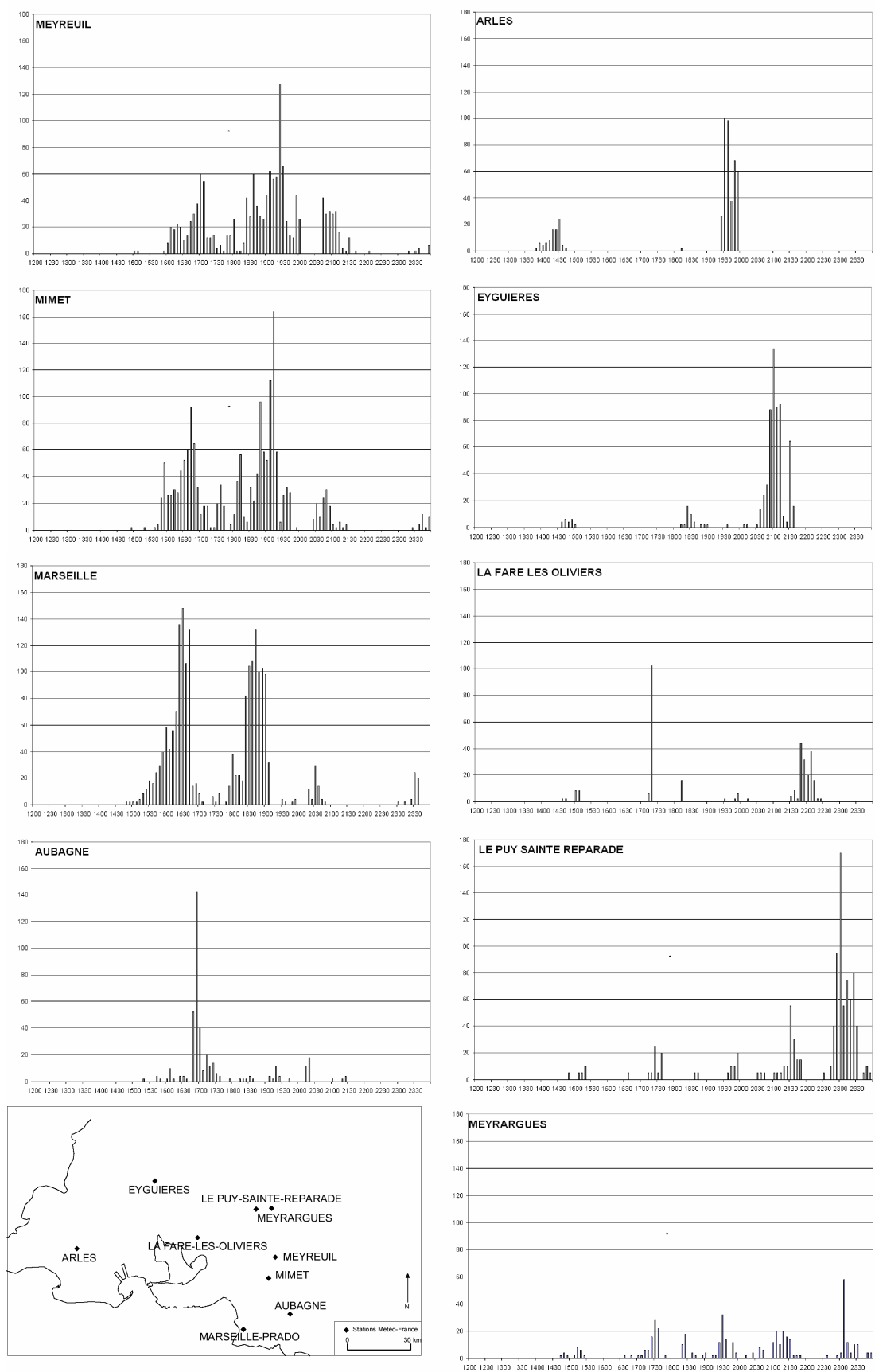


Fig. 62 : Evolution des précipitations toutes les 6 minutes en mm/h mesurées par les stations Météo-France de 12 h 00 à 23 h 56 (UTC).

Lors de la journée du 19 septembre 2000, nous pouvons déterminer qu'au moins trois épisodes pluvieux matérialisés par des maximums nets (14 h 48 à 17 h 12 épisode 1, 17 h 48 à 19 h 12 épisode 2 et 22 h 30 à 23 h 30 pour le troisième) se sont produits (Fig. 62).

On peut remarquer que l'analyse des pluies mesurées par les stations météorologiques montre des limites. Les stations risquent de ne pas mesurer certaines précipitations qui vont passer entre les mailles du réseau.

3.2. Comparaison de l'évolution des pluies mesurées par les stations de Météo-France et les pluies mesurées par le radar lors des événements.

Il s'agit dans cette partie d'une part de comparer l'évolution des pluies mesurées par les stations de Météo-France (exprimée en dixième de mm par 6 minutes) et les pluies mesurées dans les trajectoires des centroïdes par le radar (exprimées en mm par 5 minutes). La pluie mesurée par le radar correspond à la valeur du pixel maximum de l'ensemble des pixels contenus dans le tampon de 8 km de rayon autour du centroïde, ce toutes les 5 minutes. D'autre part, de comparer l'évolution des pluies mesurées par les stations et le radar pour la même localisation. Pour chaque station, nous avons extrait la valeur du pixel des images radar correspondant aux mêmes coordonnées pendant la durée de l'événement étudié. Les précipitations mesurées par le radar (pour la position de la station) sont exprimées en mm/5 min, les précipitations mesurées par les stations sont exprimées en mm/6 min.

Pour chaque événement, nous avons sélectionné les stations de Météo-France contenues dans les limites spatiales des précipitations mesurées par le radar. Les séries temporelles des stations sont étudiées à partir du moment où la station a été touchée par le nuage qui constitue la trajectoire étudiée. Chaque station va donc avoir une origine temporelle différente sur les graphiques.

3.2.1. L'événement 1a (14 h 00 à 17 h 25)

Les stations contenues dans les limites spatiales de la trajectoire de l'événement 1a sont Marseille-Prado, Aubagne, Meyreuil, et Mimet (Fig. 63). L'évolution des maximums de pluie mesurés par le radar et les stations est présentée dans les Fig. 64 et Fig. 65.

3.2.1.1. Comparaison dans le temps de l'évolution des pluies mesurées par les stations et le radar lors de l'événement 1a

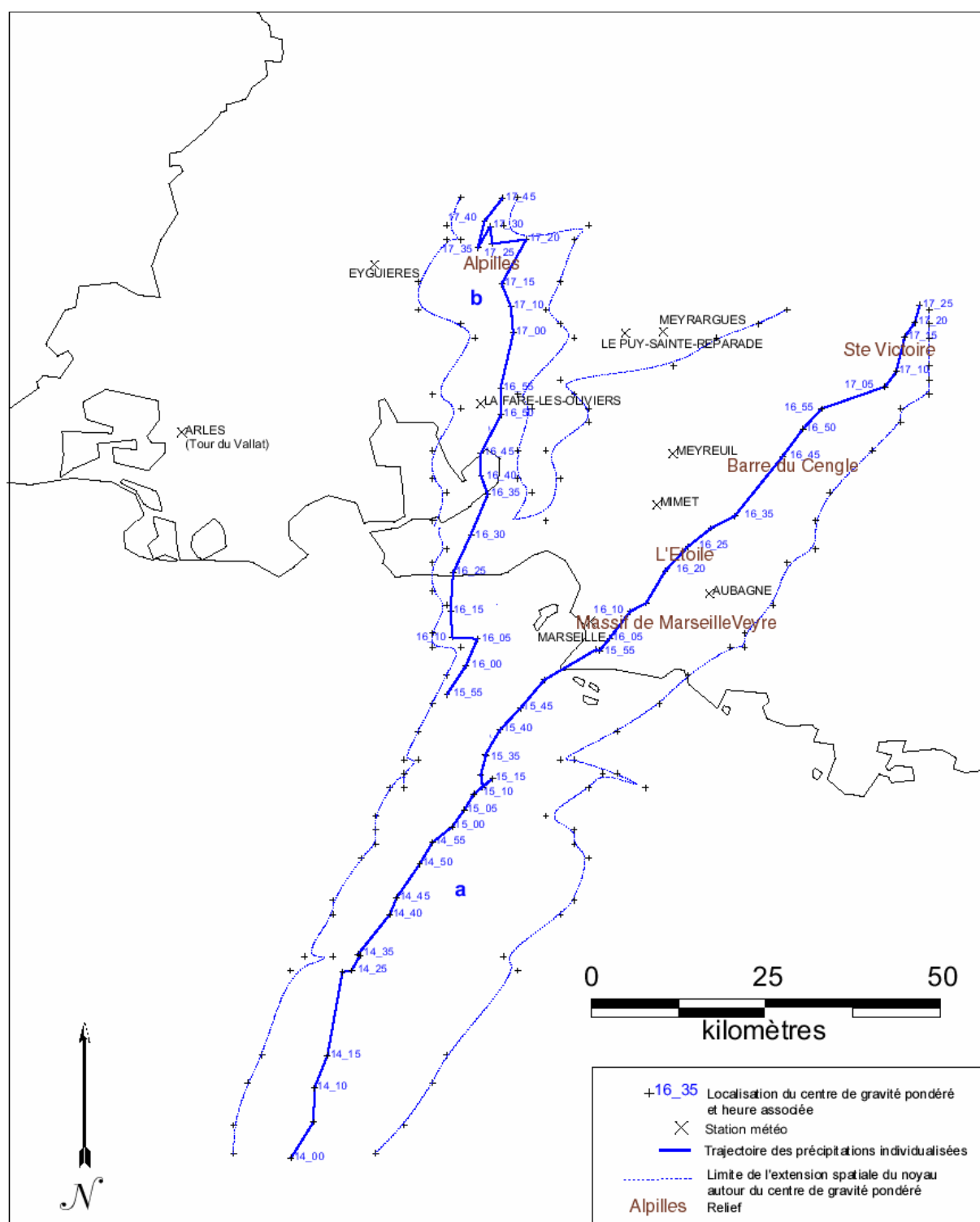


Fig. 63 : Trajectoires des pluies des événements 1a et 1b en heures UTC d'après le radar

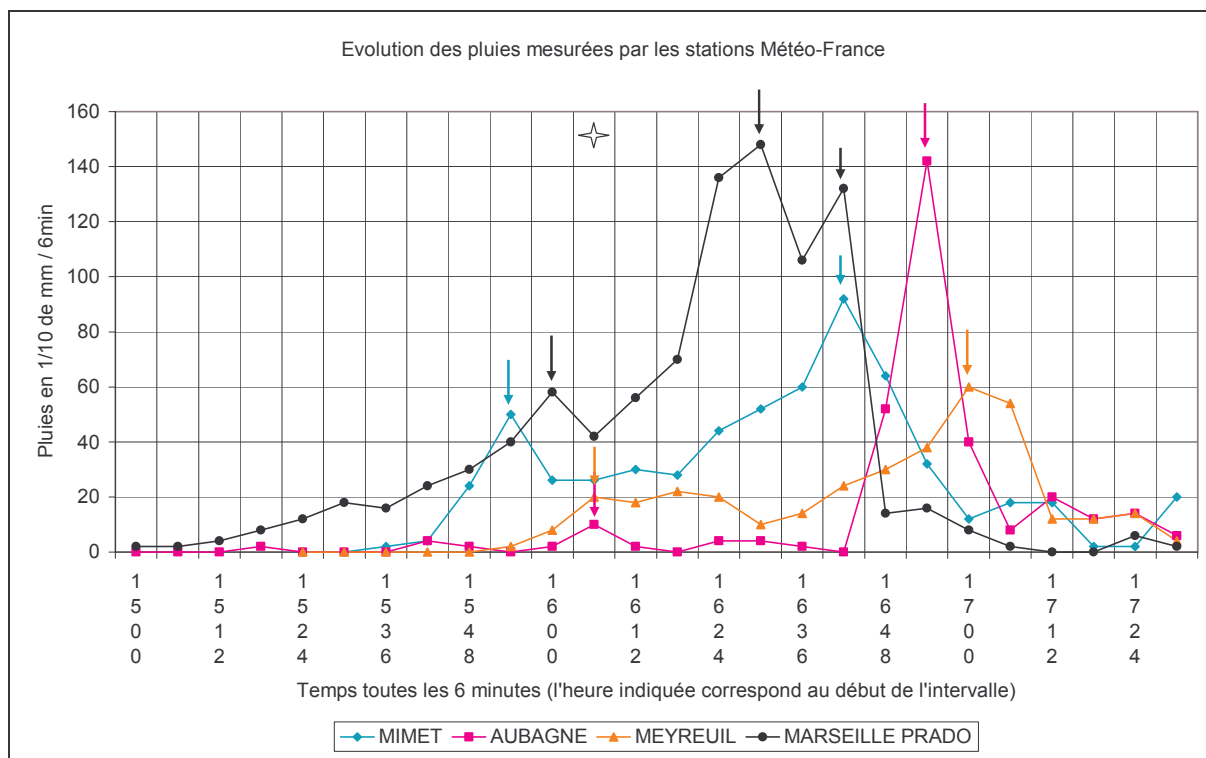


Fig. 64 : Evolution des pluies mesurées par les stations Météo-France (l'heure UTC indiquée correspond au début de l'intervalle de 6 minutes) pour l'événement 1a.

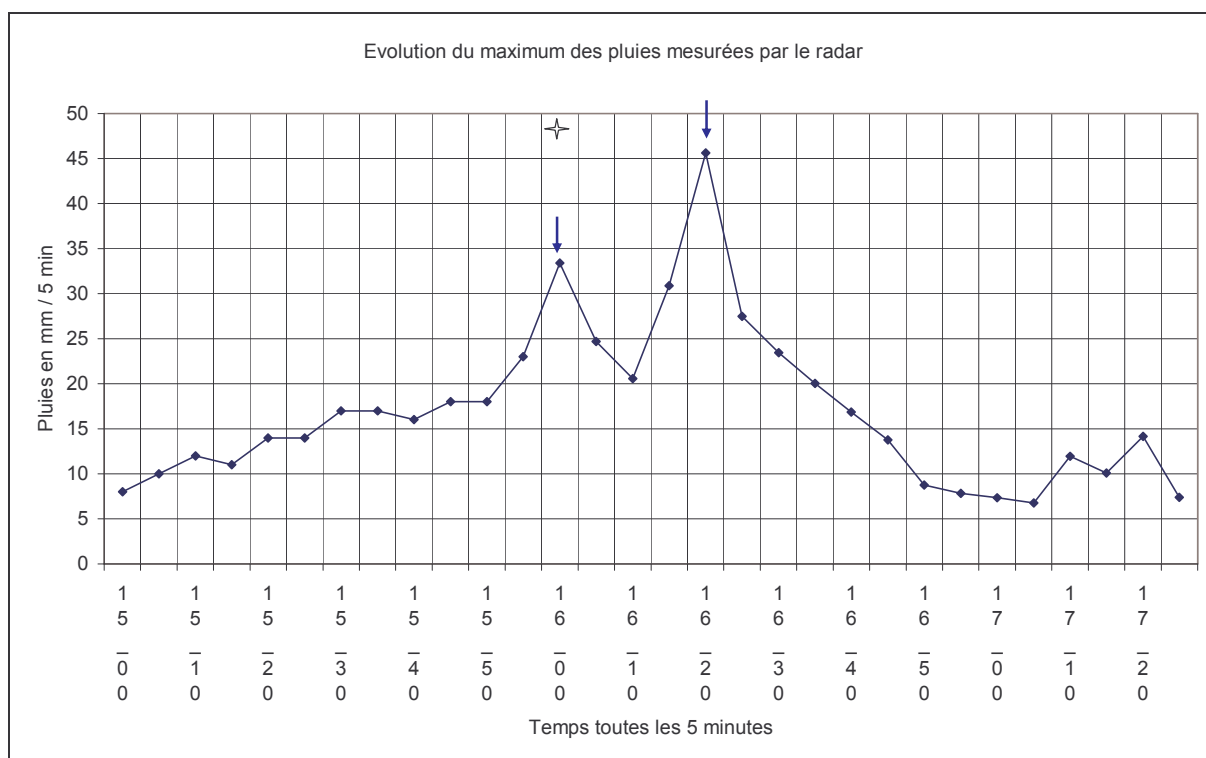


Fig. 65 : Evolution des pluies du pixel du maximum radar (l'heure UTC indiquée correspond au début de l'intervalle de 5 minutes) lors de l'événement 1a

L'étoile présente dans les Fig. 64 et Fig. 65 correspond à l'heure du maximum de pluie mesurée par les stations (Néréides et Vauban) de la Communauté Urbaine Marseille Provence Métropole lors de cet événement (Douguedroit, 2004) (Fig. 66). Ces stations ont été retenues

par leur proximité avec la station Météo-France de Marseille-Prado ainsi que par leur position par rapport à la trajectoire de l'événement (Fig. 63). On remarque immédiatement le décalage de 20 minutes entre le moment où se produit le maximum des pluies sur les stations des Néréides et Vauban et celui où il se produit pour la station de Marseille-Prado (Fig. 64).

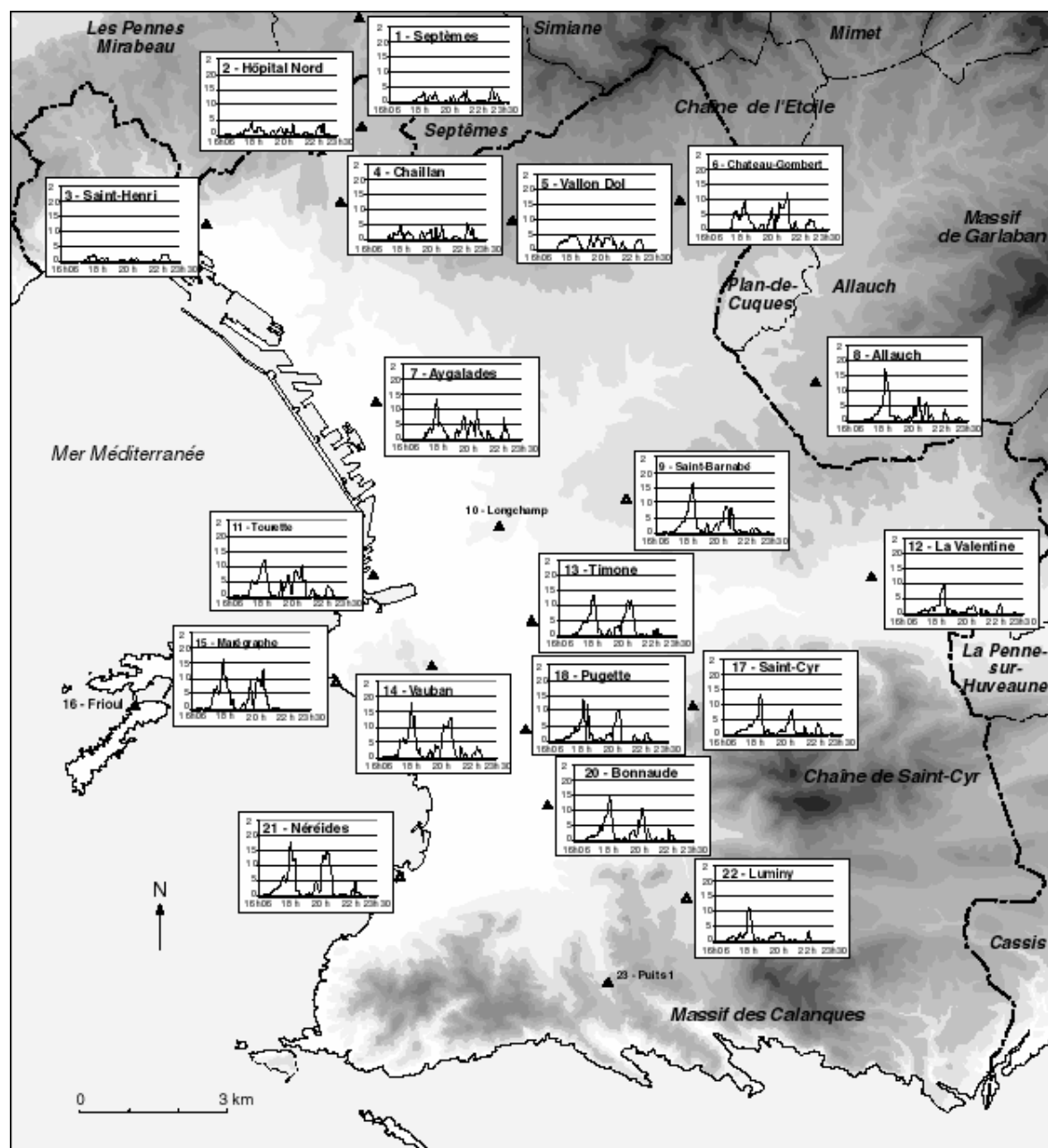


Fig. 66 : Evolution des précipitations (en mm et en heure locale) aux stations de la Communauté Urbaine Marseille Provence Métropole (d'après Douguédroit, 2004)

	Stations (pluies totales en mm/6 min)					Radar	
	Heure	Marseille Prado	Mimet	Meyreuil	Aubagne	Heure	Pluies en mm/5min
Premier maximum	[15 h 54-16 h 12[	6	5	2		[16 h 00-16 h 05[	33
Second maximum	[16 h 24-16 h 36[	14				[16 h 20-16 h 25[	46
Troisième maximum	[16 h 42-16 h 48[	13	9				
Quatrième maximum	[16 h 54-17 h 06[			6	14		

Tableau 15 : Maximums mesurés par les stations et le radar pour l'événement 1a

L'analyse des images radar dont les heures correspondent aux pluies mesurées par les stations nous montre que (Fig. 67) :

Le premier et le second maximums de pluies correspondent aux pluies issues du noyau principal qui a été suivi pour l'événement 1a (Tableau 15). Les stations concernées sont Marseille Prado, Mimet et Meyreuil. Ces maximums des pluies estimées par le radar sont largement supérieurs (plus de 20 mm de pluies) à ceux mesurés par les stations.

Douguédroit (2004) a constaté que deux averses principales ont touché la ville lors de cet événement (Fig. 66). Lors de la première averse qui nous intéresse ici, on remarque que l'évolution des pluies mesurées par les stations des Néréides et de Vauban (Communauté Urbaine de Marseille Provence Métropole) lors du premier maximum (15 h 54 – 16 h 06) sont plus importantes que celles mesurées par la station de Marseille-Prado (plus de 15 mm contre 6 mm). On retrouve le même noyau de pluie mesuré par le radar et par les stations de Marseille (Néréides, Vauban et Marseille-Prado) : à 16 h 00, le noyau mesuré par le radar est bien au dessus de Marseille au moment des maximums de pluie (avec une légère sous estimation des pluies par le radar). Cela nous permet de mieux expliquer l'évolution des pluies mesurées par le radar à partir de 16 h 00. On remarque que les précipitations radar connaissent une sorte de palier jusqu'à 16 h 15, pour connaître une augmentation à 16 h 25.

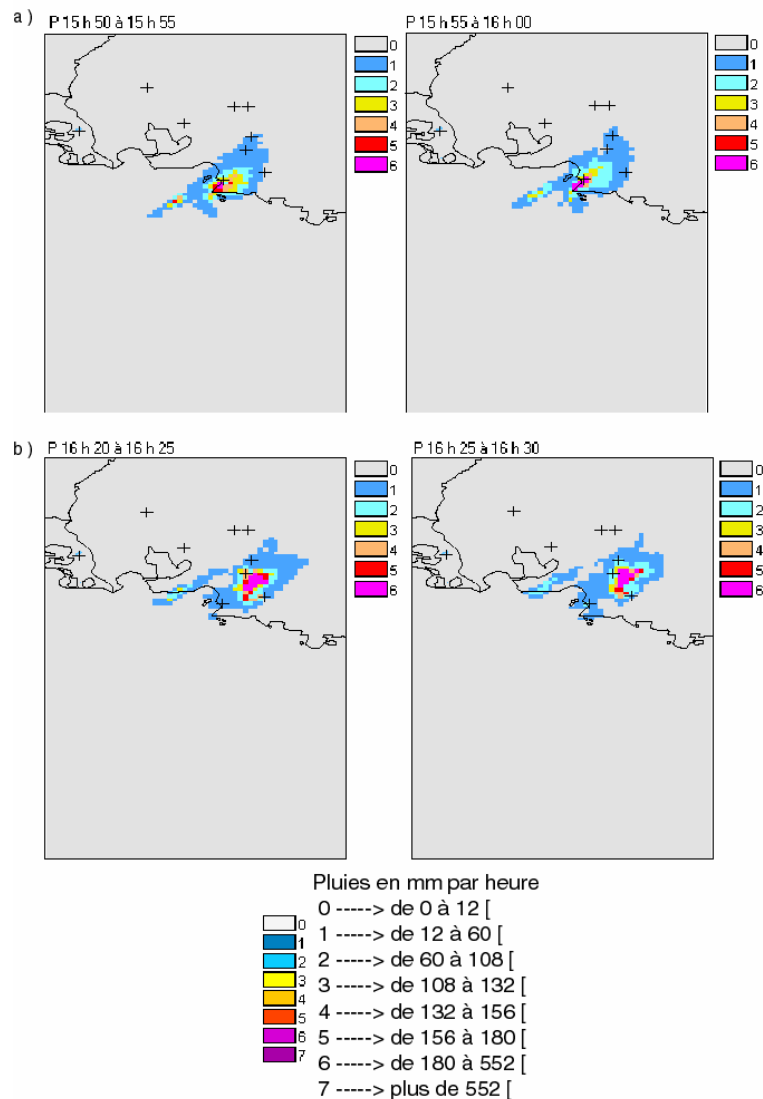


Fig. 67 : Pluies de 15 h 50 à 16 h 00 mesurées par le radar

Le troisième maximum de pluie ne se retrouve pas dans les maximums des précipitations radar. Aucune station ne se trouve sous le noyau principal. Cependant, les stations sont quand même touchées par de faibles pluies.

Le quatrième maximum de pluie correspond à de faibles pluies issues d'un noyau en arrière du noyau principal (Fig. 68). Les stations d'Aubagne et de Meyreuil sont dans l'axe de propagation des pluies mais elles ne sont pas touchées par le noyau des précipitations. Nous avons un léger décalage de la cellule par rapport aux pluies au sol. Les intensités des maximums des pluies mesurées par le radar et les stations durant cette période sont du même ordre (14 et 6 mm pour les maximums des stations et 8 mm pour le maximum radar).

Dans ces deux cas, nous sommes en présence d'un noyau de pluie peu important, Comme le montre la Fig. 67, le maximum des pluies a eu lieu sur la zone non couverte par les

stations météorologiques. Nous ne pouvons comparer pour ces maximums, les précipitations mesurées par le radar et celles mesurées par les stations météorologiques.

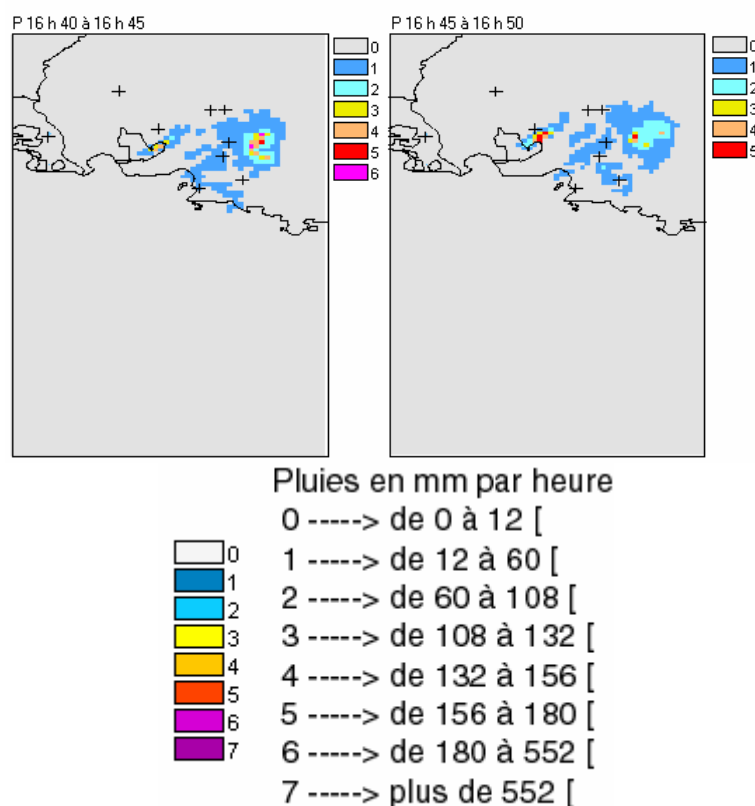


Fig. 68 : Pluies de 16 h 40 à 16 h 50 mesurées par le radar

La comparaison des précipitations mesurées par les stations et celles estimées par le radar lors de l'événement 1a nous montre que nous sommes en présence de deux cas successifs :

Le premier cas se présente autour de 16 h 00 (Fig. 64 et Fig. 67), au cours duquel on observe un faible maximum de pluie au niveau des stations ainsi que pour le radar. Les pluies qui ont touché les stations de Marseille-Prado et Mimet sont issues de la cellule principale qui a été suivie pour former l'événement 1a (Fig. 67).

Dans le second cas, autour de 16 h 20, on ne retrouve pas la même évolution des pluies des données radar et des données de toutes les stations. Après cette heure, les maximums mesurés par le radar vont décroître très rapidement alors que les précipitations mesurées par les stations d'Aubagne (16 h 54) et Meyreuil (17 h 00) indiquent la présence d'une autre averse (Fig. 64). Il s'agit d'une cellule de faible intensité par rapport aux mesures au sol (Fig. 67 b).

Nous avons cherché à expliquer cette différence entre les pluies mesurées par le radar et les pluies mesurées par les stations. Les quantités de pluie de l'événement 1a vont croître dès le moment où le noyau de pluie atteint le littoral (15 h 50 - 15 h 55). Les résultats de Berne (2002) montrent des échos fixes pour la zone qui nous intéresse (Fig. 4). La trajectoire des précipitations passe dans ce périmètre entre [16 h 05 et 16 h 20[(Fig. 69). L'influence du relief sur le faisceau radar est minime (cf. §. 1.1.2). Les limites du faisceau radar en prenant en compte l'influence du relief avec un angle de 0.6° à 100 km sont comprises entre 0.983 et 1.630 km. Par conséquent, la région de l'Etoile (environ à 700 m) ne va pas perturber l'estimation des pluies par le radar.

Nous avons considéré qu'à partir de 16 h 20, les quantités de pluies de l'événement 1a sont entachées d'un doute (les stations météorologiques mesurant encore de fortes pluies) et donc non étudiées.

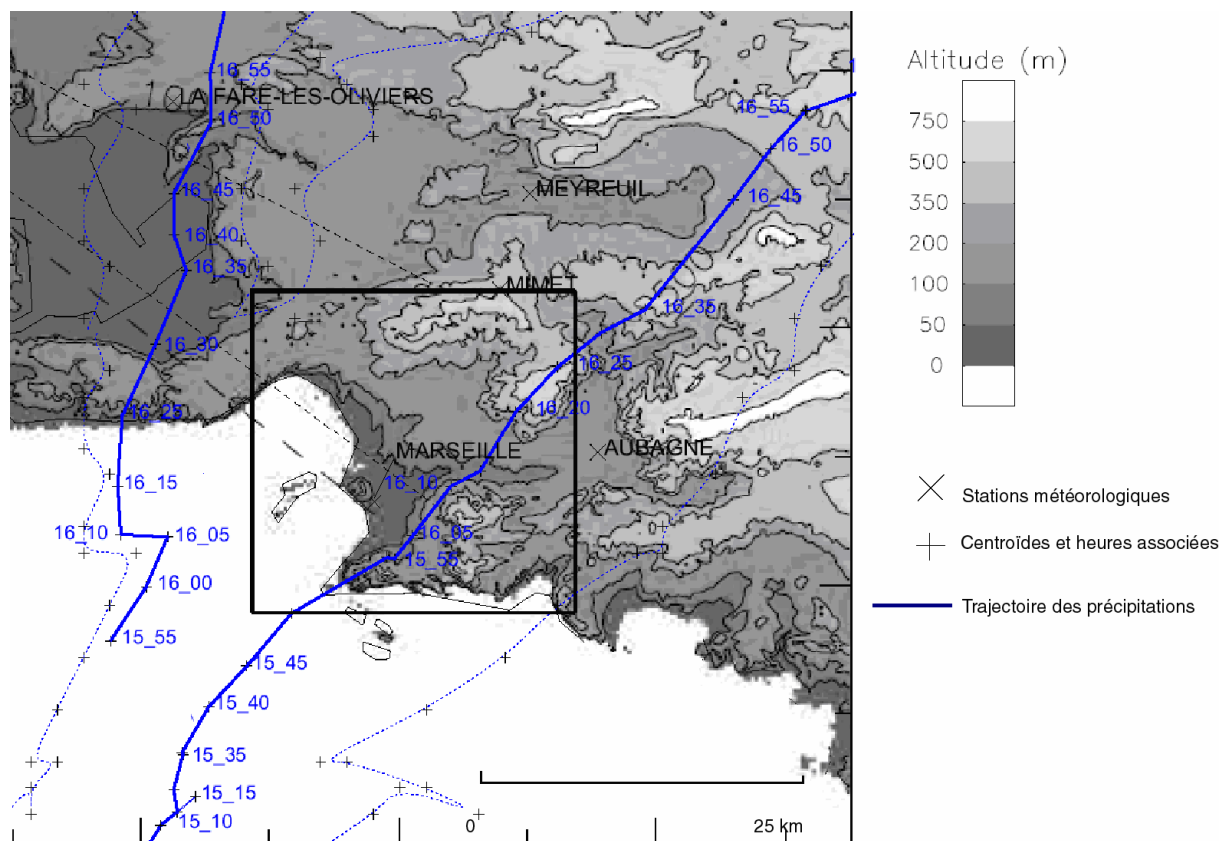


Fig. 69: Localisation de la trajectoire de l'événement 1a par rapport au modèle numérique de terrain de la région P.A.C.A.

La plage temporelle des pluies mesurées par le radar pendant l'événement 1a est dû à ce que mesure le radar par rapport à la trajectoire des pluies et à l'extension spatiale des

nuages précipitants. Le décalage quantitatif à partir de 16 h 20-16 h 25 entre les mesures radar et les mesures des stations est dû à la différence entre ce qui est réellement tombé (mesuré aux stations) et ce que le radar a mesuré comme eau en suspension dans l'atmosphère.

3.2.1.2. Comparaison de l'évolution des pluies mesurées par les stations et le radar pour la même localisation lors de l'événement 1a

Pour chaque station (Marseille-Prado, Aubagne, Meyreuil, et Mimet), nous allons comparer l'évolution des précipitations estimées par le radar et ce qui est réellement tombé au sol (Fig. 70).

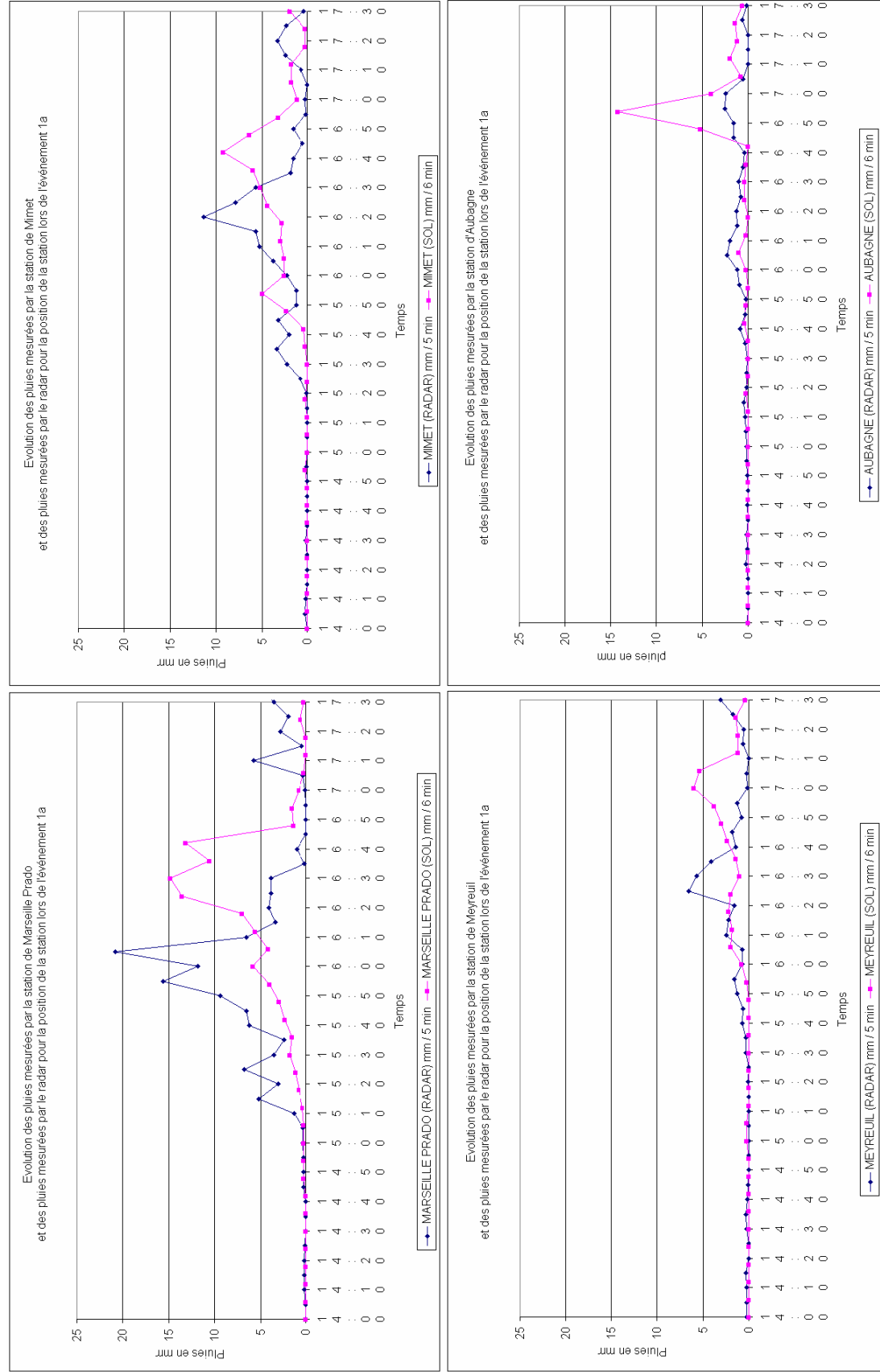


Fig. 70 : Evolution des pluies mesurées par les stations (en rouge en mm / 6 min) et le radar (en bleu en mm / 5 min)
(pour les positions des stations) lors de l'évènement 1a

L'analyse de l'évolution des quantités de pluies mesurées par les stations et le radar au dessus de celles-ci montre que pour l'événement 1a :

Nous sommes en présence d'un décalage temporel (environ 20 min) entre les mesures au sol et les mesures du radar pour trois stations (Marseille-Prado, Mimet et Meyreuil). La station d'Aubagne ne présente pas de décalage. La distance entre les stations et la localisation du centroïde de la trajectoire des précipitations pour l'heure du maximum de la station est de l'ordre de 10 km.

Le décalage temporel entre les pluies mesurées au sol et par le radar au dessus de la position des stations est un élément connu dans l'estimation des pluies par le radar (Communication avec la Société VAISALA).

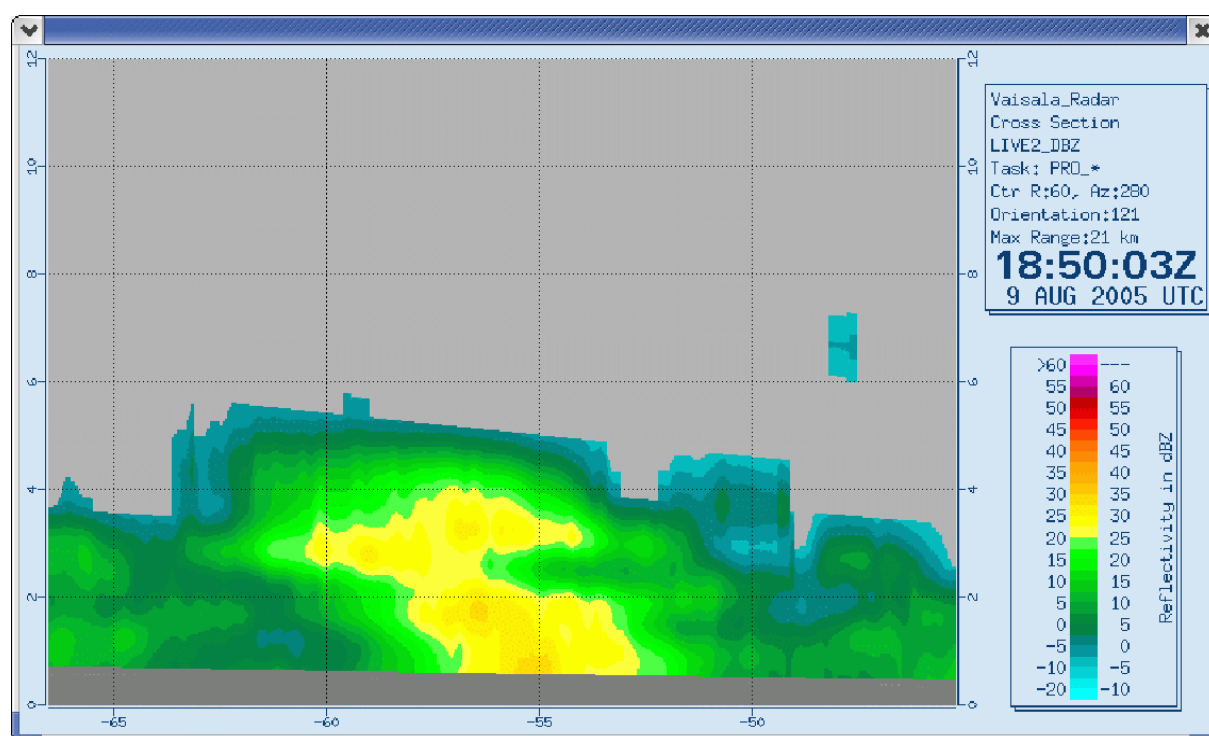


Fig. 71 : Coupe radar 3D représentant la réflectivité (exprimée en dbZ) mesurée dans un nuage. L'axe des X représente la distance (en km) par rapport au radar, l'axe des Y l'altitude (en km) à partir du niveau du sol. (document fourni par la Société VAISALA).

L'analyse de la Fig. 71 montre que si une station au sol était à environ 57 km du radar, elle mesurerait des précipitations équivalentes à 5dbZ alors que le radar pour la même position mesure un maximum de réflectivité d'environ 37dbZ. Ces différences de réflectivités sont dues aux vitesses des vents différentes en altitude et au sol qui vont spatialement décaler les pluies par rapport à la verticale de la position (modification des vitesses de chute, de l'ascendance, ...) de quelques kilomètres à une dizaine de kilomètres.

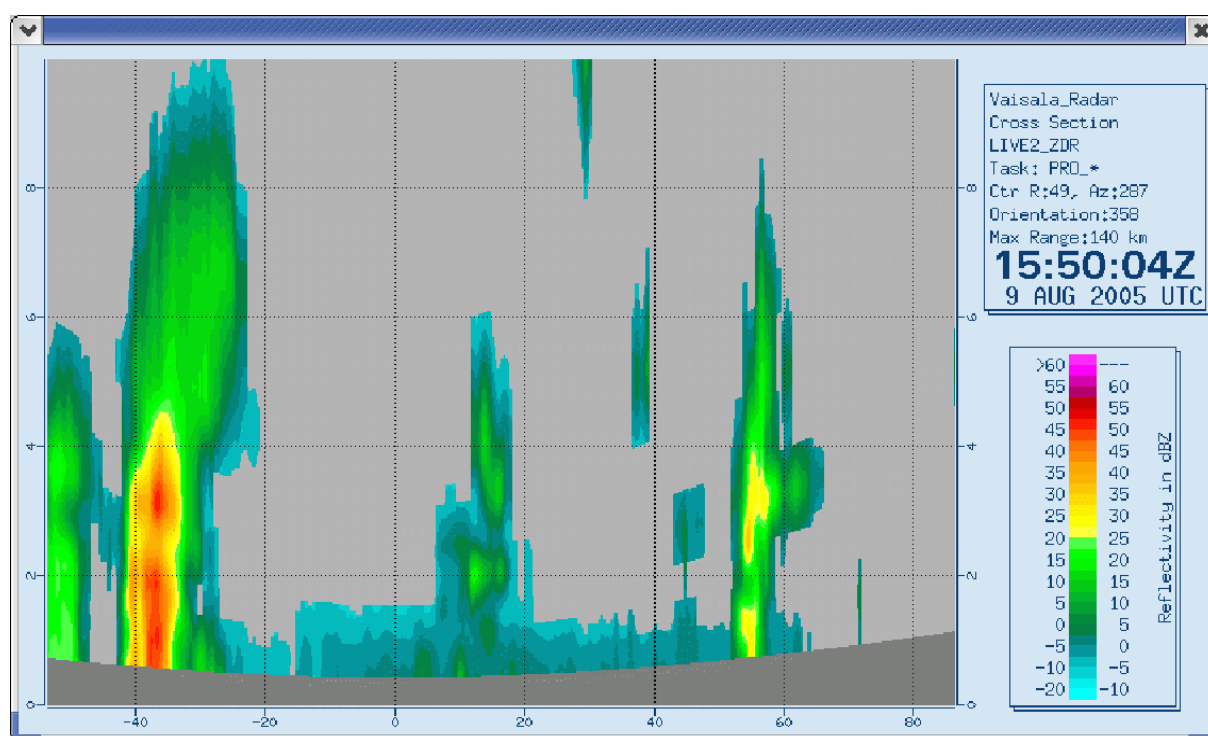


Fig. 72 : Coupe radar 3D illustrant le développement vertical d'un nuage avec sa réflectivité (exprimée en dbZ). L'axe des X représente la distance (en km) par rapport au radar, l'axe des Y l'altitude (en km) à partir du niveau du sol. (document fourni par la Société VAISALA).

Dans le cas étudié ici (Fig. 72), le nuage principal est situé à 37 km du radar, il est peu développé en altitude (10 km pour la totalité du nuage), le maximum de réflectivité est à environ 5 km d'altitude. Dans ce cas, le décalage spatial entre les pluies mesurées au sol et les pluies au dessus de la position d'une station va être faible.

Dans les systèmes convectifs (notre étude), le maximum de réflectivité se trouve bien au dessus des 5 km (au dessus de l'altitude maximale du faisceau radar). Cette altitude accrue et le décalage spatial (par rapport à la verticale) qui en découlent expliquent que les pluies mesurées par une station et par le radar au dessus de celle-ci peuvent ne pas correspondre.

Le décalage peut-être de deux ordres :

Le premier est temporel. Le décalage entre les pluies au sol et les précipitations mesurées par le radar au dessus de la position d'une station peut-être compris entre quelques minutes et 30 minutes (communication de la société VAISALA).

Le second est spatial. Le décalage entre les pluies au sol et les précipitations mesurées par le radar au dessus de la position d'une station peut-être compris entre quelques kilomètres et une dizaine de kilomètres (communication de la société VAISALA).

Ces décalages spatiaux et temporels seront d'autant plus importants que les situations étudiées sont de types convectifs.

Les décalages dans le temps et dans l'espace que nous observons entre les mesures des stations Météo-France et les pluies mesurées par le radar au dessus de leur position ne sont pas dus à une erreur, mais sont bien le reflet de la réalité.

Le maximum absolu de 16 h 20 (45 mm de pluies, Fig. 65) devrait être visible au sol (au niveau des stations) autour de 16 h 40 (décalage de 20 minutes environ) et une dizaine de kilomètres au sud-ouest de la position du centroïde. La station qui correspond à ces conditions est la station de Mimet (9 mm valeur relativement faible car la station est en bordure du noyau principal de pluie, Fig. 67). On peut supposer que l'on retrouve la même évolution des quantités de pluies (avec une sous-estimation pour la station) entre les pluies estimées par le radar et les pluies mesurées au sol pour la station de Mimet.

Nous avons remarqué lors de l'événement 1a, en analysant les pluies mesurées par les stations de la Communauté Urbaine Marseille Provence Métropole (Douguedroit, 2004) que les quantités de pluies estimées par le radar étaient sur-estimées (Fig. 66, Fig. 73).

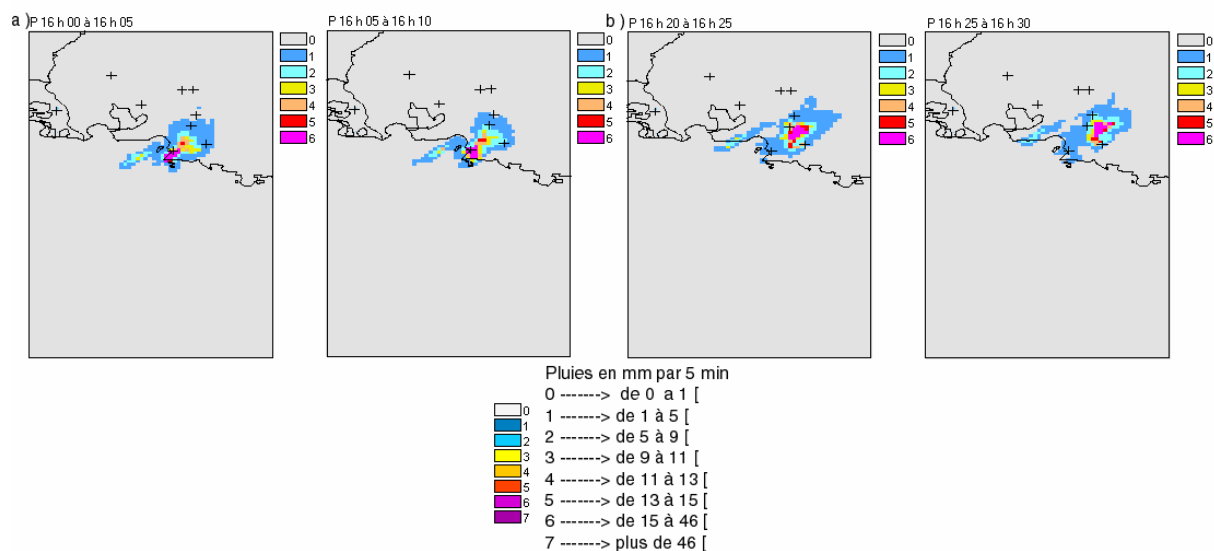


Fig. 73 : Précipitations mesurées par le radar de a) 16 h 00 à 16 h 10 et b) 16 h 20 à 16 h 30

Les stations de la Communauté Urbaine Marseille Provence Métropole mesurent le maximum du premier épisode autour de 16 h 00 avec 18 mm / 6 min pour la station de Vauban (Fig. 66). Durant cette période, le radar va estimer pour la région marseillaise des

pluies supérieures à 30 mm / 5 min. Nous avons une surestimation des précipitations estimées par le radar lors de cet événement.

Nous allons étudier maintenant l'événement 2 car celui-ci correspond spatialement à la reprise de l'événement 1 a. En effet, la seconde trajectoire se développe sur le même axe de propagation que la première.

3.2.2. L'événement 2 (17 h 20 à 19 h 10)

Les stations contenues dans les limites spatiales de la trajectoire de l'événement 2 sont Marseille-Prado, Mimet et Meyreuil (Fig. 74). L'évolution des maximums de pluie mesurés par le radar et les stations est présentée dans les Fig. 75 et Fig. 76.

3.2.2.1. Comparaison dans le temps de l'évolution des pluies mesurées par les stations et le radar lors de l'événement 2

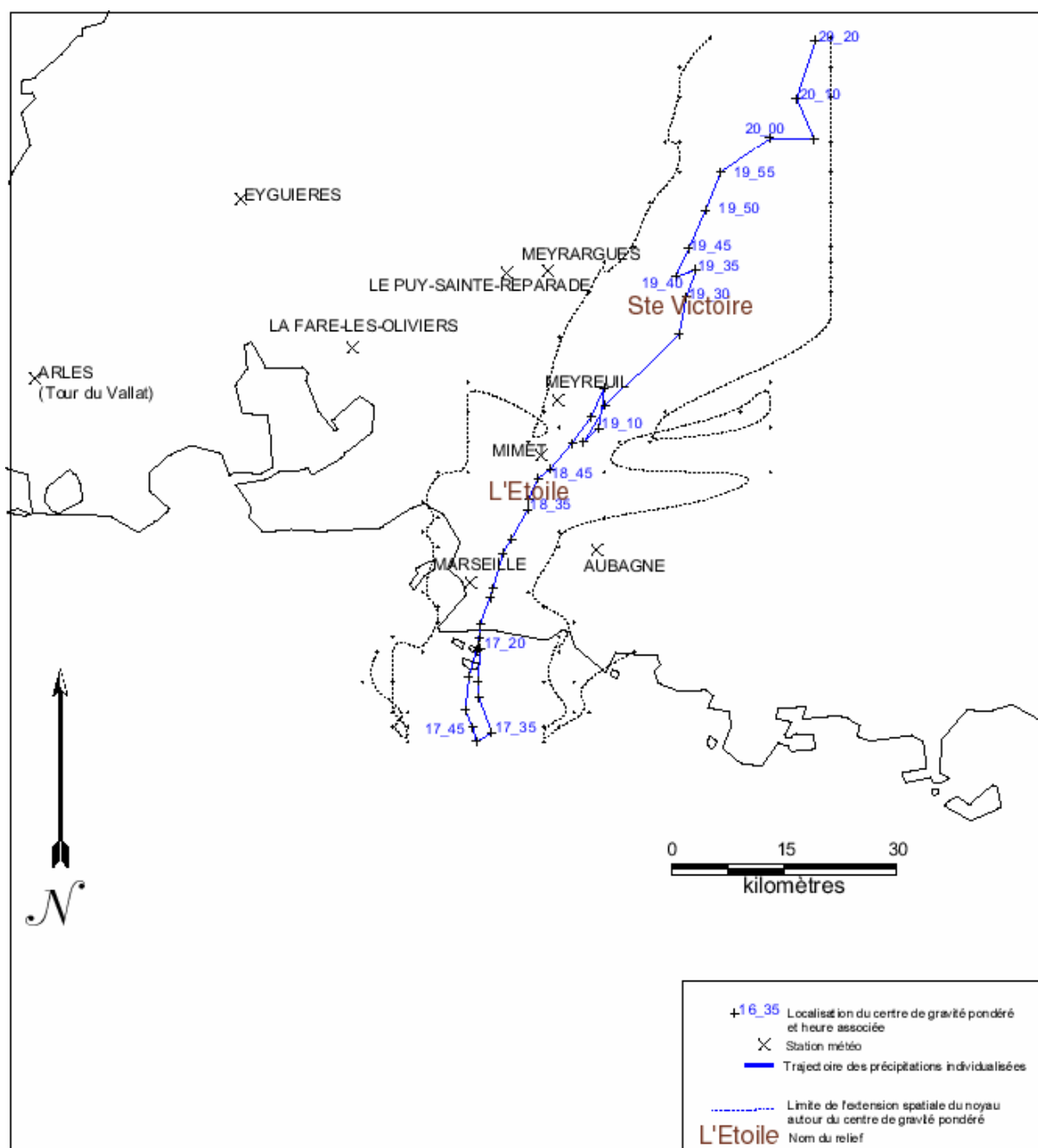


Fig. 74 : Localisation de la trajectoire du noyau principale des pluies de l'événement 2 en heures UTC d'après le radar.

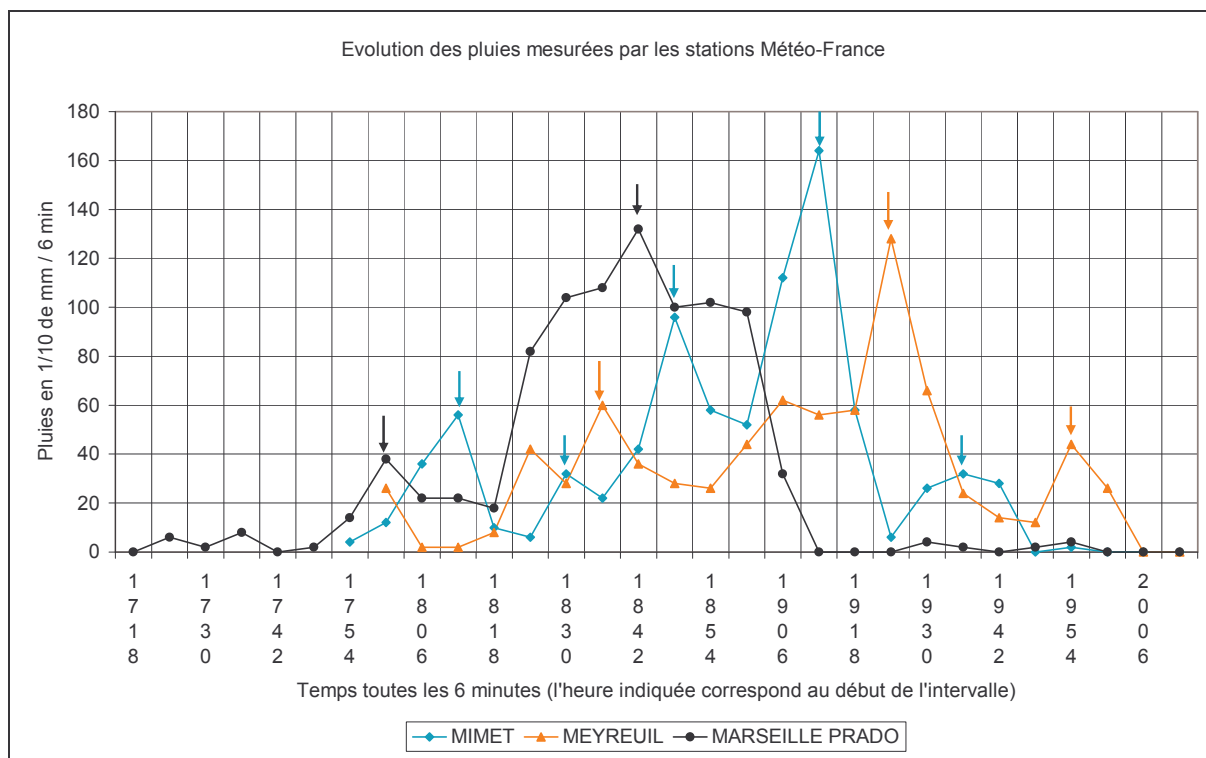


Fig. 75 : Evolution du total des pluies mesurées (l'heure UTC indiquée correspond au début de l'intervalle de 6 minutes) par les stations Météo-France lors de l'événement 2.

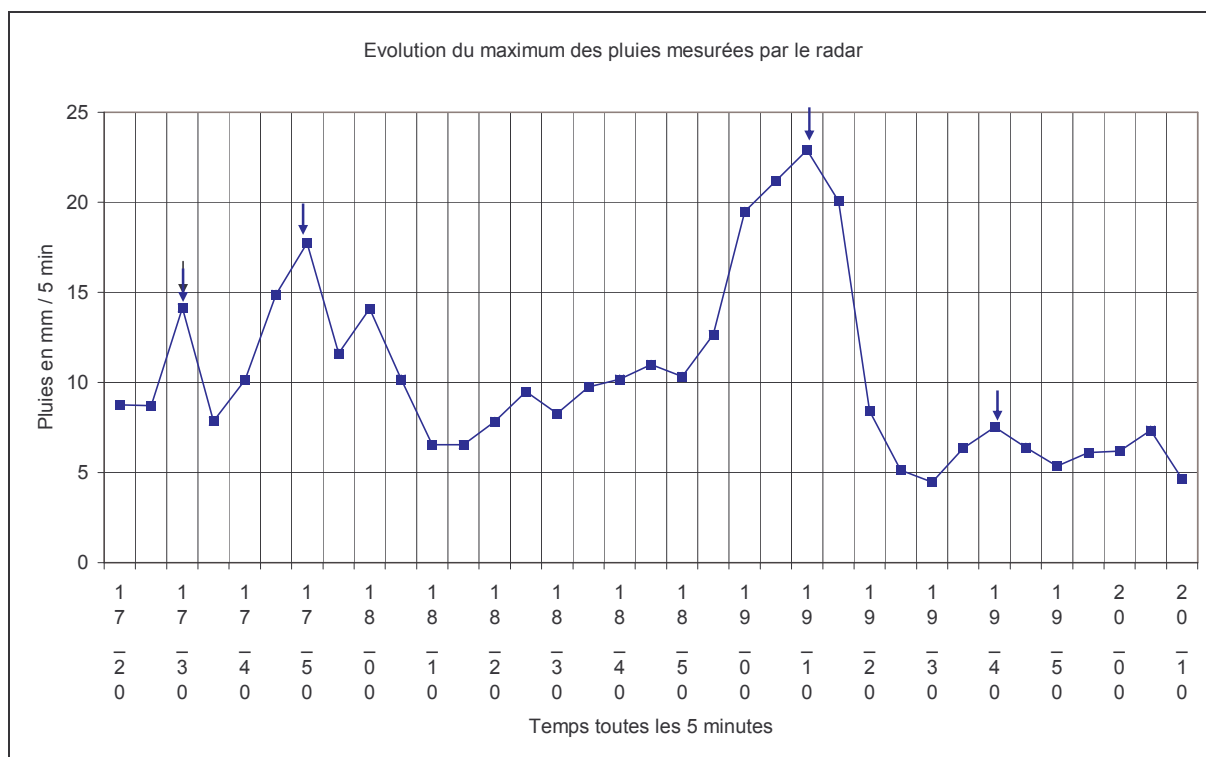


Fig. 76 : Evolution des pluies (du pixel du maximum radar) (l'heure UTC indiquée correspond au début de l'intervalle de 5 minutes) lors de l'événement 2.

	Heure	Stations (pluies totales en mm/6min)			Radar	
		Marseille Prado	Meyreuil	Mimet	Heure	(pluies en mm/5min)
Premier maximum					[17 h 30 - 17 h 35 [	14
Second maximum					[17 h 50 - 17 h 55[	17
Troisième maximum	[18 h 00-18 h 18[	3.8		5.6		
Quatrième maximum	[18 h 30-18 h 54[	13.2	6	3.2		
Cinquième maximum	[19 h 12 -19 h 24[		12.8	16.4	[19 h 10 - 19 h 15[	23
Sixième maximum	[19 h 36-20 h 00[		4.4	3.2	[19 h 40 - 19 h 45[	6

Tableau 16 : Maximums mesurés par les stations et le radar pour le l'événement 2.

L'analyse des pluies mesurées par les stations de Météo-France et celles mesurées par le radar montrent que (Fig. 75, Fig. 76 et Tableau 16) :

- Lors de l'événement 2, deux maximums mesurés par le radar ne l'ont pas été par les stations (14 et 17 mm). Les quatre autres maximums de pluies ont touché les stations (4 à 6 mm pour le second, 3 et 13 mm pour le troisième, entre 12 et 16 mm pour le quatrième, et 3 à 4 mm pour le cinquième).

- A l'exception du troisième maximum, tous les maximums des stations se retrouvent dans l'évolution des pluies mesurées par le radar. Ces maximums estimés par le radar sont équivalents à ceux mesurés par les stations. L'analyse des images radar nous montre que nous sommes en présence de deux cas de figures :

Le premier cas correspond à la présence du maximum des précipitations radar au dessus des stations (cinquième maximum, 19 h 12 - 19 h 24 avec 16 mm de pluie pour les stations et 23 mm de pluie pour le radar à 19 h 10 - 19 h 15).

Le second cas de figure correspond à la mesure de pluie par les stations et à une faible ou absence de pluies mesurées par le radar. Ces maximums de pluies sont soit non détectés par le radar, soit peu importants (quatrième maximum, 18 h 30-18 h 54 avec 13.2 mm de pluie pour les stations et pas de maximum radar et sixième maximum, 19 h 36 - 20 h 00 avec 4 mm de pluie pour les stations et 6 mm de pluie pour le radar à 19 h 40 - 19 h 45).

- Deux maximums de pluies sont détectés par le radar à 17 h 30 - 17 h 35 (14 mm) et 17 h 50-17 h 55 (17 mm) (Fig. 76). Ces maximums se situent sur la mer hors du réseau de mesure des stations. Ces précipitations sont relativement importantes en quantité par rapport au maximum de pluies mesurées par le radar à 19 h 10 avec 23 mm.

Cet événement correspond à la deuxième averse présentée par Douguédroit (2004). Les stations de la Communauté Urbaine Marseille Provence Métropole les plus proches de la trajectoire de l'événement 2 sont Vauban, Marégraphie, Néréides et Timone (Fig. 66). Elles ont

mesuré des maximums de pluies en 6 minutes de l'ordre de 10 à 15 mm entre 16 h 00 et 18 h 00 (UTC). Le second événement connaît son maximum mesuré par les stations durant le même laps de temps avec des pluies autour de 13 mm. L'heure des maximums des stations correspond aux heures des maximums radar. Nous pouvons noter que le radar ne mesure pas le maximum au dessus de la ville de Marseille (mais au nord-est de celle-ci là où il n'y a pas de stations) alors que les stations de la Communauté Urbaine Marseille Provence Métropole le situent sur la cité (sur le littoral).

Si on regarde les images radar dont les heures correspondent aux pluies mesurées par les stations, le quatrième maximum est dans l'axe de propagation de l'événement mais, il est issu d'une cellule isolée. Les second, troisième et quatrième maximums sont issus de la cellule qui a servi à construire la trajectoire : il s'agit soit de l'extension de cellule soit du noyau principal (Fig. 77). On peut noter qu'à partir de 19 h 10, les précipitations radar décroissent de façon assez rapide. Cela correspond à la zone au nord de la chaîne de l'Etoile comme pour l'événement 1a.

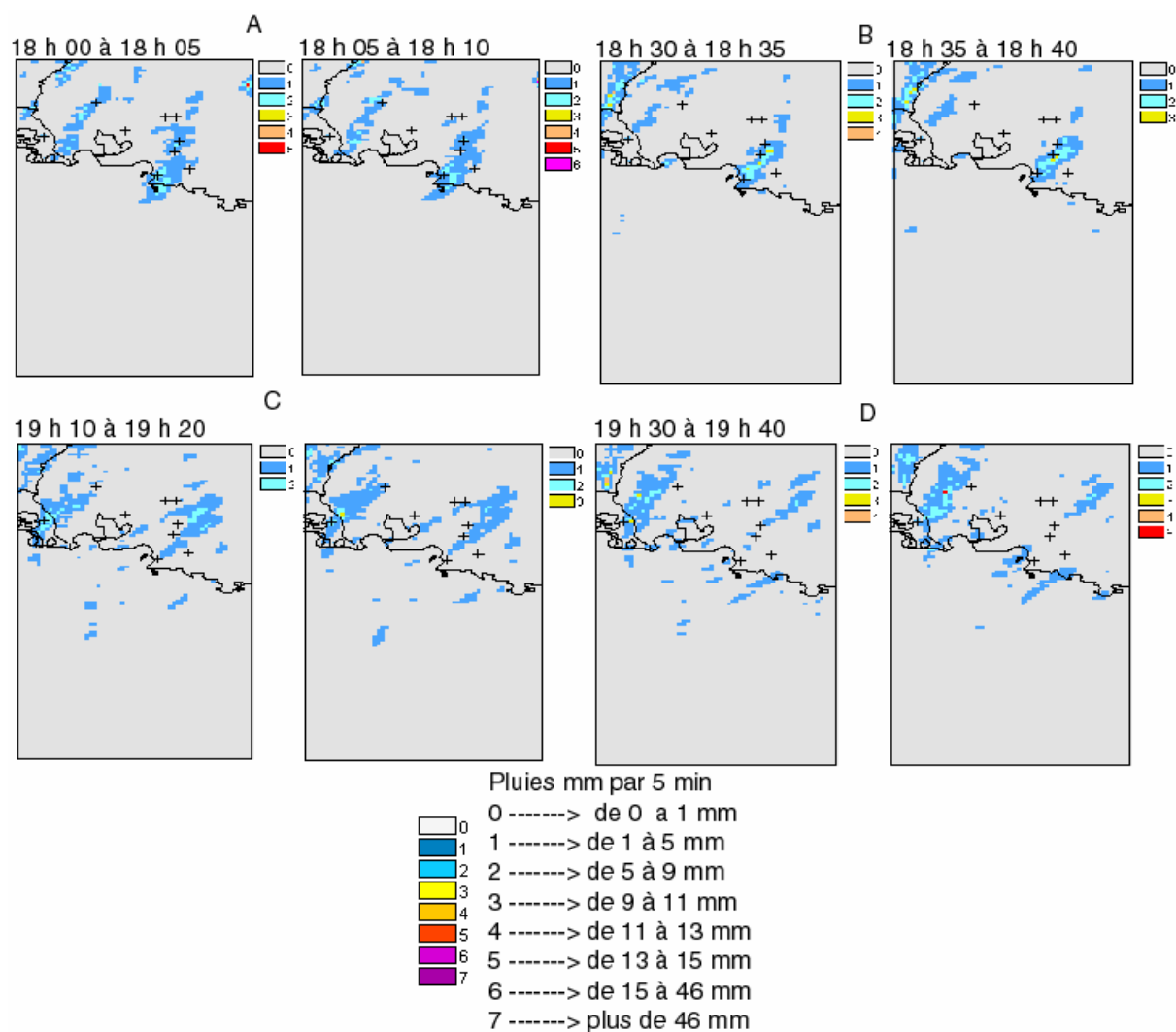


Fig. 77 : Pluies A) 18 h 00 à 18 h 10, B) 18 h 30 à 18 h 40, C) 19 h 10 à 19 h 20 et D) 19 h 30 à 19 h 40 mesurées par le radar.

Lors de cet événement, nous sommes dans la même situation que pour l'événement 1a. A 19 h 10, après un maximum important, les quantités de pluies connaissent une brusque diminution. Cette baisse se produit entre les massifs de L'Etoile (700 m) et de la Ste Victoire (1000 m) (Fig. 74, Fig. 78). Nous avons vu précédemment que relief n'a pas d'influence sur l'estimation des pluies dans cette zone (cf. §. 1.1.2). Le faisceau radar prenant en compte une portion de l'atmosphère au dessus de la tranche d'altitude masquée par le relief. L'étude de Berne (2002) n'a pas montré la présence dans ce périmètre d'échos fixes susceptibles d'augmenter la réflectivité (les pluies estimées par le radar) (Fig. 4). Nous avons considéré qu'à partir de 19 h 10, la brusque diminution des quantités de pluies était soumise à un doute. Passée cette limite, les quantités de pluies de cette trajectoire ne seront pas étudiées.

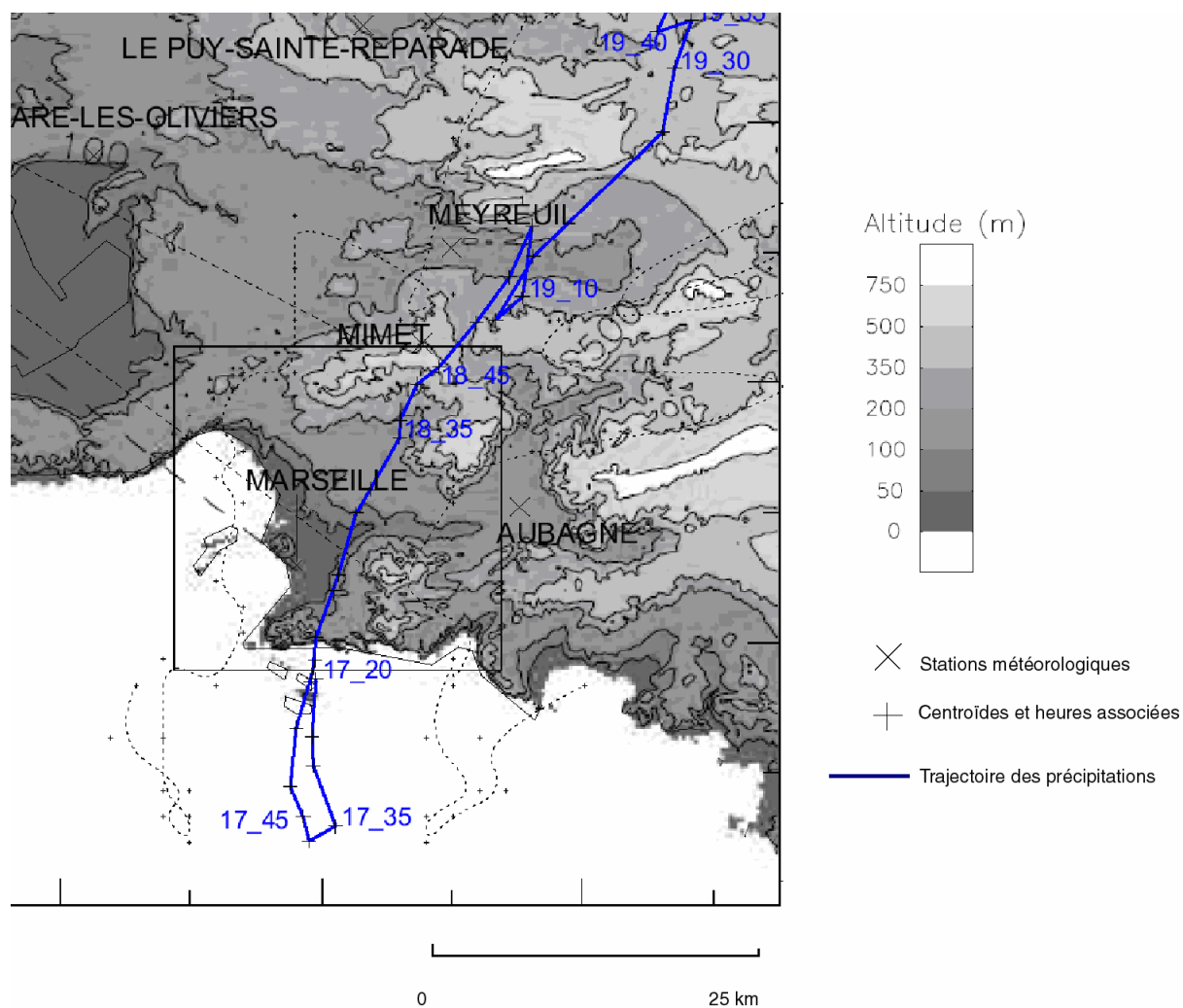


Fig. 78 : Localisation de la trajectoire de l'événement 2 par rapport au modèle numérique de terrain de la région P.A.CA.

3.2.2.2. Comparaison de l'évolution des pluies mesurées par les stations et le radar pour la même localisation lors de l'événement 2

Pour chaque station (Marseille Prado, Mimet et Meyreuil), nous allons comparer l'évolution des précipitations estimées par le radar et ce qui est réellement tombé au sol (Fig. 79).

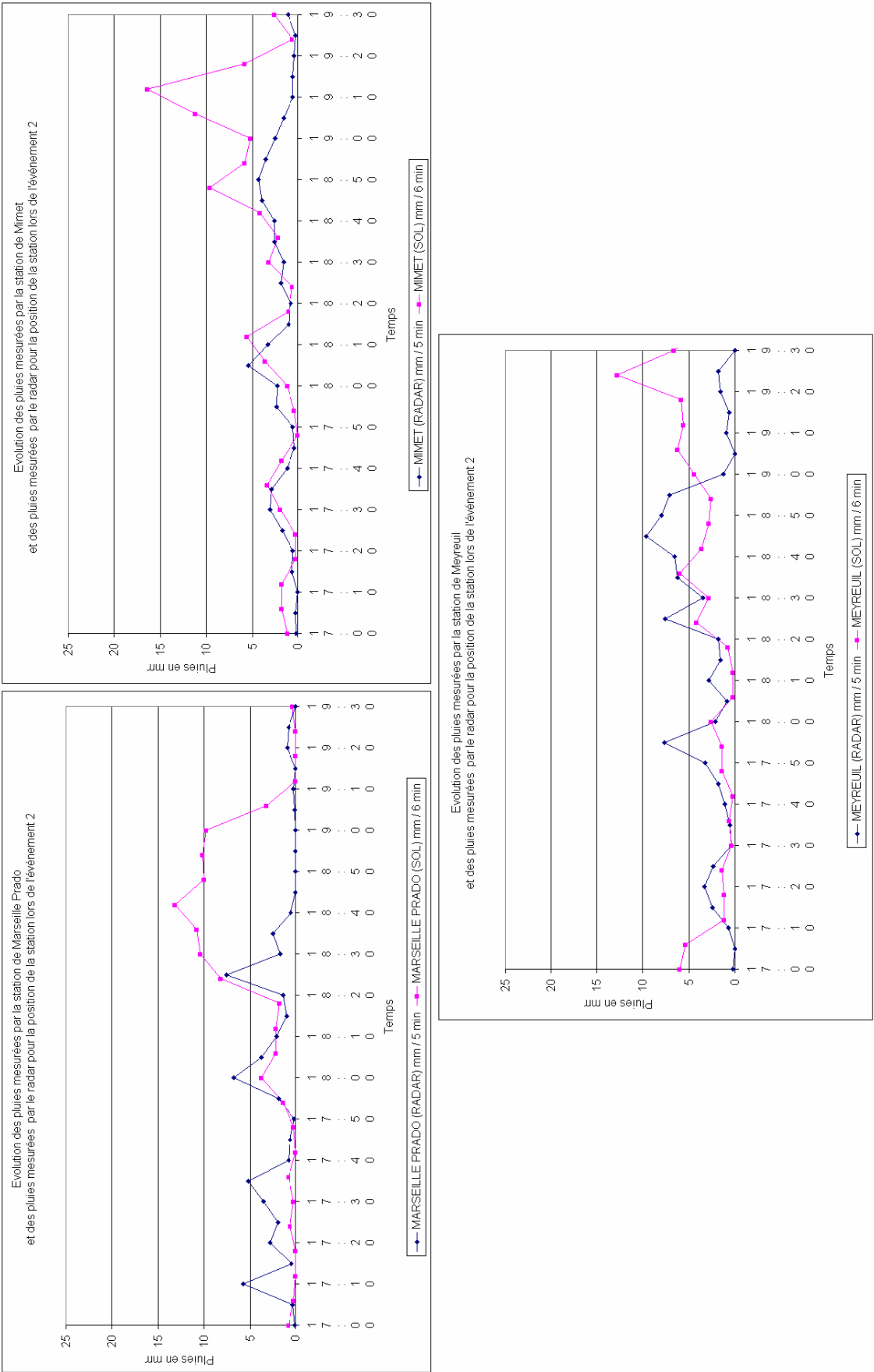


Fig. 79 : Evolution des pluies mesurées par les stations (en rouge) et le radar (en bleu) (pour les positions des stations) lors de l'événement 2

L'analyse de l'évolution des quantités de pluies mesurées par les stations et le radar au dessus de celles-ci montre que pour l'événement 2 :

Nous sommes en présence d'une différence entre l'évolution des précipitations mesurées par les stations de Marseille-Prado (18 h 42 avec 13 mm), Mimet (19 h 12 avec 16 mm) et Meyreuil (19 h 24 avec 12 mm) et les précipitations mesurées par le radar au dessus de Marseille-Prado (18 h 40 avec 2 mm), Mimet (19 h 15 avec 0.5 mm) et Meyreuil (19 h 25 avec 2 mm). Il s'agit du second événement qui a touché Marseille (Douguédroit, 2004) et qui se déplace au cours du temps. Il ne se retrouve pas dans l'évolution du pixel de pluie correspondant à la position de la station de Marseille-Prado, Mimet et Meyreuil. Le radar pour cette période estime des pluies au nord-est de Marseille (Fig. 80). On retrouve le même décalage temporel que pour l'événement 1a (cf. §. 3.2.1.2). La distance entre les positions des stations et la localisation du centroïde de la trajectoire des précipitations pour l'heure du maximum des stations est de l'ordre de 7 km.

Le maximum absolu de 19 h 10 (24 mm de pluies, Fig. 76) devrait être visible au sol autour de 19 h 30 (décalage de 20 minutes) et une dizaine de kilomètre au sud-ouest de la position du centroïde. Aucune station ne remplit les conditions nécessaires pour permettre une comparaison.

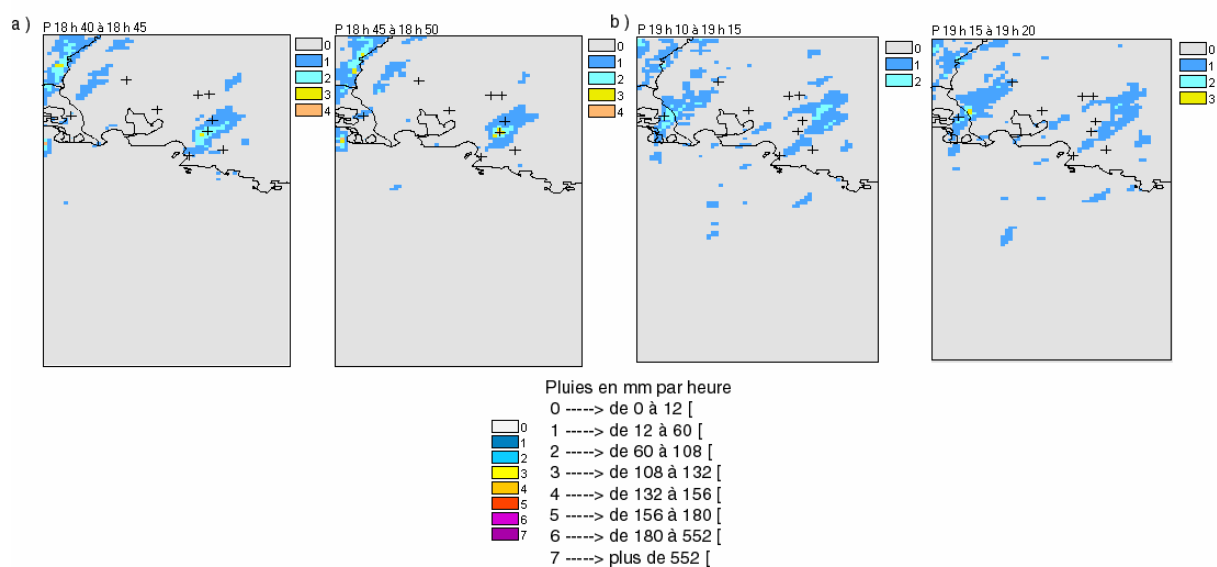


Fig. 80 : Précipitations mesurées par le radar de a) 18 h 40 à 18h 50 et b) 19 h 10 à 19 h 20

3.2.3. L'événement 1b (15 h 55 à 17 h 45)

La station contenue dans les limites spatiales de la trajectoire de l'événement 1b est La Fare les Oliviers (Fig. 63). L'évolution des maximums de pluie mesurés par le radar et les stations est présentée dans les Fig. 81 et Fig. 82.

3.2.3.1. Comparaison dans le temps de l'évolution des pluies mesurées par les stations et le radar lors de l'événement 1b

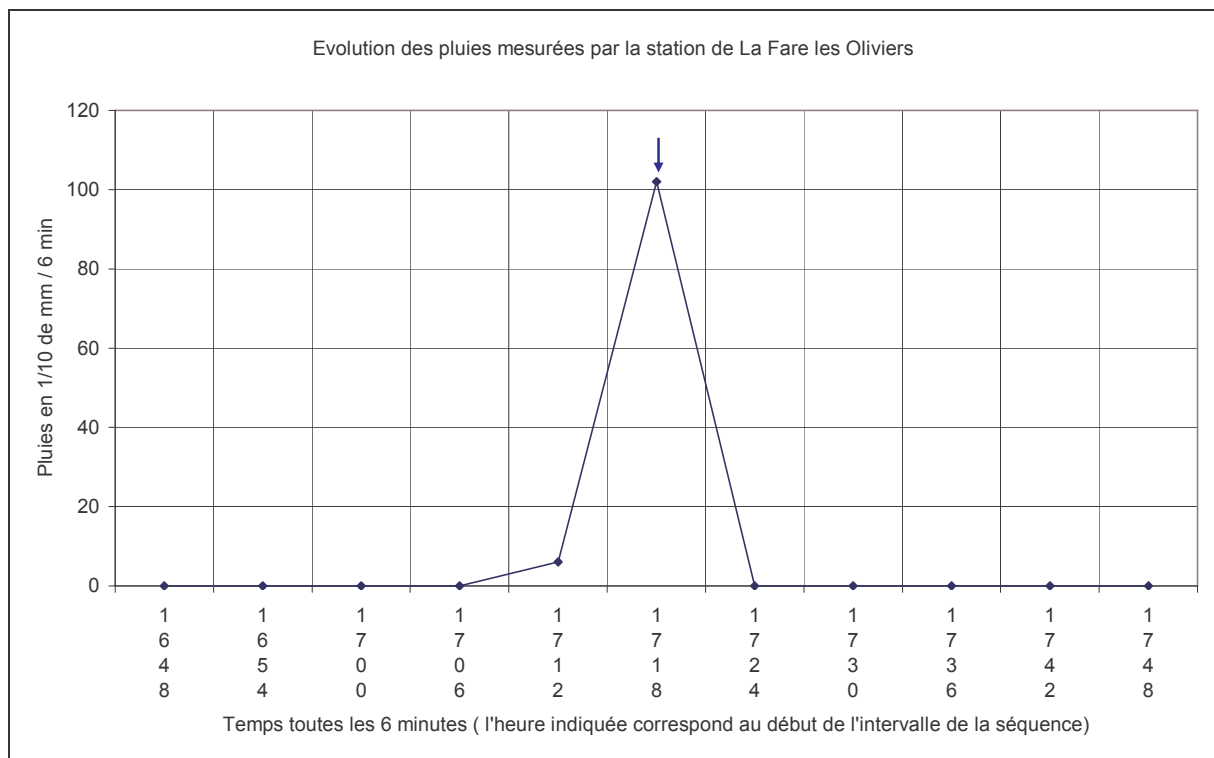


Fig. 81 : Evolution des pluies (l'heure UTC indiquée correspond au début de l'intervalle de 6 minutes) mesurées par la station Météo-France lors de l'événement 1b.

L'analyse des précipitations mesurées par la station de La Fare les Oliviers (Fig. 81) ne permet pas de retrouver l'évolution des pluies mesurées par le radar (Fig. 82). La station a mesuré des précipitations de plus de 10 mm à 17 h 18-17 h 24 (flèche bleue).

Si on analyse l'évolution des images radar lors de cet événement, on remarque qu'il y a un décalage temporel avec les pluies mesurées par la station. L'ensemble du nuage d'après le radar est localisé au dessus de la station de La Fare les Oliviers entre 16 h 45 et 17 h 00

alors que la station mesure des pluies entre 17 h 00 et 17 h 18. La Fig. 82 permet de visualiser ce décalage.

L'analyse de l'évolution des pluies lors de cet événement, montre qu'il y a un décalage temporel entre les pluies mesurées par la station et les pluies mesurées par le radar. L'extension des pluies radar est légèrement décalée vers l'est par rapport à la mesure de la station.

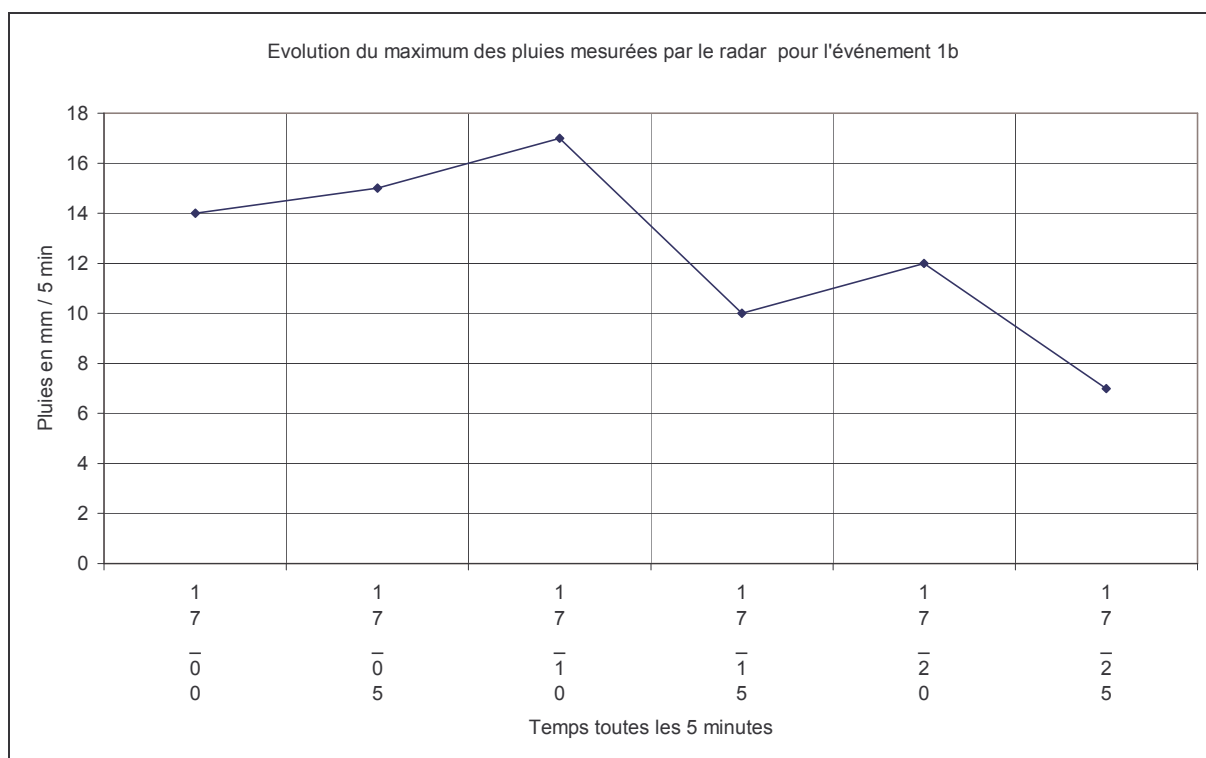


Fig. 82 : Evolution du pixel du maximum radar (l'heure UTC indiquée correspond au début de l'intervalle de 5 minutes) lors de l'événement 1b.

	Heure	Stations	Radar	
		(pluies totales en mm / 6 min)	Heure	pluies en mm / 5min
Premier maximum	[17 h 18-17 h 24[	10	[17 h 20 - 17 h 25[	12

Tableau 17 : Maximums mesurés par les stations et le radar pour l'événement 1b.

Au cours du temps, de tous les maximums mesurés par le radar (Fig. 81, Fig. 82, Fig. 83 et Tableau 17) seul celui de 17 h 20-17 h 25 se retrouve à la station de La Fare les Oliviers. Le nuage de 17 h 20-17 h 25 recouvrait la station. Le maximum estimé par le radar est équivalent en quantité à celui mesuré par la station.

L'analyse de la trajectoire de l'événement 1b montre que de 16 h 45 à 16 h 55 (Fig. 83), le centroïde de la trajectoire des pluies se trouve sous le nuage de pluies, à moins de 5 km de la station de La Fare les Oliviers. Hors la station bien que sous des pixels de pluie ne mesure pas de pluie durant ce laps de temps. On a donc un décalage spatial entre les pluies mesurées par le radar et les pluies au sol.

On ne retrouve pas la suite de l'évolution des pluies radar dans les stations Météo-France. Cet épisode est passé entre les mailles des stations.

Nous avons vu précédemment que le relief n'a pas d'influence sur l'estimation des pluies dans cette zone (cf. §. 1.1.2). Le faisceau radar prenant en compte une portion de l'atmosphère au dessus de la tranche d'altitude masquée par le relief. Les échos fixes susceptibles d'augmenter la réflectivité (les pluies estimées par le radar) (Fig. 4) présentés par Berne (2002) ne sont pas présents sur la trajectoire de l'événement 1b. Les estimations des précipitations pour cette trajectoire de pluie ne sont donc pas susceptibles d'être biaisées.

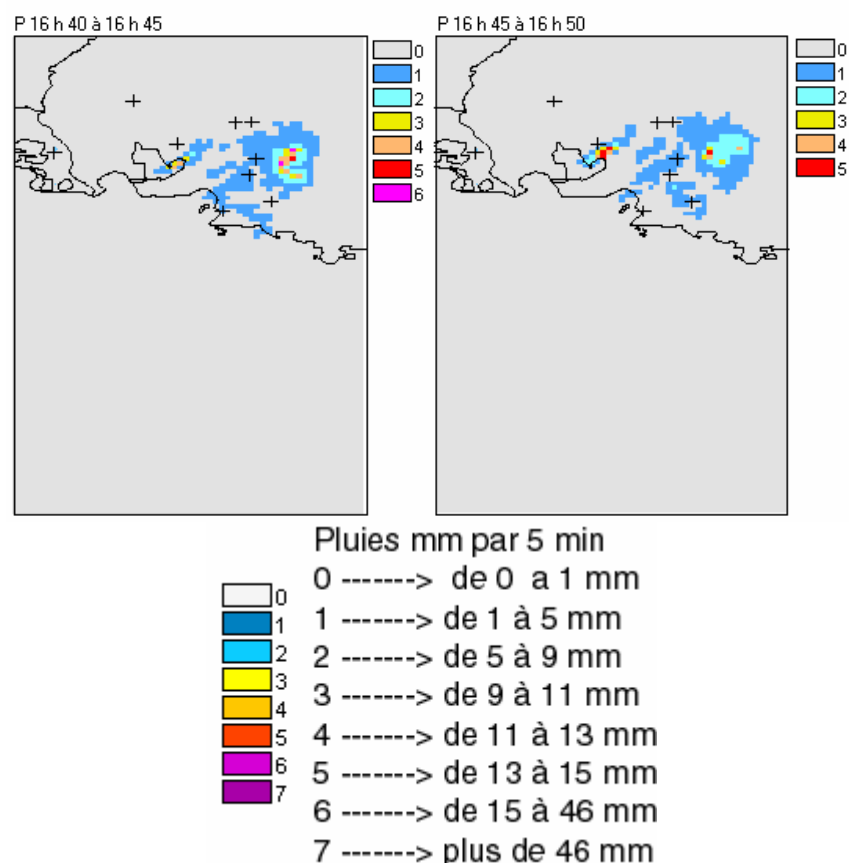


Fig. 83 : Pluies de 16 h 40 à 16 h 50 mesurées par le radar

3.2.3.2. Comparaison de l'évolution des pluies mesurées par les stations et le radar pour la même localisation lors de l'événement 1b

Pour la station de La Fare les Oliviers, nous allons comparer l'évolution des précipitations estimées par le radar et ce qui est réellement tombé au sol (Fig. 84).

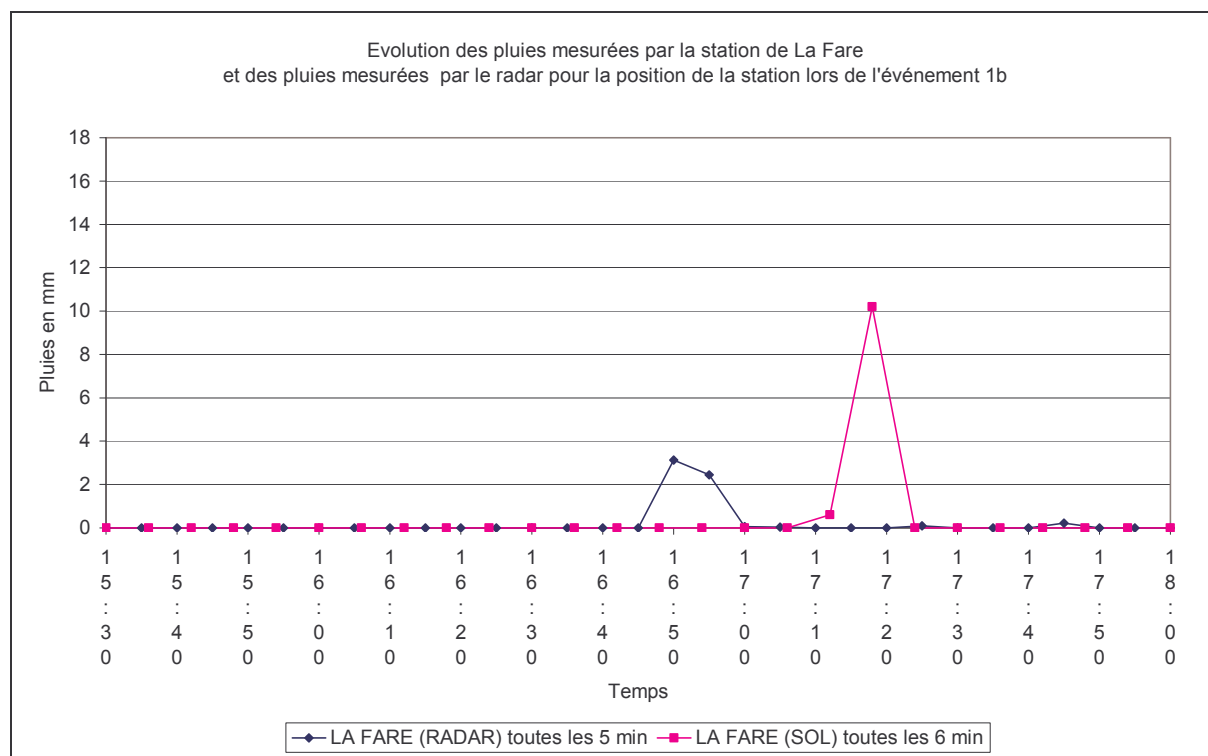


Fig. 84 : Evolution des pluies mesurées par les stations (en rouge en mm / 6 min) et le radar (en bleu en mm / 5 min) (pour les positions des stations) lors de l'événement 1b

L'analyse de l'évolution des quantités de pluies mesurées par la station de La Fare les Oliviers et le radar au dessus de celle-ci montre que pour l'événement 1b, il n'y a pas de correspondance temporelle et spatiale entre les pluies mesurées au sol et les pluies estimées par le radar au dessus de celle-ci (Fig. 83 et Fig. 84). On retrouve le même décalage temporel que pour l'événement 1a (cf. §. 3.2.1.2). La distance entre la position de la station et la localisation du centroïde de la trajectoire des précipitations pour l'heure du maximum de la station est de l'ordre de 4 km.

3.2.4. L'événement 3 (18 h 30 à 21 h 05)

Les stations contenues dans les limites spatiales de la trajectoire de l'événement 3 sont Arles (Tour du Vallat) et Eyguières (Fig. 85). L'évolution des maximums de pluie mesurés par le radar et les stations est présentée dans les Fig. 86 et Fig. 87.

3.2.4.1. Comparaison dans le temps de l'évolution des pluies mesurées par les stations et le radar lors de l'événement 3

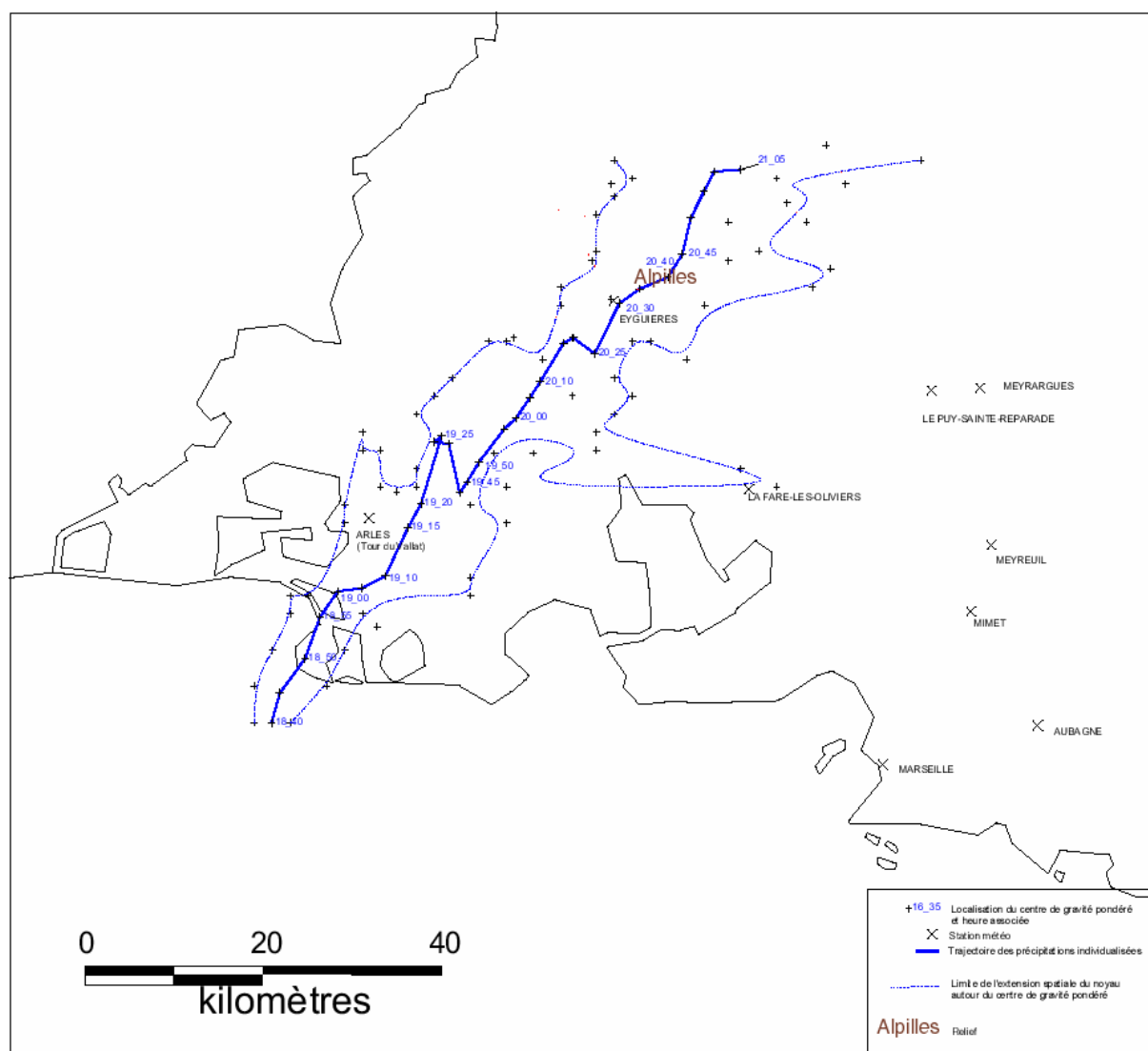


Fig. 85 : Localisation de la trajectoire du noyau principale des pluies de l'événement 3 en heures UTC d'après le radar.

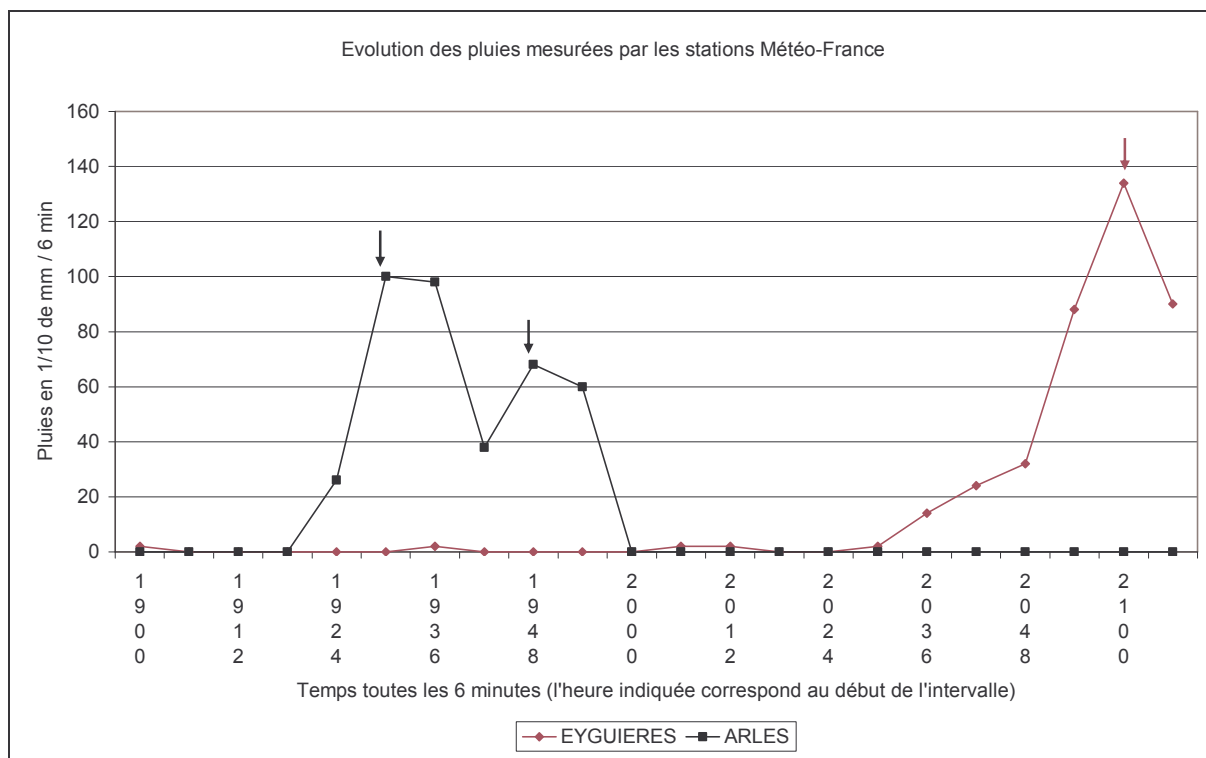


Fig. 86 : Evolution des pluies (l'heure UTC indiquée correspond au début de l'intervalle de 6 minutes) mesurées par les stations Météo-France pour l'événement 3.

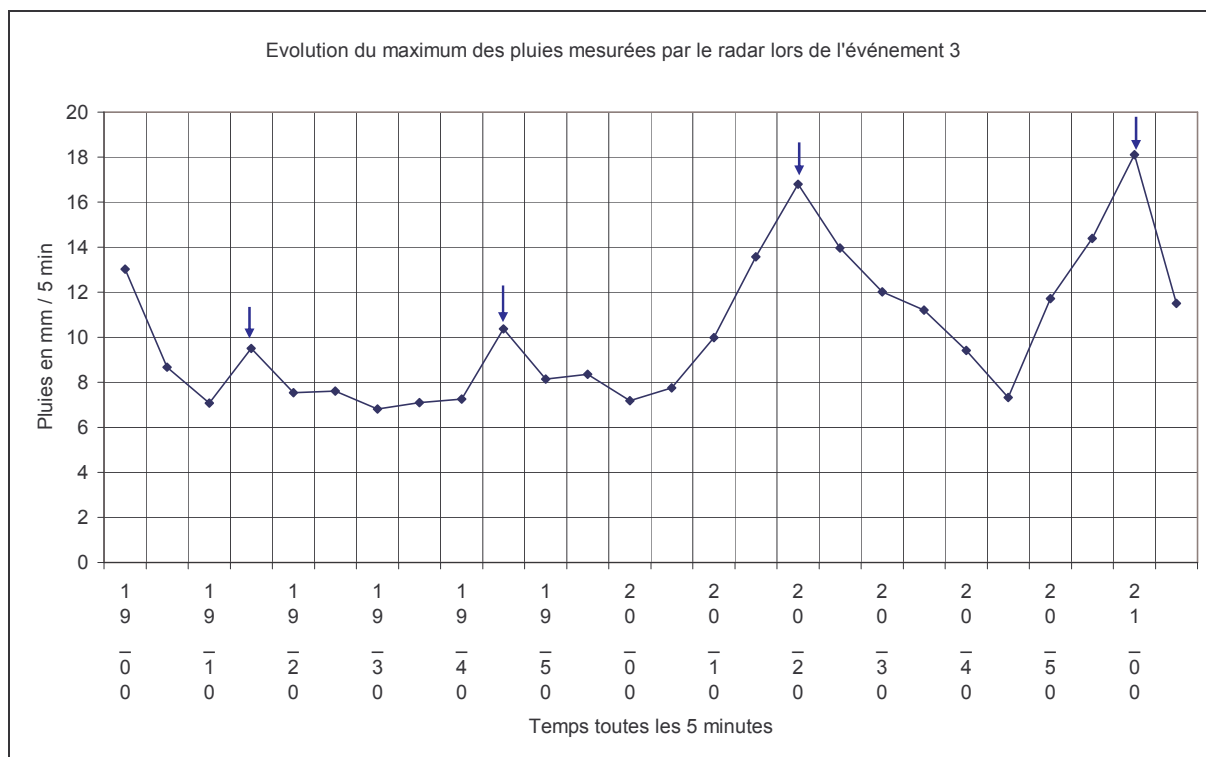


Fig. 87 : Evolution du pixel du maximum radar (l'heure UTC indiquée correspond au début de l'intervalle de 5 minutes) lors de l'événement 3.

		Stations		Radar	
		(pluies totales en mm / 6 min)			
	Heure	Arles	Eyguières	Heure	pluies en mm / 5min
Premier maximum				[19 h 15-19 h 20[	9
Second maximum	[19 h 30-19 h 36[	10			
Troisième maximum	[19 h 48-19 h 54[	7		[19 h 45-19 h 50[	10
Quatrième maximum				[20 h 20-20 h 25[	16
Cinquième maximum	[21 h 00-21 h 06[		13	[21 h 00-21 h 05[	18

Tableau 18 : Maximums mesurés par les stations et le radar pour le troisième événement.

L'analyse des pluies mesurées par les stations de Météo-France et celles mesurées par le radar montre que (Fig. 86, Fig. 87 et Tableau 18) :

Lors de l'événement 3, deux maximums mesurés par le radar n'ont pas été mesurés par les stations (9 mm et 16 mm). Trois maximums des pluies ont touché les stations d'Arles et d'Eyguières (10 mm pour le premier, 7 mm pour le second et 13 mm pour le troisième). Le second maximum d'Arles et le maximum d'Eyguières sont visibles sur la courbe d'évolution des pluies mesurées par le radar. Le premier maximum d'Arles n'a pas été mesuré par le radar.

Au cours du temps, les maximums radar de 19 h 45-19 h 50 et 21 h 00-21 h 05 (Fig. 86, Fig. 87) se retrouvent l'un à celle d'Eyguières et l'autre à celle d'Arles. Ces maximums de pluies estimés par le radar sont relativement équivalents à ceux mesurés par les stations. Les deux autres maximums radar (19 h 15-19 h 20 et 20 h 20-20 h 25) ne sont pas mesurés par les stations. Si on regarde les images radar dont les heures correspondent aux pluies mesurées par les stations, on constate que les pluies qui ont été mesurées par les stations sont issues du même noyau.

L'analyse des images radar montre que nous avons quatre types de situations dans cet événement (Fig. 88). La première situation (19 h 15-19 h 20 et 20 h 20-20 h 25) est la mesure de maximums par le radar que l'on ne retrouve pas dans les pluies mesurées par les stations. La seconde situation (19 h 48-19 h 54) est une correspondance spatiale et temporelle entre le maximum mesuré par la station d'Arles et le maximum mesuré par le radar. Dans la troisième situation (19 h 30-19 h 36), on ne retrouve pas dans les images radar de précipitations au dessus de la station d'Arles alors que celle-ci reçoit des pluies. La quatrième situation (21 h 00 à 21 h 06) correspond à des précipitations mesurées par le radar au dessus de la station d'Eyguières mais il ne s'agit pas du maximum des pluies radar (le noyau) mais de sa bordure.

Dans le cas de l'événement 3, l'influence du relief ne va pas se faire sentir sur l'estimation des pluies estimées par le radar. Nous ne sommes pas en présence des mêmes problèmes rencontrés précédemment (diminution brutale des précipitations après un maximum important). La zone où se produit cet événement n'est pas caractérisée par des reliefs susceptibles de perturber l'estimation des pluies.

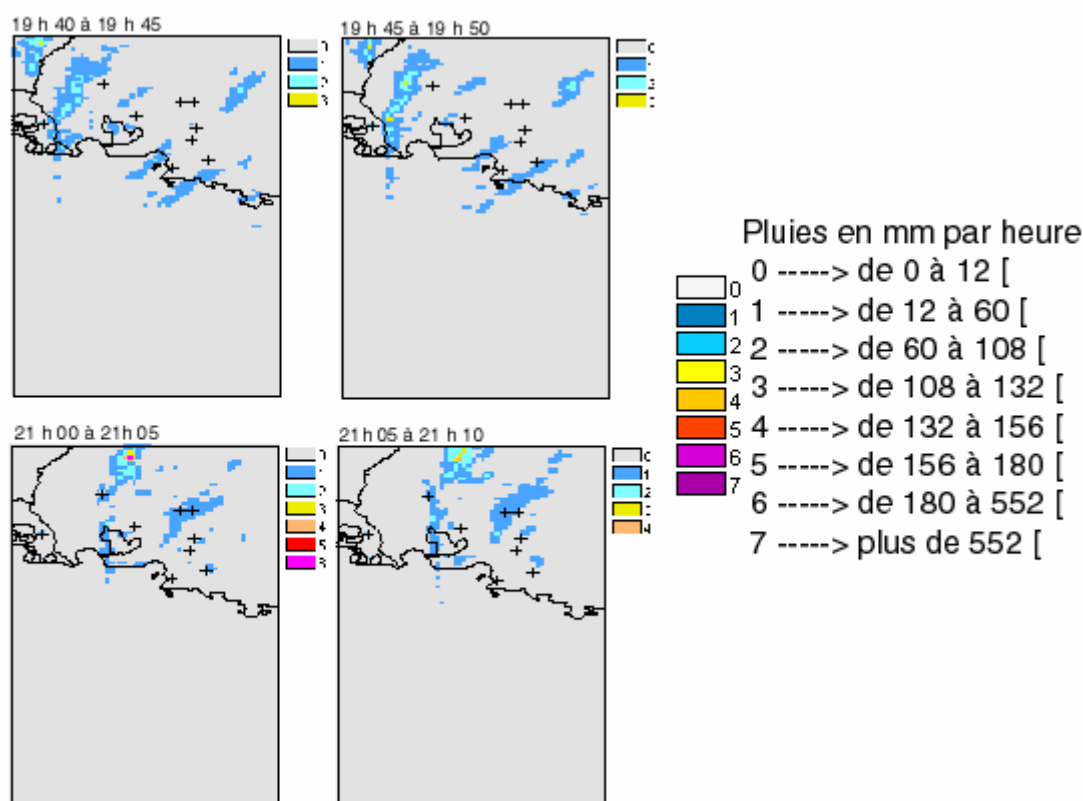


Fig. 88 : Pluies de 19 h 45 à 19 h 50 et de 21h 00 à 21 h 05 mesurées par le radar.

3.2.4.2. Comparaison de l'évolution des pluies mesurées par les stations et le radar pour la même localisation lors de l'événement 3

Pour chaque station (Arles et Eyguières), nous allons comparer l'évolution des précipitations estimées par le radar et ce qui est réellement tombé au sol (Fig. 89).

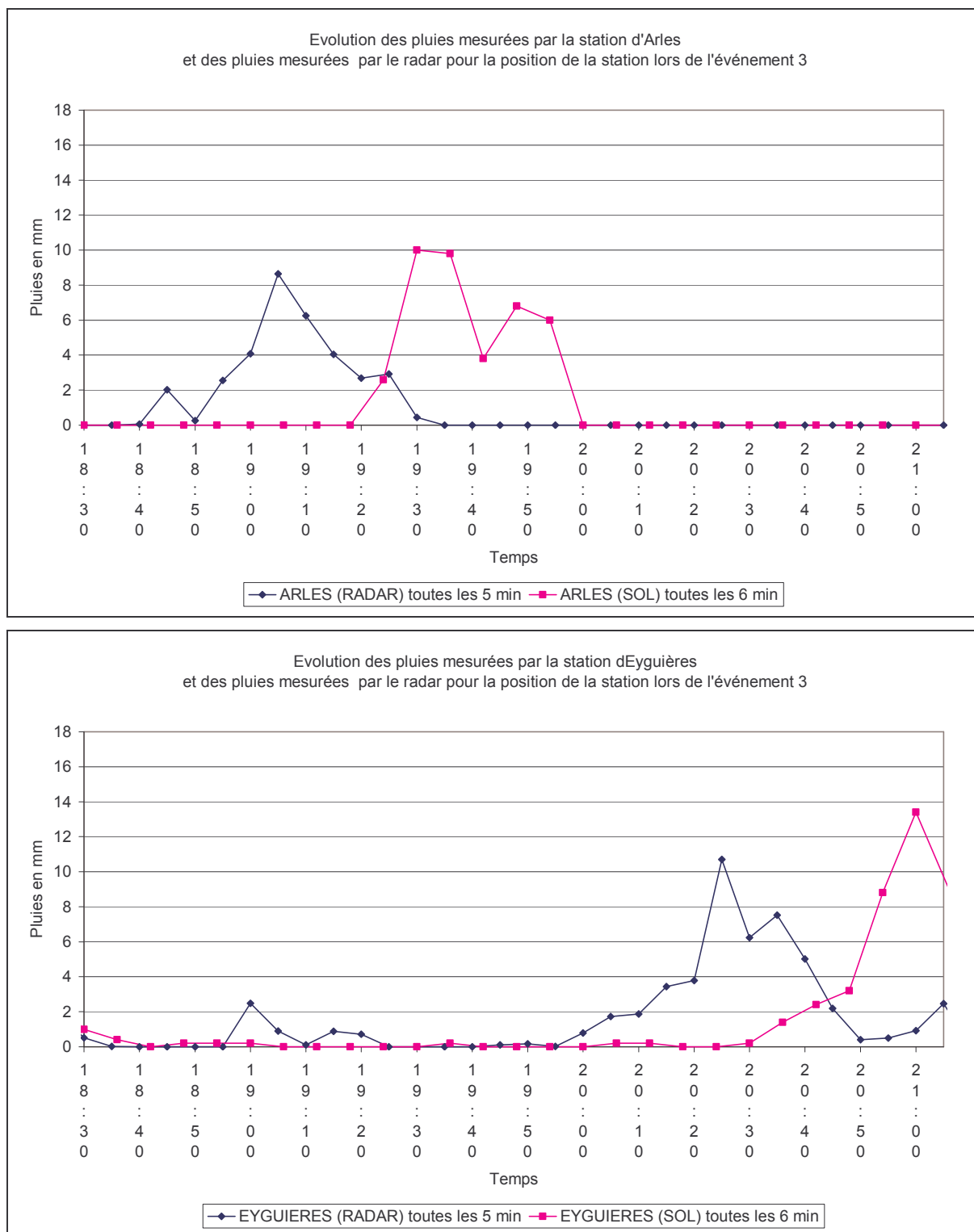


Fig. 89 : Evolution des pluies mesurées par les stations (en rouge en mm / 6 min) et le radar (en bleu en mm / 5 min) (pour les positions des stations) lors de l'événement 3

L'analyse de l'évolution des quantités de pluies mesurées par les stations et le radar au dessus de celles-ci montre que pour l'événement 3 :

Pour les deux stations (Arles et Eyguières), le radar estime des pluies au dessus des stations environ 20 minutes avant que les stations mesurent des pluies (Fig. 88 et Fig. 89).

Les quantités de pluies mesurées par les stations et estimées par le radar sont équivalentes (moins de 2 mm d'écart). La distance entre les positions des stations et la localisation du centroïde de la trajectoire des précipitations pour l'heure du maximum des stations est de l'ordre de 7 km.

L'estimation des pluies du radar correspond aux mesures faites par les stations de Météo-France. On retrouve le même décalage temporel que pour l'évènement 1a (cf. §. 3.2.1.2).

3.2.5. Synthèse

Dans l'ensemble, les précipitations mesurées par le radar et par les stations Météo-France correspondent dans le temps. Les maximums estimés par le radar sont relativement proches des maximums mesurés par les stations (moins de 10 mm de pluie d'écart), seul l'évènement 1a voit les maximums estimés par le radar largement supérieurs à ceux mesurés par les stations (plus de 20 mm d'écart). Les différences de quantité de pluies établies entre les stations et le radar sont fonction de plusieurs paramètres, la distance des stations par rapport à l'axe de propagation du noyau de pluies (trajectoire des pluies), la présence de noyaux isolés ou de noyaux issus de la séparation du noyau principal, ainsi que les problèmes issus de l'estimation des pluies par le radar (cf. §. 1.2). La comparaison entre les pluies estimées par le radar et les pluies mesurées par les stations météorologiques nous a permis de définir deux situations types parmi l'ensemble des cas qui composent les événements :

La première situation est définie par une correspondance spatiale et temporelle entre les pluies des stations et les pluies estimées par le radar. Le noyau qui a été suivi dans la construction des trajectoires des événements est celui qui est mesuré par les stations (évènement 1a premier et second maximum, évènement 2 troisième maximum, évènement 3 troisième maximum).

La seconde situation est définie par une différence dans la mesure des quantités de pluie entre les stations et le radar. Les stations vont mesurer soit des pluies qui sont issues d'un autre noyau que le noyau principal (évènement 1a, quatrième maximum), soit des pluies alors que le radar ne mesure pas de pluie au niveau de la station durant le même temps

(événement 1a, troisième maximum), soit les précipitations estimées entre le radar et les stations ont un décalage temporel et spatial (événement 1b, événement 2 quatrième et cinquième maximum de pluies).

Toutes ces raisons font qu'il est donc nécessaire lorsqu'on est en présence de données radar de compléter l'étude par des données de stations météorologiques.

L'analyse des quantités de pluies mesurées par les stations et estimées par le radar au dessus de leurs positions permet de définir trois éléments. Le premier élément, le radar va estimer des pluies avec environ 20 minutes de décalage avec les mesures au sol. Le second élément, les quantités de pluies mesurées par les stations et estimées par le radar sont équivalentes. Pour l'événement 2, les stations au sol mesurent de fortes pluies alors que le radar ne va pas le faire. Le troisième élément, décalage spatial entre les pluies au sol et la position du centroïde de la cellule de pluie correspondant à l'heure du maximum des pluies d'une station peut-être compris entre quelques kilomètres et une dizaine de kilomètres.

Nous avons remarqué que pour les événements 1a et 2, il y a une diminution rapide des quantités de pluies après un maximum important alors que les stations mesurent encore de fortes pluies (16 h 20 et 19 h 10). Nous avons cherché à expliquer ces situations en analysant l'effet du relief sur le radar. L'estimation des pluies par le radar dans la région P.A.C.A. est perturbée par l'influence du massif des Alpilles qui, en interceptant une partie du faisceau radar, provoque une augmentation de l'altitude minimale du faisceau (cf. §. 1.1.2). D'autres éléments peuvent expliquer la diminution brutale des quantités de pluies (effet orographique, cycle de vie des cellules (Rivrain, 1997) et échos de sol (Berne, 2002)), aucun ne donne de réponses satisfaisantes. Nous avons décidé de limiter les périodes d'études des quantités de pluies avant 16 h 20 pour l'événement 1a et avant 19 h 10 pour l'événement 2.

4. L'influence du relief sur les quantités de pluie et d'activité électrique des trajectoires modélisées

4.1. L'influence du relief sur les quantités de pluie des trajectoires modélisées

Les montagnes peuvent induire des précipitations à travers l'effet orographique ou par la modification de la circulation locale et l'augmentation de l'instabilité (Lin, 2000). Lorsqu'une perturbation avec front s'approche du relief, la circulation ainsi que les systèmes convectifs associés peuvent-être modifiés de manière significative par sa proximité et générer de fortes précipitations (Ogura et al., 1988). L'altitude du relief a une influence majeure sur le total des précipitations, l'extension spatiale est aussi déterminante pour estimer où et pendant combien de temps les pluies vont tomber (Rotunno et al. 2001). Kirshbaum et al. (2003), Chiao et al. (2001) ont montré qu'il existe une relation forte entre le relief et les précipitations.

Des études, utilisant des modèles quasi-analytiques ont confirmé les relations entre les pluies et le relief (Alpert et al., 1989, Sinclair, 1994 et Smith, 2003). Les distances en amont du relief qui correspondent à l'influence de celui-ci sur les pluies dérivées de leurs modèles sont comprises entre 5 et 25 km. Nous pouvons tirer de ces résultats que le relief va avoir une influence sur les quantités de pluies en amont de celui-ci et jusqu'à la ligne de crête.

Nous allons chercher à définir quelle est l'influence du relief sur l'évolution des quantités de pluies des événement que nous avons déterminé à l'aide du radar. Nous allons utiliser pour chaque trajectoire de pluie, sa trajectoire modélisée (cf. §. 2.2) et l'altitude issue du modèle numérique de terrain de la région. Les valeurs d'altitude correspondent au relief qui se situe le long de la trajectoire modélisée.

L'altitude va être lissée (Scherer, 1977) afin de faire disparaître pour les événements qui le nécessitent les différentes irrégularités du relief qui du fait de leurs trop faibles extensions spatiales n'ont aucune incidence sur le flux de la circulation. L'influence du relief se faisant sentir sur une épaisseur atmosphérique égale à deux fois et demie la hauteur du relief (Braham et Dragnis, 1960 et Orville, 1964).

Nous allons alors effectuer des corrélations avec et sans décalage temporel entre le relief et les précipitations pour voir l'évolution de leur relation (trajectoire par trajectoire). Nous allons chercher à déterminer quelle est la part de variance commune et quelle est la distance à partir de laquelle le relief influence les précipitations ?

La variable totaux de pluies correspond à la somme des pixels radar (exprimés en mm / 5 min) autour des centroïdes toutes les 5 minutes. Pour le premier événement, nous allons étudier l'évolution du total des précipitations radar autour des centroïdes et de l'altitude associée puis nous utiliserons à titre de contrôle l'évolution toutes les 5 minutes du total des pluies et de l'altitude associée sur la trajectoire des pluies avant modélisation. Par la suite, seule l'évolution des trajectoires modélisées et du relief associé sera étudiée.

4.1.1. L'événement 1a (14 h 00 à 17 h 25) :

La trajectoire modélisée des précipitations de l'événement 1a est présentée dans la Fig. 90.

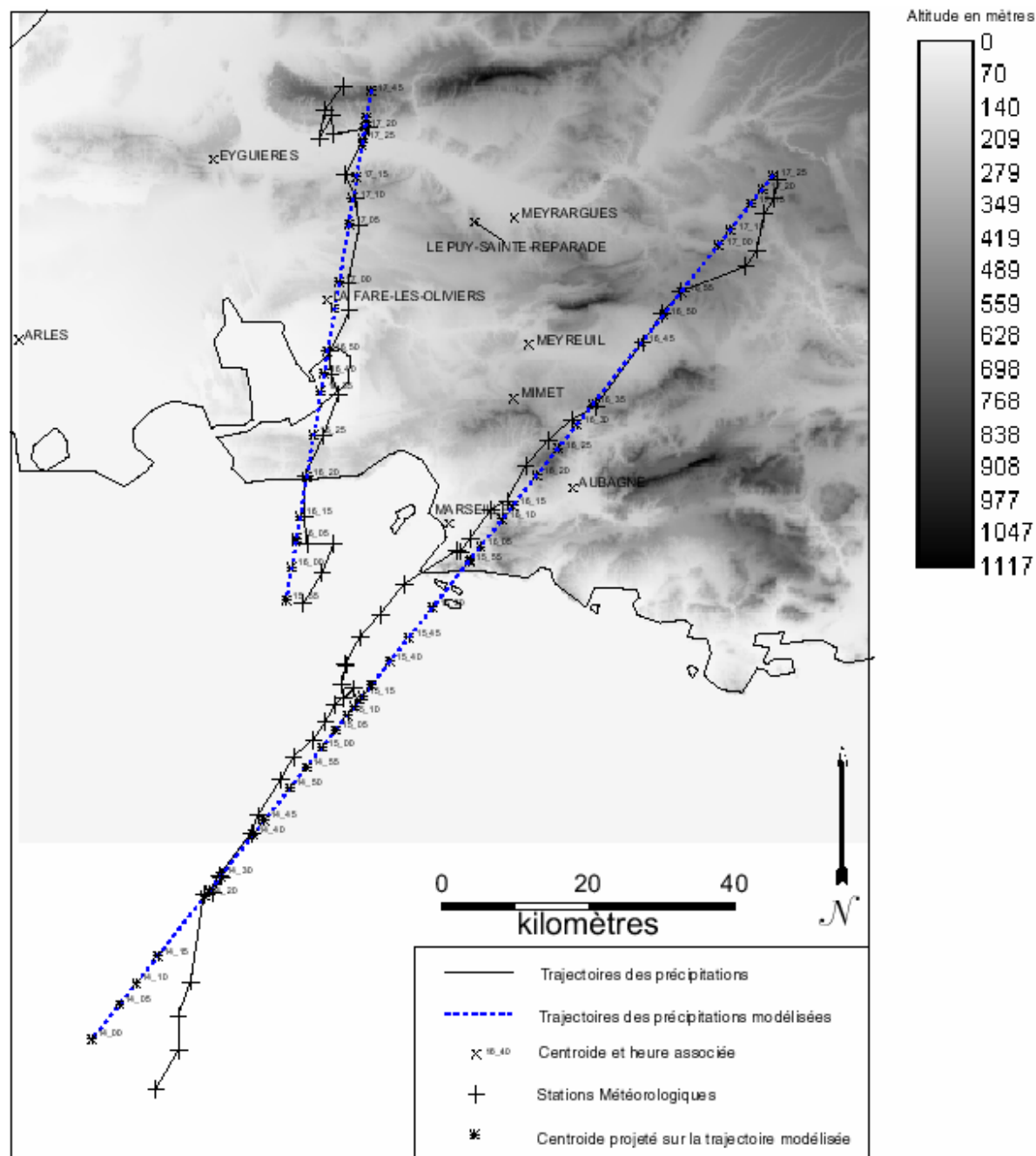


Fig. 90 : Trajectoires radar modélisées des événements 1a et 1b (heures UTC) par rapport au modèle numérique de terrain.

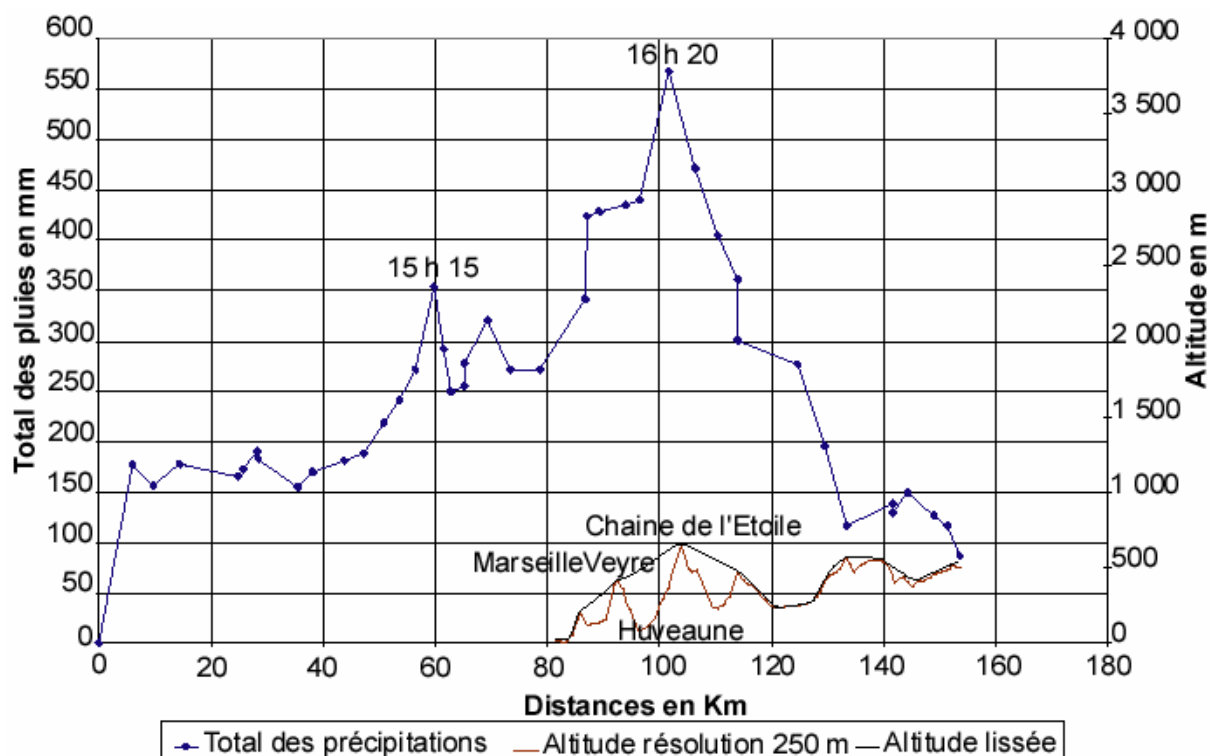


Fig. 91 : Evolution du total des pluies (dans un tampon de 8 km de rayon autour du centroïde) et de l'altitude (lissée et à 250 m de résolution) après modélisation de la trajectoire des pluies de l'événement 1a (chaque point représenté sur la courbe d'évolution des précipitations correspond à un intervalle de temps de 5 minutes, l'heure UTC indiquée correspond au début de l'intervalle). Le trait noir à 16 h 20 indique la limite temporelle dans l'étude des précipitations.

On remarque dans l'évolution des pluies de la trajectoire modélisée que celles-ci connaissent un maximum au dessus de la mer (15 h 15 à environ 25 km de la côte) (Fig. 90, Fig. 91). Le second maximum se produit à 16 h 20-16 h 25 après une augmentation quasi-régulière depuis 15 km jusqu'à la ligne de crête de la chaîne de l'Etoile. Le maximum du total des pluies de 16 h 20-16 h 25 encadre sur environ 5 km la ligne de crête. Le maximum orographique correspond au maximum du total des pluies. Au-delà de 16 h 20, les pluies mesurées par le radar n'ont pas été étudiées (cf. §. 3.2.1).

Pour déterminer l'existence d'une relation entre les précipitations et le relief, nous allons maintenant calculer les corrélations entre les pluies et le relief associé (Tableau 19). Le calcul des corrélations entre les pluies et l'altitude va se faire entre 14 h 05 et 16 h 20. Au-delà de 16 h 20, nous avons vu précédemment que les précipitations mesurées par le radar et les stations ne correspondent pas. Nous avons simplifié le relief (Scherer, 1977) par lissage afin de faire disparaître les irrégularités du terrain qui par leur trop faible extension spatiale n'influence pas la circulation générale.

Décalage	Part de variance en %	
	Relief lissé	Résolution de 250 m
T0	63	37
T-5	59	14
T-10	91	26
T-15	81	10
T-20	46	11
T-25	18	17
T-30	21	36
T-35	16	6

Tableau 19 : Part de variance synchrone et asynchrone entre le total des pluies et l'altitude lissée et à 250 m de résolution pour l'événement 1a.

L'analyse de la variance entre les pluies et le relief lorsque celui-ci est lissé nous montre une accentuation de la variance commune par rapport à la variance issue de la résolution à 250 mètres (de 26 à 91% pour le maximum). On retrouve l'influence du relief sur les précipitations (Tableau 19). En décalant de 5 en 5 minutes le début de la série des précipitations de celui de l'altitude et en effectuant à chaque décalage les corrélations entre les deux séries, on remarque que le maximum de variance se situe avec un décalage de 10 minutes entre le début de la série des précipitations et celle de l'altitude. La distance correspondant à un délai de 10 minutes est d'environ 10 km. Il s'agit d'un soulèvement en avant du relief qui se poursuit au-delà de la ligne de crête.

Nous venons de voir que la cellule de pluie atteint son maximum au niveau du relief. Nous allons maintenant vérifier que cette situation n'est pas le fruit de la modélisation de la trajectoire mais bien la réalité. Pour y arriver nous allons maintenant étudier l'évolution toutes les 5 minutes du total des précipitations par rapport au relief sans tenir compte de la position modélisée des centroïdes mais de leurs positions réelles (Fig. 92).

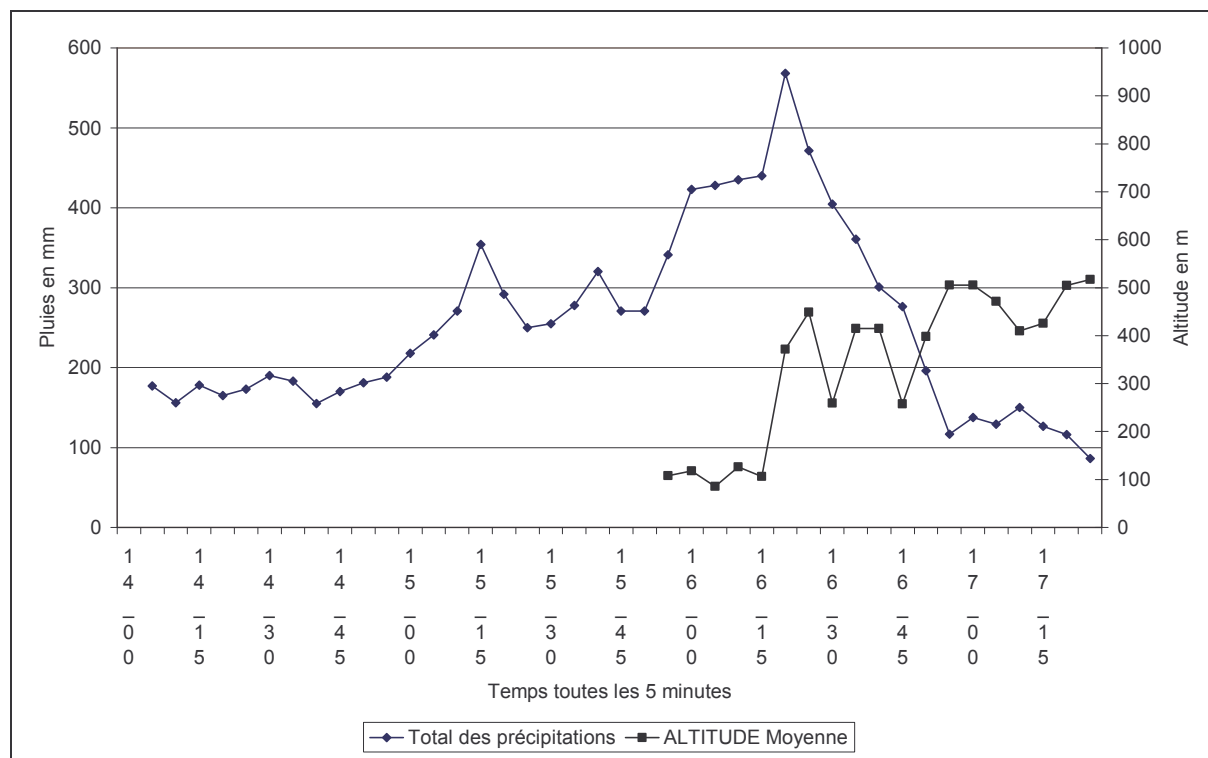


Fig. 92 : Evolution du total des pluies (dans un tampon de 8 km de rayon autour du centroïde) et de l'altitude associée pour l'événement 1 a toutes les 5 minutes (heures UTC).

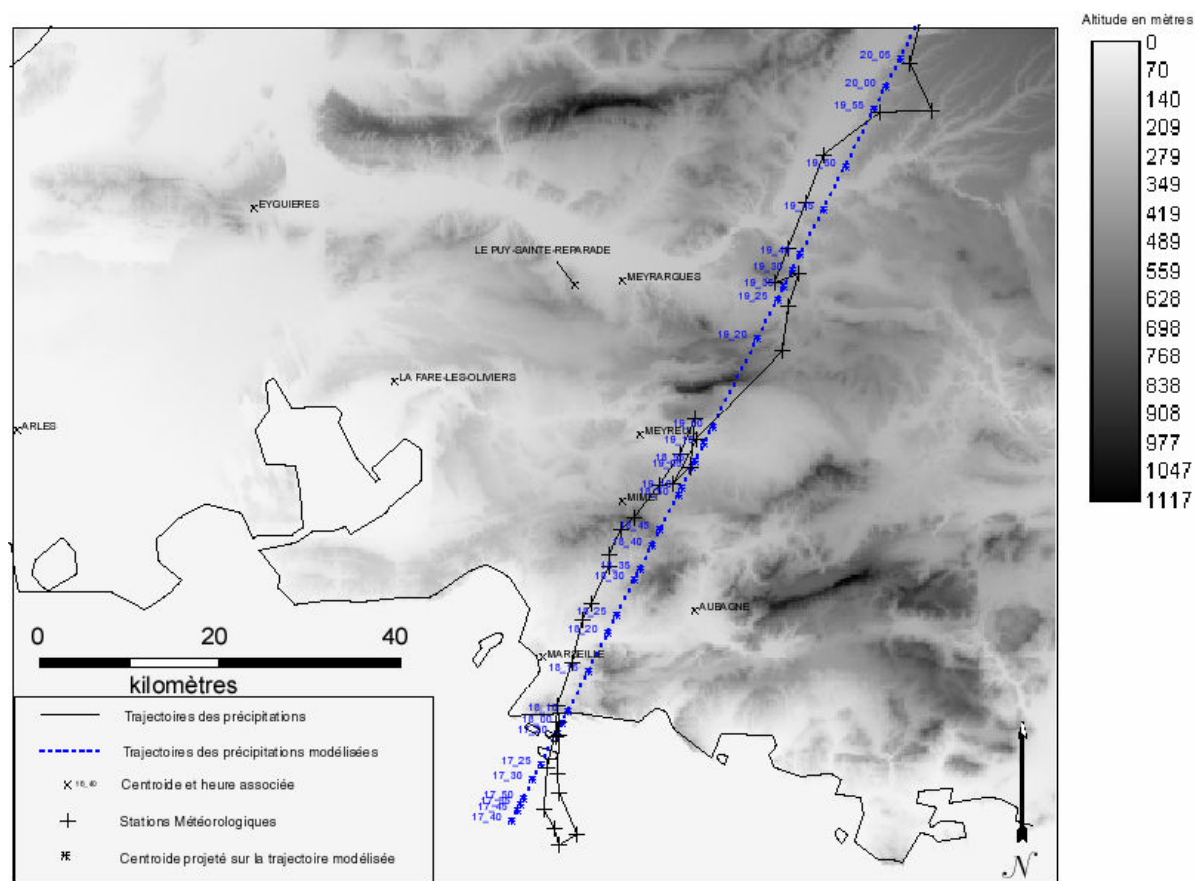
On remarque aussi que les précipitations atteignent leurs maximums 5 minutes avant le maximum d'altitude. On retrouve une sous-estimation de la quantité des pluies mesurées passée la ligne de crête. La situation est identique que celle décrite dans l'analyse de la trajectoire des pluies modélisées. Ces résultats ne sont donc pas dus à la simplification de cette trajectoire produite lors de la modélisation

L'analyse des relations entre les pluies et le relief pour l'événement 1a montre que le relief a une influence importante sur les totaux des précipitations mesurées par le radar. Les pluies sont soumises à l'influence du relief de manière significative à environ 10 km en amont de celui-ci avec un délai de 10 minutes entre le maximum du total des pluies et le maximum du relief.

Nous allons étudier maintenant l'événement 2 car celui-ci correspond spatialement à la reprise de l'événement 1a. En effet, le second événement se développe sur le même axe de propagation que le premier. Puis nous reprendrons l'étude de l'événement 1b.

4.1.2. L'événement 2 (17 h 20 à 19 h 10) :

La trajectoire modélisée des précipitations de l'événement 2 est présentée dans la Fig. 93.



**Fig. 93 : Trajectoire radar modélisée pour l'événement 2 (heures UTC)
par rapport au modèle numérique de terrain.**

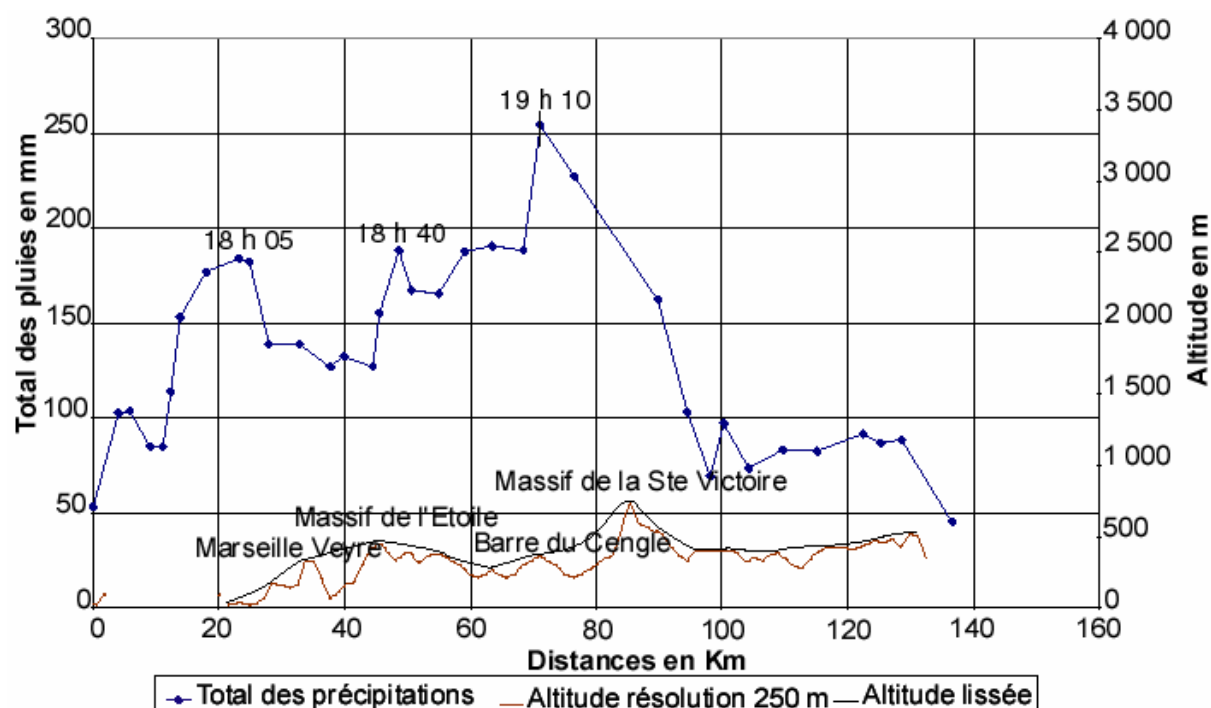


Fig. 94 : Evolution du total des pluies (dans un tampon de 8 km de rayon autour du centroïde) et de l'altitude (lissée et à 250 m de résolution) après modélisation de la trajectoire des pluies de l'événement 2 (chaque point représenté sur la courbe d'évolution des précipitations correspond à un intervalle de temps de 5 minutes, l'heure UTC indiquée correspond au début de l'intervalle). Le trait noir à 19 h 10 indique la limite temporelle dans l'étude des précipitations

Pour déterminer les relations entre les précipitations et le relief, nous allons maintenant calculer les corrélations entre les pluies et le relief associé à l'événement 2 de 17 h 20-17 h 25 à 19 h 10-19 h 15 (UTC) (Tableau 20). En effet, on remarque qu'à partir de 19 h 10-19 h 15 les précipitations décroissent de manière extrêmement rapide (Fig. 94). Nous avons vu précédemment que les pluies à partir de 19 h 10 ne sont pas considérées comme utilisables (cf. §. 3.2.5). On peut supposer que dans ce cas, le maximum des pluies se fait en avant du maximum du relief à cause de ce problème.

Décalage	Part de variance en %	
	Relief lissé	250 m
T0	4	4
T-5	30	1
T-10	17	2
T-15	0	2
T-20	19	0
T-25	56	14
T-30	72	38
T-35	52	56

Tableau 20 : Part de variance synchrones et asynchrones entre le total des pluies et l'altitude lissée et à 250 m de résolution pour l'événement 2 (le grisé indique les corrélations inverses).

En décalant de 5 en 5 minutes le début de la série des précipitations de celui de l'altitude et en effectuant à chaque décalage les corrélations entre les deux séries (Tableau 20), on remarque que le maximum de variance commune se situe avec un décalage de 30 minutes entre le début de la série des précipitations et celle de l'altitude (avec deux tiers de variance). On retrouve l'influence du relief sur les précipitations. La distance entre les pluies et le relief avec un décalage de 30 minutes est d'environ 20 km. On note que le lissage du relief permet une augmentation de la variance commune (de 38 à 72%) entre les pluies et le relief.

4.1.3. L'événement 1b (15 h 55 à 17 h 45)

La trajectoire modélisée des précipitations de l'événement 1b est présentée dans la Fig. 90.

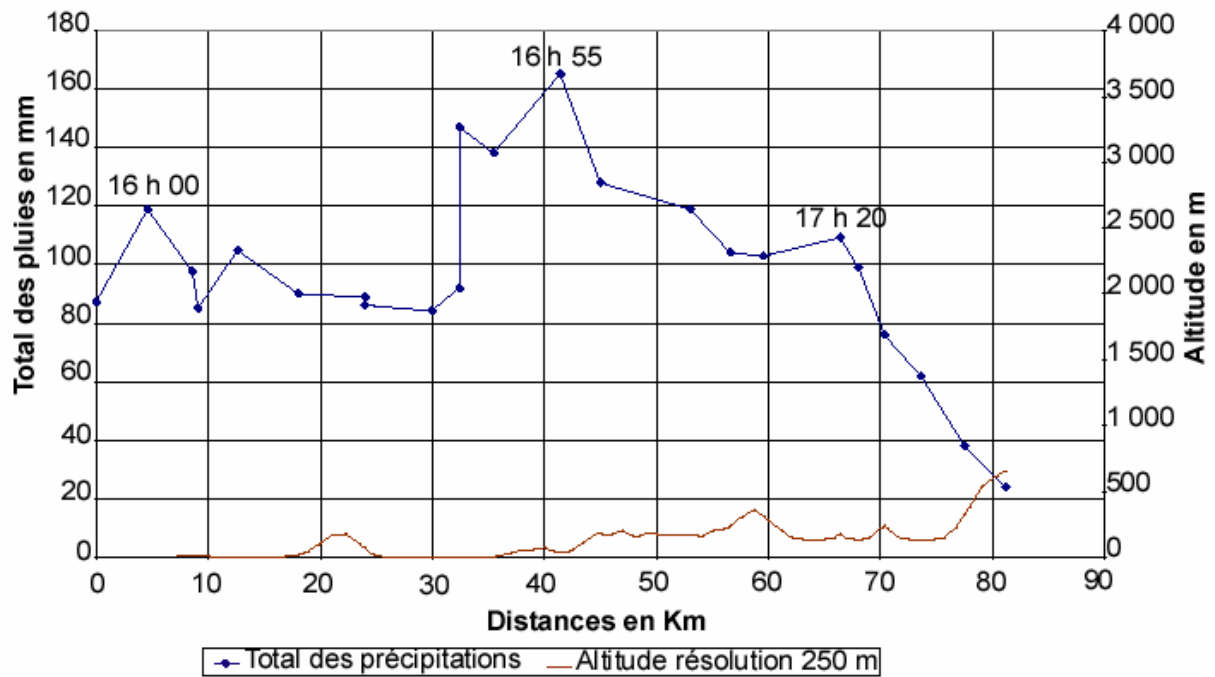
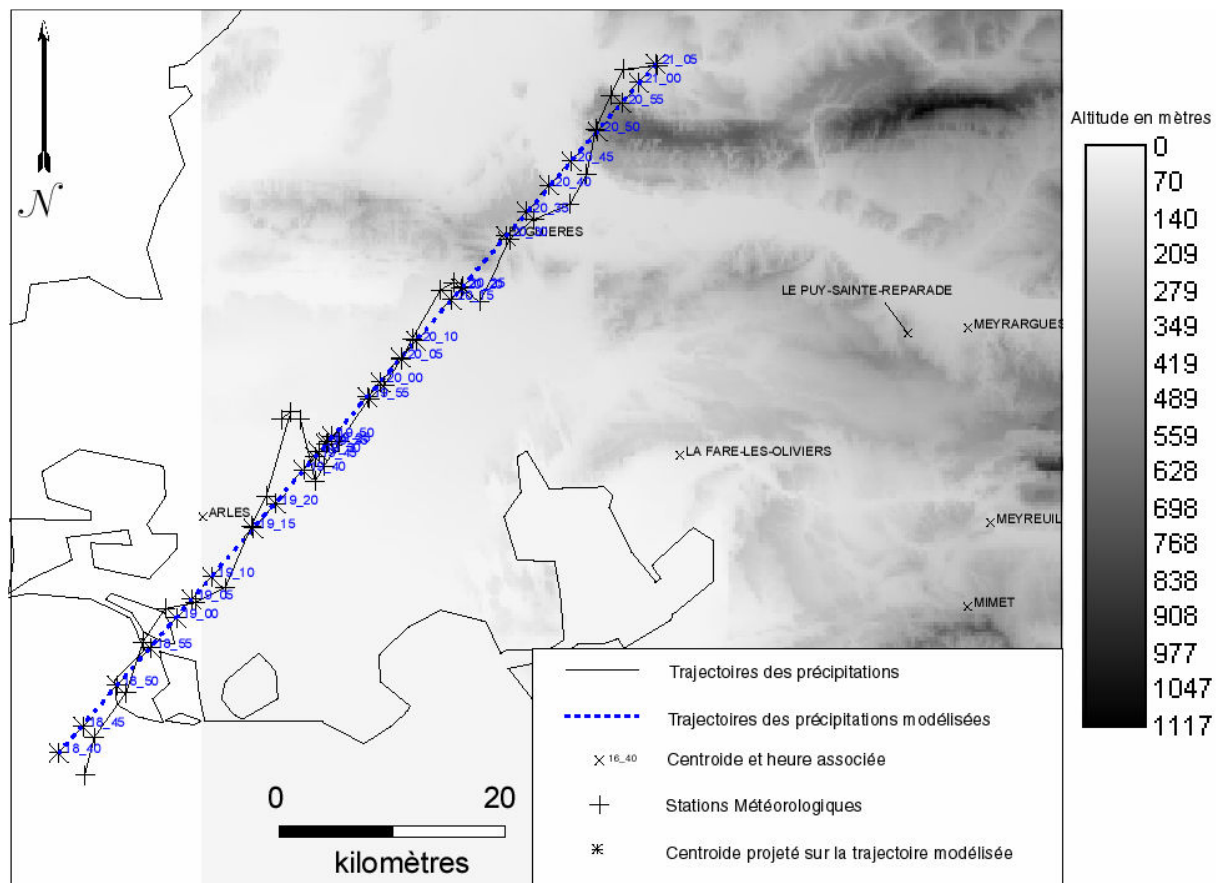


Fig. 95 : Evolution du total des pluies (dans un tampon de 8 km de rayon autour du centroïde) et de l'altitude (à 250 m de résolution) après modélisation de la trajectoire des pluies de l'événement 1b (chaque point représenté sur la courbe d'évolution des précipitations correspond à un intervalle de temps de 5 minutes, l'heure UTC indiquée correspond au début de l'intervalle).

L'événement 1b n'a pas été étudié. L'évolution du total des pluies se fait indépendamment du relief (Fig. 90, Fig. 95).

4.1.4. L'événement 3 (18 h 30 à 21 h 05)

La trajectoire modélisée des précipitations de l'événement 3 est présentée dans la Fig. 96.



**Fig. 96 : Trajectoire radar modélisée pour l'événement 3 (heures UTC)
par rapport au modèle numérique de terrain.**

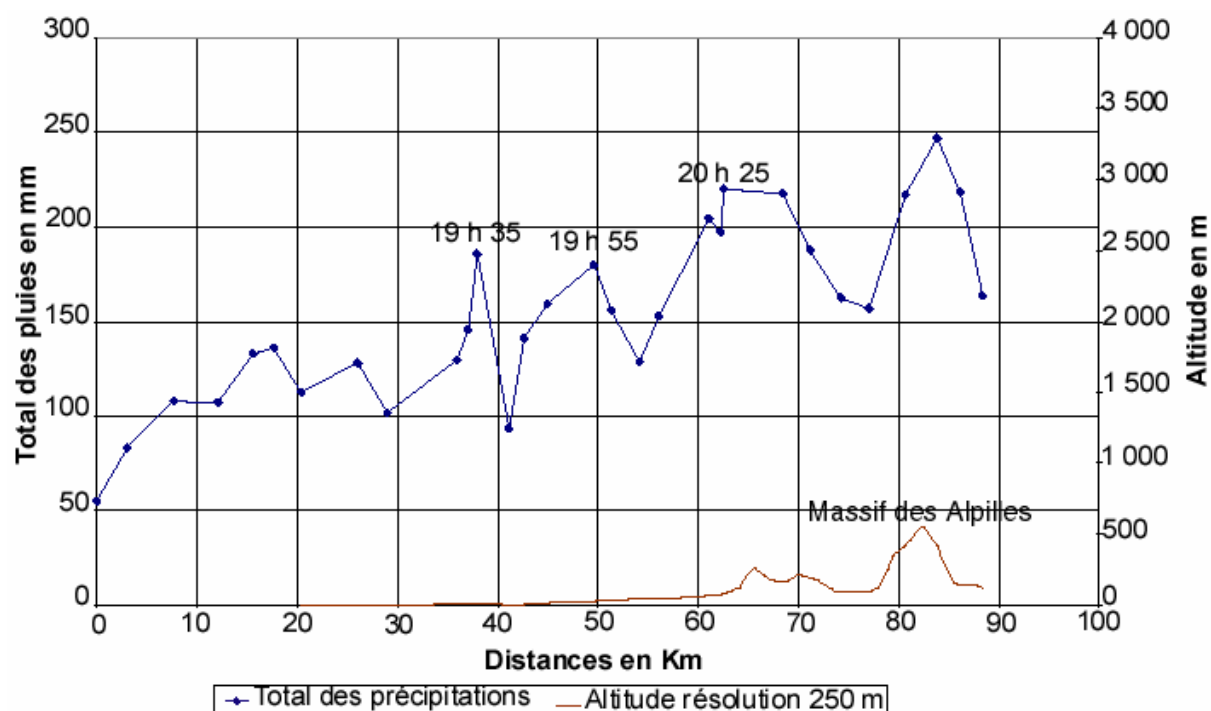


Fig. 97 : Evolution du total des pluies (dans un tampon de 8 km de rayon autour du centroïde) et de l'altitude (à 250 m de résolution) après modélisation de la trajectoire des pluies de l'événement 3 (chaque point représenté sur la courbe d'évolution des précipitations correspond à un intervalle de temps de 5 minutes, l'heure UTC indiquée correspond au début de l'intervalle).

On observe pour cette trajectoire que les pluies commencent bien avant le relief. On peut noter que le maximum absolu de 20 h 55 (Fig. 97) et à quelques kilomètres en aval du relief.

Pour déterminer les relations entre les précipitations et le relief, nous allons maintenant calculer les corrélations entre les pluies et le relief associé pendant la durée de vie de l'événement 3.

	Part de variance en %
Décalage	250 m
T0	49
T-5	27
T-10	14
T-15	22
T-20	42
T-25	48
T-30	42
T-35	44

Tableau 21 : Part de variances synchrones et asynchrones entre le total des pluies et le relief à 250 mètres de résolution pour l'événement 3.

Les corrélations entre le total des pluies et l'altitude moyenne synchrone donnent une variance commune de 49 % entre les pluies et le relief (Tableau 21). La distance entre les pluies et l'activité électrique pour cette variance est d'environ 2 km. Les corrélations asynchrones sont maximales avec un décalage de 25 minutes avec une variance commune proche de la moitié. La distance qui correspond à un délai de 25 minutes est de plus de 10 kilomètres.

Nous pouvons noter que le maximum de pluies de 20 h 55 se situe légèrement après la ligne de crête. Nous pouvons supposer que cela correspond à l'effet orographique sur les précipitations (Kirshbaum et al., 2003).

Pour l'événement 3, 50% de l'évolution du total des précipitations est commun à l'évolution du relief, l'influence du relief sur les précipitations est maximale avec 25 minutes d'avance avec un décalage spatial de l'ordre de la dizaine de km.

4.1.5. Synthèse

On est en présence de plusieurs types de situations. Dans certains cas (événement 1a et événement 2), l'influence du relief sur les précipitations est notable (plus de deux tiers de variance commune) avec un décalage temporel de l'ordre de 20 minutes ce qui correspond à un décalage spatial du total des pluies en amont du relief de plus de 10 km. Le décalage spatial issu de l'influence du relief sur des précipitations en amont correspond aux mesures calculées par d'autres auteurs (Sinclair, 1994, Smith, 2003, 2004).

L'influence du relief sur la quantité des pluies se fait par une accentuation des précipitations due à l'effet orographique sur le versant au vent par rapport à la direction du flux atmosphérique (événement 1a et 3) (Thillet, 2002). Nous avons déterminé précédemment (cf. §. 3.2.5) que l'atmosphère visible par le radar de Nîmes - Garons est non soumise à l'effet du relief local (pour notre zone d'étude). L'altitude de la limite inférieure du premier angle du radar (0.6°) avec 0.985 km d'altitude se situe au dessus du relief local (sauf pour la région en arrière de la Ste Victoire). Le relief ne va donc pas biaiser l'estimation des pluies du radar en masquant une partie du faisceau.

4.2. L'influence du relief sur l'activité électrique des trajectoires modélisées

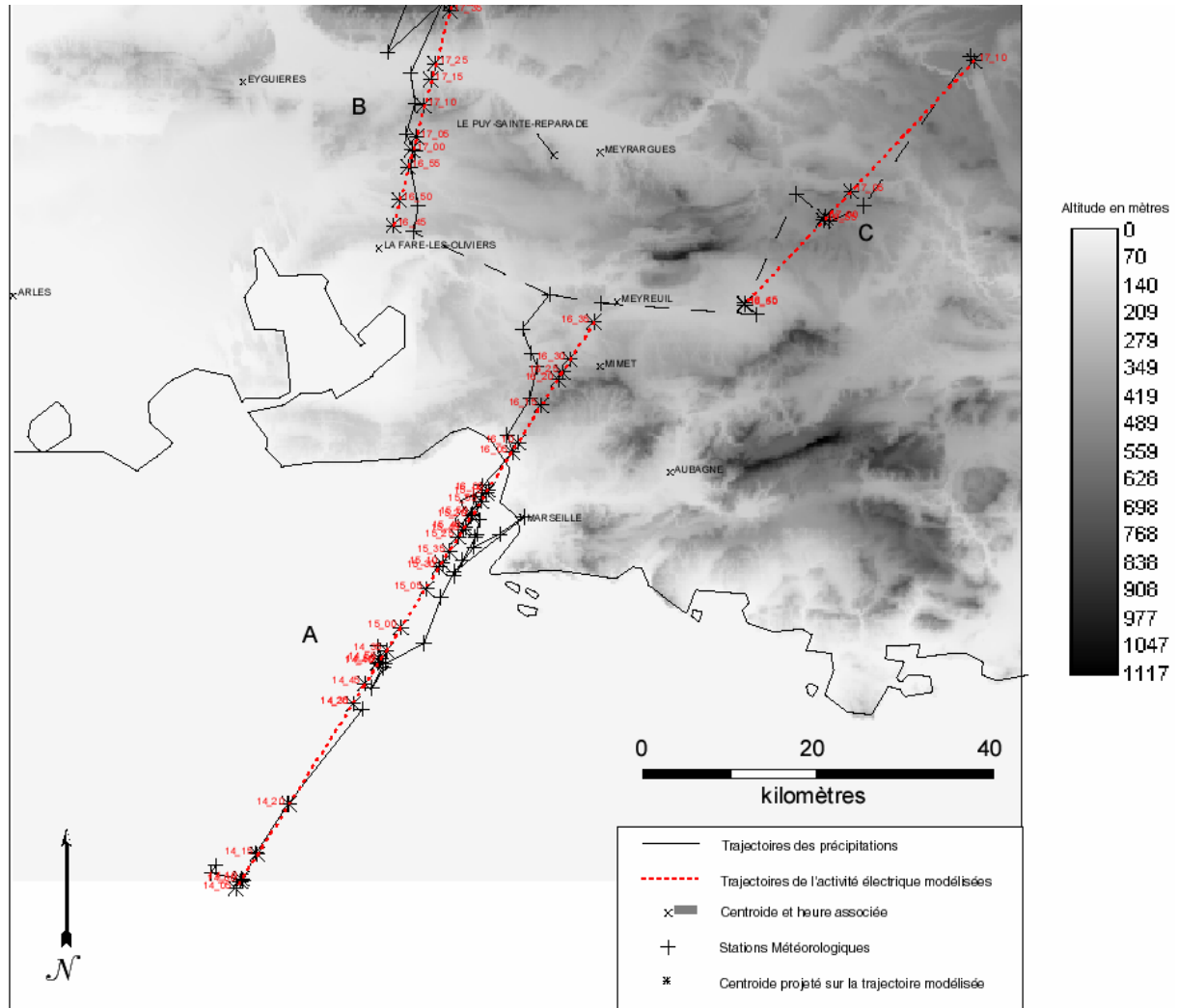
Il s'agit de voir quelle est l'influence du relief sur l'activité électrique. Différents auteurs Kuettner (1950), Carte et al. (1977) ont observé que la zone de forte concentration de

l'activité électrique intra-nuage se localise dans le voisinage de la zone du maximum de pluie. L'activité électrique ne coïncide pas avec la zone du maximum de réflectivité de l'orage et se localise à l'extérieur et cela à une distance plus ou moins grande (Dye et al., 1989, Lopez, et al., 1986). On peut donc supposer que l'influence du relief va se répercuter sur la localisation de l'activité électrique. Segila et al. (2002, 2003) ont montré l'influence du relief sur la répartition de l'activité électrique associée aux précipitations mesurées par radar. Ils ont montré que l'organisation spatiale de l'activité électrique correspondant à celle du relief.

Nous avons vu précédemment que la relation pluie et relief était accentuée par le lissage du relief. Nous allons quantifier les relations entre le total de l'activité électrique se localisant autour du centroïde et le relief (lissé si nécessaire), pour vérifier si l'on retrouve ce lien. La méthodologie est la même que celle utilisée pour les précipitations.

4.2.1. L'événement 1a (14 h 00 à 17 h 25)

L'activité électrique associée à ce que nous avons appelé le premier événement a été découpée en trois sous segments à cause des changements d'orientation des noyaux d'activité électrique. Ils sont notés événement A, B et C (cf. §. 2.2, Fig. 98, Fig. 99, Fig. 102).



**Fig. 98 : Trajectoires SAFIR modélisées pour les événements 1a et 1b (heures UTC)
par rapport au modèle numérique de terrain.**

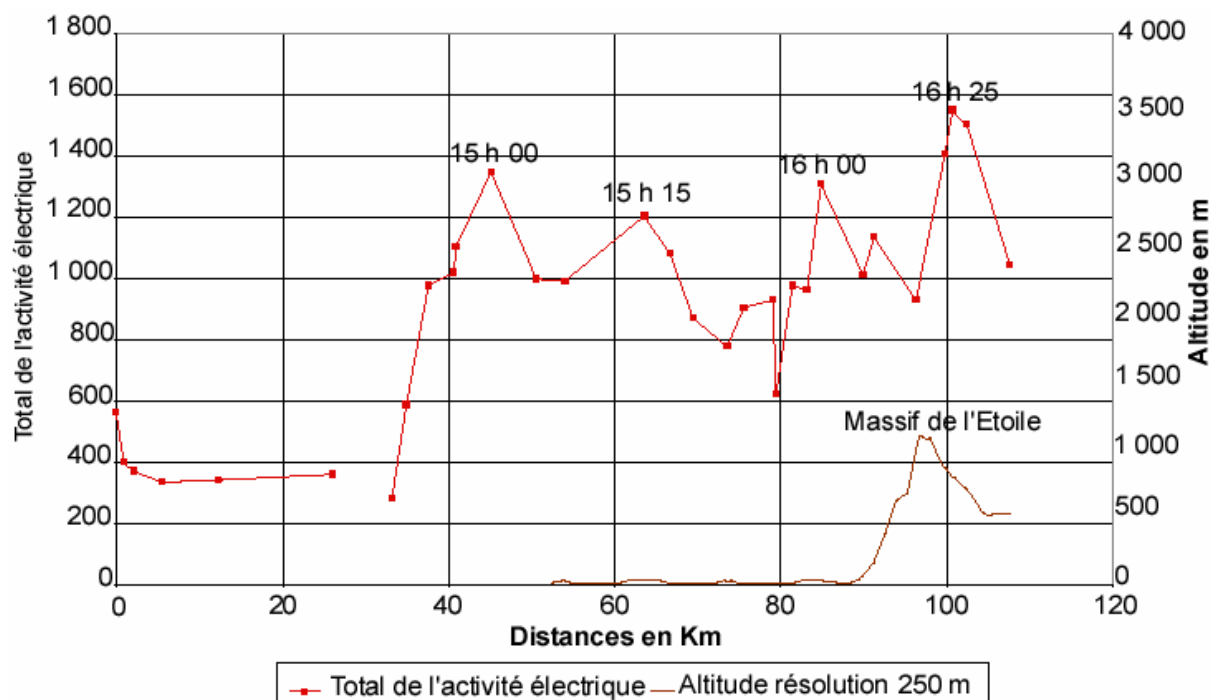


Fig. 99 : Evolution du total de l'activité électrique (dans un tampon de 8 km de rayon autour du centroïde) et de l'altitude (à 250 m de résolution) après modélisation de la trajectoire de l'activité électrique de l'événement 1a (trajectoire A) (chaque point représenté sur la courbe d'évolution de l'activité électrique correspond à un intervalle de temps de 5 minutes, l'heure UTC indiquée correspond au début de l'intervalle).

On observe que pour cette trajectoire, l'activité électrique commence bien avant d'atteindre le littoral, dès 16 h 00, environ à 20 km de celui-ci (Fig. 99). Le maximum absolu de l'activité électrique se situe à moins de 5 km après le maximum du relief. Le relief ne présente pas de variations suffisantes pour nécessiter son lissage.

Pour déterminer l'existence d'une relation entre l'activité électrique et le relief, nous allons calculer les corrélations entre l'activité électrique et le relief associé pour déterminer s'il existe une relation entre ces 2 paramètres.

Décalage	Part de variance en %
	250 m
T0	31
T-5	27
T-10	10
T-15	14
T-20	5
T-25	2
T-30	2
T-35	0

Tableau 22 : Parts de variance synchrones et asynchrones entre le total de l'activité électrique et l'altitude pour l'événement 1a.

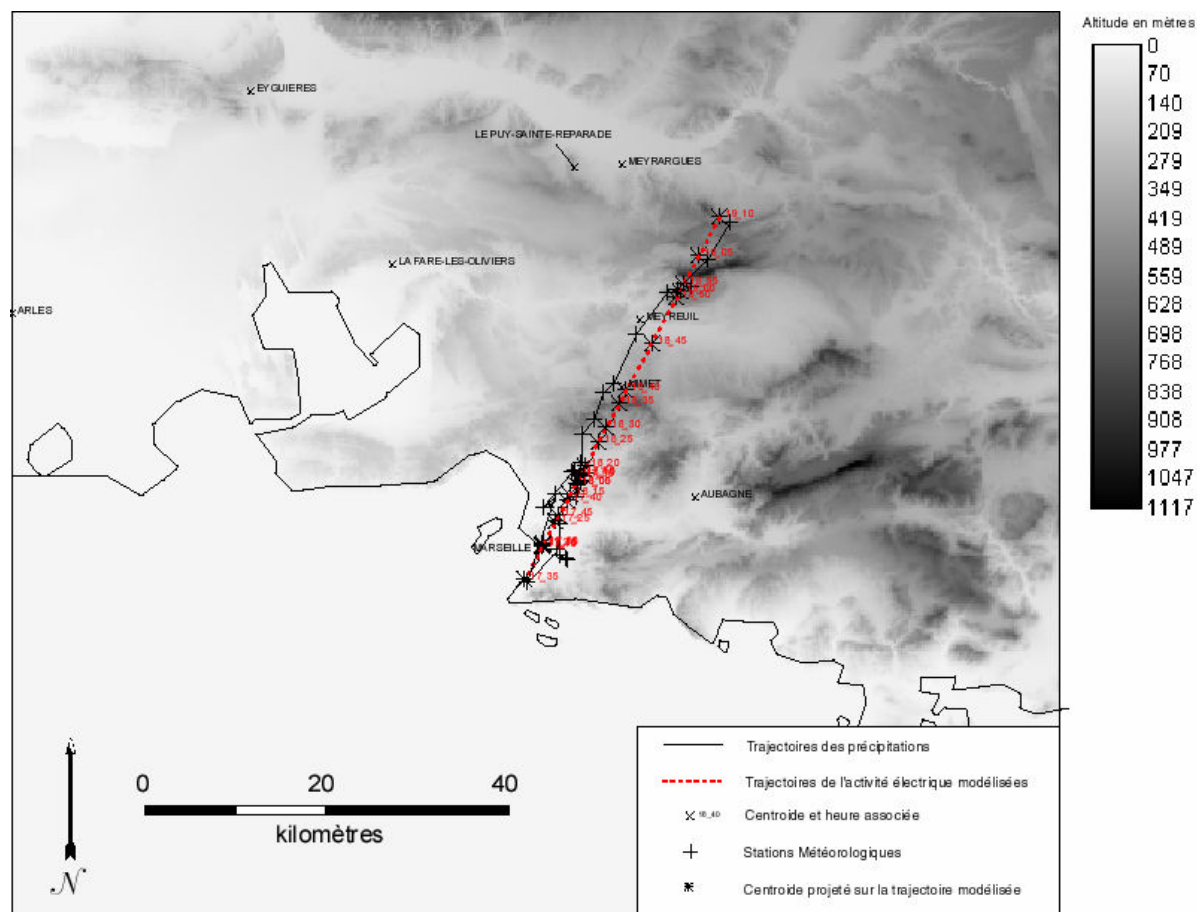
Nous avons calculé la variance (synchrone et asynchrone) entre l'activité électrique et le relief. Le maximum de variance se situe sans aucun décalage. La part de variance entre le relief et l'activité électrique est peu importante (un tiers de variance expliquée entre l'activité électrique et le relief) (Tableau 22). La distance séparant le total de l'activité électrique du relief pour cette variance est de quelques kilomètres.

Pour l'événement 1a (trajectoire A), l'activité électrique est influencée peu significativement par le relief qui se situe à l'aplomb de celui-ci.

Nous allons étudier maintenant le second événement de l'activité électrique car celui-ci correspond spatialement à la reprise de l'événement 1a. En effet, Le second événement se développe sur le même axe de propagation que le premier événement. Puis nous reprendrons l'étude de l'événement 1b.

4.2.2. L'événement 2 (17 h 20 à 19 h 10)

La trajectoire de l'activité électrique de l'événement 2 modélisé est présentée dans la Fig. 100.



**Fig. 100 : Trajectoire SAFIR modélisée pour l'événement 2 (heures UTC)
par rapport au modèle numérique de terrain.**

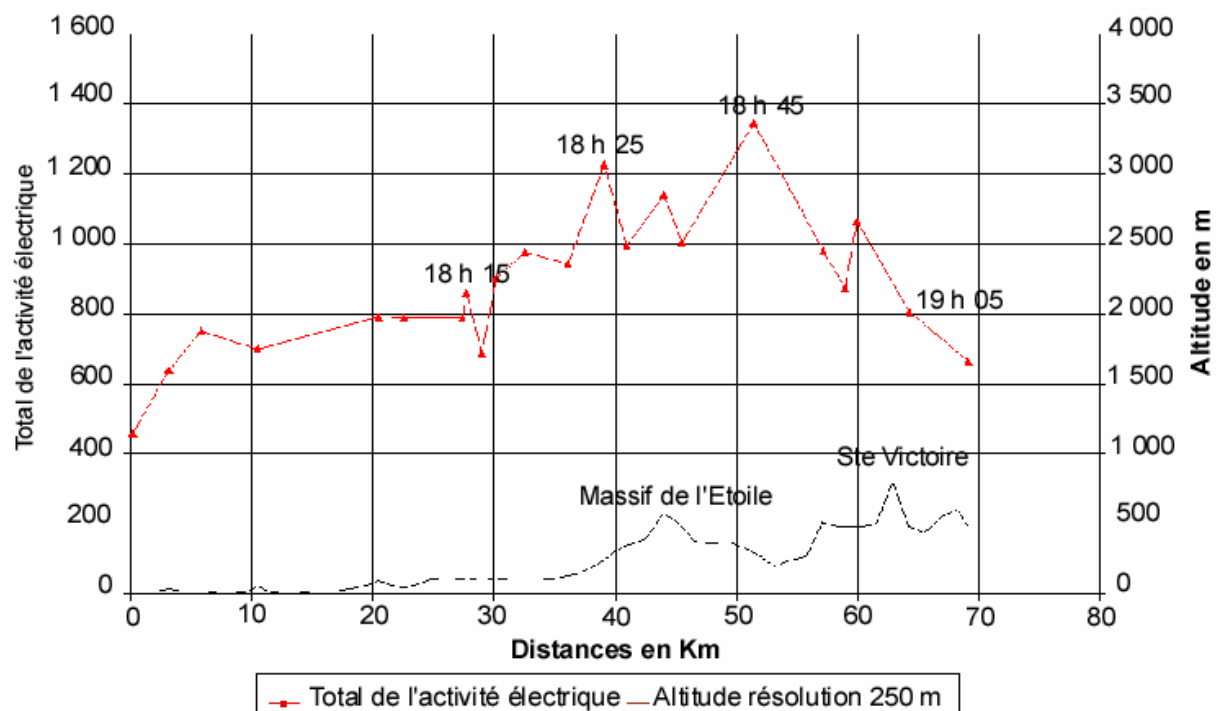


Fig. 101 : Evolution du total de l'activité électrique (dans un tampon de 8 km de rayon autour du centroïde) et de l'altitude (à 250 m de résolution) après modélisation de la trajectoire de l'activité électrique de l'événement 2 (chaque point représenté sur la courbe d'évolution de l'activité électrique correspond à un intervalle de temps de 5 minutes, l'heure UTC indiquée correspond au début de l'intervalle).

Nous pouvons remarquer que l'activité électrique commence à décroître à plus de 10 km en avant du relief maximum (Fig. 101). Le relief ne présente pas de variation nécessitant de lissage.

Nous allons calculer les corrélations entre l'activité électrique et le relief associé pour déterminer la relation entre ces deux paramètres.

	Part de variance en %
Décalage	250 m
T0	21
T-5	45
T-10	65
T-15	61
T-20	56
T-25	67
T-30	41
T-35	38

Tableau 23 : Part de variance synchrones et asynchrones entre le total de l'activité électrique et l'altitude pour l'événement 2.

En décalant de 5 en 5 minutes le début de la série de l'activité électrique de celui de l'altitude et en effectuant à chaque décalage les corrélations entre les deux séries, on remarque que le maximum de variance se produit avec un décalage de 10 à 25 minutes entre le début de l'activité électrique et l'altitude (dans plus de deux tiers des cas) (Tableau 23). La distance entre les maximums de l'activité électrique et du relief avec un délai de 10 à 25 minutes est d'une dizaine de kilomètres.

Pour l'événement 2, l'évolution de l'activité électrique est donc significativement influencée par le relief avec plus de deux tiers de variance commune avec un délai de 25 minutes et une distance de plus de 10 km.

4.2.3. L'événement 1b (15 h 55 à 17 h 45)

L'événement 1b (trajectoire B) a une durée de vie trop brève (30 minutes) et ne présente pas de variation d'intensité notable (Fig. 98). Le relief associé à cet événement est caractérisé par un profil relativement homogène. On ne peut pas trouver de relation entre ces deux variables.

4.2.4. L'événement 1a (trajectoire C) (16 h 45 à 17 h40)

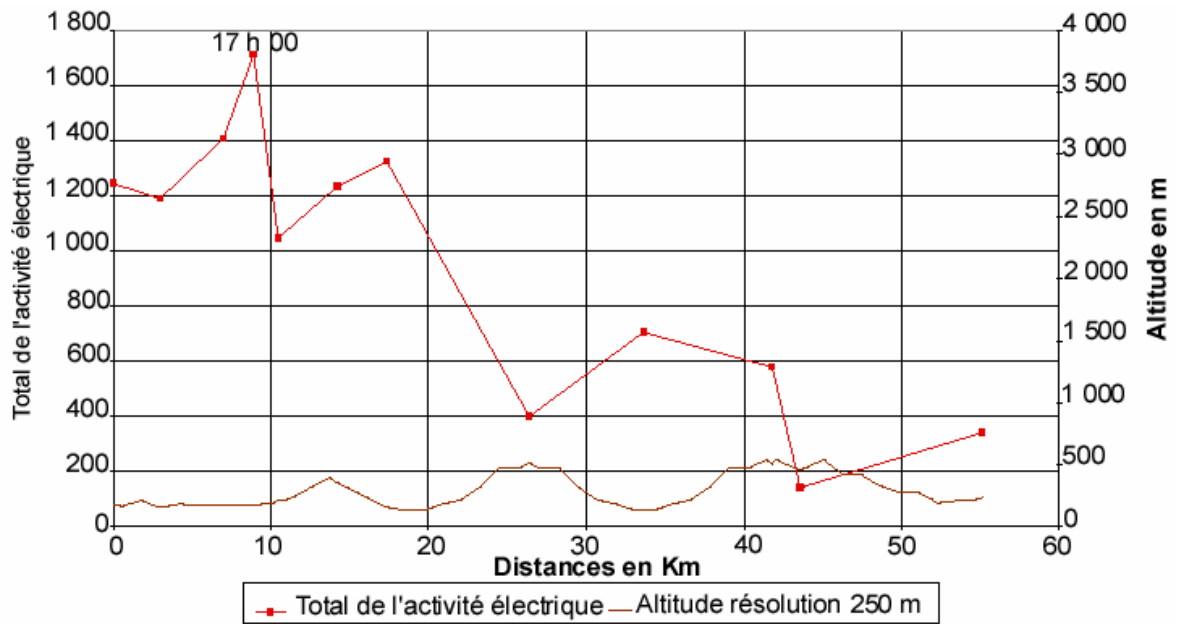
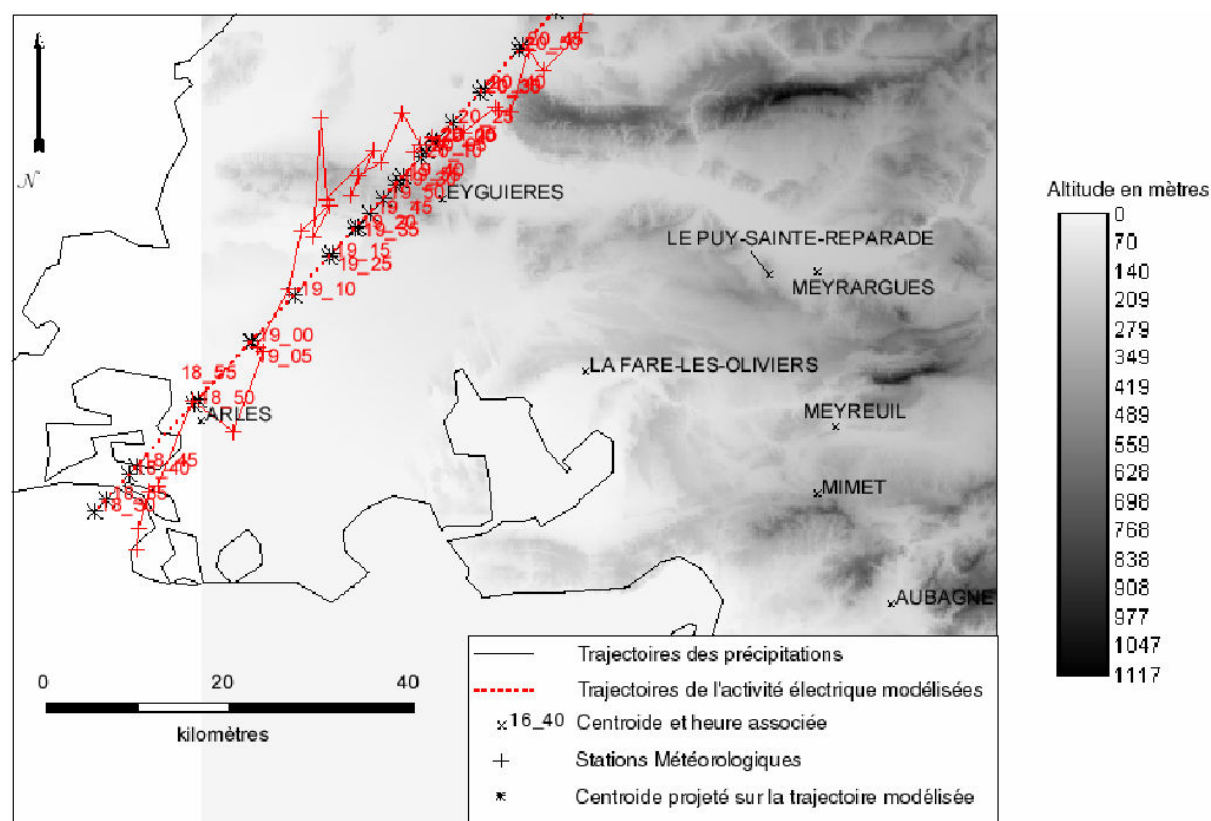


Fig. 102 : Evolution du total de l'activité électrique (dans un tampon de 8 km de rayon autour du centroïde) et de l'altitude (à 250 m de résolution) après modélisation de la trajectoire de l'activité électrique de l'événement 1a (trajectoire C) (chaque point représenté sur la courbe d'évolution de l'activité électrique correspond à un intervalle de temps de 5 minutes, l'heure UTC indiquée correspond au début de l'intervalle).

Pour l'événement 1a (trajectoire C), l'évolution de l'activité électrique se fait indépendamment du relief (Fig. 102).

4.2.5. L'événement 3 (18 h 30 à 21 h 05)

La trajectoire de l'activité électrique de l'événement 3 modélisé est présentée dans la Fig. 103.



**Fig. 103 : Trajectoires SAFIR modélisées pour l'événement 3 (heures UTC)
par rapport au modèle numérique de terrain.**

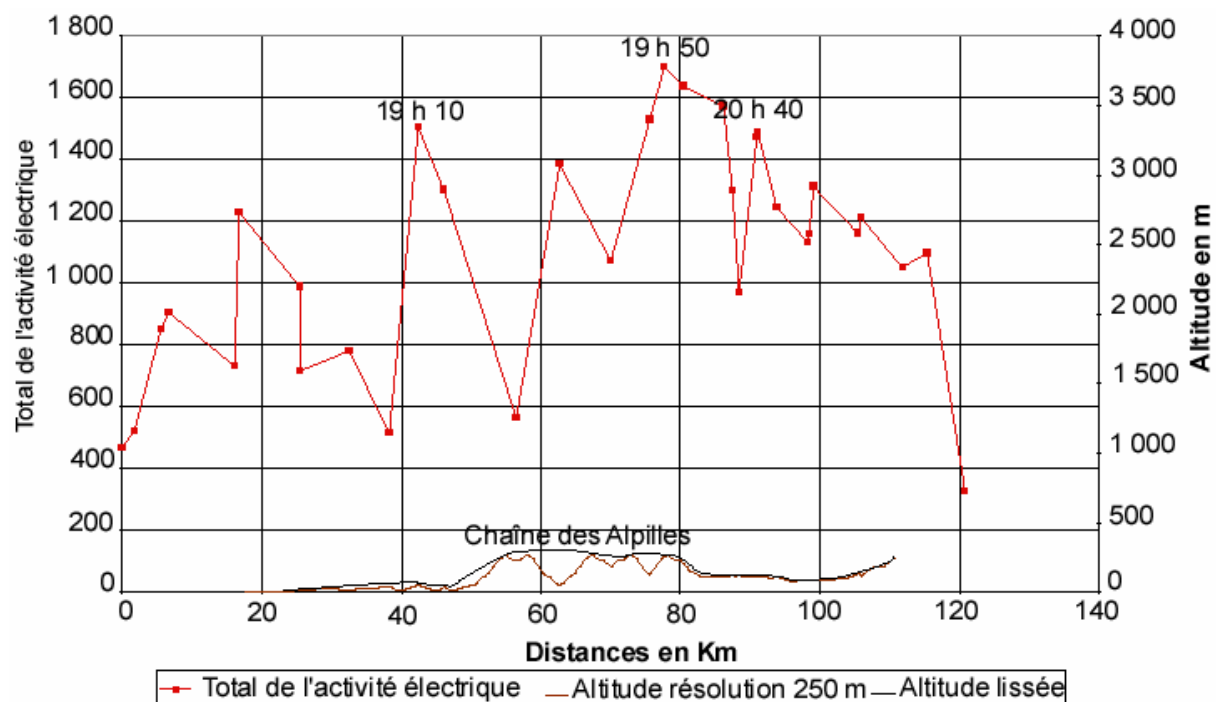


Fig. 104 : Evolution du total de l'activité électrique (dans un tampon de 8 km de rayon autour du centroïde) et de l'altitude (lissée et à 250 m de résolution) après modélisation de la trajectoire de l'activité électrique de l'événement 3 (chaque point représenté sur la courbe d'évolution de l'activité électrique correspond à un intervalle de temps de 5 minutes, l'heure UTC indiquée correspond au début de l'intervalle).

Le relief associé à l'activité électrique lors de l'événement 3 (Fig. 103) présente des irrégularités qui vont nécessiter son lissage (Fig. 104).

Décalage	Altitude lissée	Résolution de 250 m
T0	1	1
T-5	28	28
T-10	11	11
T-15	0	0
T-20	0	0
T-25	6	4
T-30	2	2
T-35	0	0

Tableau 24 : Part de variance synchrones et asynchrones entre le total de l'activité électrique et l'altitude lissée et à 250 m de résolution pour l'événement 3.

En décalant de 5 en 5 minutes le début de la série de l'activité électrique de celui de l'altitude lissée et en effectuant à chaque décalage les corrélations entre les deux séries, on remarque que le maximum de variance se produit avec un décalage de 5 minutes avec un quart de variance commune entre le début de l'activité électrique et le relief (Tableau 24). La distance entre l'activité électrique et le relief pour la variance maximale est inférieure à 10 km.

Pour l'événement 3, l'évolution de l'activité électrique est donc peu influencée par le relief même pour une variance commune maximale pour un décalage temporel de 5 minutes ce qui correspond à environ moins de 10 km.

4.2.6. Synthèse

Dans notre étude, la relation entre l'activité électrique et le relief n'est pas systématique. Il n'est pas possible de dire que le relief a une forte relation avec l'activité électrique.

Lorsqu'elle existe, dans deux cas : événement 1a et 3, la relation statistique entre le relief et l'activité électrique est significative pour une distance d'environ une dizaine de kilomètres ou moins et un décalage temporel de l'ordre de 5 et 25 minutes. La part de variance commune entre le relief et l'activité électrique est comprise entre un quart et plus des deux tiers.

Ces résultats confirment les résultats de différents auteurs sur la répartition spatiale de l'activité électrique dans le nuage. Cette répartition se fait de manière relativement indépendante par rapport au relief. Carey et al. (2002) ont déterminé que l'activité électrique totale se localise entre 2 000 et 10 000 mètres dans le nuage au dessus de l'influence du relief. Les mesures effectuées avec le système LDAR montre qu'en comparaison avec les mesures radar, l'activité électrique doit être peu soumise à l'effet de blocage du relief (Poehler, 1978).

5. Synthèse sur les couples de trajectoires pluie et activité électrique

La comparaison entre l'évolution des précipitations estimées pour chaque trajectoire et celles mesurées par les stations Météo-France et la détermination de l'influence du relief sur les quantités de pluies estimées par le radar ont permis de définir les périodes où les données de précipitations des trajectoires calculées d'après les données radar seront considérées comme fiables.

Les précipitations mesurées par le radar lors de l'événement 1a (16 h 20 à 17 h 10) sont soumises à des réserves (sous-estimation des pluies) (cf. §. 3.2.5) (Fig. 90, Fig. 105). Les précipitations estimées par le radar sont alors considérées comme fiables de 14h 00 à 16 h 20

(UTC). Au-delà de 16 h 20 (matérialisé par un trait noir dans la figure ci-dessous) nous ne tiendrons pas compte des précipitations.

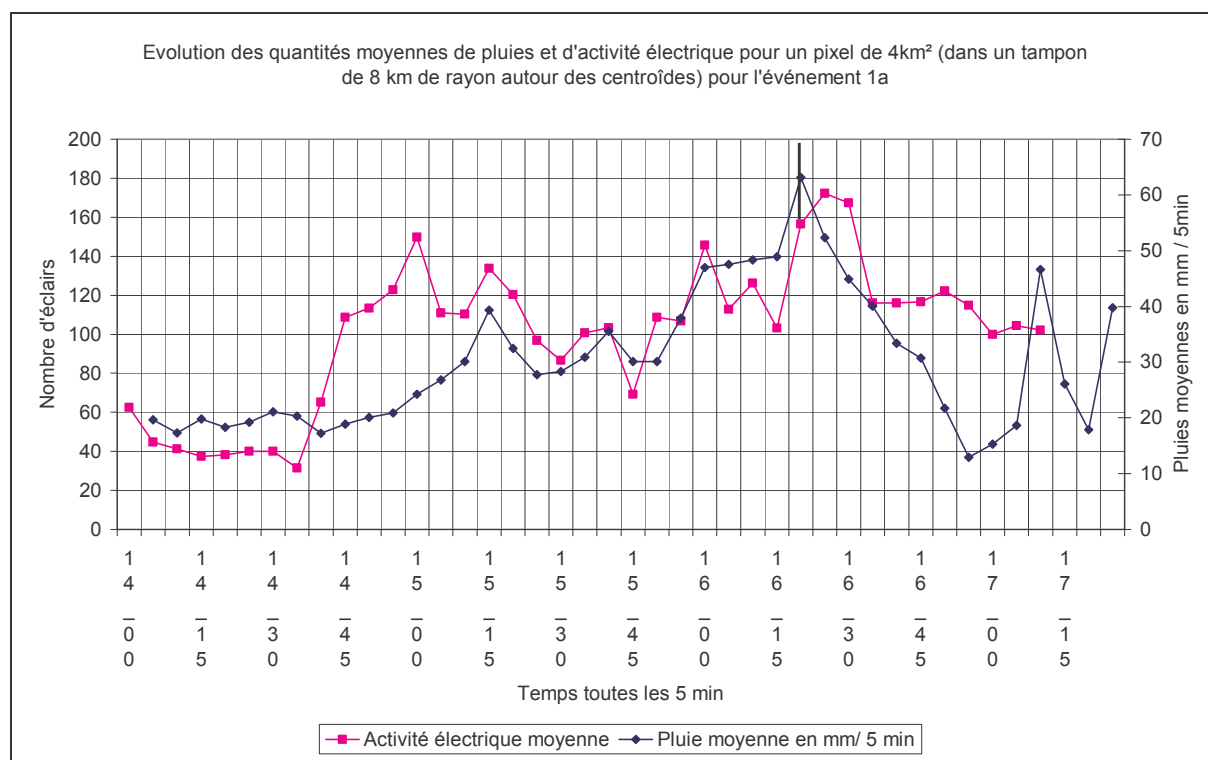


Fig. 105 : Evolution du total des précipitations et de l'activité électrique lors de l'événement 1a

L'événement 2 correspond spatialement à la reprise de l'événement 1a. Le second événement se développe sur le même axe de propagation que le premier. Les précipitations estimées par le radar sont considérées comme valides de 17 h 20 à 19 h 10 (UTC) (Fig. 106) (cf. §. 3.2.5). Au-delà de 19 h 10 (matérialisé par un trait noir), les pluies sont sous-estimées ; nous n'étudierons pas les précipitations.

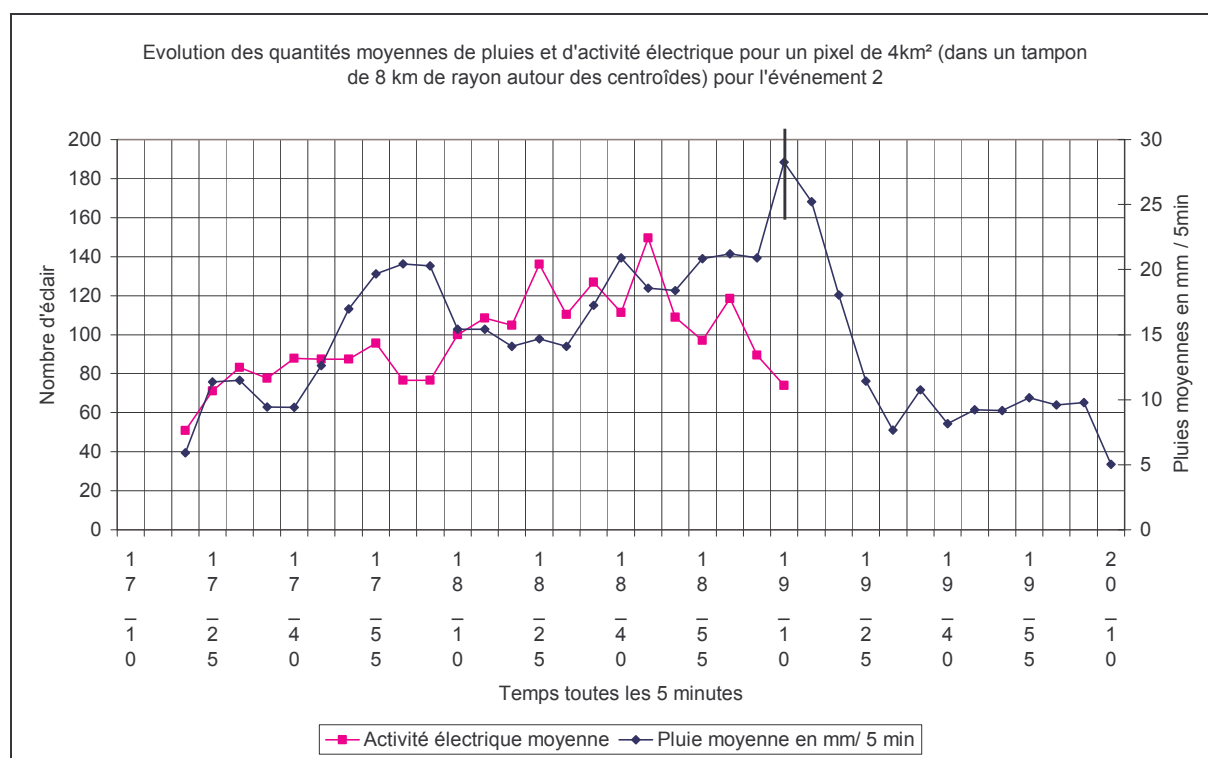


Fig. 106 : Evolution du total des précipitations et de l'activité électrique lors de l'événement 2

Durant la totalité des événements 1b (15 h 55 à 17 h 45) et 3 (18 h 40 à 21 h 05), la mesure des pluies est considérée comme valide. Les pluies ne sont pas soumises à un effet de masque ni à la sous-estimation.

5. Les délais d'anticipation des précipitations par l'activité électrique

La méthodologie proposée dans cette partie repose sur la détermination des délais d'anticipation des fortes pluies par l'activité électrique au sein des couples de trajectoires qui forment les différents événements étudiés lors de la journée du 19 septembre.

1. Les délais d'anticipation des trajectoires modélisées

Il s'agit de déterminer le moment à partir duquel la trajectoire va prendre son orientation définitive à plus ou moins 20°. Nous allons calculer l'orientation (la direction dans laquelle la cellule progresse) de chaque trajectoire au cours du temps. Pour ce faire, nous allons associer les 3 premiers points de la trajectoire afin de déterminer une première orientation (ce qui correspond à une durée de 15 minutes). Puis nous allons ajouter successivement les points afin de calculer les nouvelles orientations jusqu'à l'obtention de la trajectoire définitive (cf. §. 2.2.9.3). Les trajectoires que nous allons étudier sont présentées dans le paragraphe 2.2.

1.1. Les trajectoires de précipitations

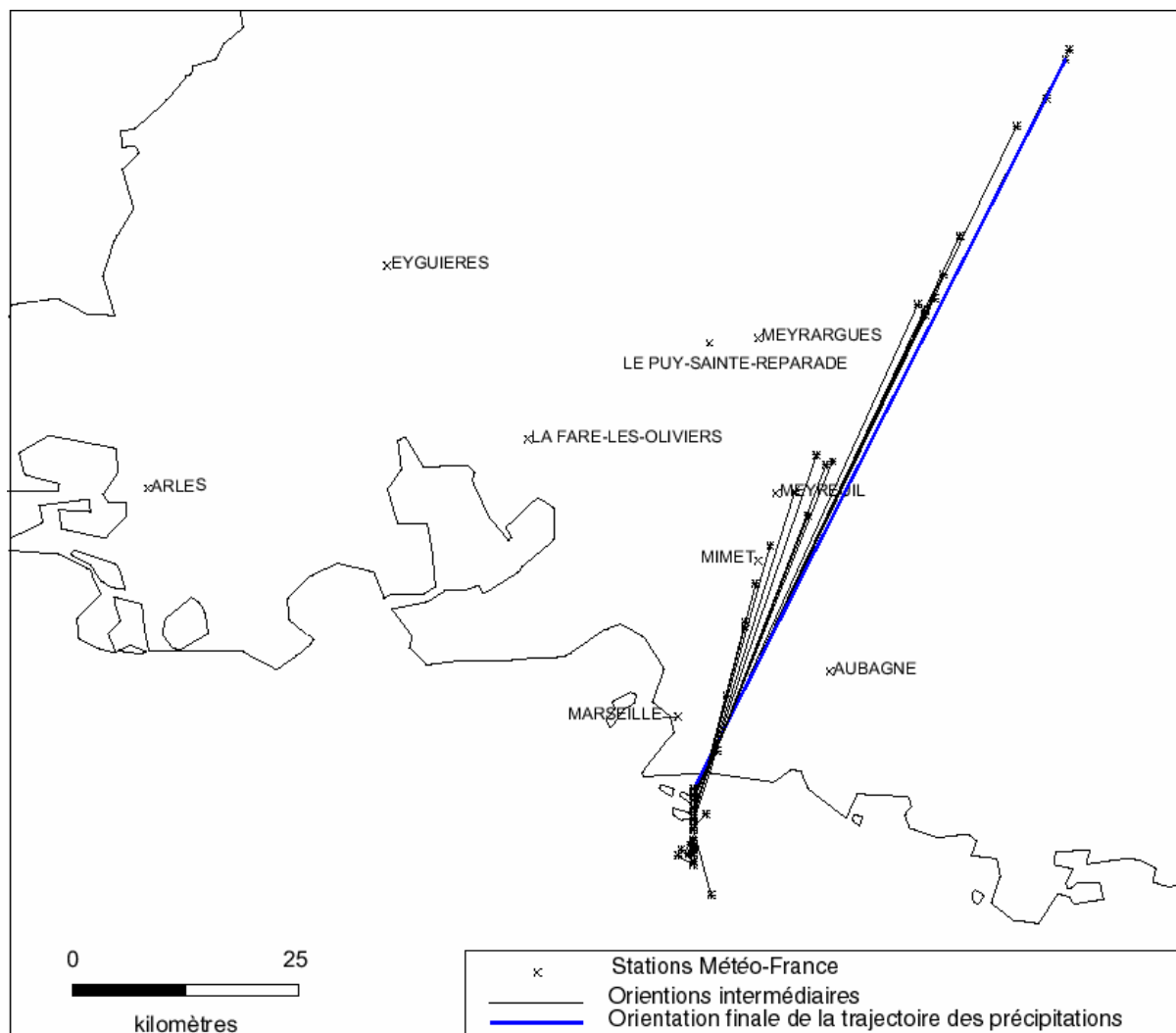
Les représentations graphiques des orientations successives des trajectoires des précipitations sont présentées dans l'annexe 4. Un exemple est présenté dans la Fig. 107.

Trajectoires	Orientation en degrés	Durée de stabilisation de la trajectoire (mise en place de l'orientation plus ou moins 20°) en minutes	Durée totale de la trajectoire en minutes
Aa'	322	40	200
Ba'	351	40	115
Da'	333	60	170
Ea'	319	25	145

Tableau 25 : Orientation et délai pour les trajectoires de pluies

Les trajectoires des précipitations sont orientées entre 319 et 352° (Tableau 25). Les délais entre l'origine de la trajectoire et le moment où celle-ci prend son orientation définitive sont compris entre 25 minutes et une heure pour une durée totale des événements comprises

entre 1 h 50 et 3 h 25. Dans le cas où les précipitations correspondent à de fortes pluies (cellules convectives), il est intéressant à partir de 25 minutes jusqu'à une heure, de suivre les orientations des trajectoires des pluies afin de prévoir leurs orientations définitives.



**Fig. 107 : Orientations successives et orientation définitive (en bleu)
de la trajectoire des précipitations Da'**

1.2. Les trajectoires d'activité électrique

La méthodologie employée est la même que celle utilisée pour les précipitations. Les représentations graphiques des orientations successives des trajectoires de l'activité électrique sont présentées dans l'annexe 4. Un exemple est présenté dans la Fig. 108.

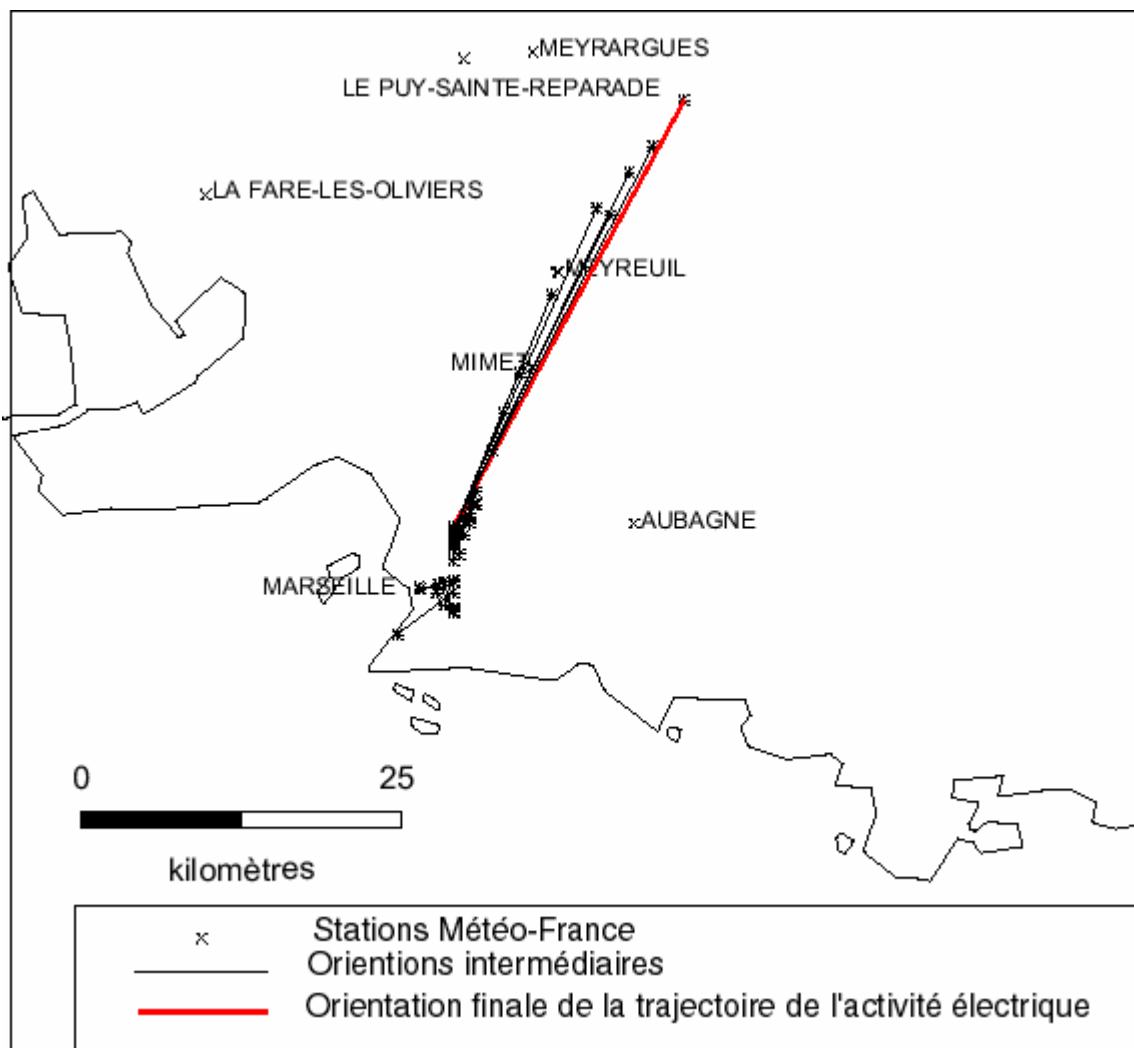
Trajectoires	Orientation en degrés	Durée de stabilisation de la trajectoire (mise en place de l'orientation plus ou moins 20°) en minutes	Durée totale de l'événement
Aa	328	25	190
Ba	317	15	55
Ca	328	...	55
Da	332	40	120
Ea	318	25	155

Tableau 26 : Orientation et délai pour les trajectoires d'activité électrique

Les trajectoires de l'activité électriques sont orientées entre 317 et 332° (Tableau 26). Les délais entre l'origine de la trajectoire et le moment où celle-ci prend son orientation définitive sont compris entre 15 minutes et 40 minutes pour une durée totale des événements comprises entre 55 minutes et 2 h 55.

La trajectoire Ca est caractérisée par une organisation spatiale diffuse sur la fin de son parcours. C'est pourquoi nous ne pouvons définir de délai pour une orientation définitive.

Donc, dans le cas où des cellules électriques sont associées à des cellules de fortes pluies (cellules convectives), il est intéressant à partir de 20 minutes et jusqu'à 40 minutes, de suivre l'orientation de la trajectoire de l'activité électrique afin de prévoir leurs orientations définitives et celles des cellules de pluies associées.



**Fig. 108 : Orientations successives et orientation définitive (en rouge)
de la trajectoire Da de l'activité électrique**

1.3. Les couples de trajectoires associées

Nous allons maintenant étudier les trajectoires des précipitations et de l'activité électrique qui ont été associées précédemment pour former les événements étudiés (cf. §. 2.1). Les représentations graphiques des orientations successives des trajectoires des événements sont présentées dans l'annexe 4. La Fig. 109 présente les orientations successives et les orientations définitives des trajectoires des précipitations et de l'activité électrique pour l'événement 2.

Evénements	Durée de stabilisation de la trajectoire (mise en place de l'orientation définitive) en minutes		Délais avant une orientation commune entre l'activité électrique et les pluies plus ou moins 20° en minutes
	Radar	Safir	
1a	40	25	20
1b	40	15	15
2	60	40	40
3	25	25	25

Tableau 27 : Comparaison des orientations définitives des couples de trajectoire

Nous remarquons que l'activité électrique prend un cap définitif de manière beaucoup plus rapide que les précipitations, en moyenne 15 minutes avant la trajectoire des pluies (Tableau 27). On peut formuler l'hypothèse que les mécanismes d'électrisation sont plus rapides que les mécanismes d'évolution des précipitations au sein des nuages.

Les décalages temporels entre les délais de mise en place des orientations définitives des trajectoires sont en moyenne de 25 minutes. Une demi-heure environ avant la mise en place de la trajectoire définitive des précipitations, il est possible de connaître son orientation en analysant la trajectoire d'activité électrique associée.

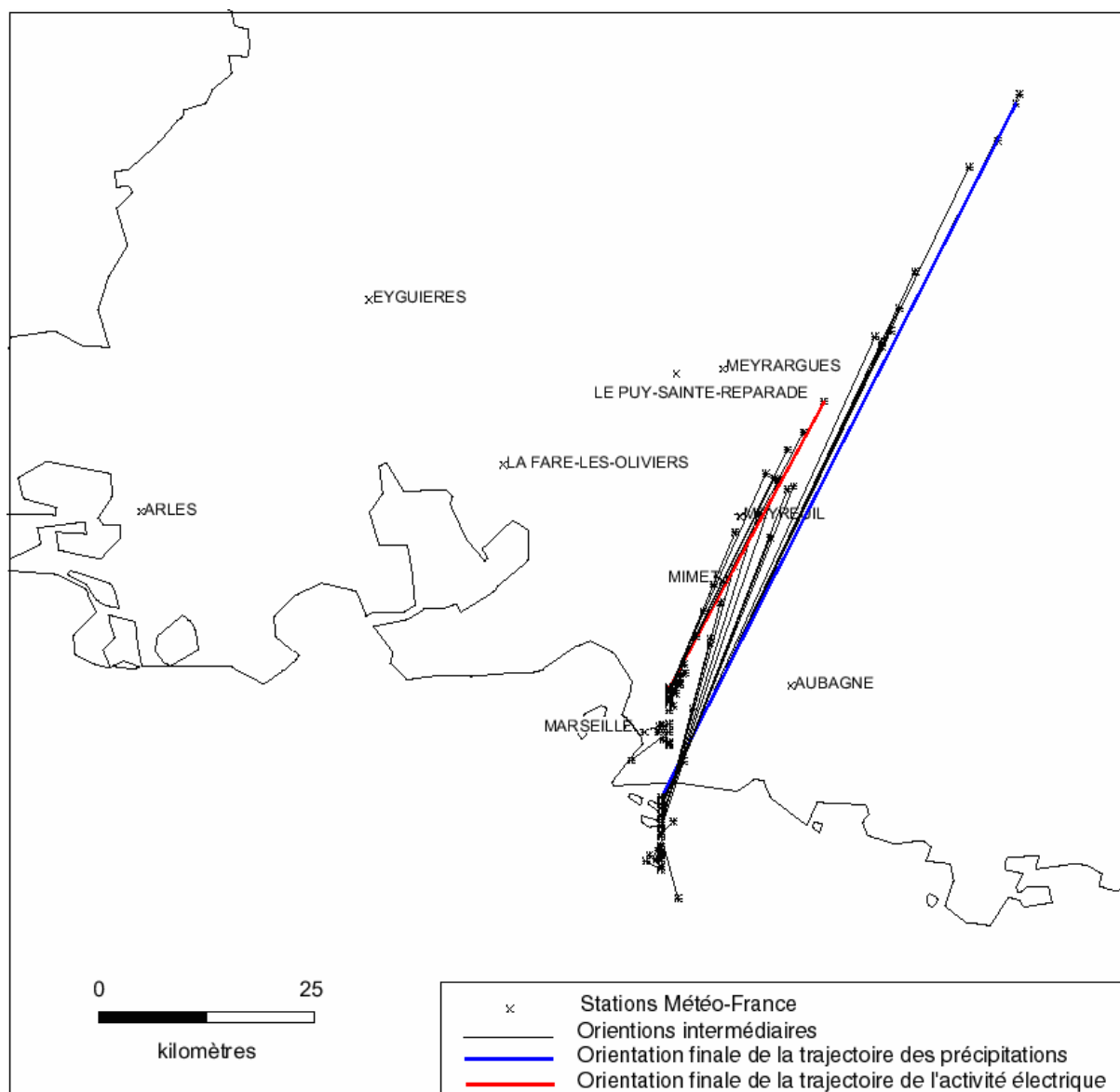


Fig. 109 : Orientations successives (en noir) et orientation définitive (en bleu et en rouge) du couple de trajectoire des précipitation et de l'activité électrique de l'événement 2

1.4. Synthèse

L'étude que nous venons de réaliser nous permet de donner un ordre de grandeur des délais nécessaires à l'orientation définitive des trajectoires dans le cas des épisodes étudiés. Ces délais sont compris entre 25 minutes et une heure pour les trajectoires des précipitations et de 20 minutes jusqu'à 40 minutes pour les trajectoires de l'activité électrique. L'activité électrique s'organisant de manière plus rapide que les précipitations.

La prévision de l'orientation d'une trajectoire de pluie est possible en moyenne avec une anticipation de 25 minutes en analysant l'orientation de la trajectoire de l'activité

électrique qui lui est associée. Les orientations finales des couples de trajectoires associées sont proches (à $\pm 10^\circ$ près), ce qui reflète l'appartenance des deux noyaux de pluies et d'activité électrique à un ensemble plus vaste composant la cellule orageuse.

Nous pouvons supposer que cette anticipation est due aux conditions de mise en place de la convection au sein du nuage. La convection est maximale pendant la phase de développement du nuage (cf. §. 3.1). Elle va mettre en place les conditions favorables à l'activité électrique avant la phase d'effondrement (maximum de précipitation). L'orientation définitive de la trajectoire de l'activité électrique se trouve alors déjà définie.

2. Les délais entre les plus fortes pluies et l'activité électrique

Les totaux de pluies et d'activité électrique que nous avons utilisés jusqu'à là vont être remplacés pour des soucis de lisibilité par la valeur moyenne d'un pixel de 4 km² toutes les 5 minutes. Pour obtenir cette moyenne, les totaux vont être divisés par le nombre de pixel contenu dans le tampon de 8 km de rayon autour des centroïdes. Les quantités moyennes des pluies sont exprimées en mm / 5 min. Nous allons mesurer ces délais en examinant les décalages temporels entre les heures des maximums des pluies et d'activité électrique. Nous allons essayer de calculer (corrélations) en fonction de quels décalages temporels, les évolutions des précipitations et de l'activité électrique vont être similaires. Il s'agit de voir si en décalant de 5 en 5 minutes le début de la série des précipitations de celui de l'activité électrique on retrouve une variance maximale entre les pluies et l'activité électrique avec un délai compris entre 5 et 20 minutes (Dimensions et al., 1995, Steinacker et al., 2000).

2.1. L'événement 1a (14 h 00 à 17 h 25)

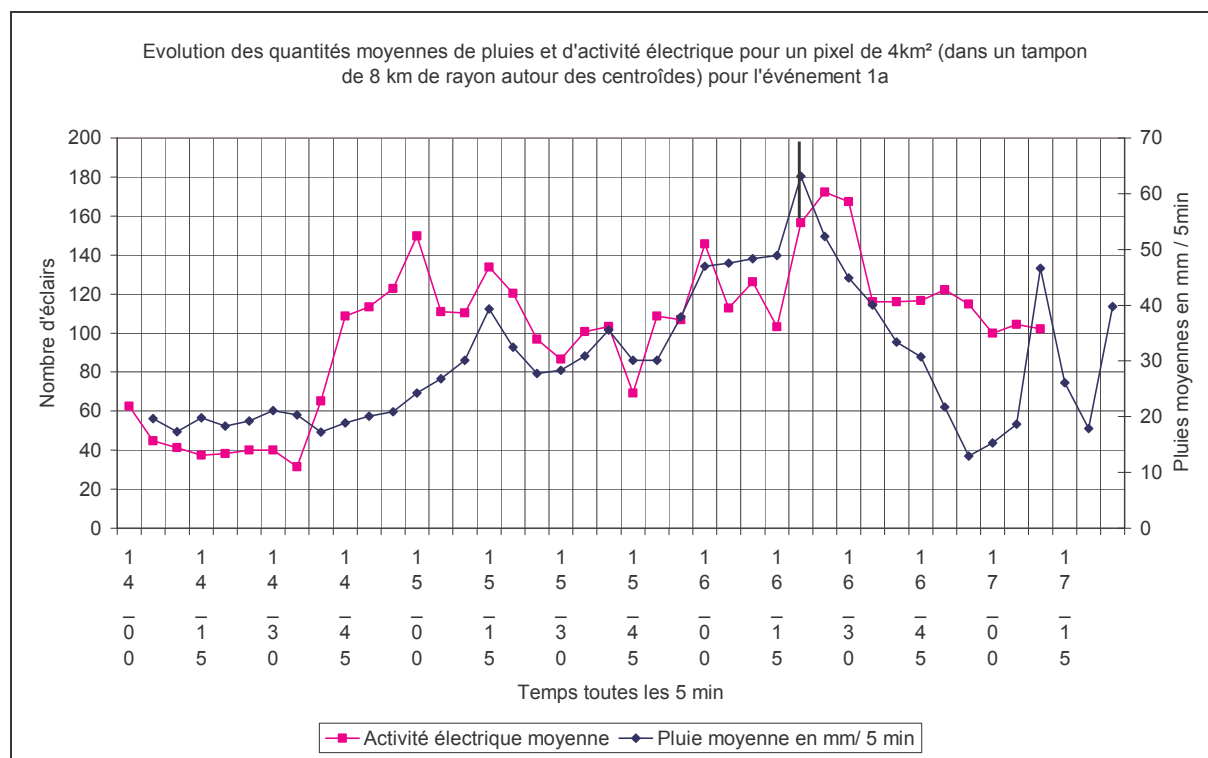


Fig. 110 : Evolution des quantités moyennes des pluies et d'activité électrique à l'intérieur des tampons de 8 km de rayon autour des centroïdes toutes les 5 minutes en heures UTC. Le trait noir à 16 h 20 marque la limite temporelle dans l'étude des totaux des précipitations (cf. §. 3.2.5).

Lors de l'événement 1a, nous pouvons observer (Fig. 110, Tableau 28) :

Evénement	Pluies		Activité électrique		Délai en minutes
	Heure du maximum	Quantité de pluie en mm / 5 min	Heure du maximum	Nombre d'éclairs	
1a	15 h 15	39	15 h 00	149	15
	15 h 40	35	15 h 15	133	25
	16 h 20	63	16 h 00	145	20
			16 h 25	172	

Tableau 28: Heures des maximums des moyennes des précipitations et de l'activité électrique et quantités des pluies d'activité électrique correspondantes pour l'événement 1a. Les maximums absolus sont indiqués en gras. Les précipitations au-delà de 16 h 20 ne seront pas étudiées.

L'événement 1a est caractérisé par des délais d'anticipation des maximums des moyennes des pluies (entre 35 mm et 63 mm) par les maximums des totaux l'activité électrique (entre 133 et 172 éclairs) compris entre 15 et 25 minutes (Tableau 28). Nous pouvons noter que le maximum des pluies moyennes (16 h 20) n'est pas associé au maximum de

l'activité électrique moyenne (16 h 25) (cf. §. 3.2.5), les précipitations associées à ce maximum d'activité électrique n'ayant pas été mesurées par le radar.

L'analyse des variances synchrones et asynchrones entre les moyennes des pluies et d'activité électrique permettra de quantifier leur part de variance commune ainsi que le délai nécessaire pour que la variance soit maximale.

La trajectoire de l'événement 1a peut se subdiviser en deux sous ensembles :

Le premier se déroule de 14 h 00 à 15 h 50. Durant cette période, les trajectoires n'ont pour substrat que la mer.

Le second se déroule de 15 h 55 à 16 h 20. Durant cette période, les trajectoires ont un substrat continental. Au-delà de 16 h 20, les précipitations ne sont pas étudiées.

Premier sous ensemble (14 h 00 à 15 h 50) :

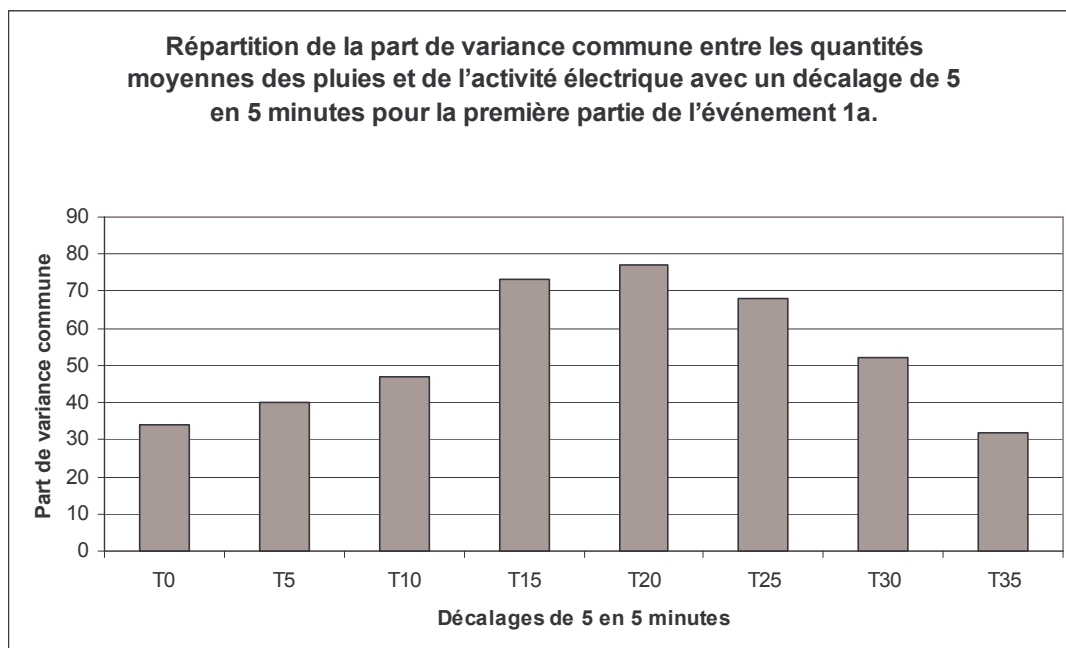


Fig. 111 : Répartition de la part de variance commune entre les quantités moyennes des pluies et de l'activité électrique avec un décalage de 5 en 5 minutes pour la première partie de l'événement 1a

Durant la première partie de l'événement 1a, de 14 h 00 à 15 h 50, la part de variance entre les quantités moyennes des pluies et d'activité électrique sans décalage est proche d'un tiers (Fig. 111). La répartition de la part de variance commune en fonction des décalages temporels est proche d'une répartition gaussienne. Les résultats peuvent-être considérés

comme significatifs. La variance est maximale avec un décalage entre 15 et 25 minutes avec 70 % de variance commune entre les précipitations et l'activité électrique.

Second sous-ensemble (15 h 55 à 16 h 20) :

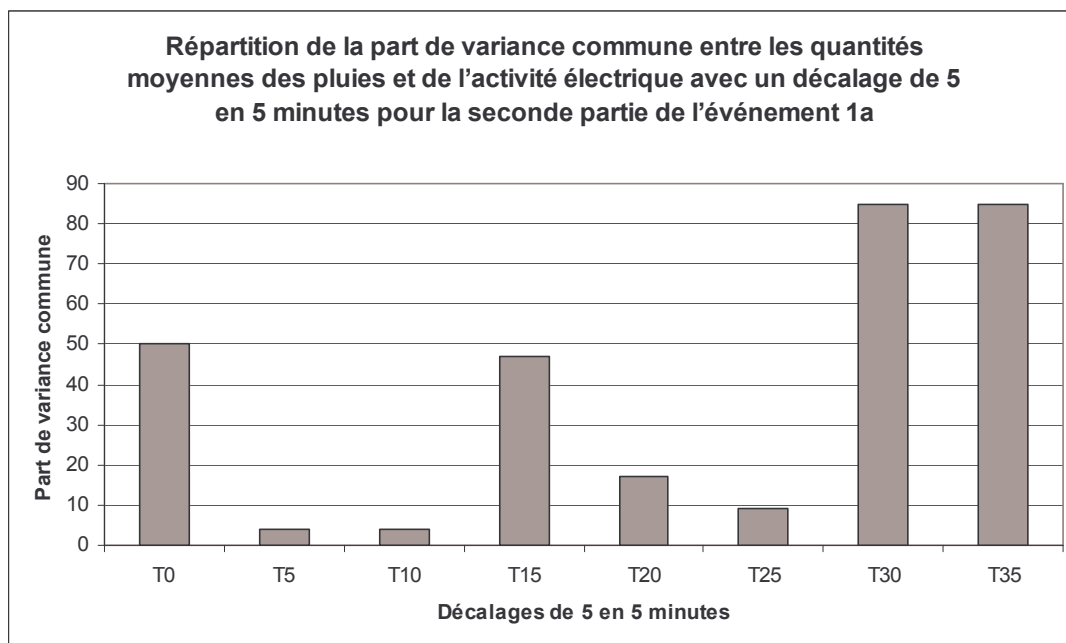


Fig. 112 : Répartition de la part de variance commune entre les quantités moyennes des pluies et de l'activité électrique avec un décalage de 5 en 5 minutes pour la seconde partie de l'événement 1a

Durant la seconde partie de l'événement 1a de 15 h 55 à 16 h 20, le nombre d'individus étudié est trop peu important (6 individus) pour donner des résultats significatifs (Fig. 112). Nous n'étudierons donc pas cette partie. La répartition de la part de variance commune en fonction des décalages temporels est loin d'avoir une répartition gaussienne. Les résultats ne peuvent pas être considérés comme significatifs.

Un autre moyen pour analyser les délais consiste à utiliser les moyennes mobiles pour lisser les séries. Le lissage sur 20 minutes a été retenu, les grandes fluctuations des séries sont conservées et les modes d'organisation principaux sont plus visibles (les maximums sont mieux dessinés) (Fig. 113).

On peut supposer que ces modes sont le reflet de la présence d'au moins une cellule (couples pluies et activité électrique) durant la durée de détection de l'événement. Le passage d'une cellule à l'autre illustre les phases de développement maturité et dissipation avec la

succession de phase d'augmentation et de diminution des quantités de pluie et d'activité électrique. Les délais d'anticipation étant calculés entre les maximums de ces phases.

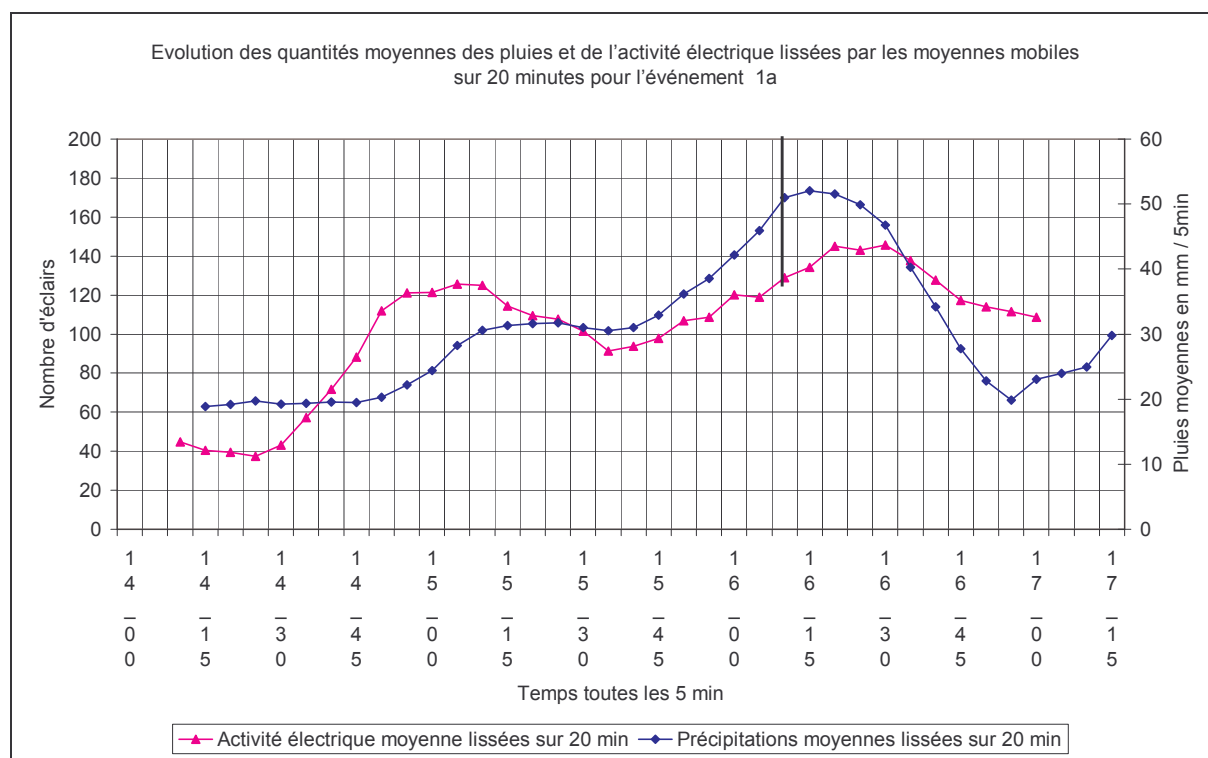


Fig. 113 : Evolution des quantités moyennes des pluies et de l'activité électrique lissées par les moyennes mobiles sur 20 minutes pour l'événement 1a (le trait noir indique la limite temporelle dans l'étude du total des précipitations).

Pour l'événement 1a (Fig. 113), on peut noter la présence de deux modes bien marqués pour la moyenne de d'activité électrique (15 h 10 avec 125 éclairs et 16 h 30 avec 145 éclairs) alors que la moyenne des précipitations présente un mode principal bien marqué (16 h 15 avec 52 mm) et un mode « secondaire » (15 h 25 avec 31 mm) à peine marqué. Soit un délai d'anticipation de 15 minutes (entre 15 h 10 et 15 h 25) pour le premier mode, le second délai n'a pas été mesuré car la moyenne des pluies est en dehors de la plage temporelle de l'étude (cf. §. 3.2.5). On remarque avec le lissage deux augmentations des moyennes de pluies l'une à partir de 15 h 10 l'autre à partir de 15 h 40. Ces augmentations des quantités de pluies sont à relier à la fois au passage de la trajectoire du domaine maritime au domaine terrestre et à présence du massif de l'Etoile. On peut poser l'hypothèse que le lissage en gommant les différentes irrégularités fait ressortir l'effet orographique qui augmente les totaux de pluie. Par rapport à la mesure des délais d'anticipation sans lissage, les résultats sont identiques pour les

maximums qui ressortent après lissage. Le lissage va juste faire disparaître de couples de maximums qui ne sont pas suffisamment marqués.

On peut supposer que ces deux modes sont le reflet de la présence d'au moins deux cellules (couples pluies et activité électrique) durant la durée de détection de l'événement 1a.

Lors de l'événement 1a, les maximums absolus des moyennes des pluies et de l'activité électrique ne sont pas associés. L'anticipation des pluies par l'activité électrique pour l'événement 1a se fait avec des délais de 15 à 25 minutes selon que l'on regarde les décalages entre les maximums des moyennes des pluies et d'activité électrique (lissés et non lissés) ou les délais correspondant à la part de variance maximale entre les moyennes des pluies et de l'activité électrique (80 % de variance commune).

2.2. L'événement 2 (17 h 20 à 19 h 10)

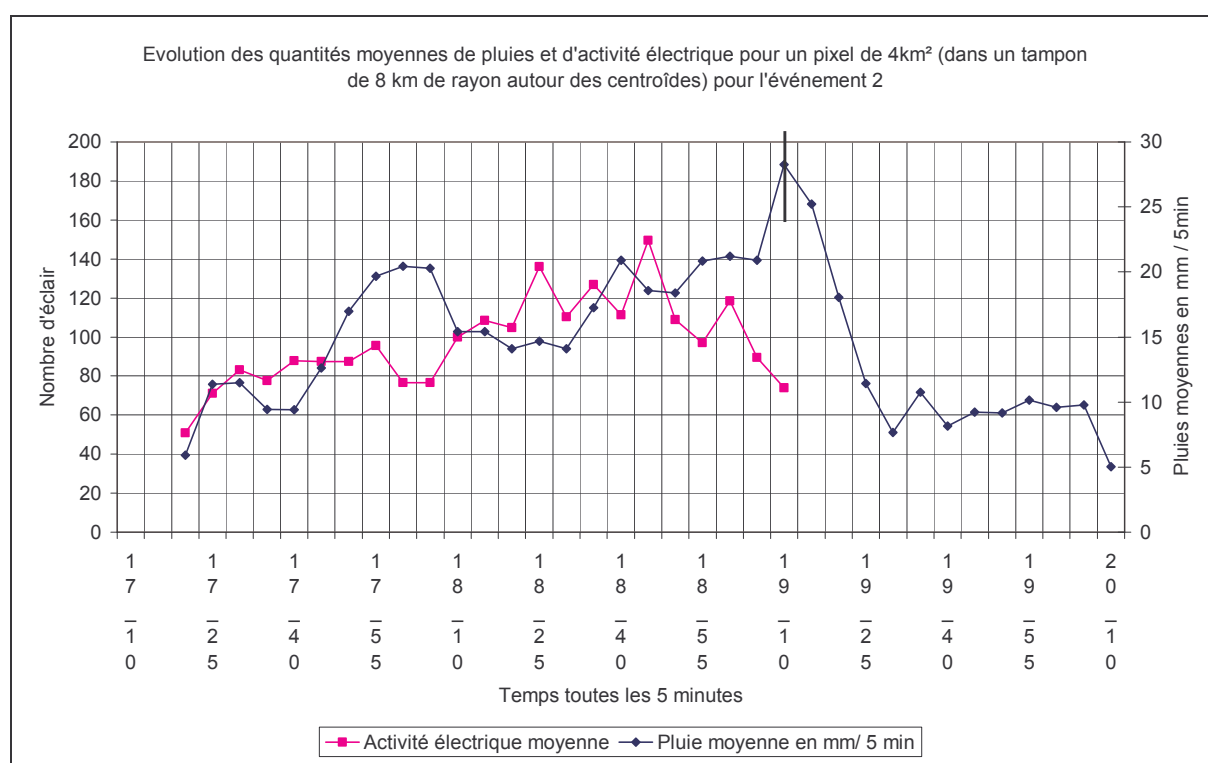


Fig. 114 : Evolution des quantités moyennes des pluies et d'activité électrique à l'intérieur des tampons de 8 km de rayon autour des centroïdes toutes les 5 minutes en heures UTC pour l'événement 2. Le trait noir à 19 h 10 marque la limite temporelle dans l'étude des totaux des précipitations.

Lors de l'événement 2, nous pouvons observer (Fig. 114, Tableau 29) :

Evénement	Pluies		Activité électrique		Délai en minutes
	Heure du maximum	Quantité de pluie en mm	Heure du maximum	Nombre d'éclairs	
2	18 h 05	20	17 h 55	95	10
	18 h 40	21	18 h 25	136	15
	19 h 10	29	18 h 45	150	25

Tableau 29 : Heures des maximums des moyennes des précipitations et de l'activité électrique et quantités des pluies d'activité électrique correspondantes pour l'événement 2. Les maximums absolus sont indiqués en gras .Les précipitations au-delà de 19 h 10 ne seront pas étudiées.

Lors de l'événement 2, les délais d'anticipation des maximums des moyennes des pluies (entre 20 mm et 29 mm) par les maximums des moyennes l'activité électrique (entre 95 et 150 éclairs) sont compris entre 10 et 25 minutes (Tableau 29). Nous pouvons noter que le maximum des pluies (19 h 10) est associé au maximum de l'activité électrique (18 h 45) avec un délai d'anticipation de 25 minutes.

Nous allons maintenant analyser les variances synchrones et asynchrones entre les totaux des pluies et de l'activité électrique. Nous quantifierons leur part de variance commune ainsi que le délai nécessaire pour que la variance soit maximale.

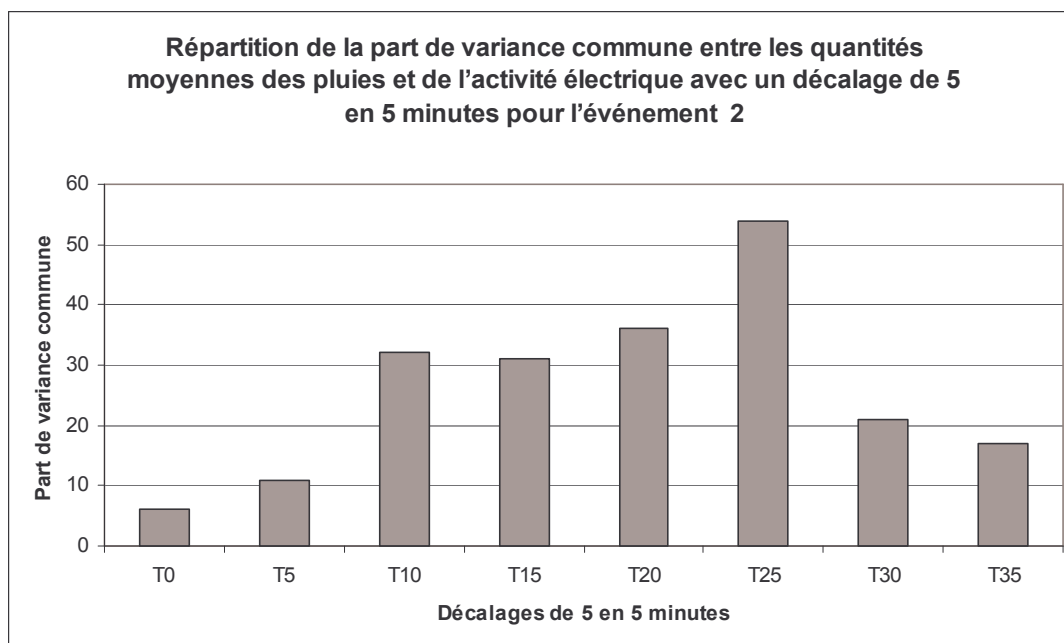


Fig. 115 : Répartition de la part de variance commune entre les quantités moyennes des pluies et de l'activité électrique avec un décalage de 5 en 5 minutes pour l'événement 2

Pour l'événement 2, la part de variance entre les pluies et l'activité électrique est maximale avec un décalage de 25 minutes et pour une variance commune de plus de 50% (Fig.

115). La répartition de la part de variance commune en fonction des décalages temporels est relativement proche d'une répartition gaussienne. Les résultats peuvent-être considérés comme significatifs.

Nous allons maintenant analyser les décalages temporels entre les maximums de totaux des pluies et de l'activité électrique après lissage par la méthode des moyennes mobiles. Ce lissage par les moyennes mobiles va nous permettre de gommer les fluctuations des séries qui rendent difficiles leurs interprétations.

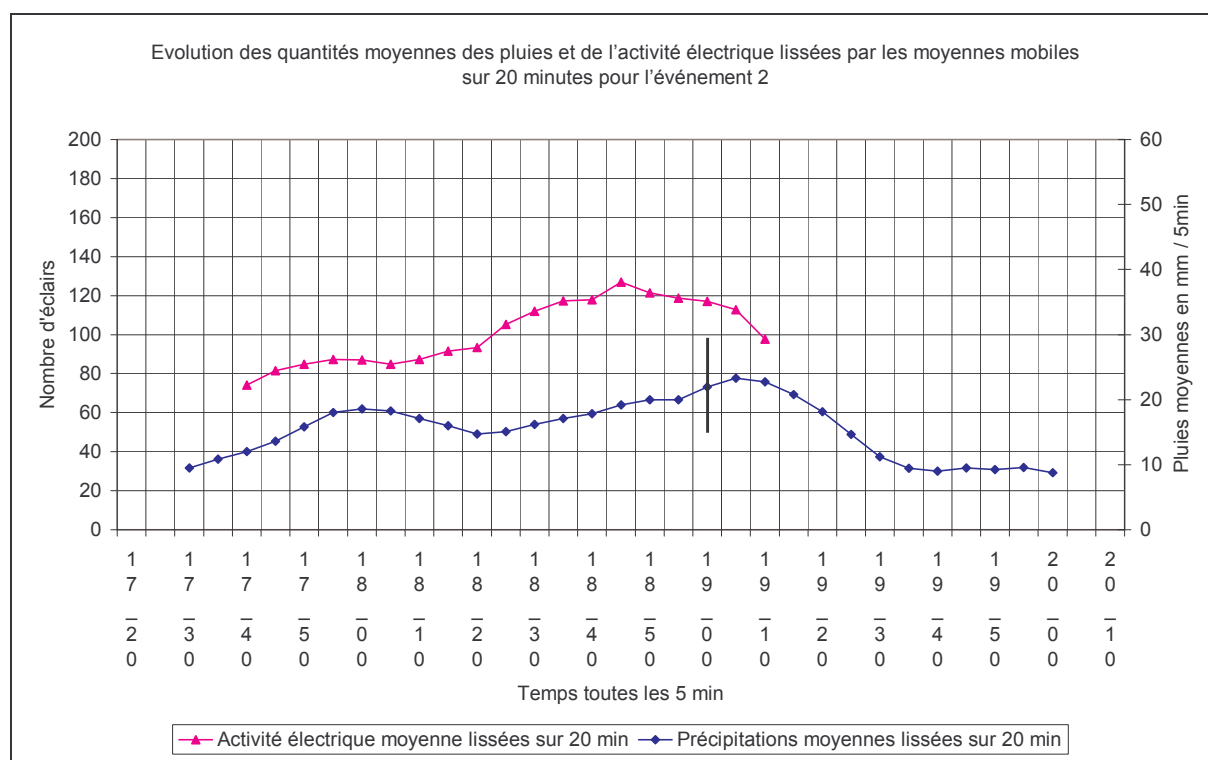


Fig. 116 : Evolution des quantités moyennes des pluies et de l'activité électrique lissées par les moyennes mobiles sur 20 minutes pour l'événement 2 (le trait noir indique la limite temporelle dans l'étude du total des précipitations).

Pour l'événement 2 (Fig. 116), on peut noter la présence de deux modes pour les précipitations (18 h 00 avec 18 mm et 19 h 05 avec 23 mm) alors que l'activité électrique présente un mode principal bien marqué (18 h 45 avec 127 éclairs) et un mode « secondaire » (17 h 55 avec 87 éclairs) à peine dessiné. Le délai d'anticipation des pluies par l'activité électrique est pour le premier mode des pluies de 5 minutes. Spatialement, ce mode correspond au passage de la trajectoire des pluies du domaine maritime au domaine terrestre. On peut se demander si ces pluies en relation avec une activité électrique relativement importante ne sont pas le résultat d'une accentuation des pluies par un effet orographique. Le

second mode des pluies ne sera pas étudié, nous sommes au-delà des limites d'étude que nous avons déterminé précédemment (cf. §. 3.2.5). Par rapport à la mesure des délais d'anticipation sans lissage, le lissage des quantités moyennes des précipitations de l'activité électrique donne des délais d'anticipation inférieurs.

On peut supposer que ces deux modes comme pour l'événement 1a sont le reflet de la présence d'au moins deux cellules (couples pluies et activité électrique).

L'anticipation des pluies par l'activité électrique pour l'événement 2 se fait avec des délais de 5 à 10 minutes entre les quantités moyennes des pluies et d'activité électrique (lissées et non lissées) et 25 minutes de décalage pour une variance maximale entre les quantités moyennes de pluie et d'activité électrique (avec plus de 50% de variance commune).

2.3. L'événement 1b (15 h 55 à 17 h 45)

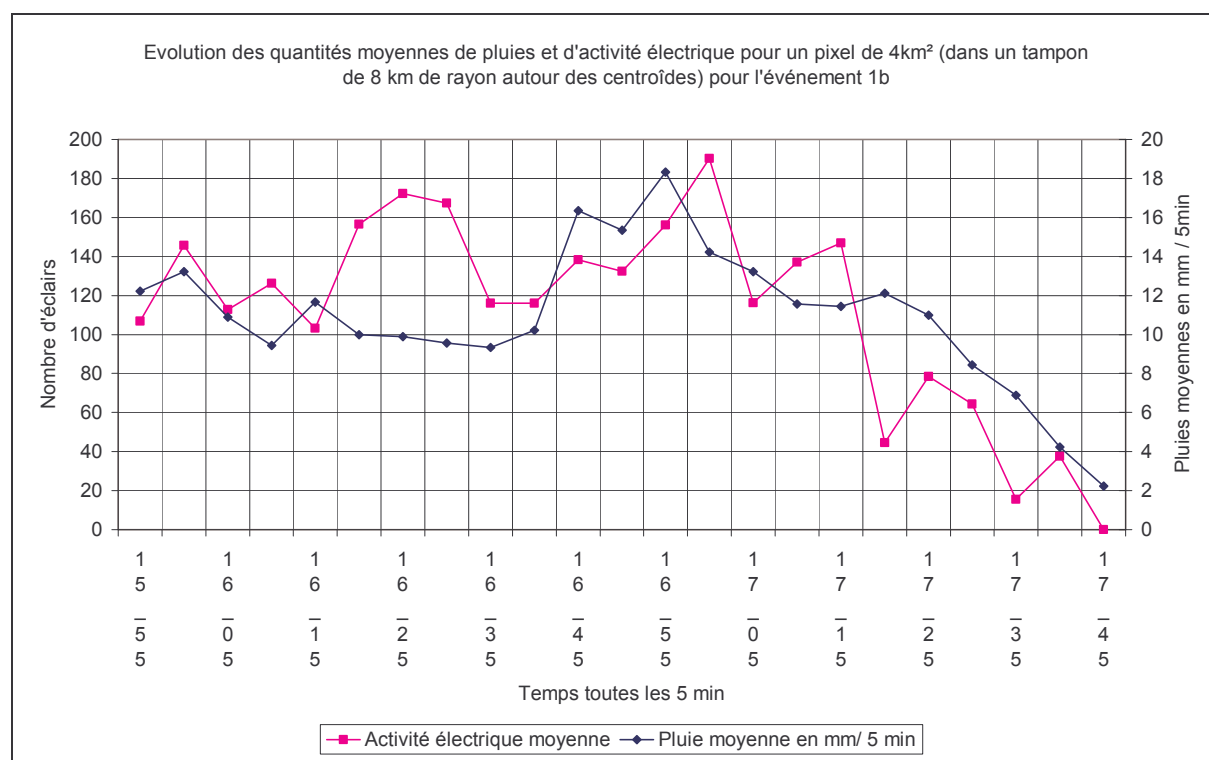


Fig. 117 : Evolution des quantités moyennes des pluies et d'activité électrique à l'intérieur des tampons de 8 km de rayon autour des centroïdes toutes les 5 minutes en heures UTC pour l'événement 1b.

Lors de l'événement 1b, nous pouvons observer (Fig. 117, Tableau 30) :

Evénement	Pluies		Activité électrique		Délai en minutes
	Heure du maximum	Quantité de pluie en mm	Heure du maximum	Nombre d'éclairs	
1b	16 h 15	11	16 h 00	147	15
	16 h 55	18	16 h 25	172	30
	17 h 20	12	17 h 00	190	20

Tableau 30 : Heures des maximums des moyennes des précipitations et de l'activité électrique et quantités des pluies d'activité électrique correspondantes pour l'événement 1b. Les maximums absolus sont indiqués en gras.

L'événement 1b est caractérisé par des délais d'anticipation des maximums des quantités moyennes des pluies (entre 11 mm et 18 mm) par les maximums des quantités moyennes de l'activité électrique (entre 147 et 190 éclairs) compris entre 15 et 30 minutes (Tableau 30). Le maximum des quantités moyennes de pluie (16 h 55) n'est pas associé au maximum de l'activité électrique (17 h 00).

Le maximum de pluie de 16 h 55 a été difficile à associer à un maximum d'activité électrique. Le noyau d'activité électrique de l'événement 1b est issu du noyau contenant le maximum d'activité électrique de 16 h 25. Il est encadré par deux noyaux de pluie (événement 1a et b) (Fig. 74). Pour le premier noyau (événement 1a), nous avons déterminé que les précipitations associées à ce maximum étaient sous-estimées. Pour le second noyau (événement 1b), le noyau d'activité électrique n'est individualisé qu'à 16 h 45, nous avons fait débiter les totaux d'activité électrique à 15 h 55 pour faire correspondre le début de la série de l'activité électrique à l'heure du début du noyau des précipitations associées. Dans ce cas, le maximum de pluie de 16 h 55 peut-être associé à l'activité électrique se produisant à 16 h 25. Le délai entre les maximums des quantités moyennes de pluie et d'activité électrique est de 30 minutes. Au delà de 17 h 00, l'activité électrique est encore forte, alors que les précipitations décroissent. Dans ce cas là, nous ne savons pas s'il y a eu des erreurs d'estimation ou dissipation de la cellule, la comparaison avec les données des stations n'a pas pu se faire, l'événement étant passé entre les mailles des stations.

Nous allons maintenant analyser les variances synchrones et asynchrones entre les quantités moyennes des pluies et de l'activité électrique. Il s'agit de quantifier leur part de variance commune et le délai nécessaire pour que la variance soit maximale.

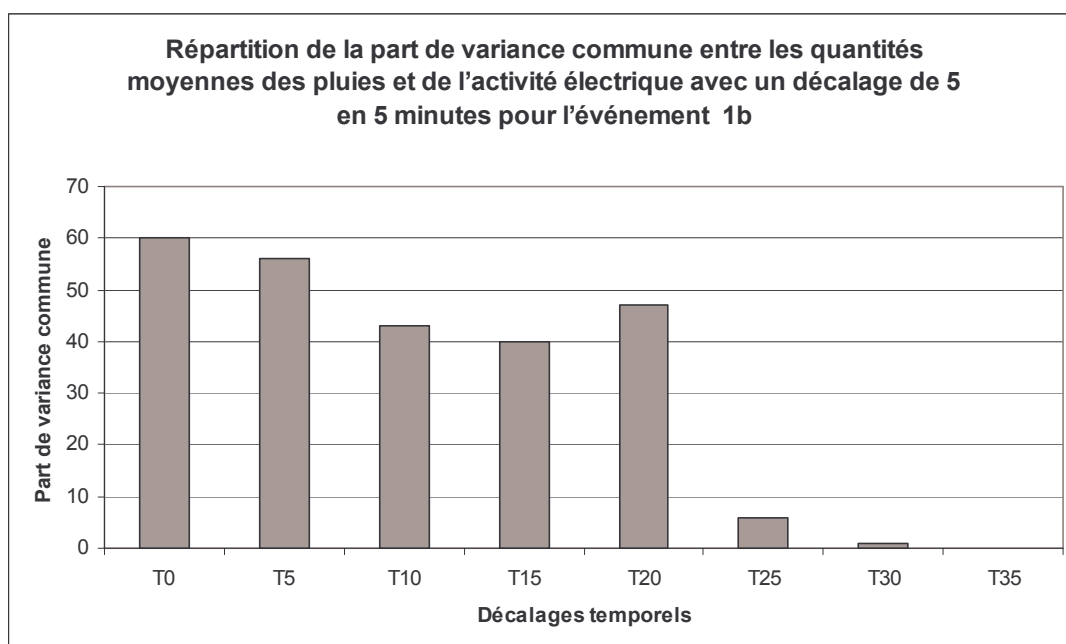


Fig. 118 : Répartition de la part de variance commune entre les quantités moyennes des pluies et de l'activité électrique avec un décalage de 5 en 5 minutes pour l'événement 1b

La répartition de la part de variance commune en fonction du décalage temporel entre les quantités moyennes des pluies et de l'activité électrique pour l'événement 1b n'est pas proche d'une répartition gaussienne. Avec une population de 23 individus, le seuil de significativité à 10 % est de 0.35 (soit 12% de variance), jusqu'à T-20 minutes, la relation entre le total des pluies et de l'activité électrique est significative et peut-être étudiée. Pour l'événement 1b, la part de variance maximale entre les pluies et l'activité électrique est de plus de 50 % sans décalage et avec un décalage de 5 minutes (Fig. 118).

Nous allons maintenant analyser les décalages temporels entre les maximums des quantités moyennes des pluies et de l'activité électrique après lissage par la méthode des moyennes mobiles. Ce lissage par les moyennes mobiles va nous permettre de gommer les fluctuations des séries qui rendent difficiles leurs interprétations.

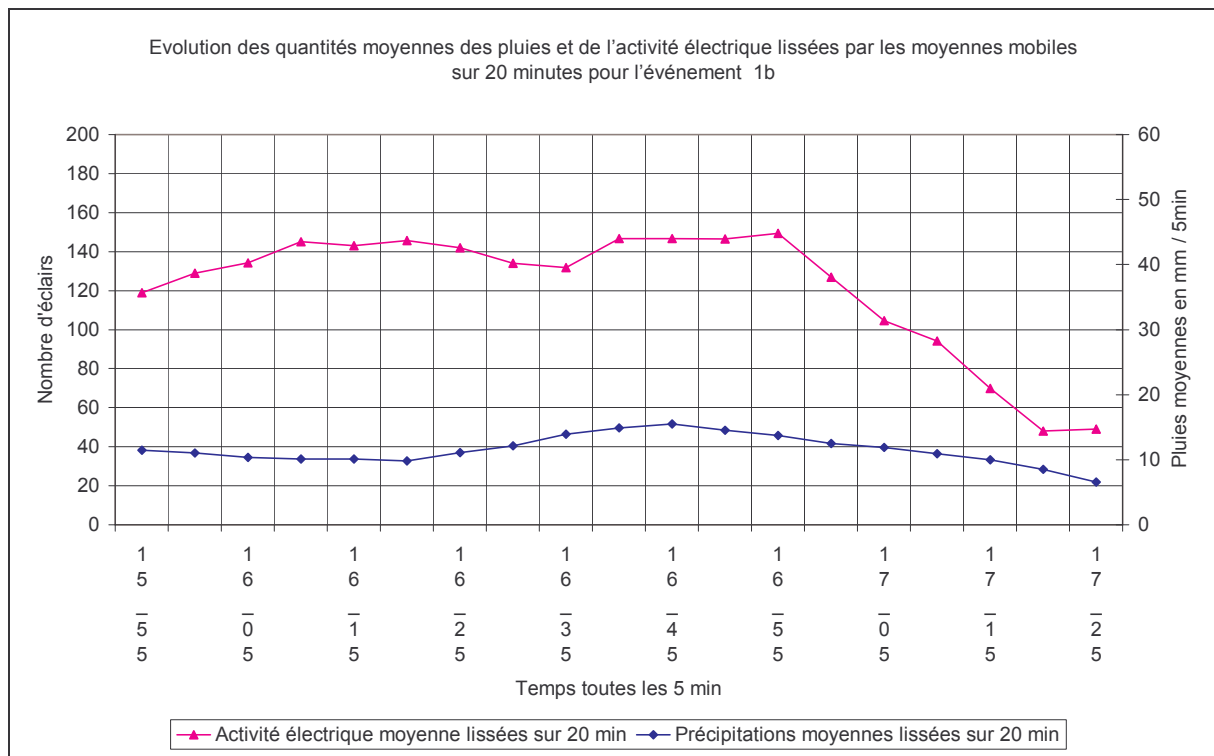


Fig. 119 : Evolution des quantités moyennes des pluies et de l'activité électrique lissées par les moyennes mobiles sur 20 minutes pour l'événement 1b.

Pour l'événement 1b (Fig. 119), on peut noter la présence d'un léger mode principal pour les quantités moyennes des précipitations (16 h 45) et de l'activité électrique (16 h 55). Le mode principal de l'activité électrique de 16 h 55 ne s'associe pas avec un maximum des précipitations. Le mode principal des pluies (16 h 45) peut être associé à un mode secondaire de l'activité électrique à 16 h 20. Soit un délai d'anticipation des pluies par l'activité électrique de 25 minutes. Par rapport à la mesure des délais d'anticipation sans lissage, le délai avec lissage est dans les mêmes limites d'anticipation (entre 15 et 30 minutes).

On peut supposer que ce mode est le reflet de la présence d'au moins une cellule (couple pluies et activité électrique) durant la durée détection de l'événement 1b.

L'anticipation des pluies par l'activité électrique pour l'événement 1b se fait avec des délais de 15 à 30 minutes entre les maximums des quantités moyennes des pluies et d'activité électrique (lissés et non lissés) et de 5 minutes pour une variance commune maximale (avec 50% de variance commune).

2.4. L'événement 3 (18 h 30 à 21 h 05)

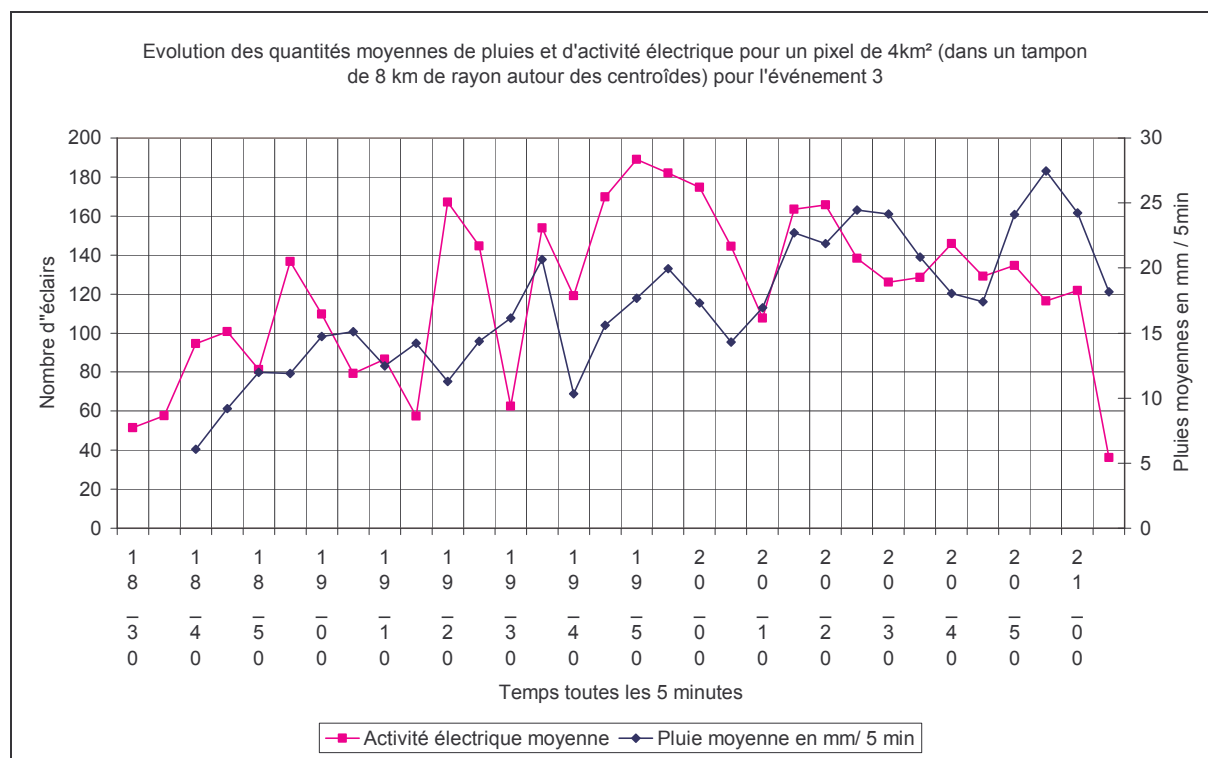


Fig. 120 : Evolution des quantités moyennes des pluies et d'activité électrique à l'intérieur des tampons de 8 km de rayon autour des centroïdes toutes les 5 minutes en heures UTC pour l'événement 3.

Lors de l'événement 3, nous observons (Fig. 120, Tableau 31):

Evénement	Pluies		Activité électrique		Délai en minutes
	Heure du maximum	Quantité de pluie en mm	Heure du maximum	Nombre d'éclairs	
3	19 h 05	15	18 h 55	136	10
	19 h 35	21	19 h 20	167	15
	19 h 55	20	19 h 50	189	5
	20 h 25	24	20 h 20	166	5
	20 h 55	27	20 h 40	146	15

Tableau 31 : Heures des maximums des moyennes des précipitations et de l'activité électrique et quantités des pluies d'activité électrique correspondantes pour l'événement 3. Les maximums absolus sont indiqués en gras.

Pour l'événement 3 (Tableau 31), le délai d'anticipation du maximum des quantités moyennes des pluies (entre 15 et 29 mm) par le maximum de l'activité électrique (entre 136 et 189 éclairs) est compris entre 5 et 15 minutes. Nous pouvons noter que le maximum des quantités moyennes des pluies (20 h 55) ne correspond pas avec le maximum de l'activité électrique (19 h 50).

Nous allons maintenant analyser les variances synchrones et asynchrones entre les totaux des pluies et de l'activité électrique (Fig. 121). Nous allons quantifier leur part de variance commune et le délai nécessaire pour que la variance soit maximale.

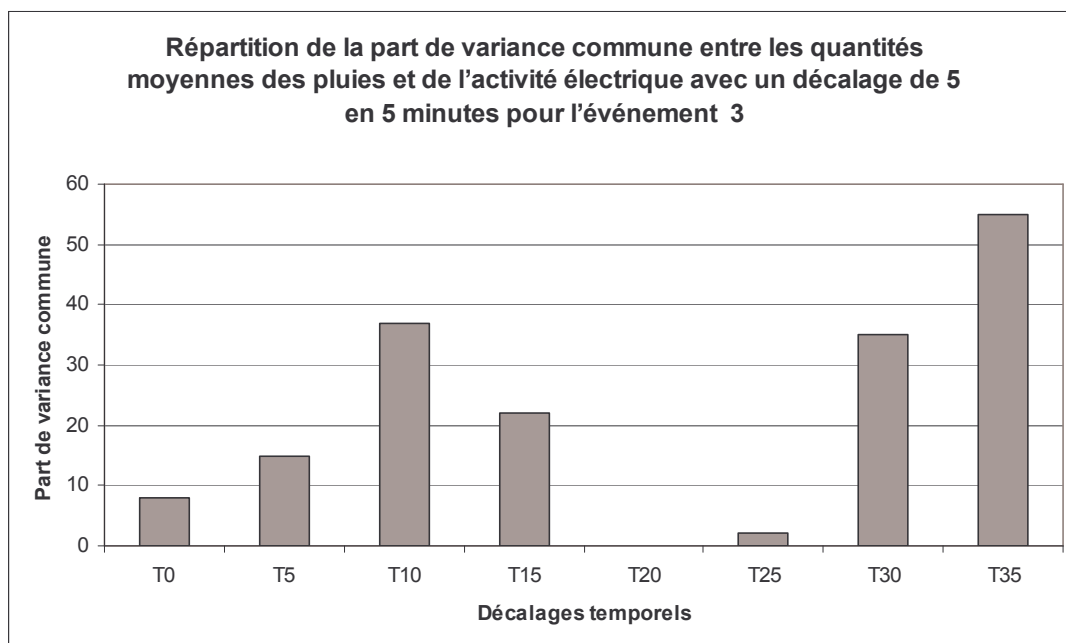


Fig. 121 : Répartition de la part de variance commune entre les quantités moyennes des pluies et d'activité électrique avec un décalage de 5 en 5 minutes pour l'événement 3

La répartition de la part de variance commune en fonction du décalage temporel entre les quantités moyennes des pluies et de l'activité électrique pour l'événement 3 n'est pas proche d'une répartition gaussienne. Avec une population de 30 individus, le seuil de significativité à 10 % est de 0.29 (soit 8% de variance), seul le décalage de 20 minutes n'est pas statistiquement significatif. Pour l'événement 3, la variance commune entre les quantités moyennes des pluies et les quantités moyennes de l'activité électrique est maximale avec 50% et 35 minutes d'anticipation (Fig. 121).

Nous allons maintenant analyser les décalages temporels entre les maximums des totaux des pluies et de l'activité électrique après lissage par la méthode des moyennes mobiles. Ce lissage par les moyennes mobiles va nous permettre de gommer les fluctuations des séries qui rendent difficiles leurs interprétations.

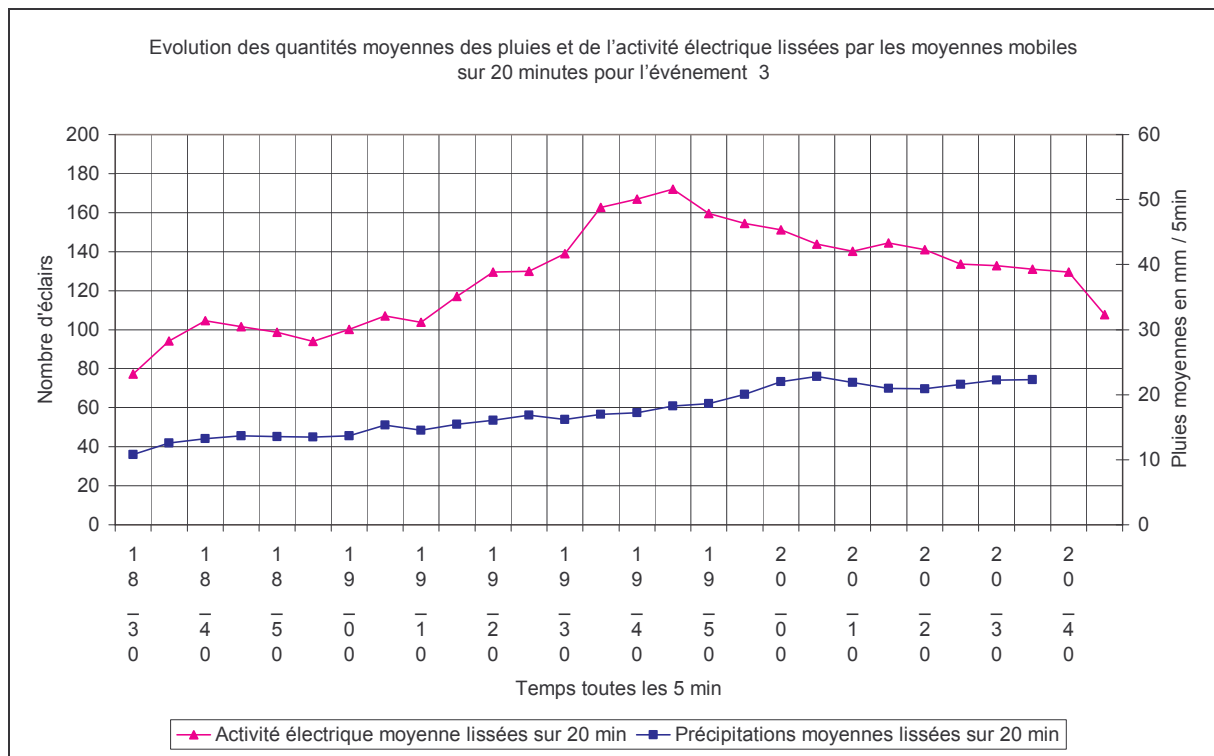


Fig. 122 : Evolution des quantités moyennes des pluies et de l'activité électrique lissées par les moyennes mobiles sur 20 minutes pour l'événement 3.

Pour l'événement 3 (Fig. 122), on peut noter la présence d'un seul mode à peine marqué pour les quantités moyennes des précipitations (20 h 05 avec 22 mm) et un mode bien dessiné pour les quantités moyennes d'activité électrique (19 h 45 avec 171 éclairs). Soit un délai d'anticipation des pluies par l'activité électrique de 20 minutes.

Par rapport à la mesure des délais d'anticipation sans lissage, les délais mesurés sont supérieurs. Le lissage va faire apparaître les couples de maximums principaux en faisant disparaître les couples secondaires.

On peut supposer que ce mode est le reflet de la présence d'au moins une cellule (couple pluies et activité électrique) durant la durée de détection de l'événement 3. Le passage d'une cellule à l'autre illustrant les phases de développement maturité et dissipation avec la succession de phase d'augmentation et de diminution des quantités de pluie et d'activité électrique.

L'anticipation des pluies par l'activité électrique pour l'événement 3 est comprise entre 5 et 20 minutes entre les maximums des quantités moyennes des pluies et d'activité électrique (lissés et non lissés) et de 35 minutes pour une variance maximale entre les quantités moyennes des pluies et d'activité électrique (la part de variance commune est comprise entre 30 et 50 %).

2.5. Synthèse

Dans notre étude, les délais d'anticipation entre le maximum des quantités moyennes des pluies et d'activité électrique sont compris entre 5 et 35 minutes pour l'ensemble des événements (Fig. 123). Ces délais sont conformes à ceux trouvés dans l'étude d'autres cas par différents auteurs (Mason, 1971, Ziegler et al., 1986, Norville et al., 1991). Nous avons établi à l'aide des corrélations synchrones et asynchrones, que la relation statistique entre les quantités moyennes de pluies et d'activité électrique est maximale (c'est-à-dire supérieure à 50% de variance commune) pour un délai de 20 minutes. En lissant les quantités moyennes des précipitations et d'activité électrique par la méthode des moyennes mobiles (sur 20 minutes), nous avons fait apparaître les couples des maximums principaux au sein des trajectoires (aux moins deux couples de noyaux pluie et activité électrique). Les délais d'anticipation qui sont issus de cette méthode correspondent à ceux trouvés sans lissage (entre 5 et 30 minutes). Nous trouvons dans l'étude de l'événement du 19 septembre 2000 des résultats qui sont en accord avec les différentes études qui ont été menées jusqu'à présent (C.P.S.M.A, 1986, Steinacker et al., 2000). La majorité des délais d'anticipation se faisant avec 15 minutes de délai (Fig. 123).

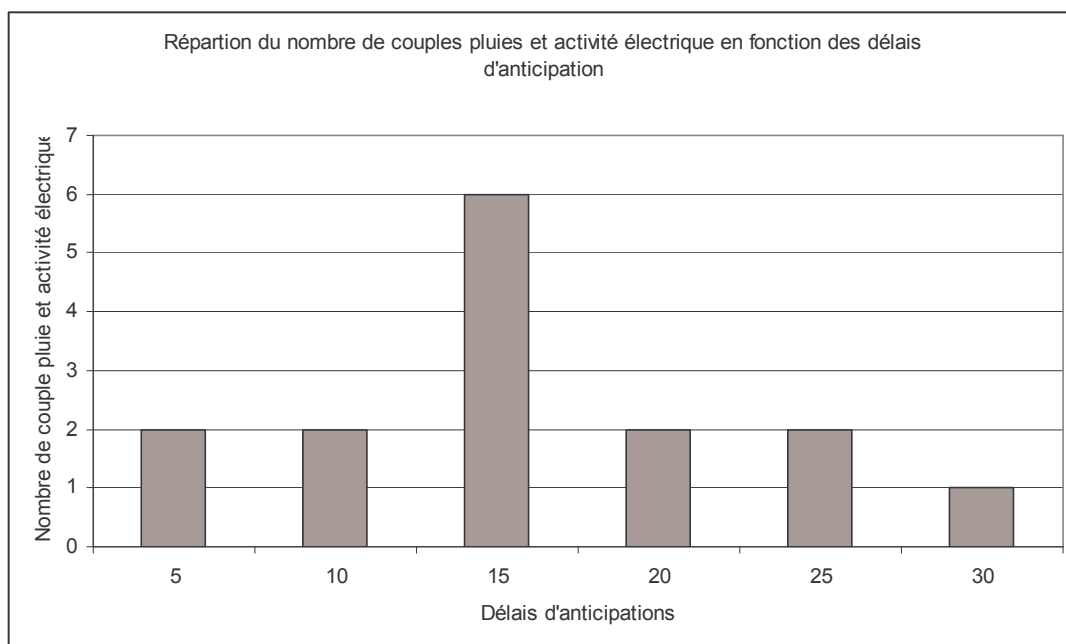


Fig. 123 : Répartition du nombre de couple pluies et activité électrique en fonction des délais d'anticipation

Si on résume l'ensemble des informations, en moyennant les quantités moyennes de pluies et d'activité électrique par le nombre de pixels contenus dans les tampons toutes les 5

minutes, pour les mêmes délais, on obtient des quantités moyennes de pluies de 25 mm/ 5 min (soit 300 mm/ h) (avec un taux de variation $\pm 50\%$) associées à une activité électrique moyenne de 150 éclairs (avec un taux de variation $\pm 15\%$). A l'échelle d'une cellule (8 km de rayon autour de son centroïde), lorsque le maximum du total de l'activité électrique atteint en moyenne 1330 éclairs (avec un taux de variation $\pm 18\%$) on peut anticiper de 15 minutes un maximum du total des précipitations de 250 mm / 5 min en moyenne (avec un taux de variation $\pm 50\%$).

6. Conclusion

L'objectif du travail présenté dans ce mémoire était de développer une méthode sur les capacités d'anticipation des fortes pluies par l'activité électrique. Ce travail a été réalisé à partir des données collectées au cours de l'événement du 19 septembre 2000 qui a touché la région P.A.C.A., le département des Bouches-du-Rhône et plus particulièrement la ville de Marseille.

Nous avons abordé les relations entre les pluies (images du radar de Nîmes-Garons, les données des stations de Météo-France et d'après publication celles de la Communauté Urbaine Marseille Provence Métropole) et l'activité électrique (images issues du système SAFIR représentant l'activité électrique totale) en utilisant un outil particulier : le Système d'Information Géographique (S.I.G.) utilisé sur des données en mode raster et en mode vectoriel. L'activité électrique totale se décompose en deux composantes : l'activité électrique intra-nuage et l'activité électrique nuage-sol. L'activité électrique nuage-sol étant extrêmement faible (autour de 10%), nous avons choisi de ne pas la dissocier de l'activité électrique intra-nuage et de travailler avec l'activité électrique totale.

Afin de déterminer une anticipation des fortes pluies par l'activité électrique, une méthodologie basée sur une série de traitement d'images et de requêtes (spatiales et temporelles) a été appliquée à l'ensemble des images pour la construction et les règles associant les trajectoires des pluies et d'activité électrique.

La situation orageuse du 19 septembre 2000 a été décomposée en quatre événements (auxquels sont associés à chaque fois un couple de trajectoire) notés événement 1a, 1b, 2 et 3. Chaque événement est caractérisé par une évolution spatiale et temporelle qui lui est propre.

Tous les événements n'ont pas pu être étudiés dans les mêmes conditions. L'événement 1a est le plus important. Il se caractérise par un maximum important de précipitations au sol (180 mm/ h pendant 6 minutes pour la station de Vauban de la Communauté Urbaine Marseille Provence Métropole). Lors de cet événement, nous avons la coexistence d'un noyau d'activité électrique et de deux noyaux de précipitations. L'événement 1b est caractérisé par la séparation du noyau d'activité électrique de l'événement 1a en deux sous-ensembles : le premier correspond à la fin de l'événement 1a, le second se développe avec un autre noyau de précipitations qui vont former l'événement 1b. Lors de l'événement 2, nous sommes en présence de la quasi reprise de la trajectoire du premier épisode. Cet événement n'a pas pu être étudié en détail du fait de la très forte sous estimation des pluies au dessus des stations de Météo-France (Marseille-Prado) et de la

Communauté Urbaine Marseille Provence Métropole (130 mm / h pendant 6 minutes pour la station de Vauban de la Communauté Urbaine Marseille Provence Métropole et 84 mm / h pendant 5 minutes pour le radar). L'événement 3 quant à lui ne présente pas de caractéristiques particulières et correspond à de faibles précipitations (maximum de 100 mm/h pendant 6 minutes pour la station Météo-France d'Arles) lors de son déroulement (un seul couple de trajectoire de pluie et d'activité électrique).

Deux approches ont été menées pour définir et déterminer les délais d'anticipations des précipitations par l'activité électrique :

- La première approche repose sur l'étude des trajectoires des maximums absolus des images radar et SAFIR. L'analyse des trajectoires des maximums absolus n'est pas suffisante pour permettre une comparaison et une détermination des délais d'anticipations des précipitations par l'activité électrique à cause de la grande dispersion spatiale des maximums d'activité électrique.
- La seconde approche repose sur le calcul et la localisation des centroïdes (centre de gravité pondéré) des noyaux des cellules de pluies et d'activité électrique SAFIR. Une fois les trajectoires des noyaux des cellules de précipitations et d'activité électrique (repérées par les positions des centroïdes) construites et modélisées, nous avons utilisé des requêtes spatiales et temporelles pour les associer en couples. Nous avons alors cherché à comprendre l'évolution des événements au cours de la journée du 19 septembre 2000.

Grâce au croisement des précipitations mesurées aux stations météorologiques et des quantités de pluie estimées d'après les données radar dans les trajectoires les plus proches de ces stations, nous avons pu vérifier si l'estimation des pluies par le radar correspondait aux mesures au sol. La comparaison des pluies estimées par le radar et les stations au sol nous a permis de mesurer des différences spatiales (moins d'une dizaine de kilomètres) et temporelles (en moyenne 20 minutes de décalage) entre les maximums mesurés par les stations et les maximums des pluies estimées par le radar. Pour deux des événements (1a et 2), il y a une diminution rapide des quantités de pluies après un maximum important alors que les stations mesurent encore de fortes pluies (16 h 20 et 19 h 10). Nous avons cherché à expliquer la brusque diminution des quantités de précipitations estimées par le radar en prenant en compte différents éléments (effet orographique, cycle de vie des cellules (Rivrain, 1997) et échos de sol (Berne, 2002)), aucun d'eux n'a donné de réponses satisfaisantes. Nous avons alors décidé de limiter les périodes d'études des quantités de pluies de l'événement 1a à la première partie de l'épisode, jusqu'à 16 h 20 au lieu de 17 h 25 et pour l'événement 2 jusqu'à 19 h 10 au lieu de 20 h 10.

A partir de ces constats, nous avons procédé à une modélisation spatiale des trajectoires et analysé la prise en compte de l'influence du relief (effet orographique) sur les quantités de pluie et d'activité électrique.

La modélisation (régression linéaire simple) des trajectoires associées va permettre de bénéficier d'une meilleure lecture des trajectoires. Il va être plus aisé de suivre l'évolution spatiale des centroïdes des noyaux des cellules de pluies et d'activité électrique. Nous avons aussi grâce à la modélisation pu vérifier que les conditions d'association des couples de trajectoires que nous avons mis en place étaient pertinentes.

Le relief joue un rôle dans l'évolution des quantités de pluies estimées par le radar et a une influence variable selon les trajectoires (selon qu'il atteigne une certaine altitude et qu'il soit suffisamment étendu en surface). Lors de deux événements (1a et 2), l'influence du relief sur les quantités de pluies est statistiquement significative, elle se fait sentir à environ 10 km en amont du relief, ce qui correspond à un décalage temporel de 10 minutes. Dans les autres cas, le relief n'est pas suffisamment marqué pour avoir un effet sur les quantités de pluies.

L'influence du relief sur l'activité électrique est plus sujette à caution, elle n'est pas systématique. La faible relation entre le relief et l'activité électrique est due à la localisation de l'activité électrique au sein du nuage (entre 2 et 10 km), bien au-dessus de l'aire d'influence du relief.

Différentes méthodes ont permis de déterminer des délais d'anticipation des fortes pluies par l'activité électrique à l'échelle d'une cellule. La prévision de l'orientation d'une trajectoire de pluie (estimée d'après les données radar) modélisée est possible en moyenne avec une anticipation de 30 minutes à partir de la trajectoire de l'activité électrique modélisée qui lui est associée.

L'anticipation des quantités moyennes des pluies (estimées par le radar) par les quantités moyennes d'activité électrique (à l'intérieur des tampons de 8 km autour des centroïdes) se fait en moyenne avec un délai de 15 minutes pour une distance d'environ 20 km entre les cellules de pluie et d'activité électrique. Les corrélations synchrones et asynchrones pour chaque événement (4 couples de trajectoires) ont permis de définir une relation statistiquement significative entre les quantités moyennes des précipitations et de l'activité électrique (c'est-à-dire supérieure à 50% de variance commune) pour un délai de 20 minutes. Ces mêmes intensités moyennes lissées à l'aide de moyennes mobiles (lissage sur 20 minutes) permettent de gagner en lisibilité et de visualiser les phases successives des différentes cellules qui constituent les trajectoires. Les délais d'anticipation issus de cette technique sont équivalents à ceux obtenus sans lissage c'est-à-dire 20 minutes en moyenne.

Ces résultats bien que significatifs sont limités par le très faible échantillonnage disponible (4 couples).

Pour ces délais à l'échelle d'une cellule, la moyenne des pluies (pour les 15 couples de maximums de pluie et d'activité électrique) est de 250 mm associée à une activité électrique moyenne de 1330 éclairs. Mais la variabilité des maximums d'activité électrique associée aux maximums des précipitations est faible (avec un taux de variation de $\pm 18\%$) alors que le maximum des précipitations connaît une forte fluctuation (un taux de variation de $\pm 50\%$).

En ce qui concerne les perspectives futures prolongeant ce travail, la méthodologie élaborée et appliquée à un nombre significatifs de cas devrait permettre d'estimer de manière significative les délais d'anticipation des fortes pluies par l'activité électrique.

Ce travail a porté sur ce que Rivrain (1997) a défini comme une échelle régionale alors que les événements étudiés sont caractérisés par ce qu'il définit comme une échelle locale (de faibles surfaces). Un changement en deux points portant sur une échelle plus fine pourrait intégrer la spécificité de ces événements. Dans un premier point, face à l'incertitude de la localisation réelle des pixels de pluie nous avons choisi la méthode d'agrégation des pixels. Devant la taille réduite des cellules de pluies et d'activité électrique et étant donné qu'une trop grande diminution de résolution lisse l'image, il semble qu'une résolution passant de 4 km² (dans notre étude) à 1 km² dans la résolution de base des images permettrait de bénéficier de davantage d'informations sur les cellules de pluies en vue d'une meilleure anticipation des fortes pluies par l'activité électrique à une échelle plus fine. Dans un second point, la taille théorique de la cellule de base (son noyau correspondant à d'un tampon de 8 km de rayon autour du centroïde) pourrait être réduite. La taille future de ces noyaux de cellules étant à définir en fonction d'une étude des événements à une échelle locale.

Il est reconnu que l'activité électrique intra-nuage se développe au début du cycle de vie d'une cellule et l'activité nuage-sol en fin de cycle (Zipser, 1982). L'analyse du rapport entre le nombre total d'éclairs intra-nuage et nuage-sol lors d'autres événements orageux pourrait permettre de définir les périodes dans les cycles de vie des cellules (phases de développement et maturités) durant lesquelles l'anticipation des pluies par l'activité électrique seraient les plus importantes. A condition que la quantité d'éclairs nuage-sol générées au cours des épisodes étudiés soit suffisante pour permettre une telle étude.

L'anticipation des fortes pluies est un sujet particulièrement important pour des espaces urbanisés (comme ici à Marseille). Ces derniers ont besoin d'informations relativement fiables pour bénéficier d'un délai d'anticipation supplémentaire pour pouvoir

gérer ces situations de crises. Une autre piste dans l'analyse des relations entre les fortes pluies et l'activité électrique peut-être l'intégration dans le S.I.G. de couches supplémentaires. L'occupation du sol (images satellites, P.L.U., ...) pourrait permettre de définir les zones (humides ou sèches) susceptibles de modifier les conditions atmosphériques locales à très basse altitude. Le découpage de l'espace géographique en fonction d'unité spatial élémentaire (bassin versant de petites tailles) pourrait permettre en prenant en compte les mesures hydrologiques (débits, durées d'écoulements de l'eau, temps de réponse, ...) de bénéficier d'une information supplémentaire dans l'anticipation des fortes pluies par l'activité électrique. A condition bien sûr de connaître les délais entre les chutes de pluie et la mesure du débit à la sortie du bassin-versant.

Ces changements dans l'analyse des relations entre les précipitations et l'activité électrique devraient permettre de mieux cerner la réalité des situations (de faible étendue spatiale) à l'échelle de la zone méditerranéenne.

Bibliographie

Alpert, P., H. Shafir, 1989 : Meso-gamma-scale distribution of orographic precipitation : Numerical study and comparison with precipitation derived from radar measurements. *J. Appl. Meteor.*, 28, 1105-1117.

Altaratz, O., Z. Levin, Y. Yair, Z. Baruch, 2003 : Lightning Activity over Land and Sea on the Eastern Coast of the Mediterranean., *Monthly Weather Review*: Vol. 131, No. 9, pp. 2060–2070.

Anagnostou, E. N., W. F. Krajewski, 1998 : Calibration of WSR-88D precipitation processing subsystem, *Weather Forecasting*, 13, 396-406.

Anagnostou, E. N., W. F. Krajewski, 1999 : Real time radar rainfall estimation Part I : Algorithm formulation, *J. Atmospheric and Oceanic Technolo.*, 16, 189-197.

Anagnostou, E. N., W. F. Krajewski, 1999 : Real time radar rainfall estimation Part II : Case study, *J. Atmospheric and Oceanic Technolo.*, 16, 198-205.

Andrieu, H., 1986 : Interprétation de Mesures du Radar Rodin de Trappes pour la Connaissance en Temps Réel des Précipitations en Seine-Saint-Denis et Val-de-Marne, Thèse de Docteur - Ingénieur, Ecole National des Ponts et Chaussées, Paris

Atehley, A. A., 1983 : Case study of August 7 thunderstorm over Langmuir Laboratory, *Proceding in Atmosphere Electricity*, L. H. Ruhnke et J. Latham, Eds., A. Deepak, 301-303p

Balachandran, N. K., 1983 : Acoustic and electric signals from lightning, *J. Geophys. Res.*, 88, 3879-3884.

Banta, R. M., 1990 : The role of mountain flows in making clouds. In *Atmospheric Processes over Complex Terrain*, W. Blumen (Ed.), Meteor. Monogr., 45, Amer. Meteor. Soc., 229-283.

Barnes. S. L., C. W. Newton, 1985 : Thunderstorms in the synoptic setting, in *Thunderstorm Morphology and Dynamics*, E. Kessler, ed., 2nd edition, Univ. of Oklahoma Press, Norman, pp. 75-112.

Barrera, R., A. Buchmann, 1981 : Schema definition and query language for a geographical data base system, *IEEE Transactions on Computer Architecture : Pattern Analysis and image Database Management*, vol 11, 250-256.

Barret, I., V. Jacq, J.-C. Rivrain, 1994 : Une situation à l'origine de pluies diluviennes en région méditerranéennes, l'épisode orageux du 22 et 23 septembre 1993 sur le Sud-Est de la France, *La Météorologie*, huitième série, 7, 38-60.

Battan, L. J., 1965 : Some factors governing precipitation and lightning from convective clouds, *J. Atmos. Sci.*, 22, 79-84.

Battan, J. L., 1973 : Radar Observation of the Atmosphere, Univ. Of Chicago Press, Chicago Press, Chicago, 324 p

Béguin, M., D. Pumain, 2003 : *La représentation des données géographiques, Statistique et cartographie*, Armand Colin, Paris, 191 p.

Bergeron, T., 1968 : Studies of the orogenic effect on the areal fine structure of rainfall distribution. Met. Inst. Uppsala Univ., Rep. N°6.

Berne, A., 2002 : *Précipitations méditerranéennes intenses en milieu urbain : interprétation physique et analyse statistique de mesure à fines échelles spatio-temporelles, impact de la variabilité spatiale sur la réponse de bassins versants*, Thèse, Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement, Grenoble I - Joseph Fourier, 215 p.

Blanchet, G., M. Charbit, 2001 : *Signaux et images sous Matlab: Méthodes, applications et exercices corrigés*, Hermes Science, 689 p.

Bluestein, H. B., et M. H. Jain, 1985 : Formation of mesoscale lines of precipitation : Severe squall lines in Oklahoma during the spring, *J. Atmos. Sci.*, 42, 1711-1732

Boccippio, D. J., W. J. Koshak, H. J. Christian, S. J Goodman, 1999 : Land-ocean differences in LIS and OTD tropical lightning observations, *paper presented at the 11th International Conference on Atmospheric Electricity*, NASA, Gunterville, Alabama, USA.

Boccippio, D. J., S. J. Goodman, S. Heckman, 2000 : Regional Differences in Tropical Lightning Distributions, *Journal of Applied Meteorology*, 39, 2231–2248.

Boccippio, D. J., W. Koshak, , R. Blakeslee , K. Driscoll, D. Mach, D. Buechler, W. Boeck, H. J. Christian, S. J. Goodman, 2000 : The Optical Transient Detector (OTD): Instrument Characteristics and Cross-Sensor Validation, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17, 441–458.

Boccippio, D. J., Koshak, J. William, R. J. Blakeslee, 2002 : Performance Assessment of the Optical Transient Detector and Lightning Imaging Sensor. Part I: Predicted Diurnal Variability, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19, 1318–1332.

Bohannon, J. L., A. A. Few, A. J. Dessler, 1977 : Detection of infrasonic pulses from thunder, *Geophys. Res. Lett.* 4, 49-52

Braham, R. R. Jr., M. Dragnis, 1960 : Roots of orographic cumuli. *J Meteor.*, 16, 214-226.

Bremaud, P., 1991 : Suivi et prévision automatiques du déplacement des nuages précipitants par radar météorologique, Thèse, UFR de recherche scientifique et technique, Clermont-Ferrand II, 202 p.

Browning, K. A., F. F. Hill, C. W. Pardoe, 1974 : Structure and mechanism of precipitation and the effect of orography in the winter time warm sector. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 100, 309-330.

Browning, K. A., 1977 : The structure and mechanisms of hailstorms. *Hail : A review of Hail Science and Hail Suppression*, *Meteor. Monogr.*, N°16, Amer. Meteor. Soc., 1-43

Browning, K. A., 1980 : Structure mechanism and prediction of orographically enhanced rain in Britain. *Orographic Effects in Planetary Flows*, GARP Publication Series, 23, WMO, Geneva.

Browning, K. A., 1981 : Maximizing the Usefulness of Rainfall Data From Radars, Nowcasting Symposium at 3rd assembly of IAMAP, Hamburg, August 1981, 47-64

Browning, K. A., F. F. Hill, 1984 : Structure and évolution of mesoscale convective system near the British Isles, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 110, 897-913

Buechler, D. E., P. D. Wright, S. J. Goodman, 1990 : Lightning / rainfall relationships during COHMEX, *paper presented at 16th Conference on Severe Local Storm*, Am. Meteorol. Soc., Kanaskis Park, AB, Canada.

Bunker, A. F., 1972 : Wintertime Interactions of the Atmosphere with the Mediterranean Sea. *Journal of Physical Oceanography*: Vol. 2, No. 3, pp. 225–238.

Burgess, D.W., and L.R. Lemon, 1990 : Severe thunderstorm detection by radar. *Radar in Meteorology*, D. Atlas, Ed., Amer. Meteor. Soc., 619--647.

Buzzi, A., P. P. Alberoni, 1992 : Analysis and numerical modelling of a frontal passage associated with thunderstorm development over the Po Valley and the Adriatic Sea. *Meteor. Atmos. Phys.*, 48, 205-224.

Byers, H. R., R. R. Braham, 1949 : The thunderstorm, Report of The Thunderstorm Project, U. S. Government Printing Office, Washington, D. C., 287 pp.

Canny, J., Nov 1986 : *A Computational Approach to Edge Detection*, IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence, Vol 8, No. 6.

Carey, L. D., McCormick, T. L. , M. J. Murphy, and N., W. Demetriades, 2002 : Three dimensional radar and total lightning structure of Mesoscale Convective Systems, *Eos Trans. AGU*, 83(47), Fall Meet. Suppl., 4 p.

Carey, L. D., S. A. Rutledge, 1996 : A multiparameter radar case study of the microphysical and kinematic evolution of a lightning producing storm, *Meteo. Atmo. Phys.*, 59, 33-64

Carte, A. E., R. E. Kidder, 1977 : Lightning in relation to precipitation, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 39, 139-148

Certus, dossier n°124, 2001 : La 3ème dimension géographique, utilisation des modèles numériques de terrain illustré par la BD Alti de l'IGN, Ministère de l'Équipement, des Transports et du Logement, Centre d'étude sur les réseaux, les transports, l'urbanisme et les constructions publiques, 98 p.

Chalon, J-P., M. Gillet, 1996 : Les nuages, in *Pour la science : l'atmosphère*, Edition française de Scientific American, France, pages 40 - 47.

Chalon, J. - P., 2002 : Combien pèse un nuage ? ou pourquoi les nuages ne tombent pas, *Bulles de Sciences*, EDP Sciences, 187 p.

Chiao, S., Lin Y. -L., Wang, T. - A., M. L. Kaplan, R. P. Weglarz, 2001 : Some Common Ingredients for Heavy Orographic Rainfall, *Weather and Forecasting*: Vol. 16, No. 6, pp. 633–660.

Christan, H., R. J. Blakesler, D. J. Boccipio, W. I. Boeck, D. E. Buechler, K. T. Koshak, D. M. Mach, M. F. Stewart, 1999 : Global frequency and distribution of lightning as observed by the Optical Transient Detector (OTD), *paper presented at 11th International Conference on Atmospheric Electricity*, NASA, Gunterville, Alabama, USA.

Chu, C. M., Y -L. Lin, 2000 : Effects of orography on the generation and propagation of mesoscale convective systems in a two-dimensional conditionally unstable flow. *J. Atmos. Sci.*, 57, 3817-3837.

Ciach, G. J., W. F. Krajewski, 1999 : On the estimation of radar rainfall error variance, *Adv. Water Res.*, 22(6), 585-595.

Clift, G. A., 1985 : *Use of Radar in Meteorology*, World Meteorological Organisation, Technical Note N° 181, 90 pages

Colin, J.-M., 2002 : *Le radar théorie et pratique*, Ellipse, 151p.

Collier, C. G., 1975 : A representation of the effects of topography on surface rainfall with moving baroclinic disturbances. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 101, 407-422.

Collier, C. G., 1977 : Radar Measurement of Precipitation, Papers, WMO Techn. Conf. on Instr. and Methods of Observation, 202 – 207, WMO, Geneva

Commission on Physical Sciences, Mathematics, and Application (CPSMA), 1986 : *The Earth's electrical environment*, 1986, National Academic Press. Washington DC, 263p.

Daly, C., R. P. Neilson, D. L. Phillips, 1994 : A statistical-topographic model for mapping climatological precipitation over mountainous terrain. *J. Appl. Meteor.*, 33, 140-158.

David, P., J. P. Musiedlak, P. Blissonier, 1986 : Utilisation du Radar Rodin en Pluviométrie. Résultats des Mesures de 1982, Note technique numéro 12, Météorologie National, Août 1986, 69 pages.

Denègre, J., F. Salgé, 1996 : *Les systèmes d'information géographique*, Que sais-je ? Ed. PUF, 128 p.

Denoeux, T., 1988 : Analyse des Systèmes de Mesure Ponctuelle de la Pluie et de leur Intérêt and Hydrologie Urbaine, *Rapport CERGRENE-SLE*, Novembre 1988, 36 pages plus annexes.

Denoeux, T., 1989 : *Fiabilité de la prévision de pluie par radar en hydrologie urbaine*, Thèse de Docteur en Sciences et Techniques de l'Environnement, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, Paris, 110 pages.

Deshons, P., G. Delrieu, 2002 : Urban flood management in Marseille (France) : The case study of 19 septembre 1999 : Advances in flood forecasting, flood warning and emergency management, Barcelona

Devogele, T., 2002 : In *Langages pour les SIG: Conception, développement et IHM (Traité IGAT, série Géomatique)*, sous la direction de Michel Mainguenaud, Ed. Hermes Lavoisier, Paris, 267p

Dimensions et RHEA, mars 1995 : *Apport du Système SAFIR à la prévision immédiate des précipitations orageuses*, Etude réalisée avec le concours de l'Agence de l'eau Seine-normandie, Ville de Marseille, Le Département et de Conseil Général de Seine St Denis, 37 pages.

Dougédroit, A., 2004 : A propos de l'averse du 19 septembre 2000 à Marseille, Méditerranée n°12, 165-170

Doviak, R. J., D. Z. Znr, 1993 : Doppler radar and weather observations, Academic Press, 562 p

Dye, J., W. Winn, J. Jones, D. Breed, 1989 : The electrification of New Mexico thunderstorm. 1. Relationship between precipitation development and the onset of electrification, *J. Geophys. Res.*, 94 (D6), 8643-8656

Eastman, J. R. 1999 : Guide to GIS and Image Processing Vol. 1 & 2, *Clark Labs*, Clark University 950 Main Street, Worcester, MA, 01610-1477, USA

Engholm, C. D., E. R. Williams, R. M. Dole, 1990 : Meteorological and Electrical Conditions Associated with Positive Cloud-to-Ground Lightning, *Monthly Weather Review*: Vol. 118, No. 2, pp. 470–487.

Fabry, F., 1994 : Observations and uses of high resolution radar data from precipitation, These, Faculty of Graduate Studies and Research of McGill University, Montréal, Québec, Canada, 165 p.

Few, A. A., 1985 : The production of lightning – associated infrasonic sources in thunderclouds, *J. Geophys. Res.*, 90, 6175-6180

Gary, C., 1995 : Orages et foudre en mer ; quelques précisions sur la théorie et la probabilité de foudroiement, *Met. Mar.*, 176, 25-28.

Gary, C., 1994 : *La foudre*, Masson, Paris, 208 pages.

Gary, C., 1995 : *La foudre, des mythologies antiques à la recherche moderne*, Masson, Paris, 192 pages.

Goodman, S. J., D. E. Buechler, P. D. Wright, D. Rust, 1988 : Lightning and precipitation history of a microburst-producing storm, *Geophys. Res. Lett.*, 15, 1185-1188

Chadule, 1987 : *Initiation aux pratiques statistiques en géographie*, deuxième édition, Masson, Paris, 187 pages.

Guillon, R., 1998 : *Prévision à courte échéance du champ pluviométrique du 04 septembre 1998 dans la région nîmoise*, Mémoire de Maîtrise, Université de Provence, UFR de Géographie, Aix en Provence, 61 pages.

Guillon, R., 1999 : *Relation a courte échéance entre l'activité électrique des nuages et les pluies le 8 août 1999 dans la région nîmoise*, Mémoire de DEA, Université de Provence, UFR de Géographie, Aix en Provence, 89 pages.

Hayenga, C. O., J. W. Warwick, 1981 : Two – dimensional interferometric positions of VHF lightning sources, *J. Geophys. Res.*, 86, 7451-7462

Helloco, F. M., Le Boulch, J.- L. Tourte, 1989 : Météorage, le réseau national de surveillance des orages, *Revue générale de l'électricité*, 3, 33-38.

Homes, C. R., E. W. Szymansky, S. J. Szymansky, et C. B. Moore, 1980 : Radar and acoustic study of lightning, *J. Geophys. Res.* 85, 7517-7532

Houze, R. A. Jr, S. A. Rutledge, M. I. Biggerstaff, B. F. Smull, 1989 : Interpretation of Doppler weather radar display of mid-latitude mesoscale convective systems, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 70, 608-619

Houze, R. A., B. F. Smull, P. Modge, 1990 : Mesoscale organisation of springtime rainstorms in Oklahoma, *Mon. Wea. Rev.*, 112, 613-654

Hutchinson, M. F., 1998 : Interpolation of rainfall data with thin plate smoothing splines: II. Analysis of topographic dependence. *J. Geogr. Inf. Decis. Anal.*, 2, 168-185.

Jacobson, E. A., E. P. Krider, 1976 : Electrostatic field changes produced by Florida lightning, *J. Atmos. Sci.*, 33, 103-117

Jacq, V., 1996 : Inventaire des situations à précipitations diluviennes en Languedoc-Roussillon / P.A.C.A. / Corse. Période 1958-1994, Phénomènes remarquables, 3, Météo-France, 193 pages.

Joss, J., J. C. Thams, A. Waldvogel, 1968 : The accuracy of daily rainfall measurements by radar, *paper presented at 13th Radar Meteorology Conference, Am. Meteorol. Soc.*, Montreal, Que., Canada.

Joss, J., A. Waldvogel, 1987 : Precipitation Measurement and Hydrology. A Review, Contribution to the Battan Memorial and 40th Anniversary Conference on Radar Meteorology, 41 pages

Joss, J., R. Lee, 1995 : The application of radar-gauge comparisons to operational precipitation profile corrections. *J. Appl. Meteor.*, 34, 2612-2630

Kessler, E., 1985 : Thunderstorm Morphology and Dynamics, 2nd edition, Univ. of Oklahoma Press, Norman, 414 pp.

Kirshbaum, D. J., Dale R. Durran, 2003 : Factors Governing Cellular Convection in Orographic Precipitation, *Journal of the Atmospheric Sciences*: Vol. 61, No. 6, pp. 682–698

Kitagawa, N., K. Michimoto, 1994 : Meteorological and electrical aspects of winter thunderclouds, *J. Geophys. Res.*, 99 (D5), 10713-10721

Knupp, K. R., W. R. Cotton, 1987 : Internal structure of a small Mesoscale convective system, *Month. Wea. Rev.*, 115, 629-645

Krehbiel, P. R., M. Brook, R. A. McCrory, 1979 : An analysis of the charge structure of lightning discharges to ground, *J. Geophys. Res.*, 84, 2432-2456

Krehbiel, P. R., 1986 : The electrical structure of thunderstorms. *The Earth's Electrical Environment*, National Academy Press, 90-119

Krider, E. P., 1986 : Physics of lightning. In *The Earth's electrical environment*, National Academic Press. Washington DC, 30-39.

Kuettner, J., 1950 : The electrical and meteorological conditions inside thunderclouds, *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 7, No. 5, pp. 322–332.

Kummerow, C., W. Barnes, T. S. Kozu, S. J. James, 1998 : The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Sensor Package, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15, 809–817.

Lalande, P., F. Roux, A. Bondiou-Clergerie, P. Blanchet, S. Chauzy, 2002 : Orage : A micro-satellite to detect and to locate the lightning VHF emissions from space, proceedind of the XXVIIth General Assembly of the International Union of Radio Science, Maastricht (Pays-Bas), 4.

Lang, T. J., S. A. Rutledge, J. E. Dye, M. Venticinque, P. Laroche, E. Defer, 2000 : Anomalous low negative cloud-to-groud lightning flash rates in intense convective storms observed during STERAO-A. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 160-173.

Lemon, L. R., C. A. Doswell III, 1979 : Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis, *Mon. Wea. Rev.*, 90, 6071-6078

Leroux, M., 1996 : *La dynamique du temps et du climat 2éme édition*, Masson Science, DUNOD, 367 p.

Lettenmaier, D., 1999 : *Bulletin of the american meteorological society*, volume 80, number 2, Mesoscale and Radar observations of the Fort Collins Flash Flood of 28 july 1997, University of Washington, pages 190 - 243.

Lhermitte, R. M., E. R. Williams, 1984 : Doppler radar and electrical activity observation of a mountain thunderstorm. Preprint, *22d Conf. on Radar Meteorology*, Zurich, Switzerland, Amer. Meteo. Soc., 83-90

Lin, Y. L., 2000 : The dynamics of orographic précipitation. 68-89.

Lin, Y.-L et al., 2001 : Some common ingredients for heavy orographic rainfall. *Wea. Forecast.*, 16, 633-660.

Livingston, J. M., E. P. Krider, 1978 : Electric fields produced by florida thunderstorms, *J. Geophys. Res.*, 83, 385-401

Lopez, R. E., R. L. Holle, 1986 : Diurnal and spatial variability of lightning activity in north eastern Colorado and central Florida, *Mon. Weather Rev.*, 114, 1288-1312.

MacGorman, D. R., D. W. Burgess, V. Mazur, W. D. Rust, W. L. Taylor, B. C. Johnson, 1989 : Lightning rates relative to tornadic storm evolution on 22 may 1981, *J. Atmos. Sci.*, 46, 221-250

MacGorman, D. R., W. D. Rust, 1998 : The electrical nature of storms. Oxford University Press, Oxford, Royaume-Uni.

Maddox, R. A. et al., 1978 : Comparison of meteorological aspects of the Big Thompson and Rapid city flash floods. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 375-389.

Maddox. R. A., 1980 : Meso convective complexes, *Bull. Ass. Meteor. Soc.*, 61, 1374-1387

Magono, C., 1980 : *Thunderstorm, Developments in Atmospheric Science* 12, Elsevier, Oxford, 250 pages.

Maier, M. W., A. G. Boulanger, J. Sarlet, 1978 : Cloud - to - ground lightning frequency lightning frequency over south Florida, preprint, Conference on Cloud Physics and Atmospheric Electricity (Issaquah, Was.), American Meteorological Society, Boston, Mass., pp. 605-610.

Maier, L. M., E. P. Krider, M. W. Maier, 1984 : Average diurnal variation of summer lightning over the Florida peninsula, *Mon. Weather Rev.*, 114, 1134-1140.

Maier, L., M., E. P. Krider, 1986 : The charges that are deposited by cloud to ground lightning in Florida, *J. Geophys. Res.*, 91, 13275-13289

Mainguenaud, M., 2002 : *Langages pour les SIG: Conception, développement et IHM (Traité IGAT, série Géomatique)*, sous la direction de Michel Mainguenaud, Ed. Hermes Lavoisier, Paris, 267p.

Mason, B. J., 1971 : *The physics of Clouds*, Oxford University Press, 671 p

Météo-France, 2000 : *Météo-hebdo*, 37 pages

Meteorological Office, 1962 : *Weather in the méditerrananean*, Vol 1 : General Meteorology, Her majesty Stationery Office, London, 362 pages

Michimoto, K., 1991 : A study of radar echoes and their relation to lightning discharge of thunderclouds in the Hukuriku district, Part I : Observation and Analysis of thunderclouds in summer and winter, *J. Meteor. Soc.*, Japan, 69, 327-335

Neiman, P. J., F. M. Ralph, A. B. White, D. E. Kingsmill, P. O. G. Persson, 2002 : The statistical relationships between upslope flow and rainfall in California's coastal mountain : Observations during CALJET. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 1468-2492.

Neumann, A., 1991 : *Introduction d'outils de l'intelligence artificielle dans la prévision de pluies par radar*, Thèse de Docteur en Sciences et Techniques de l'Environnement, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, Paris, 160 pages.

Norville, K., M. Baker, J. Latham, 1991 : A numerical study of thunderstorm electrification : Model development and case study, *J. Geophys. Res.*, (D4), 7463-7481

Ogura, T., M. Yoshizaki, 1988 : Numerica study of orographic-convective precipitation over the Eastern Arabian Sea and the Ghats Mountains during the summer monsoon. *J. Atmos. Sci.*, 45, 2097-2122.

Orville, H. D., 1964 : On mountain slope winds. *J. Atmos. Sci.*, 21, 622-633.

Orville, R. E., 1994 : Cloud-to-Ground lightning flash characteristics in the contiguous United States : 1989-1991 : *J. Geophys. Res.*, 99,10,833-10,841.

Orville, R. E., A. C. Silver, 1997, Lightning ground flash density ins the contiguous United States : 1992-95. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 631-638.

Pearson, K., 1908 : On the generalized probable error in multiple normal correlation. *Biometrika*, 6, 59-68

Péguy, Ch. P., 1970 : *Précis de climatologie*, Masson, Paris, 444 pages.

Petersen, W. A., S. A. Rutledge, E. Orville, 1996 : Cloud to Ground lightning observation from TOGA COARE : Selected results and lightning location algorithms, *Mon. Wea. Rev.*, 124, 602-620

Petersen, W. A., S. A. Rutledge, 1998 : On the relationship between cloud-to-ground lightning and convective rainfall, *J. Geophys. Res.*, 103, 14,025-14,040.

Petersen, W. A. et al., 1999 : Mesoscale and radar observations of the Fort Collins flash flood of 28 July 1997. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 191-216.

Piepglass, M. V., E. P. Krider, C. B. Moore, 1982 : Lightning and surface rainfall during Florida thunderstorms, *J. Geophys. Res.*, 87, 11,193-11,201.

Poehler, H. A., 1978 : LDAR observations of a developing thunderstorm and weather radar including the first report of the design and capabilities of a new time of arrival ground strike location system, NASA Contract Rep. CR-15426, 55p

Poliori, L., 1997 : *Cartographie radar*, Gordon and Breach Science Publishers, Pays-bas, 281 p

Pontrelli, M. D., G. Bryan, J. M. Fritsch, 1999 : The Madison County, Virginia, flash flood of 27 June 1995. *Wea. Forecast.*, 14, 384-404.

Prentice, S. A., D. Mackerras, 1997 : The ratio of cloud-to-groud lightning flashes in thunderstorms, *J. Appl. Meteor.*, 16, 545-550.

Proctor, D. E., 1971 : A hyperbolic system for obtaining VHF radio pictures of lightning, *J. Geophys. Res.*, 76, 147-1489

Proctor, D. E., 1983 : Lightning and precipitation in a small multicellular thunderstorm. *J. Geophys. Res.*, 88, 5421-5440

Pumain, D., T. Saint-Julien, 1997 : *L'analyse spatiale 1. Localisations dans l'espace*, Cusus Géographie, Paris. Armand Colin, 167 pages

Rapport DPPR/UMII/UMR5569, 1999 : Analyse de l'épisode pluvieux du 12 et 13 novembre 1999, 32p.

Rhéa, J. O., 1978 : Orographic precipitation model for hydrometeorological use. Ph.D. thesis, Colorado State University, Dept. of Atmospheric Science, Atmospheric Science Paper 287, 198 pp.

Richard, P., A. Delannoy, G. Labaune, P. Laroche, 1986 : Results of spatial and temporal characterization of the VHF-UHF radiation of lightning, *J. Geophys. Res.*, 91, 1248-1260

Richard, P., P. Laroche, A. Soulage, 1989 : Surveillance et alerte foudre : le système Safir. *Revue générale d'électricité*, 3, 39-46.

Richard, P., 1990 : Safir System, an application of real time VHF lightning localization to thunderstorm monitoring, *Preprints 16 th Conf. on Severe Local Storms*, Conf. on Atmos. Electricity, Alberta.

Richard, P., J. Y. Lojou., 1996 : Assessment of application of storm cell electrical activity monitoring to intense precipitation forecast. In *10th International Conference on Atmospheric Electricity*, pages 284-287, International Commission on Atmospheric Electricity, Osaka, Japan, June 10-14 1996. Thunderstorm; Lightning; Precipitation; SAPHIR; Experimental.

Richard, P., Vaisala Inc., Woburn, MA; W. Geitz, S. Chansky, T. Laine, 2002 : SAFIR Total Lightning detection technology, 18th International Conference on IIPS Interactive Symposium on AWIPS, 14 January 2002

Rivrain, J. C., 1997 : *Phénomènes remarquables n° 4, les épisodes orageux à précipitations extrêmes sur les régions méditerranéennes de la France*, Service Central d'Exploitation de la Météorologie, Météo France, 90 pages.

Rotunno, R., R. Ferretti, 2001 : Mechanisms of intense alpine rainfall. *J. Atmos. Sci.*, 58, 1732-1749.

Roux, F., 1991 : *Les orages, météorologie des grains de la grêle et des éclairs*, Payot, Paris, 349 pages.

Rutledge, S. A., D. R. Mac Gorman, 1988 : Cloud to Ground lightning in the 10-11 june 1985 meso-scale convective system observed during Oklahoma-Kansas PRESTORM, *Mon. Wea. Rev.*, 116, 1393-1408

Rutledge, S. A., W. A. Peterson, 1994 : Vertical radar reflectivity structure an cloud-to-ground lightning in the stratiform region of MCSs : Futher evidence for in situ charging in the stratiform region, *Mon. Wea. Rev.*, 122, 1760-1776

Salavane. L. E., 1980 : *Lightning and Its Spectrum*, Univ. of Arizona Press, Tucson.

Sanders, L., 2001 : *Modèles en analyse spatiale*, Information Géographique et Aménagement du Territoire, Ed Hermes, 333 pages.

Sauvageot, H., 1982 : *Radarmétéorologie. Télédétection Active de l'Atmosphère*, Eyrolle, Paris, 296 p

Scherer, J. C., 1977 : Une méthode d'extrapolation dans l'espace de données pluviométriques moyenne, Application à une partie des Vosges et de leur bordure, *Rech. Geogr. Strasbourg*, 4, 69-85.

Seity, Y., S. Soula, H. Sauvageot, 2001 : Lightning and precipitation activities in coastal thunderstorms, *J. Geophys. Res.*, 106, 22,801-816.

Seliga, T. A., D. A. Hazen, C. Schauland, 2002 : Comparisons of cloud-to-ground lightning flash data with nexrad inferences on rainfall as functions of longitude and latitude, Sixth Symposium on Integrated Observing Systems Janvier 2002, Orlando (FL).

Seliga, T. A., D. A. Hazen, C. Schauland, 2003 : Thunderstorm characterization derived from cloud to ground lightning flash data based on intercomparisons of hovmöller diagrams and spatial density data, 19th International Conference on Interactive Information and Processing Systems (IIPS) for Meteorology, Oceanography and Hydrology, American Meteorological Society, Long Beach, CA 9-13 February 2003.

Sheridan, S. C., J. H. Griffiths, R. E. Orville, 1997 : Warm season cloud-to-ground lightning-precipitation relationships in the south-central United-States, *Weather Forecast.*, 12, 449-458.

Silverman, B. A., 1960 : The effect of a mountain on convection. In *Cumulus Dynamics*, New York, Bergamon Press, 211p.

Sinclair, M. R., 1994 : A diagnostics model for estimating orographic precipitation. *J. Appl. Meteor.*, 33, 1163-1175.

SMF, 1994 : *La météorologie*, huitième série n° 6, Revue de la Société Météorologique de France, 111 pages.

Smith, J. A., D. J. Seo, M. L. Baeck, M. D. Hudlow, 1996 : An intercomparaison study of NEXRAD precipitation estimates, *Water Ressour. Res.*, 32(7), 2035-2045

Smith, R. B., 1979 : The influence of mountains on the atmosphere. *Advances in Geophysics*, Vol 27, Academic Press, 87-230.

Smith, R. B., 2003 : A linear upslope-time-delay model of orographic precipitation, mountain hydrology and water resources. *J. Hydrol.*, 282, 2-9.

Smith, R. B., I. Barstad, 2004 : Alinear theory of orographic precipitation, *J. Atmos. Sci.*, 61, 1377-1391.

Soriano, L. R, F, de Pablo, E. García Díez. 2001 : Relationship between Convective Precipitation and Cloud-to-Ground Lightning in the Iberian Peninsula, *Monthly Weather Review*: Vol. 129, No. 12, pp. 2998–3003.

Soula, S., H. Sauvageot, G. Molinié, F. Mesnard, S. Chauzy, 1998 : The cloud to ground lightning activity of a storm causing flash-flood, *Geophys. Res. Let.*, 29, 1181-1184.

Soula, S., S. Chauzy, 2001 : Some aspect of the correlation between lightning and rain activity in thunderstorms, *Atmos. Res.*, 56, 355-373.

Soula, S., 2003 : Les réseaux d'observation des éclairs, *La météorologie*, n°40 février 2003, 53-58

Steinacker, R., M. Dorninger, F. Wölfelmaier, T. Krennert, 2000 : Automatic Tracking of Convective Cells and Cell Complexes from Lightning and Radar Data, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 72, 101-110.

Stolzenburg, M., W. D. Rust, B. F. Smull, T. C. Marshall, 1998 : Electrical structure in thunderstorm convective regions 3. Synthesis. *J. Geophys. Res.*, 103, 14097-14108.

Tapia, A., J. A. Smith, M. Dixon, 1998 : Estimation of convective rainfall from lightning observation, *J. Appl. Meteorol.*, 37, 1497-1509.

Taylor, W. L., 1978 : A VHF technique for space - time mapping of lightning discharge processes, *J. Geophys. Res.*, 83, 3575-3583

Taylor, W. L., 1983 : Lightning location and progression using VHF space-time mapping technique, in *Proceeding in Atmospheric Electricity*, L. H. Ruhnke and J. Latham, eds., Deepak Publ., Hampton, Va., 381-384

Thillet, J. J., 2002 : Situations météo caractéristiques sur les grands reliefs français, VIII Jornades de Meteorologia Eduard Fontserè, Barcelona, 23 de novembre de 2002

Trigo, I. F., G. R. Bigg, D. Davies. 2002 : Climatology of Cyclogenesis Mechanisms in the Mediterranean. *Monthly Weather Review*: Vol. 130, No. 3, pp. 549–569.

Triplet, J. P., G. Roche, 1971 : *Météorologie générale*, Ecole Nationale de la Météorologie, Paris, 303 pages.

Uman, M. A., 1969 : *Lightning*, McGraw – Hill, New York.

Uman, M. A., 1986 : *The Lightning Discharge*, International Geophysics Series Vol 39, Academic Press, Inc, 377 p.

Vasiloff, S. V., E. A. Brandes, R. P. Davies-Jones, P. S. Ray, 1986 : An investigation of the transition from multicell to supercell storms., *J. Climate Appl. Meteor.*, 25, 1022-1036

Vogel, J. L., 1980 : Real-Time Measurement of Convective Précipitation Over an Urban Area, Hydrology Forecasting, Proc. of the Oxford Symposium, April 1980, IAHS Publ. N° 129, 95 – 102 pp

Warwick, J. W., C. O. Hayenga, J. W. Brosnahan, 1979 : Interferometric directions of lightning sources at 34 MHz, *J. Geophys. Res.*, 84, 2457-2468

Williams, E. R., M. E. Weber, R. E. Orville, 1989 : The relationship between lightning type and convective state of thunderclouds, *J. Geophys. Res.*, 94, 13213-13220

Williams, E. R., S. A. Rutledge, S. G. Geotis, N. Renno, E. Rasmussen, T. Rickenbach, 1992 : A radar and electrical study of tropical « hot tower », *J. Atmos. Sci.*, 49, 1386-1395.

Williams, E. W., 1989 : L'électrification des orages, in *Pour la science : l'atmosphère*, Edition française de Scientific American, France, pages 66 - 71.

Wilson, C. T. R., 1920 : Investigations on lightning discharges and on the electric field of thunderstorms, *Phil. Trans. R. Soc.*, Ser. A 221, 73-115

Wilson, C. T. R., 1929 : Some thundercloud problems, *J. Franklin Inst.*, 208, 1-12

Wilson, J. W., E. A. Brands, 1979 : Radar measurement of rainfall – A summary, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 60(9), 1048-1058

Workman, E. J., S. E. Reynolds, 1949 : Electrical activity as related to thunderstorm cell growth, *Bull. Am. Meteor. Soc.* 30, 142-144

Yuter, S. E., R. Houze Jr, 1995 : Three dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part I, spatial distribution of updrafts, downdraft and precipitation, *Month. Wea. Rev.*, 123, 1921-1940

Zawadski, I., 1973 : Spatial properties of precipitation patterns, *J. Appl. Meteor.*, 12, 459-472

Zawadski, I., 1984 : *Factors Affecting the Precision of Radar Measurement of Rain*, Proc. 22nd Conf. on Radar Met., Zurich, Switzerland, Sept 1984, 251-256 pages

Ziegler, C. L., P. S. Ray, D. R. MacGorman, 1986 : Relation of kinematics, microphysics and electrification in an isolated mountain thunderstorm, *J. Atmos. Sci.*, 43, 2098-2114

Zipser, E. J., 1982 : Use of a conceptual model of the life cycle of mesoscale convective systems to improve very-short-range forecasts. *Nowcasting*, K. A. Browning, Ed., Academic Press, 191-204

Zipser, E. J., 1994 : Deep cumulonimbus cloud systems in the tropics with and without lightning, *Mon. Weather Rev.*, 122, 1837-1851.

Zipser, E. J., K. Lutz, 1994 : The Vertical profile of radar reflectivity of convective cells : A strong indicator of storm intensity and lightning probability?, *Mon. Wea. Rev.*, 122, 1751-1759

Adresses Internet :

http://www.Yahoo.com/Science/Earth_Sciences/Meterology/Weather_Phenomena/Clouds

<http://www-ink.physik.univ-karlsruhe.de>

<http://www.oragenet.org>

<http://www.worldclimate.com>

<http://www.meteo.org/phenomen/humidex.htm>

<http://thunder.nsstc.nasa.gov/lis>

<http://thunder.nsstc.nasa.gov/otd>

Liste des figures

Fig. 1 : Transmission des fréquences radioélectriques dans l'atmosphère et les hydrométéores pour différents types de pluies (d'après Colin, 2002).....	17
Fig. 2 : Cellule de pluie advectée à une altitude constante et précipitations associées (u représente le sens de déplacement horizontal par rapport au sol), d'après Berne, 2002 et Fabry, 1994.....	19
Fig. 3 : Effet de masque (d'après Berne, 2002).....	20
Fig. 4 : Effet de sol et de masque sur la Région P.A.C.A. pour le radar de Nîmes (d'après Berne, 2002).	22
Fig. 5 : Schéma illustrant les versants au vent et sous le vent (Buzzi et al., 1992, Braham et al., 1960, Orville, 1964, Banta, 1990).....	24
Fig. 6 : Exemple des mécanismes des formations des précipitations orographiques (d'après Smith, 1979 et Chu et al., 2000).....	25
Fig. 7 : Principe de l'optimisation des directions angulaires lors d'une triangulation (d'après Météorage.fr).....	27
Fig. 8: Evolution des précipitations cumulées en fonction du total de l'activité électrique (Dimensions et al., 1995).....	29
Fig. 9 : Les trois étapes du cycle de vie d'une cellule (Byers et al., 1949, Williams et al., 1989, Lemon et al., 1979).....	31
Fig. 10 : Représentation d'une supercellule (Chalon, 2002).....	36
Fig. 11 : Organisation d'une supercellule dans le plan horizontal (à gauche) (Barnes et al., 1985) et vertical (à droite) (Burgess et al., 1990).....	36
Fig. 12 : Le nuage orageux (d'après Roux, 1991).....	39
Fig. 13 : Les mécanismes d'électrification d'un nuage orageux (Krehbiel, 1986).....	40
Fig. 14 : La structure réelle des nuages orageux (Chalon et al., 1996).....	41
Fig. 15 : Schéma de principe du S.I.G. (d'après Denègre et al., 1996).....	45
Fig. 16 : Localisation des stations Météo-France.....	50
Fig. 17 : Le réseau A.R.A.M.I.S. de radar météorologique en décembre 2003 (d'après www.rhea.tm.fr). La portée hydrologique de 100 km du radar de Nîmes est matérialisée par un pourtour noir.....	51
Fig. 18 : Altitudes h (en km) visible par le radar de Nîmes en fonction de la distance d (en km).	52
Fig. 19 : Modélisation de la détection des sources par le radar de Nîmes- Garons en fonction du relief et épaisseur atmosphérique prise en compte dans l'estimation des pluies (en km) (a, b, c) pour la Région P.A.C.A. (source Société VAISALA).....	53
Fig. 20 : Localisation des stations SAFIR et zones de navigation des pixels en km.....	55
Fig. 21 : Localisation du département des Bouches-du-Rhône (a) et modèle numérique de terrain (b) utilisé.....	57
Fig. 22 : Situation synoptique du 19 septembre 2000 (les traits pleins représentent les isobares, les traits discontinus représentent les températures) d'après Douguédroit, 2004.....	59
Fig. 23 : Image radar de 16 h 15 brute codée sur 53 niveaux (a) et reclassifiée sans le fond codée en 255 (b).	61
Fig. 24 : Diminution de la résolution d'une image radar en niveau de réflectivité (16 h 10 UTC).....	65
Fig. 25 : A partir de l'image SAFIR originale de 16 h 30 (a) découpage de la fenêtre d'étude, diminution de la résolution et reclassification de l'image SAFIR en 7 classes (b).	66
Fig. 26 : Histogramme de répartition des pixels dans l'image radar de 16 h 20 (d'après Idrisi).	68
Fig. 27 : Combinaison des couleurs.....	68
Fig. 28 : Vectorisation des précipitations cumulées de 14 h 00 à 16 h 20 (UTC).....	69
Fig. 29 : Exemple de détection des contours sur une image radar (16 h 40 UTC) a) Image brute b) Image traitée par le filtre de lissage (Gauss) c) Image traitée par le filtre de détection des contours (Sobel).....	73
Fig. 30 : Représentation graphique de la répartition des quantiles (d'après Chadule, 1987).	74
Fig. 31 : Exemple de seuillage a : une image radar brute (15h40 UTC), b : image lissée à l'aide du filtre de Gauss, c et d: images filtrées à l'aide du filtre de SOBEL avec >75 % et >65% du maximum.....	75
Fig. 32 : Trajectoires des précipitations et de l'activité électrique associées pour l'événement 3.....	81
Fig. 33 : Trajectoire des précipitations avec modélisation.....	83
Fig. 34 : Exemple d'extraction des valeurs dans une image radar avec un tampon de 8 kilomètres.....	85
Fig. 35 : Evolution du total des pluies de l'événement 2 lissé et non lissé par les moyennes mobiles sur 10 et 20 minutes.....	87
Fig. 36 : Relations trigonométriques dans un cercle trigonométrique.....	90
Fig. 37 : Orientations successives (en noir) et orientation définitive (en bleu) des précipitations de l'évènement 1a.....	91
Fig. 38 : Projection d'un point sur le modèle.....	92
Fig. 39 : Evolution des maximums de pluie et d'éclair.....	95
Fig. 40 : Evolution des distances entre les maximums synchrones de pluie et d'éclair.....	96
Fig. 41 : Illustration des épisodes déterminés par l'analyse des maximums absolus.....	97
Fig. 42 : Localisations et trajectoires des maximums absolus de l'activité électrique (a) et des précipitations (b)99	99

Fig. 43 : Exemple des étapes de traitements d'images d'activité électrique à 15 h 00, 15 h 30 et 16 h 00	102
Fig. 44 : Position de l'ensemble des centroïdes calculés pour les images issues du radar.....	103
Fig. 45 : Position de l'ensemble des centroïdes calculés pour les images issues de SAFIR.....	104
Fig. 46 : Ensemble des trajectoires de l'activité électrique (a) et des précipitations (b) construites grâce aux centroïdes après l'application des requêtes.....	105
Fig. 47 : Trajectoires de l'activité électrique (a) et des précipitations (b) qui forment les couples	107
Fig. 48 : Couples de trajectoires des précipitations et de l'activité électrique après requêtes.....	108
Fig. 49 : Les trois premiers couples de trajectoires associées	109
Fig. 50 : Images radar de 15 h 20 - 15 h 30 (UTC) (a) le cercle noir indique le noyau qui va constituer la trajectoires B.a' et 15 h 50 - 16 h 00 (b) le cercle noir indique le noyau qui a été détecté.....	110
Fig. 51 : Images SAFIR toutes les 5 minutes de 16 h 20 à 16 h 45 (UTC)	111
Fig. 52 : Trajectoires de l'activité électrique (A.a, B.a et C.a)	112
Fig. 53 : Trajectoires radar et SAFIR associées pour former les événements 1a et 1b	113
Fig. 54 : Trajectoires radar et SAFIR associées pour former l'événement 2	114
Fig. 55 : Trajectoires radar et SAFIR associées pour former l'événement 3	115
Fig. 56 : Trajectoires modélisées radar (a) et SAFIR (b) pour les événements 1a et 1b	117
Fig. 57 : Événements 1a et 1b : Trajectoires radar et SAFIR modélisées	118
Fig. 58 : Trajectoires modélisées radar (a) et SAFIR (b) pour l'événement 2	119
Fig. 59 : Événement 2 : Trajectoires radar et SAFIR modélisées	120
Fig. 60 : Trajectoires modélisées radar (a) et SAFIR (b) pour l'événement 3	121
Fig. 61 : Événement 3 : Trajectoires radar et SAFIR modélisées	122
Fig. 62 : Evolution des précipitations toutes les 6 minutes en mm/h mesurées par les stations Météo-France...	124
Fig. 63 : Trajectoires des pluies des événements 1a et 1b en heures UTC d'après le radar	126
Fig. 64 : Evolution des pluies mesurées par les stations Météo-France (l'heure UTC indiquée correspond au début de l'intervalle de 6 minutes) pour l'événement 1a	127
Fig. 65 : Evolution des pluies du pixel du maximum radar (l'heure UTC indiquée correspond au début de l'intervalle de 5 minutes) lors de l'événement 1a	127
Fig. 66 : Evolution des précipitations (en mm et en heure locale) aux stations de la Communauté Urbaine Marseille Provence Métropole (d'après Douguédroit, 2004).....	128
Fig. 67 : Pluies de 15 h 50 à 16 h 00 mesurées par le radar	130
Fig. 68 : Pluies de 16 h 40 à 16 h 50 mesurées par le radar	131
Fig. 69 : Localisation de la trajectoire de l'événement 1a par rapport au modèle numérique de terrain.....	132
Fig. 70 : Evolution des pluies mesurées par les stations (en rouge en mm / 6 min) et le radar (en bleu en mm / 5 min) lors de l'événement 1a	134
Fig. 71 : Coupe radar 3D représentant la réflectivité (exprimée en dbZ) mesurée dans un nuage. L'axe des X représente la distance (en km) par rapport au radar, l'axe des Y l'altitude (en km) à partir du niveau du sol. (document fourni par la Société VAISALA)	135
Fig. 72 : Coupe radar 3D illustrant le développement vertical d'un nuage avec sa réflectivité (exprimée en dbZ). L'axe des X représente la distance (en km) par rapport au radar, l'axe des Y l'altitude (en km) à partir du niveau du sol. (document fourni par la Société VAISALA).....	136
Fig. 73 : Précipitations mesurées par le radar de a) 16 h 00 à 16 h 10 et b) 16 h 20 à 16 h 30	137
Fig. 74 : Localisation de la trajectoire du noyau principale des pluies de l'événement 2 en heures UTC d'après le radar	139
Fig. 75 : Evolution du total des pluies mesurées (l'heure UTC indiquée correspond au début de l'intervalle de 6 minutes) par les stations Météo-France lors de l'événement 2	140
Fig. 76 : Evolution des pluies (du pixel du maximum radar) (l'heure UTC indiquée correspond au début de l'intervalle de 5 minutes) lors de l'événement 2.....	140
Fig. 77 : Pluies A) 18 h 00 à 18 h 10, B) 18 h 30 à 18 h 40, C) 19 h 10 à 19 h 20 et D) 19 h 30 à 19 h 40 mesurées par le radar.....	143
Fig. 78 : Localisation de la trajectoire de l'événement 2 par rapport au modèle numérique de terrain	144
Fig. 79 : Evolution des pluies mesurées par les stations (en rouge) et le radar (en bleu) (pour les positions des stations) lors de l'événement 2.....	145
Fig. 80 : Précipitations mesurées par le radar de a) 18 h 40 à 18h 50 et b) 19 h 10 à 19 h 20	146
Fig. 81 : Evolution des pluies (l'heure UTC indiquée correspond au début de l'intervalle de 6 minutes) mesurées par la station Météo-France lors de l'événement 1b	147
Fig. 82 : Evolution du pixel du maximum radar (l'heure UTC indiquée correspond au début de l'intervalle de 5 minutes) lors de l'événement 1b	148
Fig. 83 : Pluies de 16 h 40 à 16 h 50 mesurées par le radar	149
Fig. 84 : Evolution des pluies mesurées par les stations (en rouge en mm / 6 min) et le radar (en bleu en mm / 5 min) (pour les positions des stations) lors de l'événement 1b.....	150

Fig. 85 : Localisation de la trajectoire du noyau principale des pluies de l'événement 3 en heures UTC d'après le radar.	151
Fig. 86 : Evolution des pluies (l'heure UTC indiquée correspond au début de l'intervalle de 6 minutes) mesurées par les stations Météo-France pour l'événement 3.	152
Fig. 87 : Evolution du pixel du maximum radar (l'heure UTC indiquée correspond au début de l'intervalle de 5 minutes) lors de l'événement 3.	152
Fig. 88 : Pluies de 19 h 45 à 19 h 50 et de 21h 00 à 21 h 05 mesurées par le radar.	154
Fig. 89 : Evolution des pluies mesurées par les stations (en rouge en mm / 6 min) et le radar lors de l'événement 3.	155
Fig. 90 : Trajectoires radar modélisées des événements 1a et 1b (heures UTC).....	160
Fig. 91 : Evolution du total des pluies (dans un tampon de 8 km de rayon autour du centroïde) et de l'altitude (lissée et à 250 m de résolution) après modélisation de la trajectoire des pluies de l'événement 1a (chaque point représenté sur la courbe d'évolution des précipitations correspond à un intervalle de temps de 5 minutes, l'heure UTC indiquée correspond au début de l'intervalle). Le trait noir à 16 h 20 indique la limite temporelle dans l'étude des précipitations.....	161
Fig. 92 : Evolution du total des pluies (dans un tampon de 8 km de rayon autour du centroïde) et de l'altitude associée pour l'événement 1 a toutes les 5 minutes (heures UTC).	163
Fig. 93 : Trajectoire radar modélisée pour l'événement 2 (heures UTC)	164
Fig. 94 : Evolution du total des pluies (dans un tampon de 8 km de rayon autour du centroïde) et de l'altitude (lissée et à 250 m de résolution) après modélisation de la trajectoire des pluies de l'événement 2 (chaque point représenté sur la courbe d'évolution des précipitations correspond à un intervalle de temps de 5 minutes, l'heure UTC indiquée correspond au début de l'intervalle). Le trait noir à 19 h 10 indique la limite temporelle dans l'étude des précipitations.....	165
Fig. 95 : Evolution du total des pluies (dans un tampon de 8 km de rayon autour du centroïde) et de l'altitude (à 250 m de résolution) après modélisation de la trajectoire des pluies de l'événement 1b (chaque point représenté sur la courbe d'évolution des précipitations correspond à un intervalle de temps de 5 minutes, l'heure UTC indiquée correspond au début de l'intervalle).	167
Fig. 96 : Trajectoire radar modélisée pour l'événement 3 (heures UTC).....	168
Fig. 97 : Evolution du total des pluies (dans un tampon de 8 km de rayon autour du centroïde) et de l'altitude (à 250 m de résolution) après modélisation de la trajectoire des pluies de l'événement 3 (chaque point représenté sur la courbe d'évolution des précipitations correspond à un intervalle de temps de 5 minutes, l'heure UTC indiquée correspond au début de l'intervalle).	169
Fig. 98 : Trajectoires SAFIR modélisées pour les événements 1a et 1b (heures UTC)	172
Fig. 99 : Evolution du total de l'activité électrique (dans un tampon de 8 km de rayon autour du centroïde) et de l'altitude (à 250 m de résolution) après modélisation de la trajectoire de l'activité électrique de l'événement 1a (trajectoire A) (chaque point représenté sur la courbe d'évolution de l'activité électrique correspond à un intervalle de temps de 5 minutes, l'heure UTC indiquée correspond au début de l'intervalle).	173
Fig. 100 : Trajectoire SAFIR modélisée pour l'événement 2 (heures UTC).....	175
Fig. 101 : Evolution du total de l'activité électrique (dans un tampon de 8 km de rayon autour du centroïde) et de l'altitude (à 250 m de résolution) après modélisation de la trajectoire de l'activité électrique de l'événement 2 (chaque point représenté sur la courbe d'évolution de l'activité électrique correspond à un intervalle de temps de 5 minutes, l'heure UTC indiquée correspond au début de l'intervalle).	176
Fig. 102 : Evolution du total de l'activité électrique (dans un tampon de 8 km de rayon autour du centroïde) et de l'altitude (à 250 m de résolution) après modélisation de la trajectoire de l'activité électrique de l'événement 1a (trajectoire C) (chaque point représenté sur la courbe d'évolution de l'activité électrique correspond à un intervalle de temps de 5 minutes, l'heure UTC indiquée correspond au début de l'intervalle).	178
Fig. 103 : Trajectoires SAFIR modélisées pour l'événement 3 (heures UTC).....	179
Fig. 104 : Evolution du total de l'activité électrique (dans un tampon de 8 km de rayon autour du centroïde) et de l'altitude (lissée et à 250 m de résolution) après modélisation de la trajectoire de l'activité électrique de l'événement 3 (chaque point représenté sur la courbe d'évolution de l'activité électrique correspond à un intervalle de temps de 5 minutes, l'heure UTC indiquée correspond au début de l'intervalle).	180
Fig. 105 : Evolution du total des précipitations et de l'activité électrique lors de l'événement 1a	182
Fig. 106 : Evolution du total des précipitations et de l'activité électrique lors de l'événement 2	183
Fig. 107 : Orientations successives et orientation définitive (en bleu) de la trajectoire des précipitations Da' ..	185
Fig. 108 : Orientations successives et orientation définitive (en rouge) de la trajectoire Da de l'activité électrique.....	187
Fig. 109 : Orientations successives (en noir) et orientation définitive (en bleu et en rouge) du couple de trajectoire des précipitation et de l'activité électrique de l'événement 2.....	189

Fig. 110 : Evolution des quantités moyennes des pluies et d'activité électrique à l'intérieur des tampons de 8 km de rayon autour des centroïdes toutes les 5 minutes en heures UTC. Le trait noir à 16 h 20 marque la limite temporelle dans l'étude des totaux des précipitations (cf. §. 3.2.5).....	191
Fig. 111 : Répartition de la part de variance commune entre les quantités moyennes des pluies et de l'activité électrique avec un décalage de 5 en 5 minutes pour la première partie de l'événement 1a	192
Fig. 112 : Répartition de la part de variance commune entre les quantités moyennes des pluies et de l'activité électrique avec un décalage de 5 en 5 minutes pour la seconde partie de l'événement 1a.....	193
Fig. 113 : Evolution des quantités moyennes des pluies et de l'activité électrique lissées par les moyennes mobiles sur 20 minutes pour l'événement 1a (le trait noir indique la limite temporelle dans l'étude du total des précipitations).	194
Fig. 114 : Evolution des quantités moyennes des pluies et d'activité électrique à l'intérieur des tampons de 8 km de rayon autour des centroïdes toutes les 5 minutes en heures UTC pour l'événement 2. Le trait noir à 19 h 10 marque la limite temporelle dans l'étude des totaux des précipitations.	195
Fig. 115 : Répartition de la part de variance commune entre les quantités moyennes des pluies et de l'activité électrique avec un décalage de 5 en 5 minutes pour l'événement 2.....	196
Fig. 116 : Evolution des quantités moyennes des pluies et de l'activité électrique lissées par les moyennes mobiles sur 20 minutes pour l'événement 2 (le trait noir indique la limite temporelle dans l'étude du total des précipitations).	197
Fig. 117 : Evolution des quantités moyennes des pluies et d'activité électrique à l'intérieur des tampons de 8 km de rayon autour des centroïdes toutes les 5 minutes en heures UTC pour l'événement 1b.....	198
Fig. 118 : Répartition de la part de variance commune entre les quantités moyennes des pluies et de l'activité électrique avec un décalage de 5 en 5 minutes pour l'événement 1b.....	200
Fig. 119 : Evolution des quantités moyennes des pluies et de l'activité électrique lissées par les moyennes mobiles sur 20 minutes pour l'événement 1b.....	201
Fig. 120 : Evolution des quantités moyennes des pluies et d'activité électrique à l'intérieur des tampons de 8 km de rayon autour des centroïdes toutes les 5 minutes en heures UTC pour l'événement 3.....	202
Fig. 121 : Répartition de la part de variance commune entre les quantités moyennes des pluies et d'activité électrique avec un décalage de 5 en 5 minutes pour l'événement 3.....	203
Fig. 122 : Evolution des quantités moyennes des pluies et de l'activité électrique lissées par les moyennes mobiles sur 20 minutes pour l'événement 3.....	204
Fig. 123 : Répartition du nombre de couple pluies et activité électrique en fonction des délais d'anticipation..	205

Liste des tableaux

Tableau 1 : Systèmes de projection utilisés.....	46
Tableau 2 : Stations météorologiques et position en Lambert 3.....	49
Tableau 3 : Caractéristiques techniques du radar de Nîmes-Garons.....	50
Tableau 4 : Calcul de l'élévation du radar en fonction de l'altitude.....	52
Tableau 5 : Exemple de données SAFIR brutes.....	63
Tableau 6 : Systèmes de projection utilisés.....	64
Tableau 7 : Fichier de référence sous Idrisi.....	64
Tableau 8 : Limites des classes des images de l'activité électrique.....	67
Tableau 9 : Limites des classes des images de radar (mm/ 5 min et en mm/h).....	67
Tableau 10 : Exemple de calcul de distance (en mètre).....	71
Tableau 11 : Filtre de Sobel de taille 5*5 (Eastman, 1999).....	72
Tableau 12 : Calcul de la moyenne mobile avec une bande de lissage de 5 valeurs.....	87
Tableau 13 : Couples des trajectoires d'activité électrique et des précipitations.....	115
Tableau 14 : Equations des trajectoires de pluies et d'activité électrique modélisées et part de variance.....	116
Tableau 15 : Maximums mesurés par les stations et le radar pour l'événement 1a.....	129
Tableau 16 : Maximums mesurés par les stations et le radar pour l'événement 2.....	141
Tableau 17 : Maximums mesurés par les stations et le radar pour l'événement 1b.....	148
Tableau 18 : Maximums mesurés par les stations et le radar pour le troisième événement.....	153
Tableau 19 : Part de variance synchrone et asynchrone entre le total des pluies et l'altitude lissée.....	162
Tableau 20 : Part de variance synchrones et asynchrones entre le total des pluies et l'altitude lissée et à 250 m de résolution pour l'événement 2 (le grisé indique les corrélations inverses).....	165
Tableau 21 : Part de variances synchrones et asynchrones entre le total des pluies et le relief à 250 mètres de résolution pour l'événement 3.....	169
Tableau 22 : Parts de variance synchrones et asynchrones entre le total de l'activité électrique et l'altitude pour l'événement 1a.....	173
Tableau 23 : Part de variance synchrones et asynchrones entre le total de l'activité électrique et l'altitude pour l'événement 2.....	176
Tableau 24 : Part de variance synchrones et asynchrones entre le total de l'activité électrique et l'altitude lissée et à 250 m de résolution pour l'événement 3.....	180
Tableau 25 : Orientation et délai pour les trajectoires de pluies.....	184
Tableau 26 : Orientation et délai pour les trajectoires d'activité électrique.....	186
Tableau 27 : Comparaison des orientations définitives des couples de trajectoire.....	188
Tableau 28: Heures des maximums des moyennes des précipitations et de l'activité électrique et quantités des pluies d'activité électrique correspondantes pour l'événement 1a. Les maximums absolus sont indiqués en gras. Les précipitations au-delà de 16 h 20 ne seront pas étudiées.....	191
Tableau 29 : Heures des maximums des moyennes des précipitations et de l'activité électrique et quantités des pluies d'activité électrique correspondantes pour l'événement 2. Les maximums absolus sont indiqués en gras. Les précipitations au-delà de 19 h 10 ne seront pas étudiées.....	196
Tableau 30 : Heures des maximums des moyennes des précipitations et de l'activité électrique et quantités des pluies d'activité électrique correspondantes pour l'événement 1b. Les maximums absolus sont indiqués en gras.....	199
Tableau 31 : Heures des maximums des moyennes des précipitations et de l'activité électrique et quantités des pluies d'activité électrique correspondantes pour l'événement 3. Les maximums absolus sont indiqués en gras.....	202

Liste des annexes

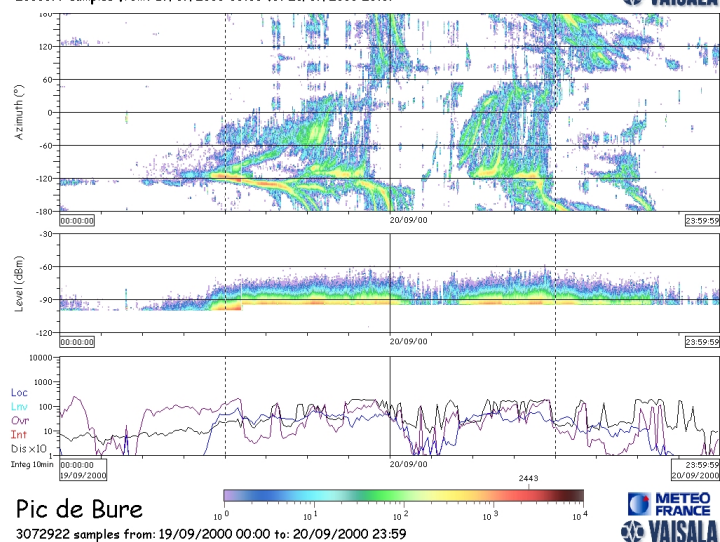
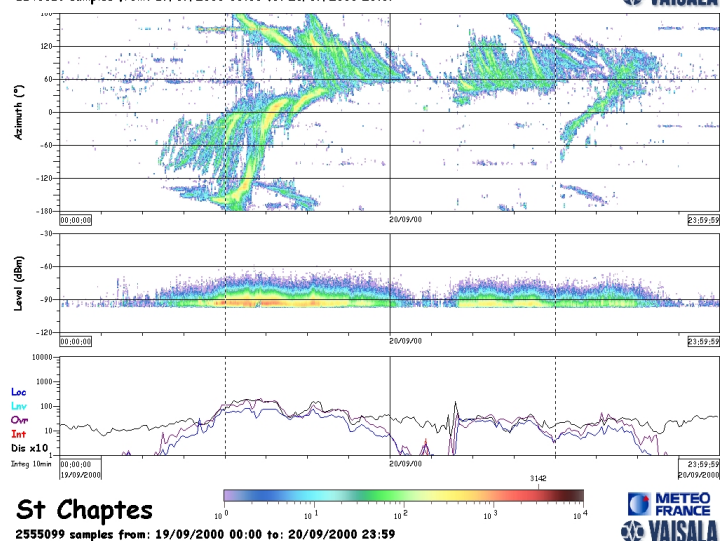
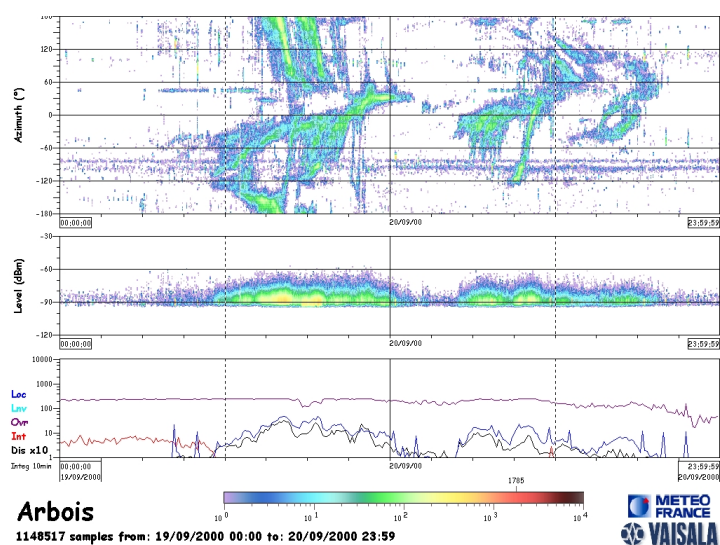
Annexe 1 : Relevés des stations SAFIR pour les 19 et 20 septembre 2000

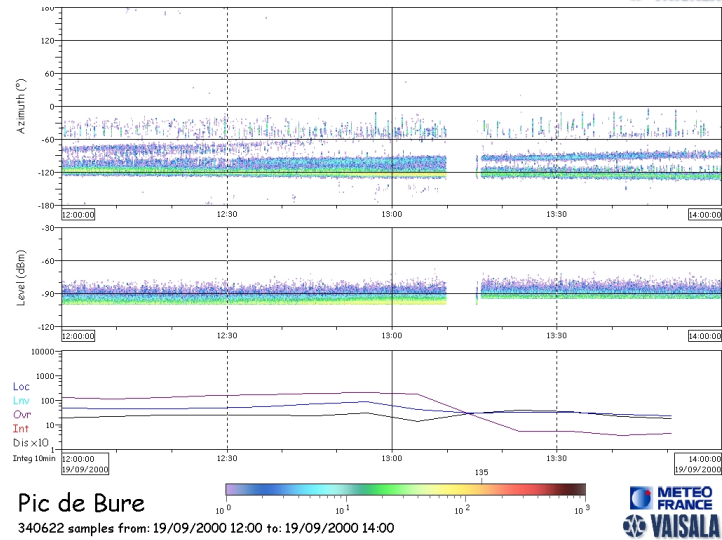
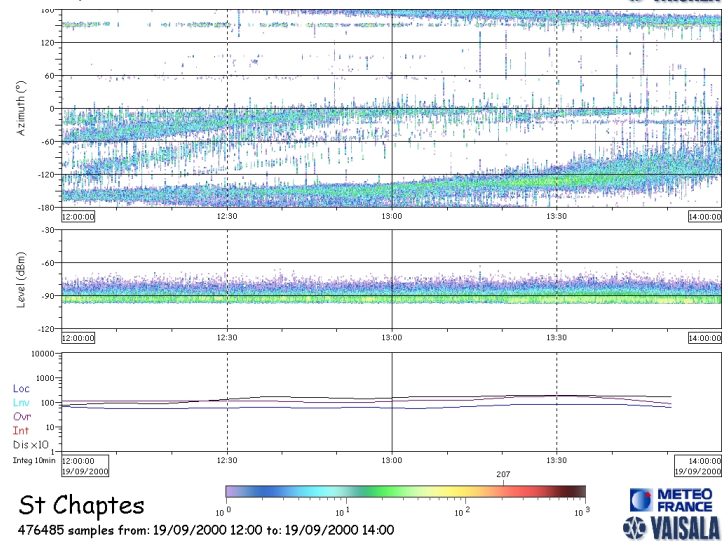
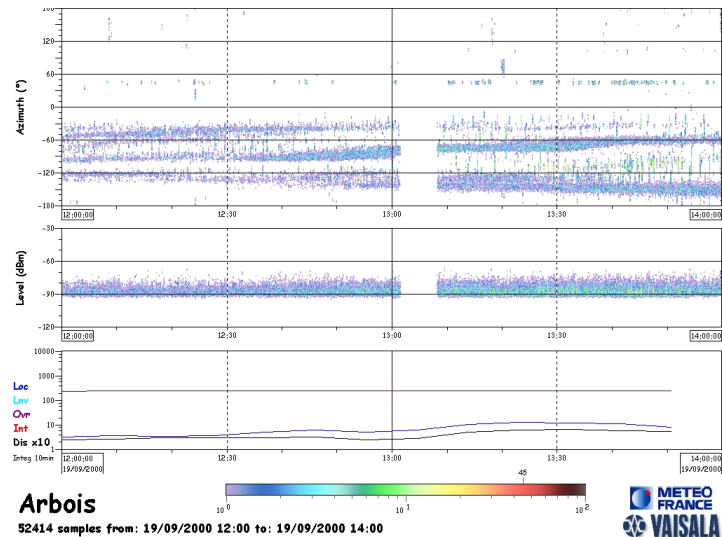
Annexe 2 : Tableau des correspondances entre les seuils de réflectivité des images brutes du radar de Nîmes-Garons et les seuils en mm / h utilisés

Annexe 3 : Calcul de l'influence du relief sur les faisceaux radar

Annexe 4 : Orientations des trajectoires radar et SAFIR

Annexe 1 : Relevés des stations SAFIR pour les 19 et 20 septembre 2000



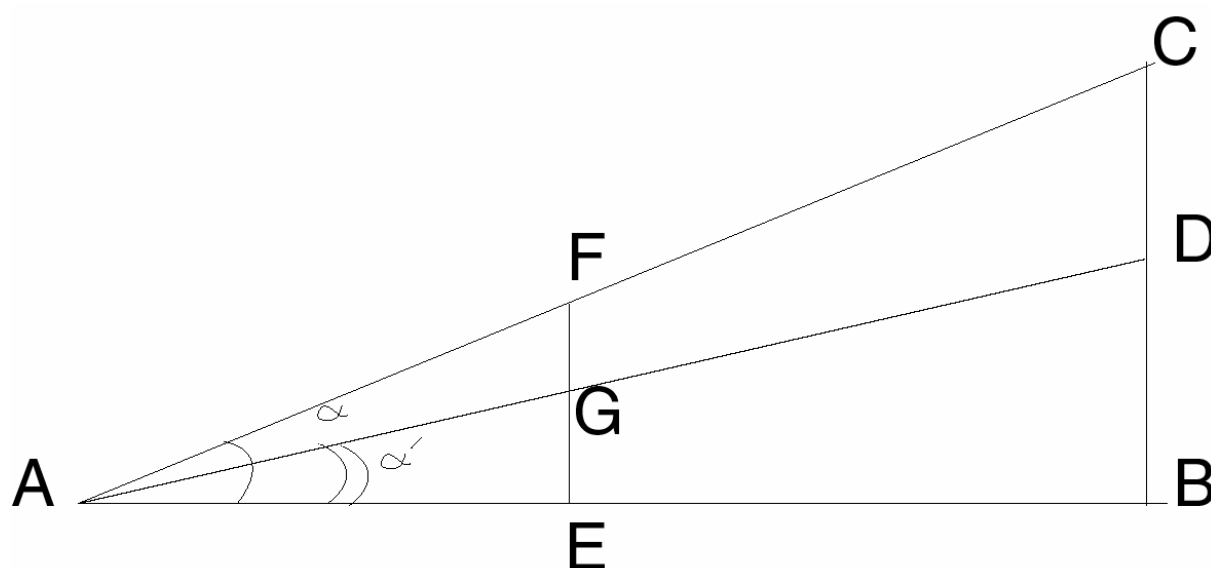


Relevé de l'activité électrique mesurée par les stations du système SAFIR le 19 septembre 2000 de 12 h 00 à 14 h 00

**Annexe 2 : Tableau des correspondances entre les seuils de réflectivité des images brutes
du radar de Nîmes-Garons et les seuils en mm / h utilisés**

Classes utilisées Météo France	DBZ	DBZ max	Z inf. seuil	1/10eme mm/h	mm / h	Moyenne 1/10mm	Moyenne mm arrondie	Reclassement de la moyenne	Nombre de classe	Limite des classes
0	0-8	8		0-2	*	1	*	*	*	
1	8-16	16	seuil<= Z <16.00	2-4	*	3	*	*	*	
2	16-20	20	16.00<= Z <20.00	4-6	*	5	*	*	*	
2	20-21	21	20.00<= Z <21.00	6-7	*	6.5	*	*	*	
4	21-22	22	21.00<= Z <22.00	7-9	*	8	*	*	*	
5	22-23	23	22.00<= Z <23.00	9-10	1	9.5	1			
6	23-24	24	23.00<= Z <24.00	10-12	1.2	11	1	1	1	
7	24-25	25	24.00<= Z <25.00	12-13	< 1.3	12.5	1			
8	25-26	26	25.00<= Z <26.00	13-15	1.5	14	1			
9	26-27	27	26.00<= Z <27.00	15-18	1.8	16.5	2	2	2	
10	27-28	28	27.00<= Z <28.00	18-21	2.1	19.5	2			
11	28-29	29	28.00<= Z <29.00	21-24	< 2.4	22.5	2			
12	29-30	30	29.00<= Z <30.00	24-27	2.7	25.5	3	3	3	
13	30-31	31	30.00<= Z <31.00	27-32	3.2	29.5	3			
14	31-32	32	31.00<= Z <32.00	32-36	3.6	34	3			
15	32-33	33	32.00<= Z <33.00	36-42	< 4.2	39	4	4	4	
16	33-34	34	33.00<= Z <34.00	42-49	< 4.9	45.5	5			
17	34-35	35	34.00<= Z <35.00	49-56	5.6	52.5	5	5	5	
18	35-36	36	35.00<= Z <36.00	56-65	< 6.5	60.5	6	6	6	
19	36-37	37	36.00<= Z <37.00	65-75	< 7.5	70	7	7	7	
20	37-38	38	37.00<= Z <38.00	75-86	< 8.6	80.5	8	8	8	
21	38-39	39	38.00<= Z <39.00	86-100	< 10	93	9	9	9	
22	39-40	40	39.00<= Z <40.00	100-115	< 11.5	107.5	11	11	10	
23	40-41	41	40.00<= Z <41.00	115-133	< 13.3	124	12	12	11	
24	41-42	42	41.00<= Z <42.00	133-154	< 15.4	143.5	14	14	12	
25	42-43	43	42.00<= Z <43.00	154-178	< 17.8	166	17	17	13	
26	43-44	44	43.00<= Z <44.00	178-205	< 20.5	191.5	19	19	14	
27	44-45	45	44.00<= Z <45.00	205-237	< 23.7	221	22	22	15	
28	45-46	46	45.00<= Z <46.00	237-273	< 27.3	255	26	26	16	
29	46-47	47	46.00<= Z <47.00	273-316	< 31.6	294.5	29	29	17	
30	47-48	48	47.00<= Z <48.00	316-365	< 36.5	340.5	34	34	18	
31	48-49	49	48.00<= Z <49.00	365-421	< 42.1	393	39	39	19	
32	49-50	50	49.00<= Z <50.00	421-486	< 48.6	453.5	45	45	20	
33	50-51	51	50.00<= Z <51.00	486-562	< 56.2	524	52	52	21	
34	51-52	52	51.00<= Z <52.00	562-648	< 65.8	605	61	61	22	
35	52-53	53	52.00<= Z <53.00	648-749	< 74.9	698.5	70	70	23	
36	53-54	54	53.00<= Z <54.00	749-865	< 86.5	807	81	81	24	
37	54-55	55	54.00<= Z <55.00	865-999	< 99.9	932	93	93	25	
38	55-56	56	55.00<= Z <56.00	999-1153	< 115.3	1076	108	108	26	
39	56-57	57	56.00<= Z <57.00	1153-1332	< 133.2	1242.5	124	124	27	3
40	57-58	58	57.00<= Z <58.00	1332-1538	< 153.8	1435	144	144	28	4
41	58-59	59	58.00<= Z <59.00	1538-1776	< 177.6	1657	166	166	29	5
42	59-60	60	59.00<= Z <60.00	1776-2050	< 205	1913	191	191	30	
43	60-61	61	60.00<= Z <61.00	2050-2368	< 236.8	2209	221	221	31	
44	61-62	62	61.00<= Z <62.00	2368-2734	< 273.4	2551	255	255	32	
45	62-63	63	62.00<= Z <63.00	2734-3158	< 315.8	2946	295	295	33	
46	63-64	64	63.00<= Z <64.00	3158-3646	< 364.6	3402	340	340	34	
47	64-65	65	64.00<= Z <65.00	3646-4211	< 421.1	3928.5	393	393	35	
48	65-66	66	65.00<= Z <66.00	4211-4862	< 486.2	4536.5	454	454	36	
49	66-67	67	66.00<= Z <67.00	4862-5615	< 561.5	5238.5	524	524	37	
50	67-68	68	67.00<= Z <68.00	5615-6484	< 648.4	6049.5	605	605	38	
51	68-69	69	68.00<= Z <69.00	6484-7488	< 748.8	6986	699	699	39	
52	69-70	70	69.00<= Z <70.00	7488-8647	< 864.7	8067.5	807	807	40	
53	70-80	80	Z >=70.00	>=8647						7

Annexe 3 : Calcul de l'influence du relief sur les faisceaux radar



La figure ci-dessus représente l'effet d'un relief (EG) lorsque le faisceau radar (α) est bloqué et qu'une seule partie du faisceau peut passer (GF). L'effet de courbure de la terre n'est pas présenté ici. BD représente l'altitude masquée par le relief et CD l'altitude visible par le radar.

La formule du calcul de l'altitude atteinte par un faisceau radar en fonction de la distance et de l'effet de courbure du radar est (cf. §. 1.2.4) :

$$h = dtg\alpha + \frac{3d^2}{8R}$$

En développant :

$$\tan \alpha' = \tan \alpha + \frac{EG - FE}{AE}$$

D'où

$$BD = AB \tan \alpha + \frac{3AB^2}{8R}$$

En appliquant cette formule pour déterminer l'influence des Alpilles sur la zone de Marseille :

$$AB = 100 \text{ km}$$

$$EG = 0.103 \text{ km}$$

$$AE = 22 \text{ km}$$

$$FE = AE \tan \alpha + \frac{3AE^2}{8R} \quad FE = 0.233 \text{ km}$$

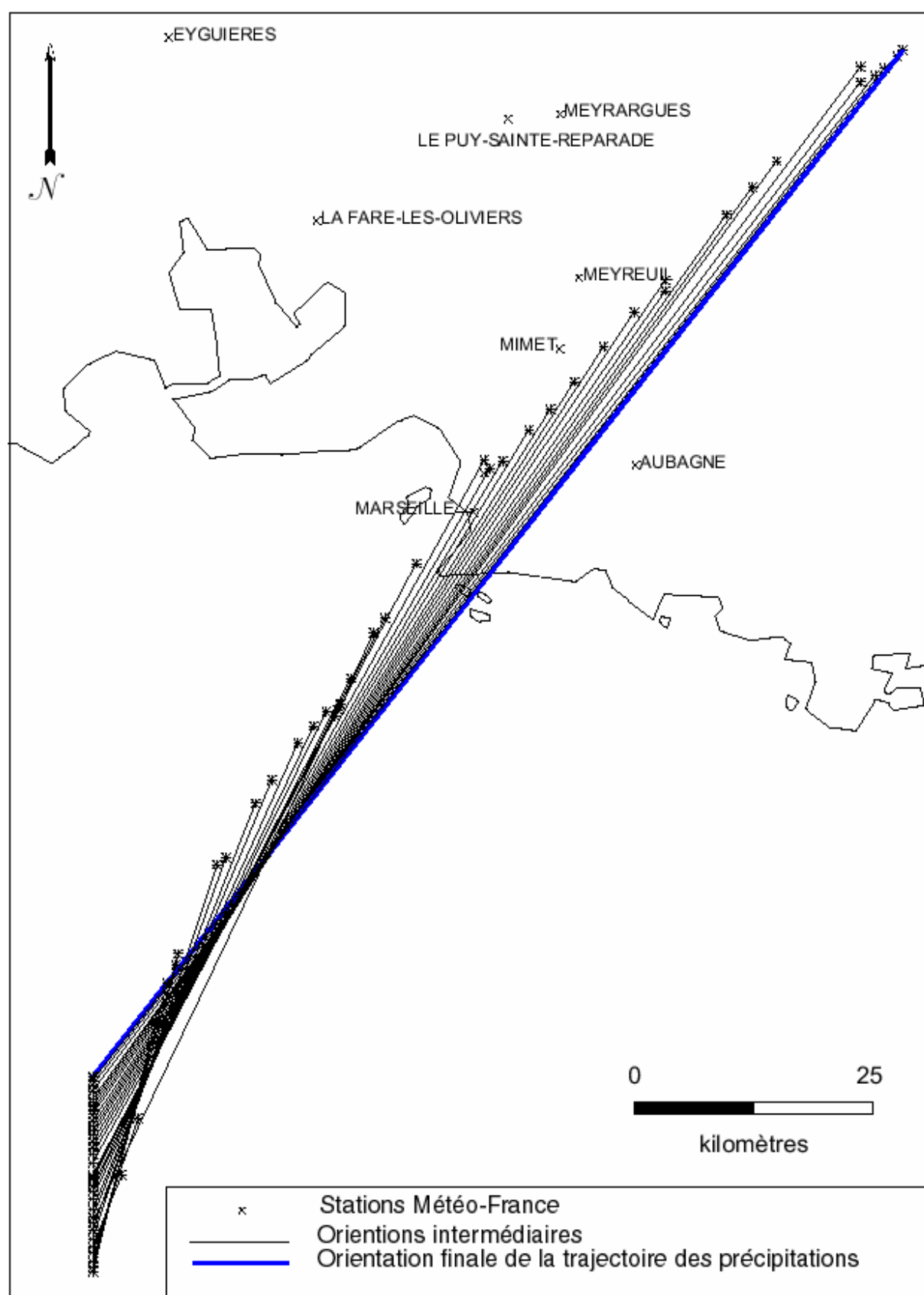
En appliquant la formule on trouve :

$$BD = 0.983 \text{ km}$$

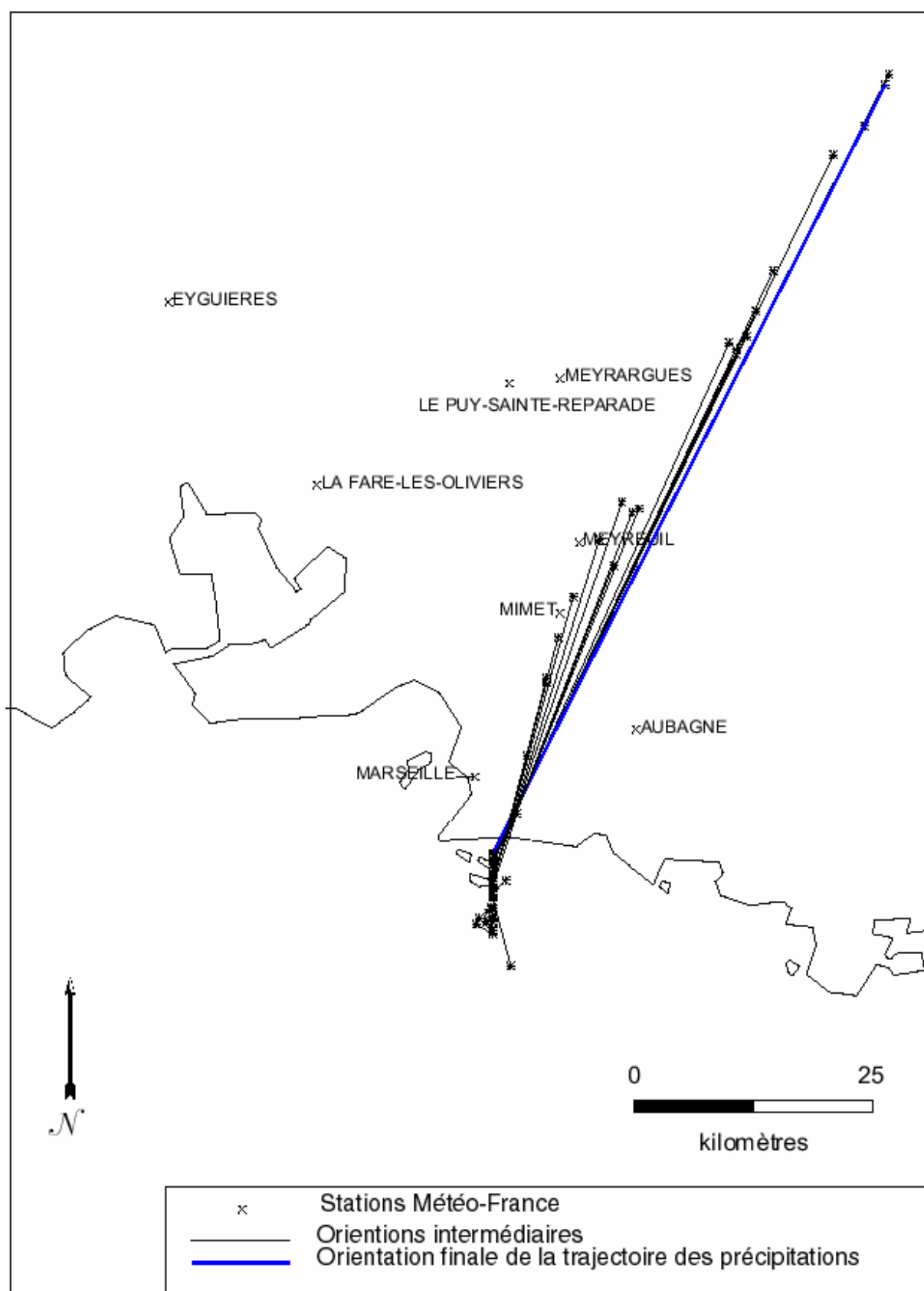
$$BC = 1.63 \text{ km}$$

Par rapport à une propagation du faisceau radar sans l'influence du relief qui correspond aux limites 0.585 et 1.63 km, le relief va masquer 300 m dans la partie inférieure du faisceau radar.

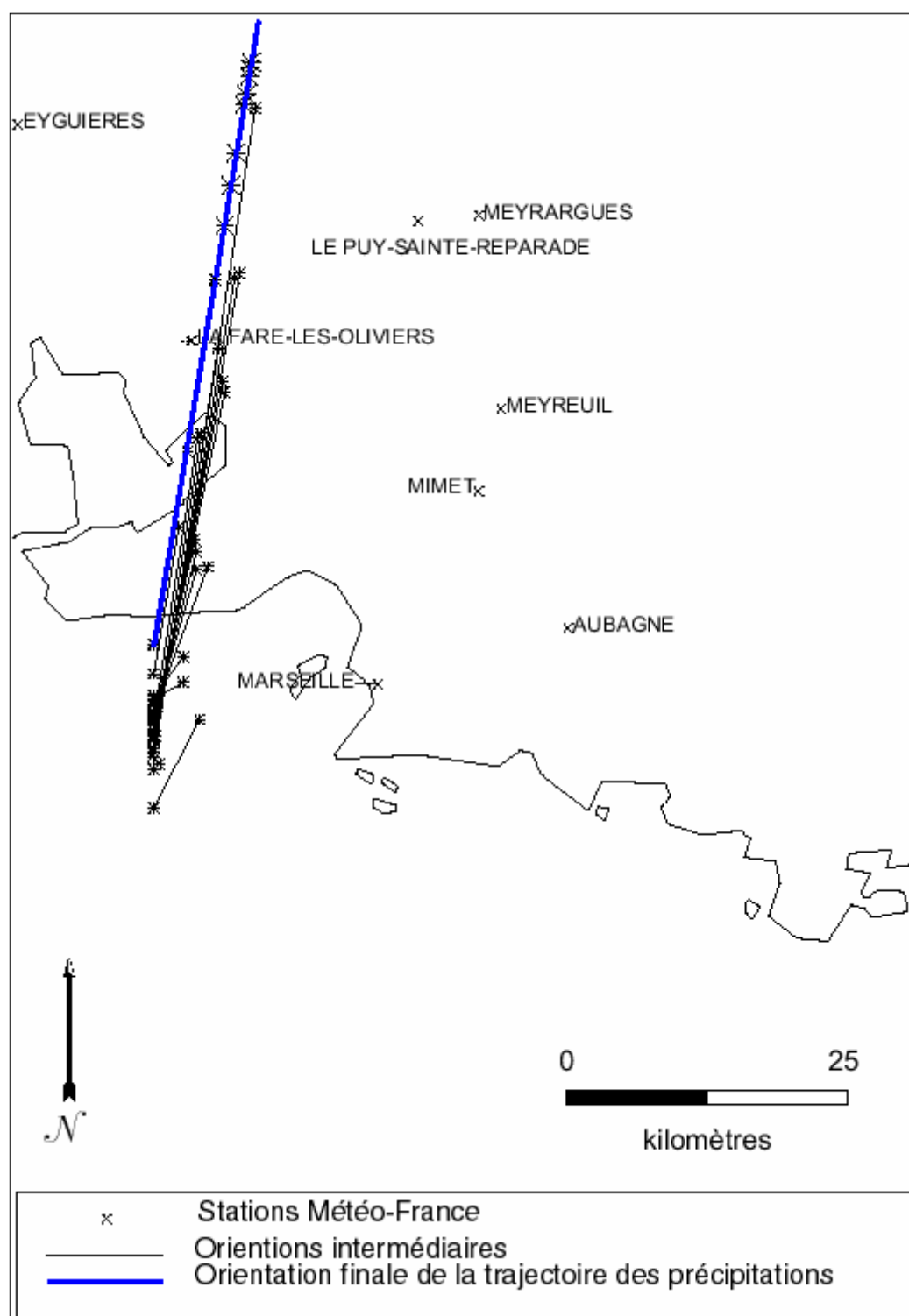
Annexe 4 : Orientations des trajectoires radar et SAFIR



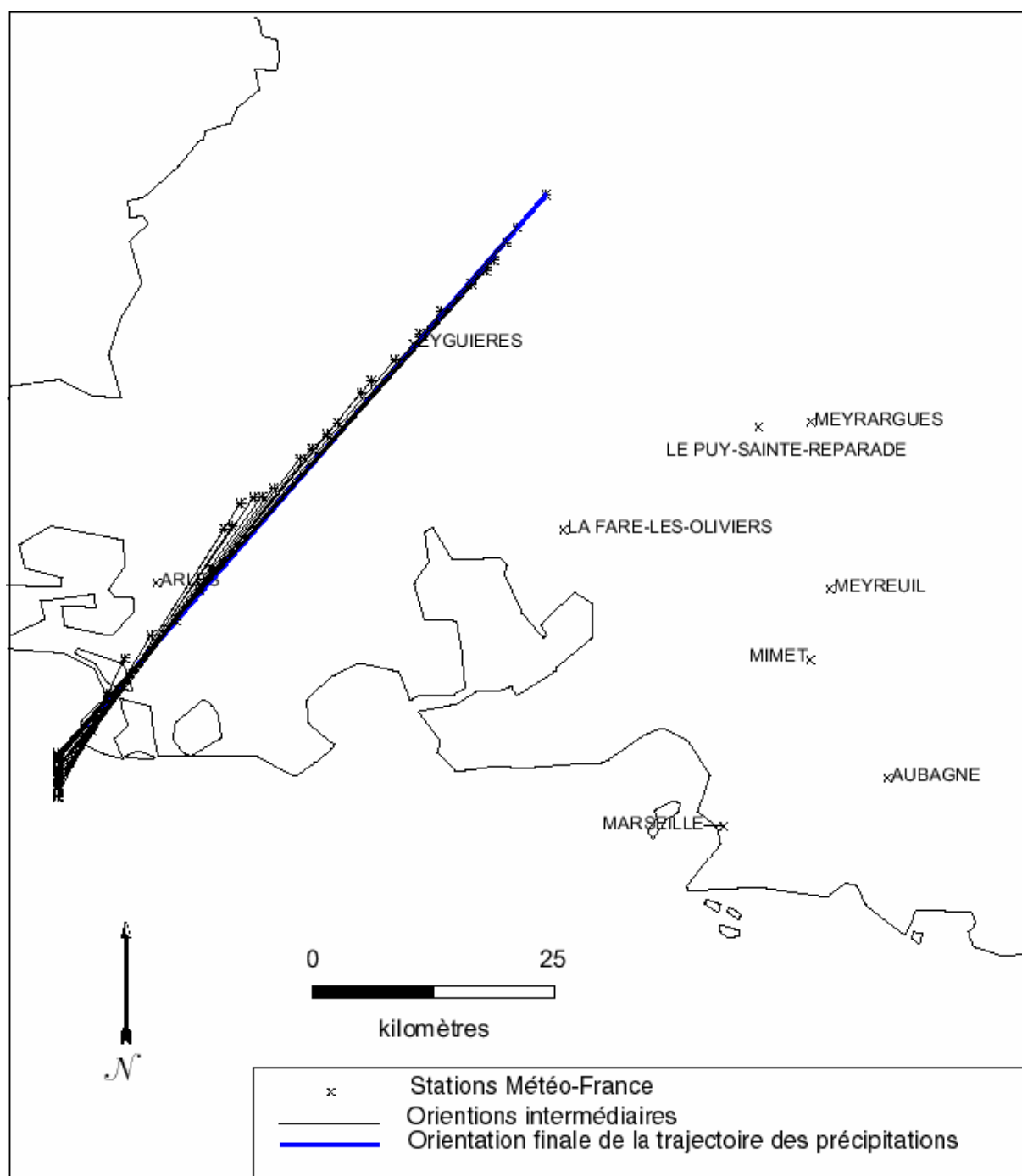
Orientations intermédiaires (en noir) et définitives (en bleu) de la trajectoire des précipitations Aa'



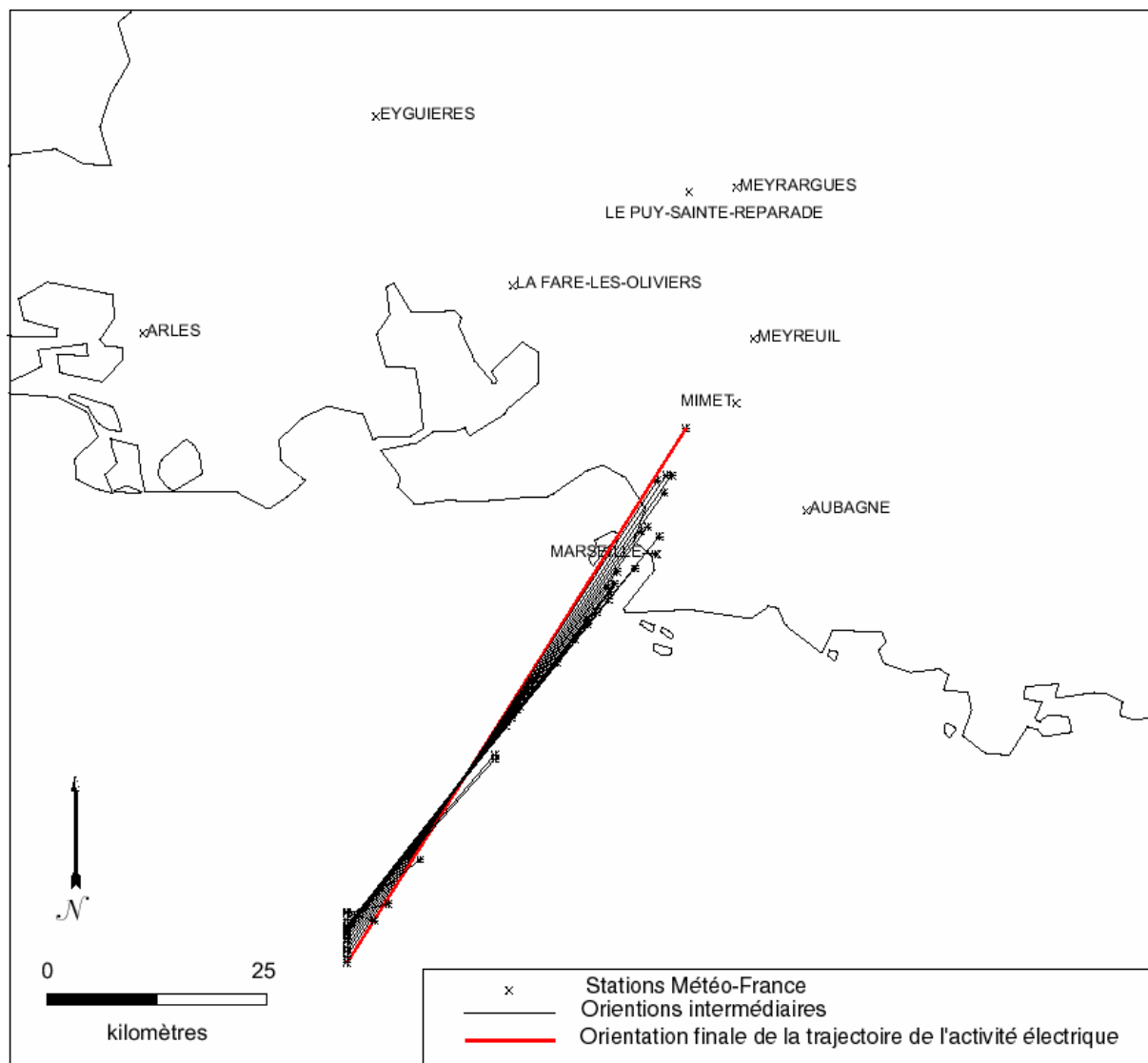
Orientations intermédiaires (en noir) et définitives (en bleu) de la trajectoire des précipitations Da'



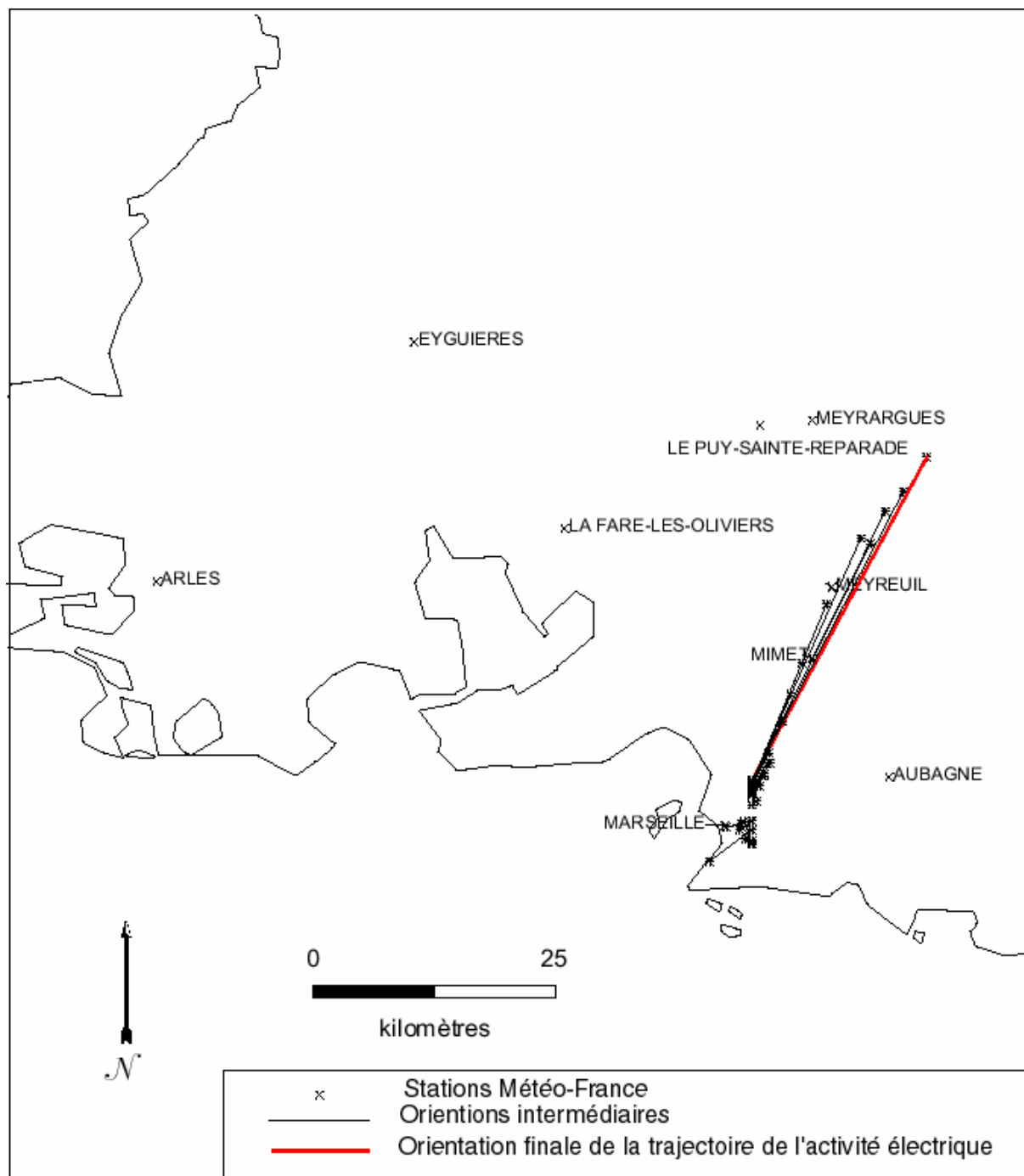
Orientations intermédiaires (en noir) et définitives (en bleu) de la trajectoire des précipitations Ba'



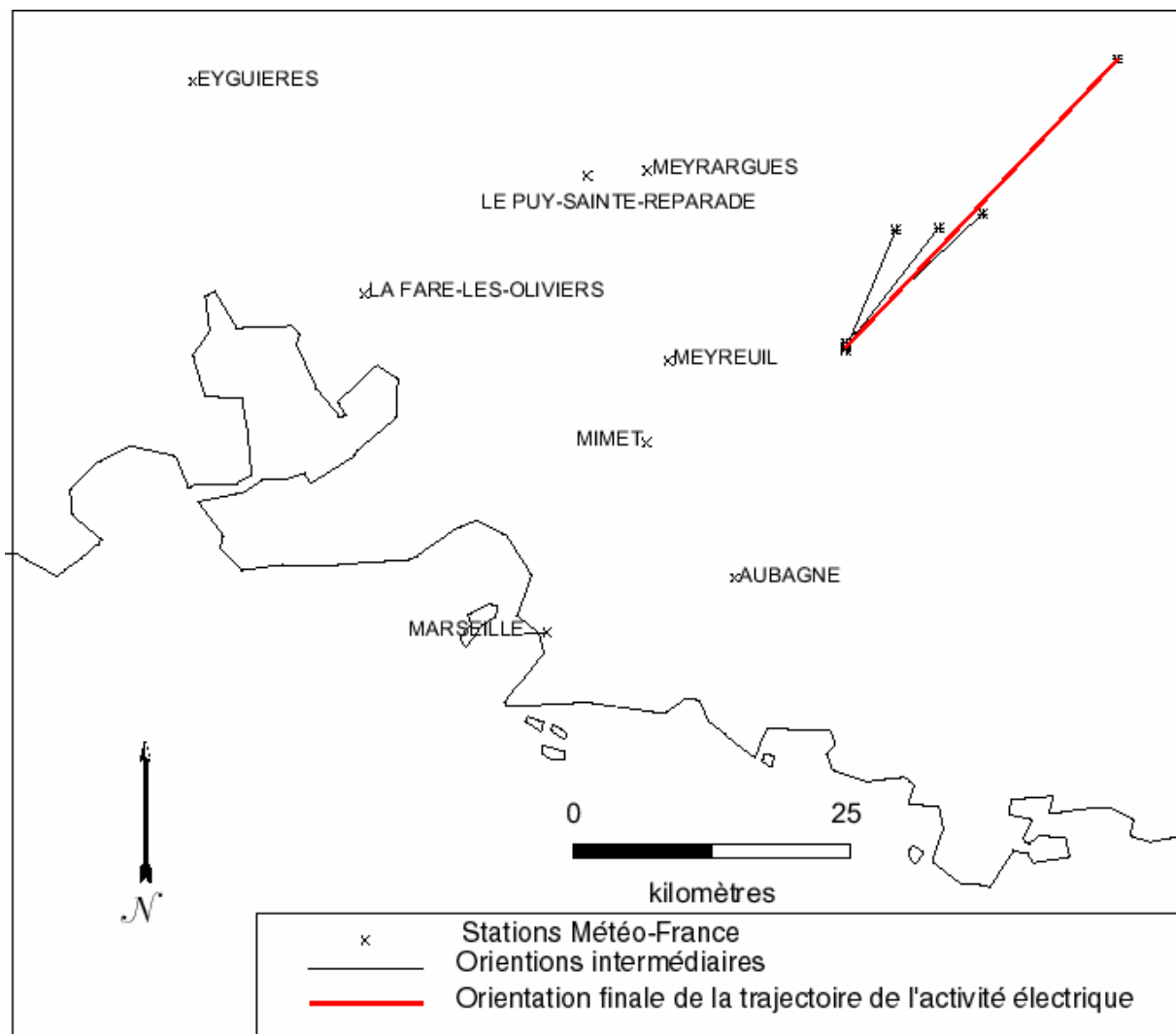
Orientations intermédiaires (en noir) et définitives (en bleu) de la trajectoire des précipitations Ea'



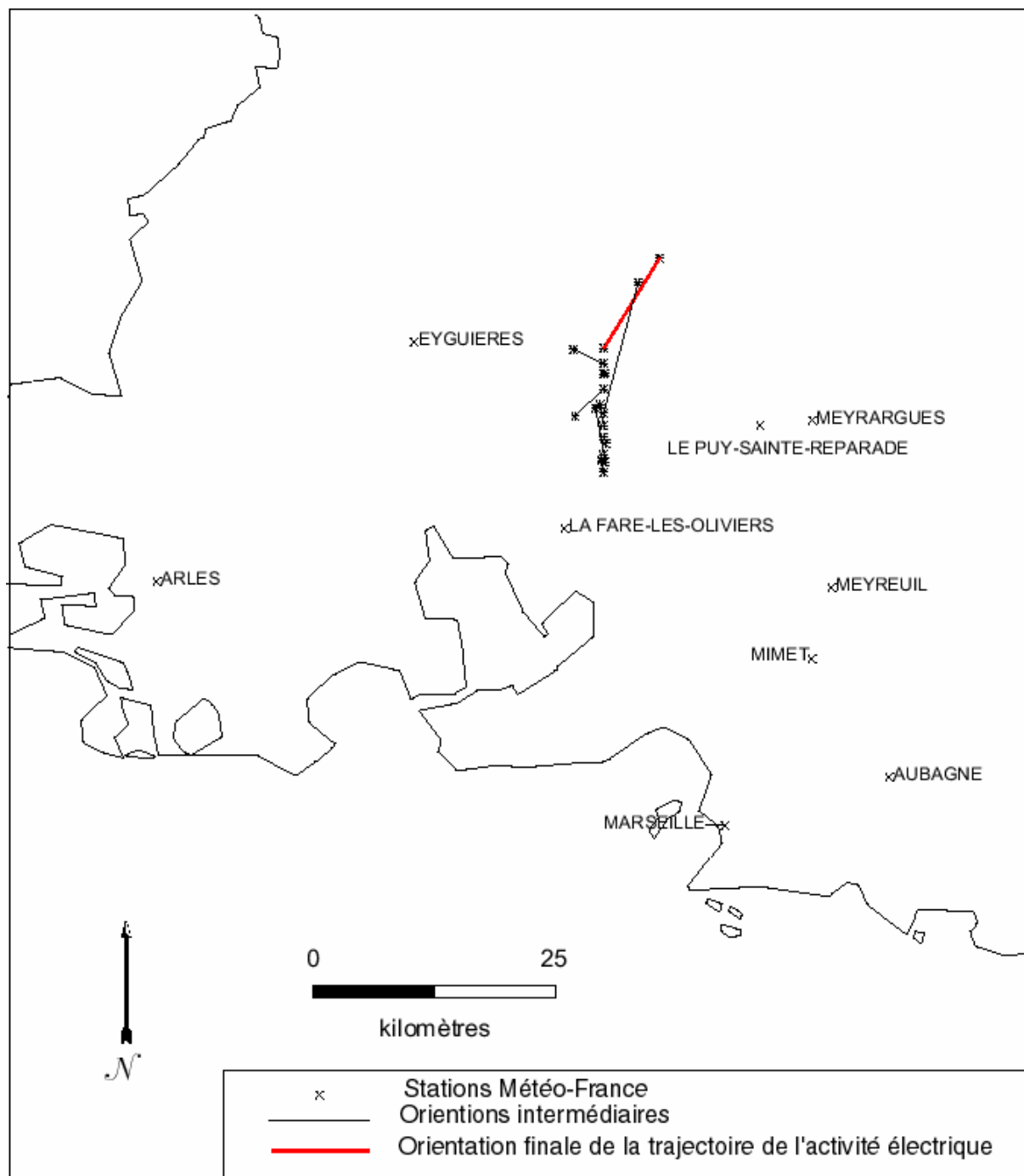
Orientations intermédiaires (en noir) et définitives (en rouge) de la trajectoire d'activité électrique Aa



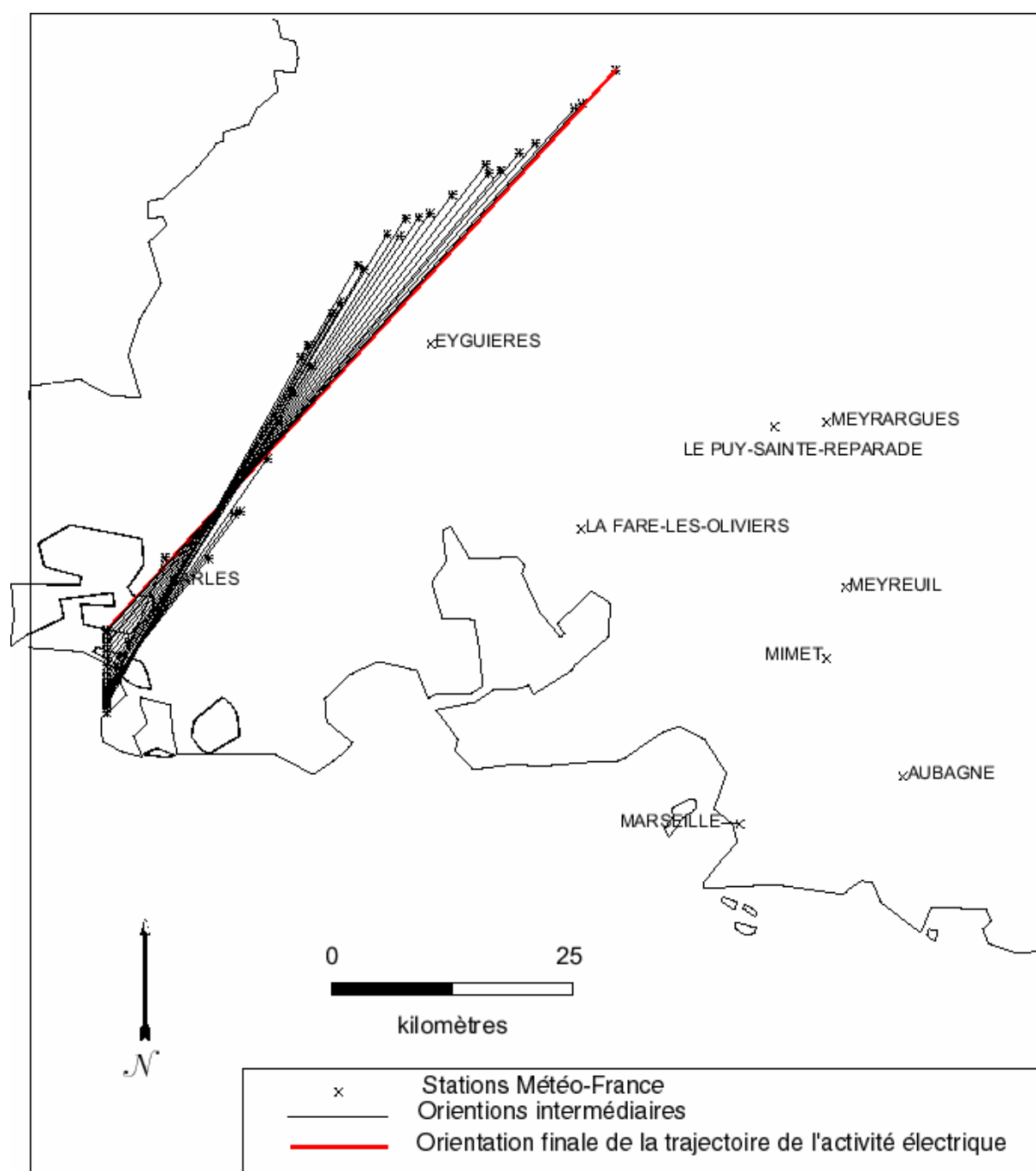
Orientations intermédiaires (en noir) et définitives (en rouge) de la trajectoire d'activité électrique Da



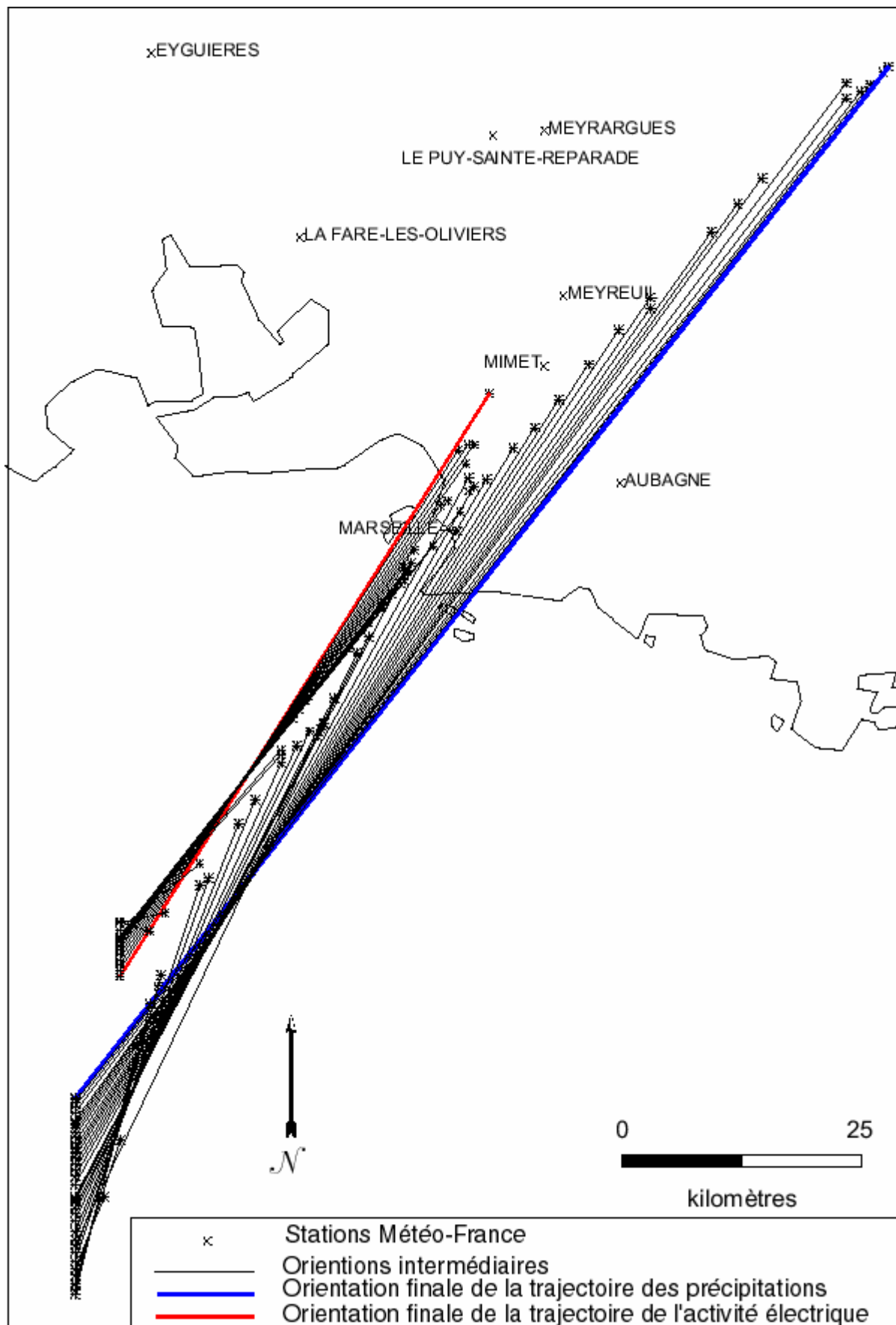
Orientations intermédiaires (en noir) et définitives (en rouge) de la trajectoire d'activité électrique Ca



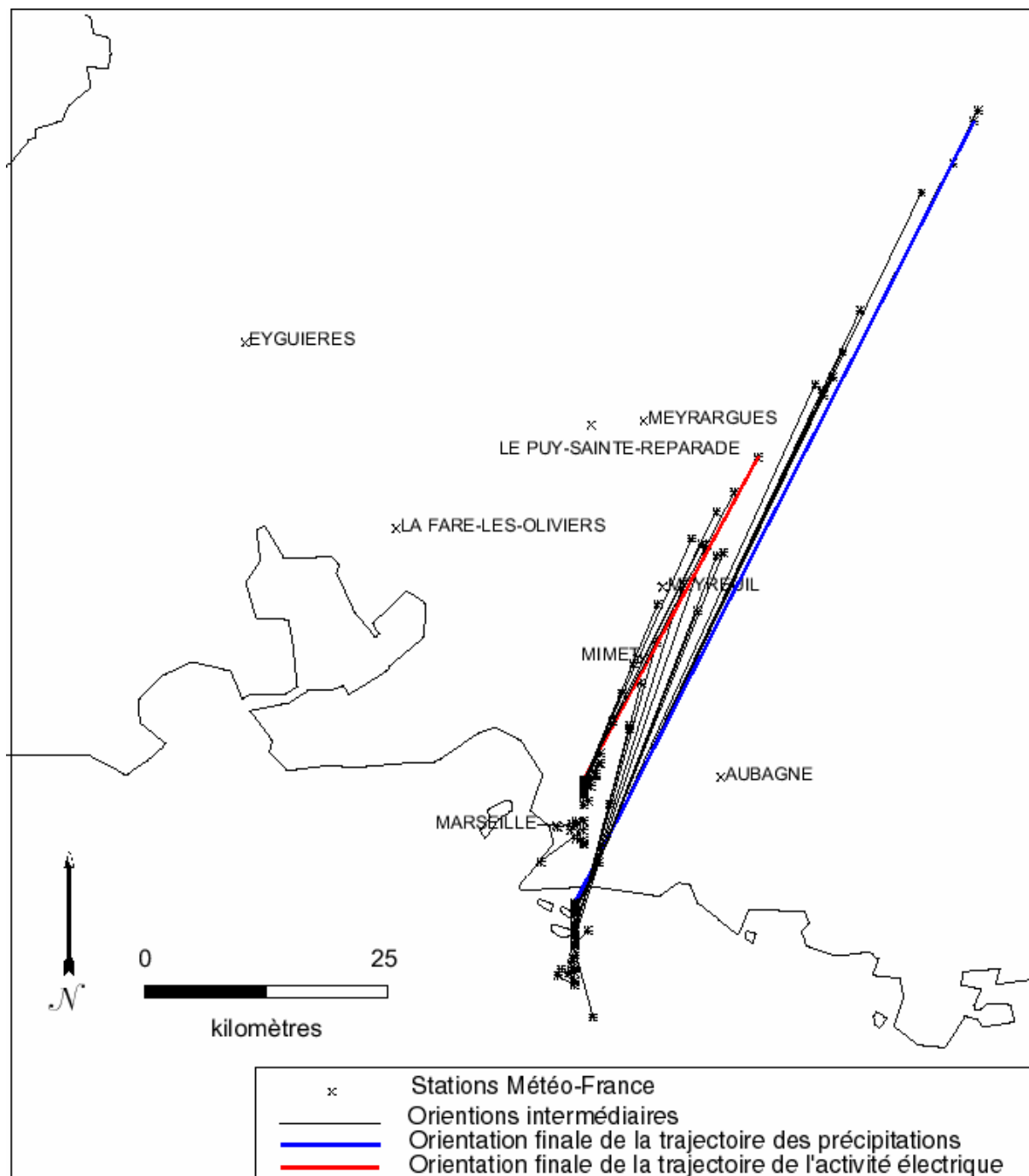
Orientations intermédiaires (en noir) et définitives (en rouge) de la trajectoire d'activité électrique Ba



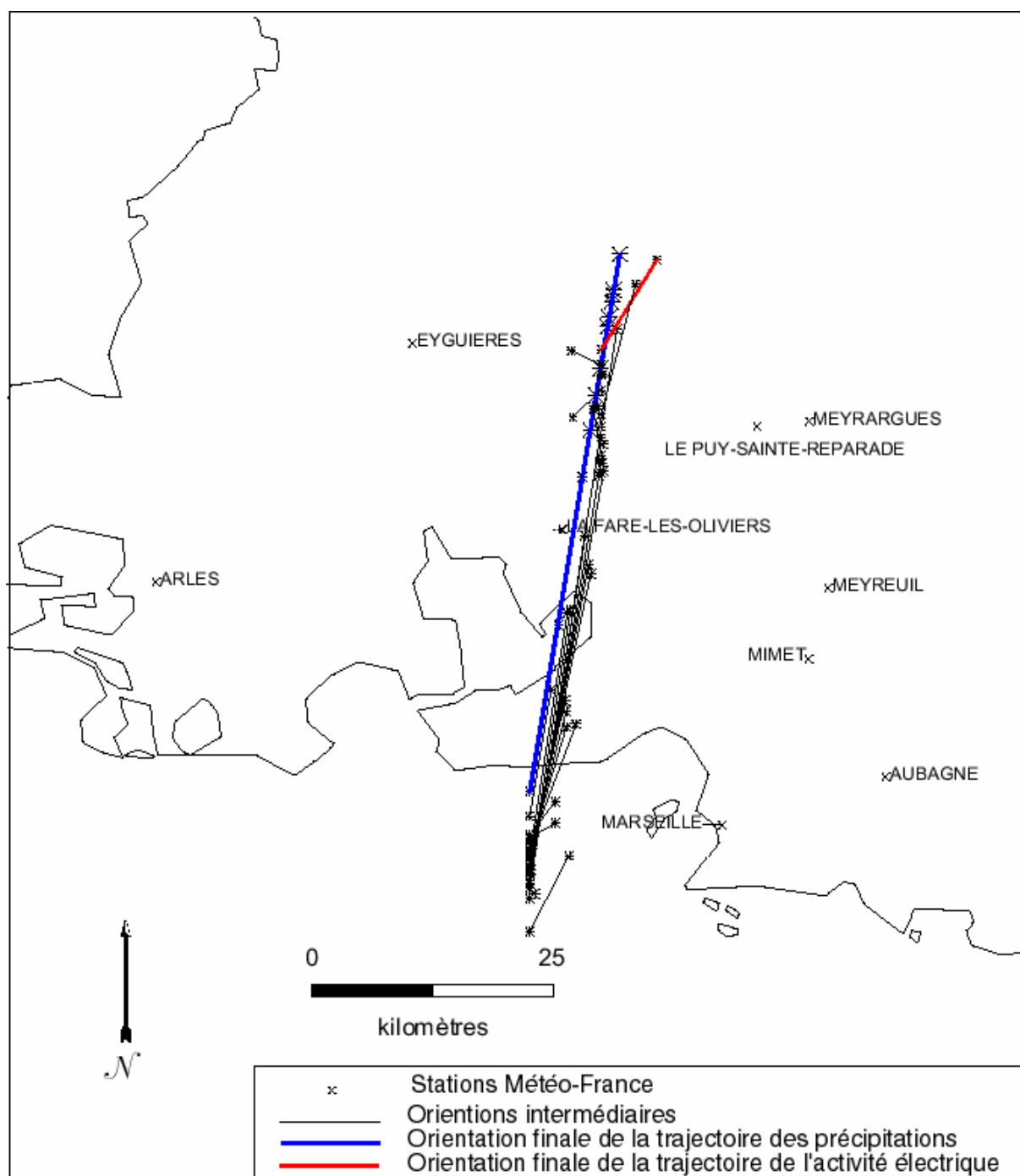
Orientations intermédiaires (en noir) et définitives (en rouge) de la trajectoire Ea



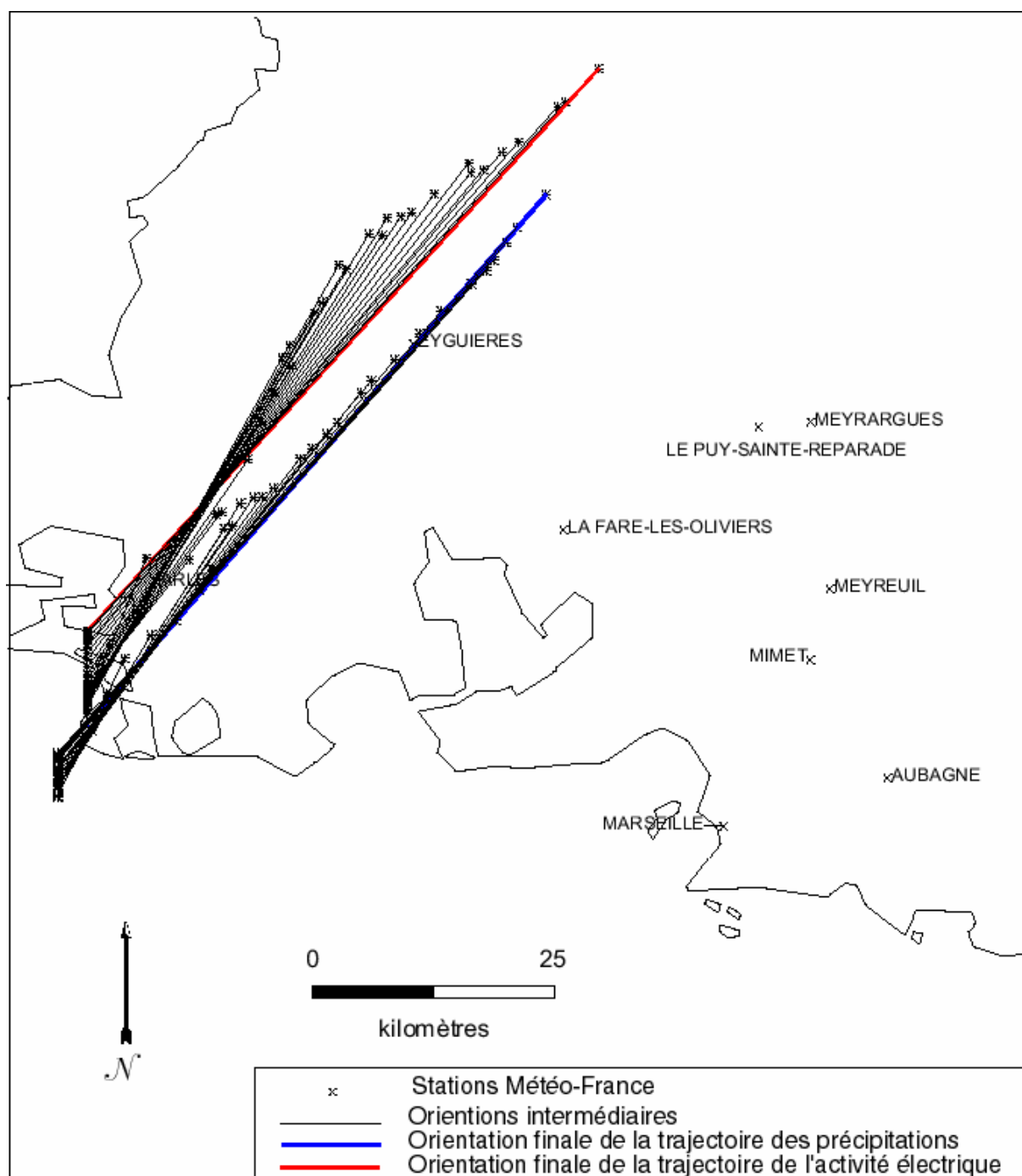
Orientations intermédiaires (en noir) et définitives pour la trajectoire des précipitations (en bleu) et de l'activité électrique(en rouge) de l'événement 1a



Orientations intermédiaires (en noir) et définitives pour la trajectoire des précipitations (en bleu) et de l'activité électrique(en rouge) de l'événement 2



Orientations intermédiaires (en noir) et définitives pour la trajectoire des précipitations (en bleu) et de l'activité électrique(en rouge) de l'événement 1b



Orientations intermédiaires (en noir) et définitives pour la trajectoire des précipitations (en bleu) et de l'activité électrique(en rouge) de l'événement 3