

Université de Lille
Laboratoire d'Optique Atmosphérique
École doctorale Sciences de la Matière, du Rayonnement et de l'Environnement

Thèse de Doctorat

présentée par

Patou Maximilien

Afin d'obtenir le grade de docteur de l'université de Lille
Département : Physique
Spécialité **Optique, Lasers, Physico-Chimie, Atmosphère**

Analyse temporelle des propriétés optiques, microphysiques et macrophysiques de systèmes nuageux fortement précipitants à partir de SEVIRI/MSG

Thèse soutenue publiquement le 3 avril 2018 devant le jury suivant :

Rapporteurs :

Julien Delanoë , Maître de conférence, UVSQ/LATMOS

Jean-François Mahfouf , Directeur de recherche IPEF, Météo-France/CNRM

Examineurs :

Dominique Bouniol , Chargée de recherche, CNRS/Météo-France/CNRM

Éric Defer, Chargé de recherche, CNRS/Université Paul Sabatier/LA

Nicolas Gaussiat, Directeur Service R & D, Météo-France/CMR

Céline Cornet, professeur, Université de Lille/LOA (présidente du jury)

Invité :

Guillaume Penide, Maître de conférence, université de Lille/LOA

Directeur de thèse :

Jérôme Riedi, Professeur, Université de Lille/LOA/ICARE

Co-encadrant :

Jérôme Vidot, Chargé de Recherche, Météo-France/CMS

Résumé

La formation et l'intensification des précipitations sont le résultat de différents processus microphysiques menant au grossissement des hydrométéores nuageux. Les caractéristiques macrophysiques de formation et de développement des nuages convectifs fournissent un cadre environnemental qui influence et contraint ces processus microphysiques. L'observation de l'évolution des nuages à haute résolution temporelle permet de mettre en évidence ces processus microphysiques dont la compréhension est indispensable à la prévision à courte échéance des fortes précipitations. Dans ce travail, nous avons mis au point une méthode originale de suivi à haute résolution temporelle (cinq minutes) de systèmes convectifs isolés et associés à de fortes précipitations à partir de l'instrument SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) embarqué sur le satellite géostationnaire MSG (Météosat Seconde Génération). À partir de plusieurs cas d'étude, une analyse combinée de l'évolution temporelle des propriétés microphysiques (phase thermodynamique, rayons effectifs des hydrométéores), optiques (épaisseur optique) et macrophysiques (ratio périmètre/surface, température moyenne) au sommet des nuages ainsi que l'observation de l'évolution des précipitations au sol ont permis d'identifier sur une période d'intensification des précipitations allant de 30 minutes à 2h, un comportement typique des propriétés au sommet des nuages. Ce résultat fournit une base d'analyse pour la détermination future d'indicateurs précurseurs des fortes précipitations.

Mots clefs : précipitations, nuages convectifs, satellites géostationnaires, microphysique des nuages, dynamique des nuages, analyse temporelle.

Abstract

Formation of precipitation and its intensity are the result of the microphysical processes that contribute to the growth of precipitating hydrometeors. Macrophysical features of cloud formation and growth provide a framework of environmental conditions constraining microphysical processes. Cloud observations at high temporal resolution can highlight microphysical processes to better understand them which is essential for short-term prediction of heavy rainfall events within the context of nowcasting. A new methodology to track convective cloud systems with a time resolution of five minutes was developed from SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) on board Meteosat Second Generation (MSG) geostationary satellite. A temporal analysis of cloud top microphysical properties (cloud top phase, cloud effective radius), cloud optical properties (cloud optical thickness), cloud top macrophysical properties (perimeter to area ratio, mean temperature) and ground based precipitation estimation was conducted. Particular temporal trends of cloud top properties was observed over a 30 minutes to 2h rainfall enhancement period. This result provides an analytical basis to determine future precursors of heavy rainfall events.

Title : Temporal analysis of optical, microphysical and macrophysical properties of cloud systems producing heavy precipitation from SEVIRI/MSG

Keywords : Precipitation, convective clouds, geostationary satellite, cloud microphysics, cloud dynamics, temporal analysis

Remerciements

L'exercice de l'écriture des remerciements n'est pas aussi simple que l'on pense dans un manuscrit de thèse et l'on oublie toujours de mentionner des personnes. Pour ceux que je vais oublier, je vous prie de m'excuser par avance.

Il me faut tout d'abord remercier Jérôme Riedi et Jérôme Vidot pour avoir encadré mon travail de thèse. Merci pour la confiance accordée pendant ces années de thèse, ainsi que pour les encouragements et les discussions que nous avons partagées. Je ne compte plus tous ce que j'ai appris grâce à eux. Durant ma thèse, j'ai pu voyager à travers l'Europe mais également découvrir l'Utah. Cela n'a été possible que grâce à mon "troisième" directeur de thèse : Tim Garrett. Il m'a fait découvrir les paysages de l'Utah et m'a permis de travailler à l'University of Utah au sein du Department of Atmospheric Science. J'ai partagé avec Tim toute une série de discussions passionnantes sur la science, la politique, la philosophie et la vie en générale. Ces trois personnes font de moi ce que je suis aujourd'hui et ont profondément façonné mon regard sur la science et le monde.

Je tiens à remercier les différents membres du jury pour avoir accepté d'évaluer mon travail de thèse. Merci à Céline Cornet pour m'avoir fait l'honneur de présider mon jury de thèse. Merci à Jean-François Mahfouf, Julien Delanoë et aux autres membres du jury pour les précieuses remarques et questions sur le manuscrit et la présentation orale. Bien évidemment, ce travail ne serait pas ce qu'il est sans eux.

Je vais maintenant tenter de n'oublier personne (mission impossible) en mentionnant l'endroit où tout a commencé : le Centre de Météorologie Spatiale (CMS) de Météo-France à Lannion. Grâce à Jérôme Vidot, j'ai travaillé avec l'équipe R & D du CMS dès ma première année de master. Je remercie donc l'ensemble des membres de cette équipe pour le soutien qu'ils m'ont apporté. Ce travail de thèse n'aurait jamais existé sans cela. J'ai une pensée particulière pour Hervé Roquet (l'ancien directeur du R & D du CMS), Pascal Brunel, Hervé Le Gléau et Pascale Roquet. C'est au CMS de Lannion que j'ai véritablement découvert l'utilisation des satellites pour la météorologie et je garde de très bons souvenirs de la Bretagne et de Lannion. Il me faut remercier également David Marchal qui est prévisionniste de Météo-France en poste à Villeneuve-d'Ascq pour m'avoir fait découvrir son métier.

J'ai travaillé la plupart du temps au Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA) où je me suis très bien intégré au sein de l'équipe nuage. Je tiens à remercier Frédéric Parol (le directeur du LOA) pour son accueil mais également la totalité du laboratoire. A vrai dire, il est difficile de mentionner l'ensemble des chercheurs, jeunes chercheurs et doctorants avec qui j'ai partagé/discuté sur la science ou un autre sujet. Merci à eux pour tous les bons moments partagés. Il me faut quand même mentionner mes camarades Lucia et Laura pour la bonne ambiance qu'il y avait dans le bureau 303, les anciens et nouveaux doctorants du LOA avec qui j'ai discuté (Quentin C., Patrice H., Valentin L., Guillaume M., Christian M., Friederike H., Ioana P., Alexandre S., Cheng C., Lei L., Danielle E. H., Mohamed D. et Qiaoyun H.), les secrétaires du LOA (Marie-Lyse et Anne) pour leurs conseils, les personnes qui ont parfois mangé avec moi le midi ou avec qui j'ai passé des moments conviviaux (Hervé H., Philippe D., Isabelle C., Fabien C., Paul-Étienne M., Frédérique A., Jean-Marc N., Marie B., Nicolas H., Suzanne C., Claudine V., Laurent C. L., Olivier P., Romain D. F. et Anne B. P.). Je ne peux pas oublier non plus les discussions avec Isabelle J. et Isabelle F. car elles m'ont souvent remonté le moral.

J'adresse un grand merci à Guillaume Penide. Ce fut un plaisir de travailler avec toi, d'avoir tes conseils et de pouvoir discuter d'autres sujets pour décompresser. Tu as toujours été à l'écoute de mes difficultés. Je pense également aux longues discussions allant des langages informatiques à l'écologie avec les informaticiens du LOA (François T. et Fabrice D.). Merci à eux pour ce qu'ils m'ont appris. J'en profite maintenant pour remercier Bruno Six qui m'a fait le plaisir d'assister à ma soutenance.

Enfin, dans les moments les plus difficiles, j'ai eu la très grande chance de pouvoir compter sur ma mère, mon père, mon frère, ma sœur, Justin et Valou. Ils ont supporté mon travail de nuit ainsi que mon stress légendaire. Je leur suis infiniment reconnaissant.

Table des matières

1	Généralités sur les systèmes précipitants	10
1.1	Les nuages précipitants	10
1.1.1	Processus microphysiques de formation des précipitations	10
1.1.2	Les types de nuages précipitants	12
1.2	Les systèmes nuageux convectifs	14
1.2.1	Modèle de la parcelle d'air	14
1.2.2	Modèles conceptuels des orages	17
1.2.3	Systèmes convectifs de méso-échelle	19
1.3	Estimation des précipitations et observation des propriétés au sommet des nuages par satellite	21
1.3.1	Estimation des précipitations	21
1.3.2	Propriétés au sommet des nuages par satellite	25
1.4	Objectifs de thèse	26
2	Études temporelles des nuages convectifs et précipitants par satellites géostationnaires	30
2.1	Les satellites géostationnaires	30
2.1.1	L'instrument SEVIRI embarqué sur MSG	32
2.2	Définitions des contenus en eau et des propriétés microphysiques et optiques des nuages	34
2.3	Les méthodes de suivi des nuages convectifs par satellite géostationnaires	36
2.3.1	Les techniques de détection des MCS et des cumulonimbus	36
2.3.2	Les techniques de suivi temporel de MCS et de nuages convectifs	41
2.4	Les études dédiées à l'initiation de la convection pour les satellites géostationnaires	43
2.5	Les études de l'évolution des propriétés microphysiques et optiques des nuages convectifs	47
2.6	Synthèse	52

3	Données et Méthodologie	54
3.1	Type de nuage, hauteur, pression et température au sommet des nuages du SAFNWC	55
3.2	Détermination de la phase thermodynamique du produit SEV06-CLD . . .	58
3.3	Épaisseur optique et rayon effectif des particules d'eau des nuages	61
3.4	Limitations identifiées des produits nuageux	63
3.5	Intercomparaison des données de SEV06-CLD avec les données MODIS pour les données de REFF et COT	65
3.5.1	Comparaison des données de COT en phase liquide et en phase glace	70
3.5.2	Comparaison des données de REFF en phase liquide et en phase glace	73
3.5.3	Bilan et limites de l'inter-comparaison	76
3.5.4	Vers une validation globale de SEV06-CLD et CMIC	77
3.6	La lame d'eau PANTHERE de Météo France	79
3.7	Méthodologie de détection et de suivi temporel des nuages isolés	82
3.7.1	Détection des nuages isolées se formant par temps clair	82
3.7.2	La méthode de recouvrement retro-chronologique	85
3.7.3	La synchronisation temporelle	89
3.8	Synthèse	90
4	Études de cas sur la France	92
4.1	Sélection et localisation de 35 cas d'étude	93
4.2	Analyse temporelle des valeurs moyennes de température, de la classification de phase et des maxima de précipitations	100
4.2.1	Les deux temps de référence basés sur les précipitations	100
4.2.2	Les valeurs moyennes de CTT et la classification de phase des nuages suivis	104
4.3	Analyse temporelle des types de nuage	111
4.4	Analyse temporelle des moyennes de REFF et de COT de SEV06-CLD . .	116
4.4.1	Moyennes des REFF et COT en phase glace	116
4.4.2	Moyennes des REFF et COT en phase liquide et indéterminée . . .	121
4.5	Analyse temporelle d'un paramètre morphologique pour les 35 cas d'étude : le CPAR	125
4.6	Simulation de cellules convectives précipitantes idéales avec RAMS	131
4.7	Analyse temporelle de cas non précipitants et comparaisons avec les cas précipitants	135
4.7.1	Les maxima de précipitations, les types de nuages et les moyennes de CTT	135
4.7.2	Analyse de la phase thermodynamique, des moyennes de REFF et de COT	139

4.7.3	Analyse du CPAR	145
4.8	Synthèse et conclusion	148
5	Conclusion générale et perspectives	152
5.1	Conclusion générale	152
5.2	Perspectives	158
5.2.1	Vers une base de données de suivis de nuages sur l'Europe	158
5.2.2	Combinaisons de méthodes de suivi	159
5.2.3	Vers d'autres temps de références, d'autres analyses temporelles et d'autres satellites	164
	Bibliographie	168
A	Article soumis au Journal of Applied Meteorology and Climatology de L'American Meteorological Society	189

Chapitre 1

Généralités sur les systèmes précipitants

Sommaire

1.1 Les nuages précipitants	10
1.1.1 Processus microphysiques de formation des précipitations	10
1.1.2 Les types de nuages précipitants	12
1.2 Les systèmes nuageux convectifs	14
1.2.1 Modèle de la parcelle d'air	14
1.2.2 Modèles conceptuels des orages	17
1.2.3 Systèmes convectifs de méso-échelle	19
1.3 Estimation des précipitations et observation des propriétés au sommet des nuages par satellite	21
1.3.1 Estimation des précipitations	21
1.3.2 Propriétés au sommet des nuages par satellite	25
1.4 Objectifs de thèse	26

1.1 Les nuages précipitants

1.1.1 Processus microphysiques de formation des précipitations

D'une manière générale, la formation des nuages s'effectue par condensation de la vapeur d'eau de l'air humide sur certains aérosols ou encore sur des noyaux de condensation glaciogènes (Gunthe *et al.*, 2009). Les nuages sont donc composés d'hydrométéores qui peuvent être sous la forme de cristaux de glace ou de gouttelettes d'eau liquide formés par nucléation et glaciation ou d'un mélange des deux. Les particules composant les précipitations sont assez variées. Il peut y avoir la pluie composée de gouttes d'eau liquide, la

bruine constituée de gouttelettes plus fines, la neige, la neige roulée, la grêle et le grésil qui correspond à de petits cristaux de glace. Ces hydrométéores composant les précipitations ont des tailles et des formes différentes qu'ils soient sous forme d'eau liquide ou solide et des diamètres caractéristiques variés d'ordre de grandeur allant de valeurs inférieures au millimètre à plusieurs centimètres (Pruppacher et D.Klett, 1997).

Les précipitations se forment grâce à divers processus microphysiques de grossissement des hydrométéores nuageux. Ces processus peuvent être classés en processus microphysiques chauds où la température est $>0^{\circ}\text{C}$ et en processus microphysiques froids avec une température $<0^{\circ}\text{C}$ (Houze, 1993). Pour donner un exemple, on peut mentionner la coalescence des gouttes d'eau dans les nuages d'eau liquide qui résulte de la collision conduisant à l'agglomération des gouttelettes (Whelpdale et List, 1971). La coalescence des gouttes d'eau est le processus qui domine pour les nuages chauds. Il faut nécessairement des tailles de gouttes hétérogènes et suffisantes pour que ce processus opère, en particulier pour permettre des vitesses différentielles entre les gouttelettes et favoriser les collisions entre elles (Houze, 1993). Nous pouvons également citer le processus de Bergeron-Findeisen pour les nuages froids. Ce processus intervient lors de la présence d'eau surfondue dans une certaine gamme de température et de cristaux de glace dans le nuage. Il est lié au fait que la pression de vapeur saturante de la glace est inférieure à celle de l'eau liquide surfondue à la même température ce qui provoque la déposition de la vapeur d'eau sur les cristaux de glace et l'évaporation de l'eau surfondue simultanément d'après le glossaire de l'American Meteorological Society (American Meteorological Society, 2017a).

Il existe d'autres processus microphysiques variant en fonction de divers paramètres comme par exemple la température, la quantité de vapeur d'eau ou la présence d'un certain type d'hydrométéores. La Figure 1.1 schématise les principaux types d'hydrométéores dans les précipitations ainsi que les processus microphysiques en jeu. De part leurs complexités, cette section n'a pas pour objectif une énumération et une explication détaillée des processus microphysiques. Nous renvoyons pour cela à un ouvrage spécialisé sur le sujet : Pruppacher et D.Klett (1997). Il faut néanmoins retenir qu'en général les processus microphysiques sont décrits à l'aide d'approximations afin d'être pris en compte pour simuler la formation des nuages et les précipitations dans la modélisation numérique. Le réalisme de ces paramétrisations est de première importance pour estimer le rôle complexe des nuages dans le climat et améliorer la prévision numérique du temps (Walko *et al.*, 1995; Liou et Ou, 1989; Morrison *et al.*, 2005).

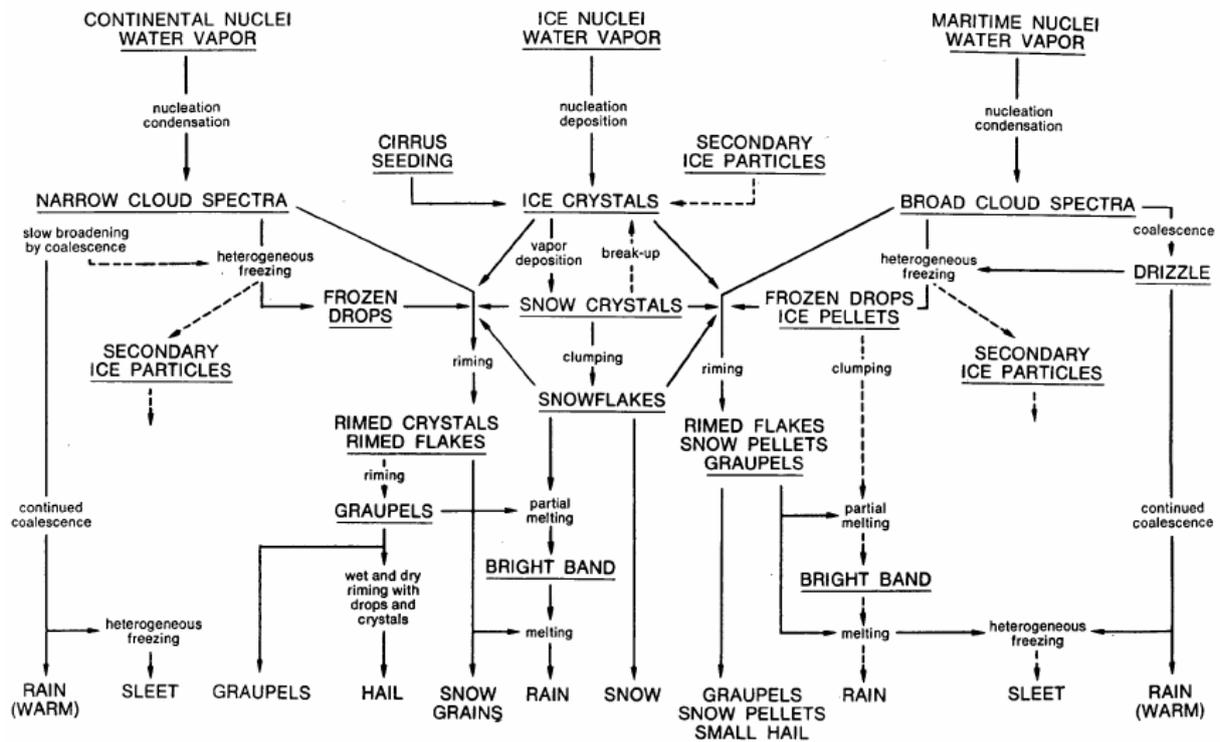


FIGURE 1.1 – Synthèse sous la forme d'un schéma fléché des hydrométéores principaux et des processus microphysiques qui permettent leurs formations et leurs grossissements jusqu'aux précipitations. Figure tirée de (Braham Jr. et Squires, 1974)

Par ailleurs, une analyse qui se limite à l'étude de la microphysique des nuages ne suffit pas pour expliquer la formation des nuages et des précipitations dans l'atmosphère en conditions réelles. Nous pouvons citer directement les propos de Pruppacher et D.Klett (1997) à la page 8 pour en appuyer l'idée : "Les caractéristiques macro-physiques de formation et de grossissement des nuages relatifs à la dynamique des nuages fournissent un cadre de conditions environnementales limitant la vitesse et la durée des processus microphysiques." Il est donc important de prendre en compte les mouvements atmosphériques liés par exemple à la convection comme les mouvements d'air ascendant, l'entraînement de l'air et les aspects thermodynamiques en raison de leurs effets sur la formation des précipitations à l'échelle microphysique. Par la suite, nous nous attacherons à développer une méthodologie d'analyse permettant de ne pas séparer le nuage des propriétés de son environnement direct.

1.1.2 Les types de nuages précipitants

A plus grande échelle en météorologie, il y a une typologie des nuages. Celle-ci dépend principalement de l'altitude de la base des nuages et de leurs formes. La Figure 1.2 reprend une classification des dix types de nuages d'après Météo-France. Certains types de nuages

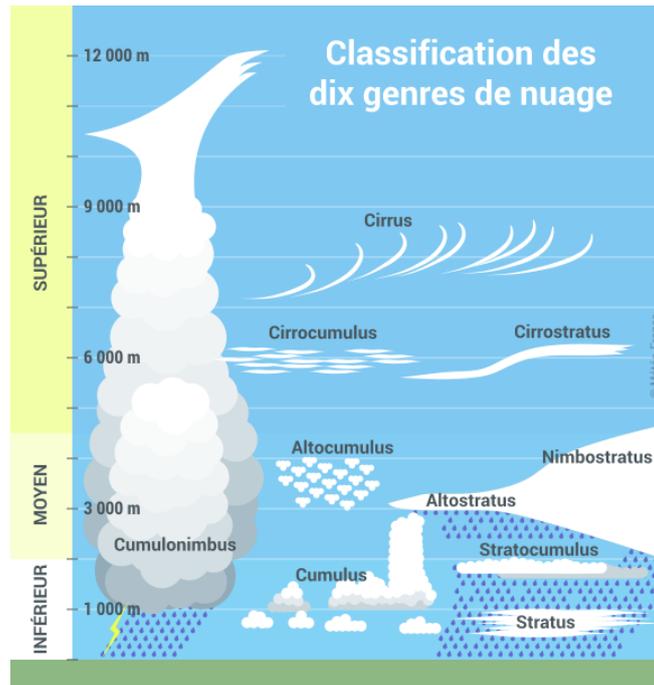


FIGURE 1.2 – *Classification des dix types de nuages avec les altitudes associées. Source Météo-France*

sont associés à des précipitations. Les cumulonimbus sont définis dans l'atlas international des nuages de l'Organisation Météorologique Mondiale comme étant de gros nuages denses associés à une grande extension verticale (Organisation Météorologique Mondiale, 2017a). Le sommet de ces nuages n'est généralement pas plat et souvent associé à la formation d'une enclume. La grande extension verticale de ces nuages résulte des courants ascendants importants. Le cumulonimbus n'est pas le seul type de nuage pouvant être associé aux précipitations et les nuages moins étendus verticalement peuvent également produire des précipitations (voir Figure 1.2 et Tableau 1.1). Les principaux types de nuages associés à des précipitations sont les cumulonimbus, les cumulus, les stratus, les nimbostratus, les altocumulus et les stratocumulus. Ces nuages ont des altitudes au sommet variables allant de moins de 1 km à plus de 10 km (Figure 1.2).

Étudier la nature des mécanismes macroscopiques qui provoquent les précipitations mène souvent à une classification de ces précipitations non basée sur leurs localisations géographiques ou sur leurs situations météorologiques associées (pluies issues d'un orage ou d'un front météorologique) mais directement sur leurs origines convectives ou stratiformes (Llasat, 2001). De plus, Houze (1993) fait une distinction entre pluies stratiformes et convectives grâce à la vitesse verticale des masses d'air impactant les processus microphysiques. La classification en pluie stratiforme et convective par les radars a fait l'objet de nombreuses études et fait encore l'objet d'évaluations récentes (Penide *et al.*, 2013). Les déterminations de "fortes précipitations" par seuillage sont multiples. En effet, Llasat

Précipitations	Altostratus	Nimbostratus	Stratocumulus	Stratus	Cumulus	Cumulonimbus
Pluie	✓	✓	✓		✓	✓
Bruine				✓		
Neige	✓	✓	✓			✓
Grésil						✓
Grêle						✓

Tableau 1.1 – *Types de précipitations et types de nuages associés. Source : Météo-France*

(2001) rappelle qu'une classification des précipitations par de simples seuils sur leurs intensités n'est pas universelle et peut varier entre les pays. On peut néanmoins donner un exemple de classification des pluies donc uniquement pour des gouttes d'eau. Le glossaire de l'American Meteorological Society propose par exemple de qualifier en pluies "légères" les taux de précipitations entre 0 mm/h et 2.6 mm/h, le maximum de taux de pluie sur 6 minutes ne dépassant pas les 0.25 mm, en pluies "moyennes" des valeurs entre 2.6 mm/h et 7.6 mm/h, et enfin en pluies "fortes" des valeurs supérieures à 7.6 mm/h (American Meteorological Society, 2017b). Globalement, les orages, les averses de grêles et les précipitations "les plus intenses" sont souvent associés aux nuages du type cumulonimbus et ses sous-espèces d'après l'atlas des nuages de l'organisation météorologique mondiale (Organisation Météorologique Mondiale, 2017c,b).

1.2 Les systèmes nuageux convectifs

1.2.1 Modèle de la parcelle d'air

Les systèmes nuageux exposés dans cette section sont qualifiés de convectifs en faisant référence à une notion limitée de la convection. En effet, il est assez courant en météorologie d'utiliser ce terme au sens d'une réponse à un déséquilibre vertical lorsque l'air est instable du point de vue de la flottabilité (Malardel, 2009). Cette notion de la convection est associée aux mouvements verticaux de l'air et nous considérons dans un premier temps le cas d'une parcelle d'air sec. Nous verrons ensuite le cas d'une parcelle d'air humide et contenant des hydrométéores dans le cas où elle est saturée. Le modèle de la parcelle d'air qui s'élève est très détaillé dans Malardel (2009) et Emmanuel (1994). Il s'agit ici d'exposer uniquement les notions de bases pour comprendre la convection.

Pour introduire la notion de flottabilité, il est utile de considérer en premier lieu une parcelle d'air sec isolée qui s'élève dans un environnement au repos en faisant des hypothèses. Nous posons que la pression de la parcelle est égale à la pression de l'environnement, on pose l'environnement comme étant en équilibre hydrostatique et on suppose qu'il n'y a

pas d'échange de chaleur pour la parcelle avec l'extérieur (adiabaticité). On peut alors exprimer la valeur de la force massique de flottabilité B comme suit via un simple bilan des forces s'exerçant sur la parcelle d'air :

$$B = -g \frac{\rho_p - \rho_{env}}{\rho_p} \quad (1.1)$$

(avec ρ_p et ρ_{env} représentant respectivement la masse volumique de la parcelle et de l'air environnant la parcelle, généralement exprimés en kg/m^3 . Le terme g correspond à l'accélération de la pesanteur qui s'exprime en m/s^2 ou en N/kg et B a la même unité.) Quand $B > 0$, le mouvement "vers le haut" de la parcelle d'air va s'accélérer. Il est assez simple de comprendre que l'accélération du mouvement ascendant de la parcelle d'air dépend donc de sa densité par rapport à l'air environnant ou à un état de référence. D'une manière analogue on peut réécrire l'équation 1.1 en fonction des températures de la parcelle d'air et de l'environnement en utilisant l'équation des gaz parfaits en plus de l'hypothèse des pressions égales.

$$B = -g \frac{T_{env} - T_p}{T_{env}} \quad (1.2)$$

(avec T_p et T_{env} représentant respectivement les températures généralement exprimées en Kelvin de la parcelle et de son environnement).

Nous pouvons alors estimer qu'une parcelle d'air plus chaude que son environnement va subir une accélération vers le haut. Ce modèle conceptuel simple de la parcelle d'air sec n'est pas suffisant car il faut tenir compte de la vapeur d'eau et des hydrométéores qui se sont formés dans la parcelle d'air quand elle est saturée. Dans ce cas l'expression de la flottabilité devient largement plus complexe. Houze (1993) en donne une expression approximative :

$$B \simeq g \left[\frac{T^*}{T_0} - \frac{p^*}{p_0} + 0.61q_0^* - q_H \right] \quad (1.3)$$

T^* , p^* et q_0^* représentent respectivement des perturbations par rapport à un état de référence de température, de pression (exprimée souvent en météorologie en hPa) et du rapport de mélange (masse de vapeur d'eau par unité de masse d'air, souvent exprimé en g/kg). L'astérisque signifie qu'il s'agit de perturbation par rapport à un état de référence. q_H représente le rapport de mélange des hydrométéores (masse des hydrométéores liquides et solides par unité de masse d'air). Ainsi, les contributions à la flottabilité sont variables et dépendent de la formation des hydrométéores. Ceux-ci ont un effet négatif sur la flottabilité lorsqu'ils sont formés. La température et la pression peuvent influencer positivement ou négativement la flottabilité. La vitesse des courants ascendants peut donc largement dépendre de facteurs multiples que ce soit la température de la parcelle d'air, la quantité de vapeur d'eau et la formation des hydrométéores.

Le modèle de la parcelle d'air est surtout utilisé en météorologie afin de pouvoir analyser facilement le refroidissement et la stabilité de la parcelle d'air considérée. En reprenant les hypothèses évoquées précédemment pour une parcelle d'air sec qui s'élève sur une distance finie sous l'effet de processus réversibles et pseudo-adiabatiques, on peut calculer le gradient thermique adiabatique sec qui correspond à la variation de température avec l'altitude de la parcelle d'air. Le calcul de ce gradient donne une valeur de $-9.8^{\circ}\text{C}/\text{km}$ dont on peut trouver les détails dans Malardel (2009). Ce refroidissement va diminuer pour une atmosphère humide et saturée si la vapeur d'eau se condense. En effet, comme rappelé à la section précédente, la nucléation des gouttelettes d'eau par condensation ou la formation des cristaux de glace est liée à la présence d'aérosols. Ces processus de formation des hydrométéores réchauffent la parcelle d'air à cause de la chaleur latente libérée qui réduit son refroidissement. Tout comme pour la flottabilité, la quantité de vapeur d'eau et la formation des hydrométéores ont un effet réducteur sur le refroidissement. D'un point de vue énergétique, la notion de flottabilité permet de définir le réservoir d'énergie potentielle disponible pour la convection appelé CAPE (Convective Available Potential Energy) de la parcelle d'air. Emmanuel (1994) en donne une définition :

$$CAPE_i = \int_i^{NE} B dz \quad (1.4)$$

(avec i le niveau où la parcelle d'air commence à s'élever et NE (niveau d'équilibre) le niveau correspondant à $B = 0$ quand la parcelle d'air stoppe sa progression. dz est la variation d'altitude infinitésimale en km définie par le vecteur unitaire vertical le long de l'accélération de la pesanteur. La CAPE s'exprime en J/kg.

En considérant une parcelle d'air qui s'élève, le niveau i dans l'équation 1.4 peut être supérieur en altitude au point de condensation (l'altitude où débute le processus de condensation). Dans ce cas, par libération de chaleur latente, la parcelle d'air devient plus chaude que son environnement. Cette altitude particulière porte le nom de Niveau de Convection Libre (NCL). La CAPE représente alors le travail des forces de flottabilité entre le NCL et le NE ainsi que l'énergie potentielle disponible pour alimenter les mouvements ascendants. En complément de la CAPE et à partir de la définition du NCL, on peut définir la Convective INhibition (CIN). La CIN correspond à l'énergie qu'il faudrait apporter à la parcelle pour la forcer à s'élever au niveau du NCL. Elle s'exprime comme la CAPE en J/kg.

La CAPE et la température sont très utilisées en soutien à la prévision et dans les analyses de phénomènes extrêmes et de fortes précipitations (Lepore *et al.*, 2015). La parcelle d'air ne s'élève pas nécessairement à cause d'une flottabilité positive. Elle peut par exemple s'élever par forçage orographique en passant devant un relief. De plus, le modèle de la parcelle d'air reste limité car il ne tient pas compte de l'interaction avec l'environnement

et des variations de pression qu'il peut y avoir. Enfin, la prise en compte du cisaillement des vents perturbe les mouvements ascendants mais permet une représentation des orages plus réalistes (Weisman et Klemp, 1982). Au delà des aspects thermodynamiques et des mouvements ascendants à l'échelle d'une parcelle d'air, la méthode de la parcelle ne permet pas d'étudier l'organisation des systèmes nuageux convectifs et des orages de fortes précipitations à plus grande échelle.

1.2.2 Modèles conceptuels des orages

Il existe plusieurs manières de classer les orages et les systèmes nuageux convectifs de fortes précipitations. Nous pouvons par exemple classer les événements en fonction des types de précipitations et de leurs intensités (Llasat, 2001). Comme rappelé dans la partie 1.2.1, les pluies convectives les plus intenses peuvent être détectées et distinguées des pluies stratiformes par divers techniques en analysant les réflectivités radars (Penide *et al.*, 2013), mais on peut aussi caractériser l'organisation, la forme et la taille des cellules convectives. Ainsi, des modèles conceptuels ont émergés. Ces modèles sont basés sur l'observation des orages et des systèmes convectifs les plus courants. On peut mentionner, entre autres, la simple cellule isolée à durée de vie courte, la multi-cellule et la super-cellule (Hagen *et al.*, 1999; Weisman et Klemp, 1986).

La cellule convective isolée est un modèle simple et élémentaire. Il s'agit d'un nuage comportant une seule zone convective avec des mouvements ascendants. Comme évoqué aux sections précédentes, l'élévation rapide dans la troposphère va produire via les processus microphysiques de grandes quantités d'hydrométéores sous la forme d'eau liquide et de glace. Lorsque la goutte de pluie ou le cristal de glace atteint une taille suffisante, il peut vaincre les mouvements ascendants et tomber, ce qui entraîne des courants compensatoires descendants (Malardel, 2009; Weisman et Klemp, 1986). Les courants ascendants

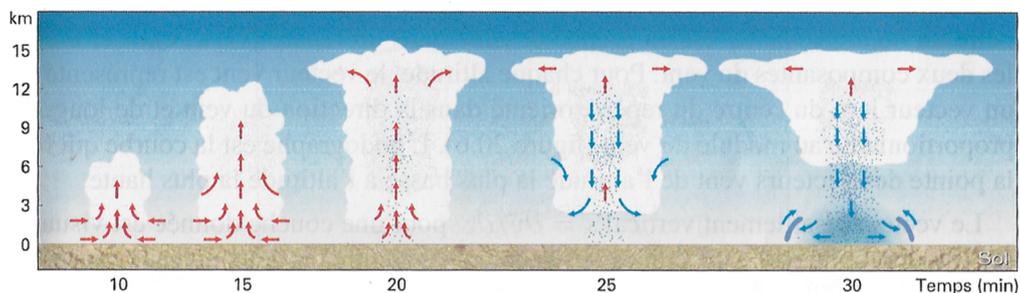


FIGURE 1.3 – Cycle de vie d'une cellule ordinaire convective. Tirée de Malardel (2009) d'après E.A.O COMET (1996)

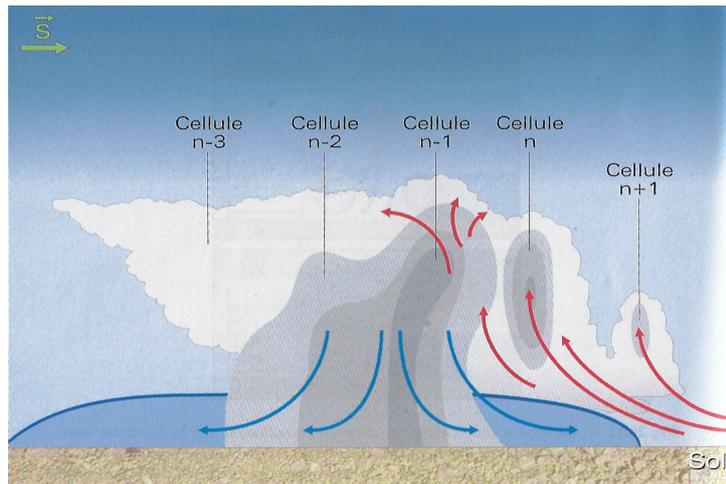


FIGURE 1.4 – Représentation schématique d'un orage multicellulaire où la cellule $n-1$ est en phase de maturité et les cellules n et $n+1$ en phase de développement. La cellule $n-3$ est en phase de dissipation. Tirée de Malardel (2009) d'après E.A.O COMET (1996)

permettent un étalement de la cellule à son sommet quand la flottabilité est nulle. Les courants descendants peuvent donner lieu à des rafales de vent lorsqu'ils arrivent au sol. Le cycle de vie de la cellule ordinaire est caractérisé par un temps de développement assez court (Figure 1.4). D'après Malardel (2009) et Weisman et Klemp (1986), le temps de vie d'une telle cellule est compris entre 30 et 50 minutes et les précipitations peuvent être intenses mais de courte durée.

La multi-cellule orageuse peut être vue comme une combinaison de cellules ordinaires non synchronisées temporellement dans leurs développements (Figure 1.4). Cela correspond donc à une cellule plus large comportant plusieurs cellules ordinaires à différentes étapes d'évolution (Figure 1.3). Ces cellules peuvent interagir entre elles. Le cisaillement des vents horizontaux et la régénération des nouvelles cellules ordinaires en aval du cisaillement y jouent un rôle important. Ces systèmes peuvent se déplacer et leurs structures sont en ligne (Figure 1.4) ou en amas (Malardel, 2009).

L'orage supercellulaire est un système avec des mouvements ascendants encore plus intenses. Il comporte surtout un fort cisaillement rotationnel des vents ce qui permet la formation d'une cellule convective plus importante dont la durée de vie est plus longue. Ce type d'organisation convective comporte généralement une enclume moins active. Ils sont rares en Europe mais produisent les chutes de grêles les plus fortes. Ces systèmes produisent également les tornades. Sur l'imagerie radar, ils produisent souvent un écho radar en forme de crochet dans le plan horizontal et ils sont associés à de fortes valeurs de CAPE (Malardel, 2009).

1.2.3 Systèmes convectifs de méso-échelle

À plus grande échelle, les systèmes convectifs exposés dans la section précédente s'organisent en de plus gros objets. Le mot méso vient du grec *mésos* qui signifie milieu et fait référence à une certaine échelle d'espace. Le système convectif de méso-échelle ou Mesoscale Convective System (MCS) en anglais a été défini de la manière suivante par Houze (1993) : "Système nuageux qui est constitué d'un ensemble de cellules convectives dont la zone continue de précipitations atteint au moins 100 km". Un MCS est caractérisé par le fait qu'il contient à la fois une partie convective et une partie stratiforme toutes les deux associées à des précipitations. Du point de vue de l'imagerie satellite, on distingue souvent les parties actives où l'on considère qu'il y a le plus de précipitations des parties moins actives correspondant généralement à la partie cirriforme et stratiforme. La Figure 1.5 représente une vision schématique et idéale des MCS où les zones de fortes précipitations correspondant à la partie active du MCS sont associées aux zones les plus froides observées dans l'imagerie infrarouge des satellites. On nomme généralement la partie supérieure d'un MCS enclume à cause de sa forme (en forme d'enclume). Il existe une grande variété de définitions de système nuageux du type MCS avec des différences notables en ce qui concerne leurs formes et leurs tailles. Ces catégories de MCS ont été définies et observées grâce à l'imagerie satellite en analysant leurs tailles, leurs formes et leurs températures. On peut mentionner, entre autres, quelques-unes de ces catégories de MCS comme :

- Le complexe convectif de méso-échelle (CCM) défini par Maddox (1980) ayant des sommets de nuages avec une température inférieure à -32°C sur $150\,000\text{ km}^2$, une zone de $50\,000\text{ km}^2$ dont les sommets atteignent -52°C , une durée de vie longue supérieure à 6 h et le rapport entre les diamètres nord-sud et est-ouest doit être supérieur à 0.7.
- Le système convectif organisé (SCO) défini par Mathon et Laurent (2001) qui correspond aux systèmes tropicaux les plus précipitants dont la partie active se déplace et se propage très rapidement (plus de 10 m/s).
- Le MCS Européen de Morel et Senesi (2002b) plus petit mais atteignant quand même les $10\,000\text{ km}^2$ et localisés près des montagnes. En moyenne, un MCS Européen typique se déplace de l'est vers le nord-est et dure environ 5.5 h.

D'autres classifications des MCS sont possibles en se basant sur leurs précipitations associées et leurs tailles. Ainsi, Yuan et Houze (2010) proposent trois catégories de MCS. Les MCS isolés et de petites tailles, isolés et plus imposant et les MCS connectés. Deux de ces catégories de MCS sont représentées sur la Figure 1.5. Les observations par satellites et radars permettent ainsi de catégoriser les MCS même si ce terme englobe une très large gamme de systèmes nuageux.

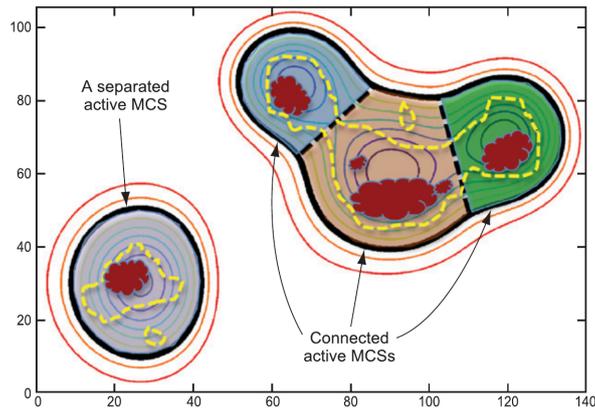


FIGURE 1.5 – Représentation idéale du point de vue de l'imagerie satellite dans l'infrarouge d'un MCS isolé actif (précipitant) et d'un ensemble de MCS actifs connectés par leurs enclumes. Les contours en traits circulaires colorés représentent des isothermes de température de brillance à $11\mu\text{m}$. Le trait noir indique 260 K , les autres traits colorés représentent des isothermes plus froides (par pas de 10 K), les lignes oranges et rouges sont respectivement les isothermes 270 K et 280 K . Le trait jaune (en pointillé) représente des zones avec des taux de pluie supérieurs à 1 mm/h . Les zones rouges en forme de nuage correspondent à des zones de pluies fortes (6 mm/h). Tirée de Yuan et Houze (2010)

Que ce soit pour la météorologie ou la climatologie, la large gamme d'échelles spatio-temporelles des systèmes nuageux convectifs pluvieux rend difficile leurs représentations dans les modèles atmosphériques. L'impact des processus microphysiques évoqués dans la première section de ce chapitre, des processus thermodynamiques et dynamiques comme les mouvements d'air, les changements de températures, l'effet du rayonnement solaire et l'humidité sont souvent considérés à travers des schémas de paramétrisations (Seity *et al.*, 2011; Tao *et al.*, 2011; Kogan, 2013). Ces paramétrisations des processus physiques jouent un rôle majeur pour la description des propriétés radiatives des nuages, de la convection, du refroidissement des nuages de pluie ou encore des processus d'interactions entre la présence d'aérosols et la formation des pluies (Arakawa, 2004). Il est donc nécessaire pour mieux comprendre les processus liés à la dynamique et à la microphysique des nuages de fortes précipitations de pouvoir observer efficacement les propriétés des nuages et d'estimer l'intensité des précipitations.

1.3 Estimation des précipitations et observation des propriétés au sommet des nuages par satellite

1.3.1 Estimation des précipitations

Il existe diverses manières de mesurer des précipitations et nous n'allons pas décrire ici l'ensemble de tous les instruments et toutes les méthodes de quantification des précipitations existantes mais simplement évoquer quelques exemples. On peut globalement classer les instruments de mesure des précipitations en deux catégories : les mesures directes (en utilisant souvent les instruments au sol) et les mesures par télédétection.

La méthode la plus ancienne pour estimer les précipitations est l'utilisation des pluviomètres. Il existe plusieurs catégories de pluviomètres. On peut mentionner par exemple les pluviomètres à lecture directe mesurant simplement les précipitations sous forme d'eau liquide ou solide après la fusion de la glace à partir d'un réservoir ou d'une éprouvette graduée. Il y a également des pluviomètres automatiques plus répandus à augets basculeurs. Le fonctionnement de ce pluviomètre repose sur le remplissage d'un auget qui bascule dès qu'il est plein. Le nombre et l'heure de chaque basculement sont enregistrés. Un autre type d'instrument pour l'estimation des précipitations est le disdromètre. Le principe du disdromètre est avant tout la mesure de la distribution des gouttes ce qui permet ensuite d'en déduire un taux de précipitation. Comme pour les pluviomètres, il y en a de plusieurs types comme par exemple le disdromètre électromécanique à impact de Joss-Waldvogel (Sheppard, 1990) ou des disdromètres optiques (Tokay *et al.*, 2014). Ces instruments peuvent aller plus loin qu'une simple estimation des précipitations et fournir la taille, le type et la vitesse de chute des hydrométéores (Löffler-Mang et Joss, 2000). Comme pour tous les moyens de mesures, l'estimation des taux de précipitations à partir des pluviomètres et des disdromètres est entaché d'erreurs (Habib *et al.*, 2010). On peut, entre autres, pour les pluviomètres mentionner l'effet du vent qui dévie de leurs trajectoires les précipitations, le mouillage des parois internes ou l'effet de l'évaporation de l'eau (Nešpor et Sevruk, 1999). Pour donner un ordre de grandeur, Nešpor et Sevruk (1999) estime l'effet en moyenne du vent sur l'estimation des précipitations par les pluviomètres de 10% et de 50% s'il s'agit de neige.

Un autre moyen d'estimer les précipitations à partir des observations au sol est l'usage des radars. Comme pour les disdromètres et pluviomètres, il existe plusieurs types de radars ayant des caractéristiques variées (à des longueurs d'onde diverses ou à polarisation par exemple). Les radars sont des instruments actifs, ils génèrent un train d'ondes électromagnétiques en visant une cible et reçoivent ensuite le signal rétrodiffusé par la cible. L'interaction de la cible avec le rayonnement émis dépend de la longueur d'onde utilisée.



FIGURE 1.6 – *Quelques instruments au sol de mesure des précipitations. a) pluviomètre à lecture directe, source : Météo France. b) pluviomètres de type précis mécanique, source : Météo France. c) disdromètre de Parsivel de la société OTT, source : laboratoire de météorologie physique de l'observatoire de physique du globe de Clermont-Ferrand. d) le radar météorologique de Bollène dans le Vaucluse, source : Météo France*

Pour mesurer les précipitations, la longueur d'onde utilisée est généralement entre 1 et 10 cm. LA puissance rétrodiffusée doit être convertie en taux de précipitations.

Depuis l'étude de Marshall *et al.* (1947), on utilise généralement une loi de puissance reliant la réflectivité (Z) au taux de pluie (R) qui s'appuie sur une loi exponentielle pour la distribution en taille des particules. Ce type de loi doit être ajusté par d'autres mesures comme celles des pluviomètres et des disdromètres (Brandes, 1975; Atlas, 2002; Wilson et Brandes, 1979).

Les instruments au sol fournissent des mesures ponctuelles sur des régions précises où ils sont présents. L'avantage des satellites est de couvrir des zones plus larges à l'échelle du globe. Il existe comme pour les instruments au sol une grande variété d'instruments embarqués sur les satellites. Nous n'allons pas faire une liste complète de toutes les méthodologies par satellite estimant les pluies mais simplement évoquer quelques exemples. Par satellite, l'estimation des précipitations dépend du type d'instruments utilisés, de leurs natures actifs ou passifs et de leur domaine spectral dans le visible, l'infrarouge ou dans les micro-ondes. D'un point de vue général, les satellites défilants ou géostationnaires de part leurs altitudes (plusieurs centaines de kilomètres ou 36000 km) n'estiment pas directement la pluie au sol. On utilise pour les instruments embarqués sur ces satellites des méthodes d'inversion des réflectances ou des températures de brillance mesurées. Il faut donc connaître la nature de l'interaction entre le rayonnement et les particules des nuages ou des hydrométéores constituant les précipitations. Suivant la longueur d'onde utilisée et si on a affaire à des cristaux de glace ou des gouttelettes plus ou moins larges, les particules

absorbent, émettent et diffusent différemment le rayonnement électromagnétique. Il faut en plus, prendre en considération les surfaces et l'atmosphère. Une manière de prendre en compte cela et d'utiliser des modèles de transfert radiatifs. Pour donner un exemple, l'algorithme GPROF (Goddard Profiling Algorithm) pour les imageurs passifs micro-ondes développé dans le cadre de la mission TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) par Kummerow *et al.* (1996, 2001) utilise au préalable une base de données générée par le couplage du modèle Goddard Cumulus Ensemble Model et des calculs de transfert radiatif. Cela permet d'estimer à partir du profil atmosphérique des hydrométéores, les précipitations par une méthode probabiliste bayésienne. Le calcul de transfert radiatif dans cette méthode sert à obtenir l'équivalence entre la température de brillance observée par l'instrument et le profil atmosphérique des hydrométéores du modèle. Cet algorithme a été utilisé pour l'imageur passif dans les micro-ondes TMI (le Tropical Rainfall Measuring Mission's Microwave Imager) du satellite TRMM ou d'autres instruments comme AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS) sur le satellite Aqua de la constellation de satellites de l'A-train. Il existe d'autres méthodologies utilisant également une approche bayésienne comme BRAIN (Bayesian Retrieval Algorithm Including Neural Networks) (Viltard *et al.*, 2006; Kirstetter *et al.*, 2013) développée à la base pour TMI, mais appliqué à d'autres radiomètres imageurs dont MADRAS (Multi-Frequency Microwave Scanning Radiometer) sur le satellite franco-indien Megha-Tropiques. De la même manière que pour les instruments passifs dans les micro-ondes, il existe des méthodologies de restitution spécifiques aux instruments actifs comme la méthode de Mitrescu *et al.* (2010) pour le radar CPR (Cloud Profiling Radar) à 94 GHz sur le satellite CloudSat de l'A-train.

La mission GPM (Global Precipitation measurement) initiée par l'agence spatiale américaine (NASA) et l'agence spatiale japonaise (JAXA) a pris la suite de la mission TRMM qui s'est terminée en 2015 avec l'envoi du radar DPR (Dual-frequency Precipitation radar) à deux fréquences (13 GHz et 35 GHz) et de GMI (GPM microwave Imager) un imageur et sondeur micro-ondes multifréquences. Ces instruments sont embarqués sur le satellite GPM Core observatory et ils fournissent des informations physiques sur les particules des précipitations, améliorent l'estimation des pluies faibles et des chutes de neiges. Ils sont également utilisés comme référence pour unifier les estimations de précipitations d'un grand nombre de satellites (Liu *et al.*, 2017). La Figure 1.7 de la page suivante illustre les satellites impliqués dans la mission GPM. La prise en compte d'un grand nombre d'instruments nécessite un effort important de calibration entre les divers instruments et de validations des estimations de précipitations (Liu *et al.*, 2017; Tang *et al.*, 2016).

Un des avantages de cette mission et de fournir des estimations de précipitations toutes les 30 minutes à travers le produit IMERG (Integrated Multi-satellite Retrievals for GPM)

1.3. ESTIMATION DES PRÉCIPITATIONS ET OBSERVATION DES PROPRIÉTÉS AU SOMMET DES NUAGES PAR SATELLITE

utilisant une combinaison d’algorithmes sur les différents instruments utilisés (Liu *et al.*, 2017).

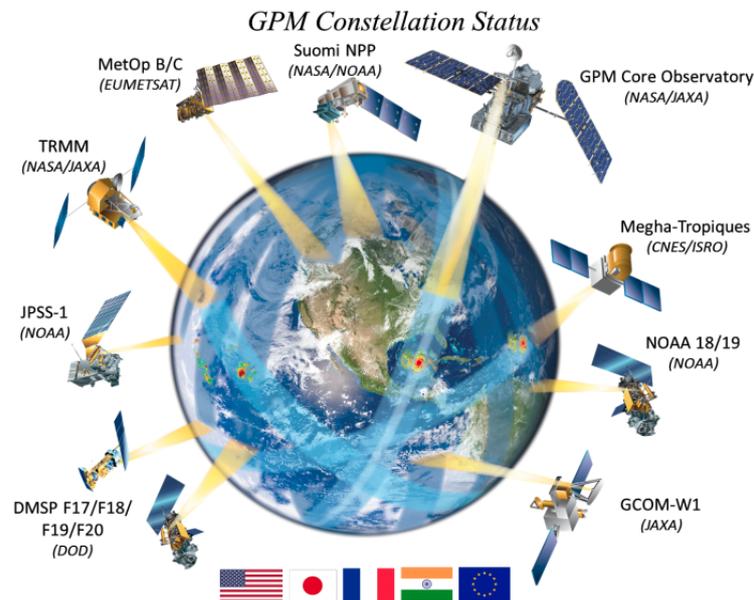


FIGURE 1.7 – L’ensemble des satellites impliqués dans la mission GPM source : NASA

Les observations dans le visible et l’infrarouge ont également permis d’établir des méthodes d’estimation des précipitations, mais à ces longueurs d’onde l’information provient du sommet des nuages et elle est pas directement reliée aux précipitations (Prigent, 2010). Les méthodes qui utilisent exclusivement ce type d’information sont variées et très souvent appliquées aux imageurs dans le visible et l’infrarouge des satellites géostationnaires. Ces méthodes se basent sur la relation entre les observations infrarouges entre $10 \mu m$ et $11 \mu m$ et la température au sommet des nuages. Le plus souvent, ces méthodes se basent sur la détection des parties froides des nuages afin d’identifier les systèmes convectifs comme ceux que l’on a présenté à la Figure 1.5 de la section précédente pour ensuite estimer une précipitation (Prigent, 2010). Pour donner quelques exemples de ce type de méthode, on peut citer le travail de Griffith *et al.* (1978) qui à partir d’un seuillage sur l’imagerie à $11 \mu m$ sur le satellite américain GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite) analyse l’évolution temporelle de surface froide et détermine le volume de pluie. Stout *et al.* (1979) emploient une technique similaire en reliant plus directement l’évolution des surfaces froides et les précipitations et en y incluant les observations dans le visible. La méthode de Adler et Negri (1988) détecte le cœur convectif des nuages par la détection du minimum dans les valeurs de température de brillance dans l’infrarouge thermique et affecte un taux de pluie grâce une relation température-pluie établie empiriquement.

Ces méthodes de détection et d'estimation des pluies dans le visible et l'infrarouge restent limitées par la détection des parties froides des nuages. Elles ne sont donc pas efficaces pour étudier les pluies des nuages de plus basses altitudes (Prigent, 2010). Ces méthodes ne donnent pas d'informations sur les propriétés physiques au sommet des nuages. Pourtant, l'évolution technique des radiomètres dans le visible et l'infrarouge a permis l'élaboration de méthodes d'inversion des propriétés microphysiques, optiques et macrophysiques au sommet des nuages indépendamment d'une estimation directe des précipitations, c'est l'objet de la section suivante.

1.3.2 Propriétés au sommet des nuages par satellite

Comme pour les instruments opérant dans les micro-ondes, les possibilités d'inversions des propriétés microphysiques, radiatives et macrophysiques au sommet des nuages à partir des radiomètres imageurs dans le visible, le proche infrarouge et l'infrarouge thermique dépendent très largement des caractéristiques techniques de l'instrument en particulier du nombre de canaux. Il est en effet assez courant d'utiliser des combinaisons d'informations issues des divers canaux de ces instruments et de les coupler à des modèles de transfert radiatif pour déterminer les propriétés au sommet des nuages. Il existe un grand nombre de méthodologies d'inversion de ces propriétés et nous n'allons ici que mentionner quelques exemples. Une première étape est de détecter la couverture nuageuse. Pour cela, on peut utiliser suivant le nombre de canaux de l'instrument une série de tests et de seuils sur des radiances, des températures de brillance ou des différences de températures de brillance. Ce type de méthode a été développée par Ackerman *et al.* (1998) pour la série de radiomètres MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer) lancés à bord du satellite Terra en 1999 puis sur Aqua en 2002. Il est également possible de déterminer à partir de ce type d'instrument la phase thermodynamique au sommet des nuages afin de savoir si on est en présence des cristaux de glace ou de gouttes d'eau. En effet, on sait depuis le travail de Strabala *et al.* (1994) que des combinaisons de canaux centrés sur $8 \mu m$, $11 \mu m$ et $12 \mu m$ contiennent de l'information sur la phase des hydrométéores au sommet des nuages (cela est aussi possible dans les micro-ondes). On peut également en faisant intervenir au préalable des calculs de transfert radiatif à partir de canaux dans le visible et dans le proche infrarouge retrouver des paramètres liés à la microphysique et aux propriétés radiatives des nuages comme le rayon effectif des particules ou l'épaisseur optique Nakajima et King (1990). Nous reviendrons sur les techniques d'inversion appliquées à MODIS au chapitre 3 de ce manuscrit.

Les radiomètres sur les satellites géostationnaires ont eu historiquement des caractéristiques différentes offrant des capacités inférieures aux instruments sur les satellites défilants comme MODIS. Par exemple, l'instrument MVIRI (Meteosat visible and infrared

imager) de la première génération des satellites Météosat ne possédait que 3 canaux : un dans le visible, un autre dans l'infrarouge de largeur de bande comprise entre $10.5 \mu\text{m}$ et $12.5 \mu\text{m}$ et un canal vapeur d'eau de largeur de bande entre $5.7 \mu\text{m}$ et $7.1 \mu\text{m}$ (Boschetti *et al.*, 2003). MODIS comporte en comparaison 36 canaux de longueurs d'onde allant de $0.4 \mu\text{m}$ à $14.4 \mu\text{m}$ (Barnes *et al.*, 1998). Dans ces conditions, il était impossible de retrouver le même type de paramètre sur les satellites géostationnaires. Cependant, l'évolution technique des instruments à bord de ces satellites permet de se rapprocher de ce qui se fait pour les satellites défilants. Ainsi, l'instrument SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) sur MSG (Météosat Second Generation) possède 12 canaux allant de $0.63 \mu\text{m}$ à $14.4 \mu\text{m}$ (Schmetz *et al.*, 2002) ce qui permet pour cet instrument le développement de produits fournissant des informations comme la couverture nuageuse et le type de nuage (Derrien et Le Gléau, 2005), la température au sommet des nuages (Hamann *et al.*, 2014), la phase thermodynamique (Wolters *et al.*, 2008), le rayon effectif des particules et l'épaisseur optique (Roebeling *et al.*, 2006). Ces propriétés des nuages ont un intérêt pour les nuages convectifs de précipitations à travers l'étude des processus microphysiques comme la coalescence des gouttes et la glaciation des particules (Nakajima *et al.*, 2010b; Rosenfeld et Lensky, 1998) ou l'estimation via un contenu intégré en eau des précipitations (Roebeling et Holleman, 2009). Les satellites géostationnaires permettent en plus, et surtout, de suivre à haute résolution temporelle l'évolution des nuages et donc de caractériser l'évolution des propriétés des nuages en support pour la modélisation des nuages (Senf *et al.*, 2015), notamment pour la prévision immédiate des tempêtes et de la détection de l'initiation de la convection (Mecikalski *et al.*, 2011, 2016b; Sieglaff *et al.*, 2011). L'ensemble de ces considérations nous amène directement aux objectifs de cette thèse.

1.4 Objectifs de thèse

Nous avons vu tout au long de ce chapitre l'importance des processus microphysiques et macrophysiques dans la formation des précipitations. Dans ce cadre, le but général de notre travail est de comprendre l'évolution temporelle des systèmes fortement précipitants par l'observation directe ou indirecte de ces processus au sommet des nuages. Pour cela, nous nous basons sur les observations à partir de SEVIRI à cinq minutes de résolution temporelle des propriétés microphysiques, optiques et macrophysiques de nuages associés à des précipitations intenses en suivant leurs évolutions au cours du temps sur une période de transition où les précipitations s'intensifient. Le travail de Nakajima *et al.* (2010b) a montré qu'il était possible à partir des observations de rayons effectifs de MODIS et des profils de réflectivités du radar CPR sur CloudSat d'étudier les différents modes de grossissement des gouttelettes d'eau liquide relatifs aux processus de collision et de coa-

lescence, confirmant le seuil de $14 \mu m$ proposé par (Rosenfeld et Gutman, 1994) pour identifier ces processus. Ce travail était limité à des nuages en phase eau liquide à leurs sommets qui ne sont pas associés à des précipitations intenses. L'étude de Rosenfeld *et al.* (2008) montre que l'analyse des températures au sommet des nuages couplées aux rayons effectifs observés par satellite permet non seulement d'identifier des processus microphysiques, mais aussi de définir des précurseurs de l'intensité de systèmes nuageux convectifs associés à des tornades ou des chutes de grêle. Cependant, ces travaux ne font pas un suivi temporel de nuage particulier et ne fournissent pas un historique des propriétés des nuages.

Il existe pourtant un grand nombre de méthodologies de suivi temporel relatives aux systèmes convectifs tropicaux ou à la prévision immédiates de l'initiation de la convection et des tempêtes (Sieglaff *et al.*, 2013, 2011; Machado *et al.*, 1998; Machado et Laurent, 2004; Fiolleau et Roca, 2013; Mecikalski et Bedka, 2006; Kolios et Feidas, 2013). Ces travaux incluent, entre autres, l'analyse de la morphologie des systèmes convectifs et du refroidissement en leurs sommets. Le refroidissement observé est indirectement relié aux courants ascendants responsables du développement vertical des systèmes convectifs (Adler et Fenn, 1979). En général, les nuages associés aux événements intenses se développent rapidement et des travaux comme ceux de Adler et Fenn (1979); Cintineo *et al.* (2013) préconisent l'utilisation d'une résolution maximale de 5 minutes voire de l'ordre de la minute (Mecikalski *et al.*, 2016a). À part le travail récent sur l'Europe centrale de Senf et Deneke (2017), il y a encore peu de travaux qui incluent dans une même analyse temporelle, l'étude de l'évolution des paramètres liés à la microphysique et aux propriétés optiques au sommet des nuages, l'étude de la morphologie des nuages, de leurs températures au sommet et une classification de leurs types (utilisée par les prévisionnistes en météorologie opérationnelle) tout en prenant compte de l'évolution des précipitations au sol. Par ailleurs, ce type de travail est souvent limité aux parties froides des nuages convectifs (Senf *et al.*, 2015; Senf et Deneke, 2017) sans considération de leurs environnements. Dans ce contexte, notre objectif général nous amène à poser une série de questions :

- Existe-t-il à l'échelle des nuages convectifs et de leurs environnements, une évolution typique des propriétés microphysiques et optiques au sommet des nuages reliée à l'intensification des précipitations au sol ?
- Pouvons nous identifier à partir des variations temporelles des propriétés au sommet des nuages précipitants, les processus microphysiques et macrophysiques à l'œuvre ?
- Peut-on in fine établir à partir de l'évolution des propriétés physiques au sommet des nuages des précurseurs potentiels des périodes de fortes précipitations ?

Naturellement, ces questions s'appliquent également à l'évolution de la morphologie des nuages, de leurs températures moyennes au sommet et de la typologie des nuages utilisées pour la prévision immédiate dans le cadre de la météorologie opérationnelle.

Nous nous sommes posés ensuite de nouvelles questions relatives à la manière dont on observe l'évolution temporelle d'un ensemble de nuages différents et particulièrement sur la méthodologie de la synchronisation temporelle :

- Quel temps choisir pour synchroniser les nuages suivis ?
- Quel est l'impact de ce choix ?

Pour tenter de répondre à l'ensemble de ces questions et à la problématique générale, nous avons développé dans un premier temps, une méthode nouvelle de suivi des nuages qui prend en compte leur environnement. Dans un second temps, cette méthode a été appliquée pour détecter des cas d'étude et effectuer une analyse temporelle au sommet des nuages en variant notre manière de synchroniser les cas étudiés. Nous avons étudié en particulier au sommet des nuages, les rayons effectifs moyens des hydrométéores, les épaisseurs optiques moyennes, les températures moyennes, la phase thermodynamique et un paramètre lié à la morphologie. Nous avons également inclus dans ce travail, l'étude de l'évolution d'une typologie des nuages utilisée par les prévisionnistes en temps réel pour la prévision immédiate. Pour suivre les recommandations que nous avons évoquées, l'ensemble de ce travail a été réalisé à partir de SEVIRI sur MSG à une résolution temporelle de cinq minutes.

La suite du manuscrit s'organise de la manière suivante :

Le chapitre 2 présente un état de l'art pour les satellites géostationnaires des méthodes de suivi et de détection des systèmes convectifs, des études relatives à la prévision immédiate des tempêtes et de l'initiation de la convection et finalement les quelques travaux réalisant une étude temporelle des épaisseurs optiques, des rayons effectifs des particules au sommet des nuages et de la phase thermodynamique pour des événements intenses associés à de fortes précipitations.

Le chapitre 3 présente dans un premier temps les produits utilisés dans ce travail qui à partir de SEVIRI permettent d'obtenir les propriétés au sommet des nuages ainsi que le produit opérationnel PANTHERE d'estimation des précipitations au sol à partir du réseaux de radar de Météo France . Il comporte également un travail de comparaison du produit récent SEV06-CLD pour vérifier la cohérence des inversions de rayons effectifs et d'épaisseurs optiques. Enfin, la dernière partie détaille le fonctionnement de notre méthodologie de suivi ainsi qu'une réflexion sur la manière de reconstruire un comportement temporelle à partir de plusieurs nuages différents.

Le chapitre 4 présente une application de notre méthode de détection et de suivi temporelle pour obtenir une analyse de cas d'étude. Nous présentons les résultats obtenus par l'analyse temporelle de 35 cas d'études avec précipitations et 31 cas sans précipitations. Un étude de cas idéaux de systèmes convectifs simulés à partir du modèle méso-échelle RAMS est également incluse.

Le chapitre 5 apporte la conclusion générale de cette thèse et présente un certain nombre de perspectives et de futurs travaux potentiels.

Les chapitre 3 et 4 comportent des parties en relations avec un article soumis au Journal of Applied Meteorology and Climatology de l'American Meteorological Society dont l'intitulé est : "Prediction of the onset of heavy rain using SEVIRI cloud observations" par Maximilien Patou, Jérôme Vidot, Jérôme Riedi, Guillaume Penide et Timothy Jim Garrett. Cet article est actuellement en cours d'évaluation.

Chapitre 2

Études temporelles des nuages convectifs et précipitants par satellites géostationnaires

Sommaire

2.1	Les satellites géostationnaires	30
2.1.1	L'instrument SEVIRI embarqué sur MSG	32
2.2	Définitions des contenus en eau et des propriétés microphysiques et optiques des nuages	34
2.3	Les méthodes de suivi des nuages convectifs par satellite géostationnaires	36
2.3.1	Les techniques de détection des MCS et des cumulonimbus . . .	36
2.3.2	Les techniques de suivi temporel de MCS et de nuages convectifs	41
2.4	Les études dédiées à l'initiation de la convection pour les satellites géostationnaires	43
2.5	Les études de l'évolution des propriétés microphysiques et optiques des nuages convectifs	47
2.6	Synthèse	52

2.1 Les satellites géostationnaires

Depuis les années 1960 avec le lancement des premiers satellites météorologiques comme TIROS-1 (Television Infrared Observation Satellite), les satellites météorologiques fournissent des informations primordiales pour les activités de la météorologie opérationnelle de suivi et de prévision du temps, ainsi que pour l'étude de l'évolution du climat (Malardel, 2009). Il existe deux types de satellites météorologiques :

- Les satellites défilants en orbite basse (orbite héliosynchrone en général, à défilement ou polaire). Ils ont l'avantage de pouvoir observer les pôles mais survolent une même zone à un nombre limité de passages par jour.
- Les satellites géostationnaires à environ 36000 km d'altitude au dessus de la surface de la Terre. Ils tournent à la même vitesse que la Terre ce qui permet d'acquérir des informations sur une même région du globe à haute résolution temporelle

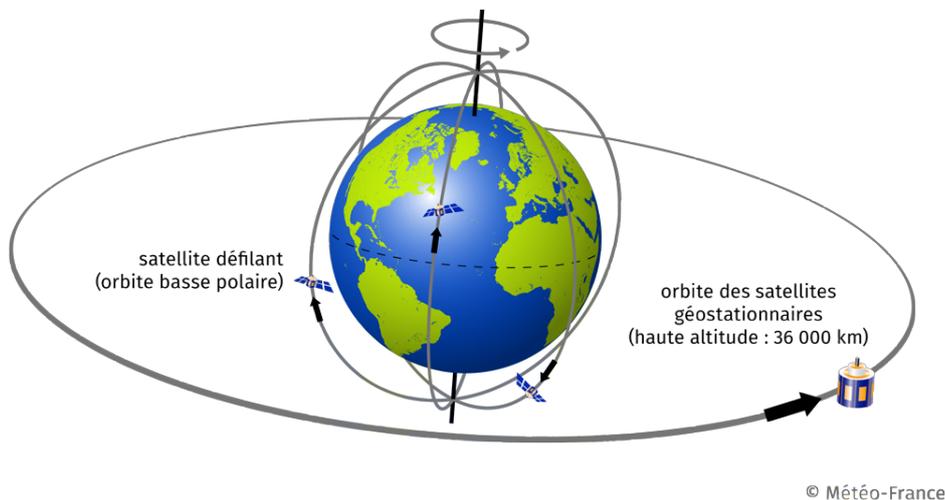


FIGURE 2.1 – *Illustration d'une orbite basse polaire d'un satellite défilant et de l'orbite des satellites géostationnaires. Source : Météo France*

Nous illustrons sur la Figure 2.1, une orbite basse polaire d'un satellite défilant et l'orbite des géostationnaires. Il y a diverses applications de l'utilisation des satellites géostationnaires comme l'assimilation des radiances en ciel clair et des vents nuageux dans les modèles de prévision numérique du temps (Stengel *et al.*, 2009), le suivi de systèmes convectifs (Mathon et Laurent, 2001), la prévision immédiate (Zinner *et al.*, 2008) et l'observation de l'évolution des propriétés au sommet des nuages (Mecikalski *et al.*, 2011). Dans ce chapitre, nous nous concentrons sur les travaux relatifs au suivi des systèmes convectifs, à l'observation des propriétés microphysiques et optiques des nuages et à la prévision immédiate à partir de ces satellites géostationnaires. Il existe plusieurs satellites géostationnaires situés sur le plan équatorial en des positions (longitudes) complémentaires de façon à permettre une couverture de l'ensemble du globe. Nous pouvons citer, entre autres, la série des satellites américains GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite) ou la série des satellites Météosat pour EUMETSAT (l'organisation européenne pour l'exploitation des satellites météorologiques). Un certain nombre d'études présentées dans ce chapitre ont, comme ce travail de thèse, été réalisées à partir du radiomètre SEVIRI embarqué sur les satellites MSG (Météosat de Seconde Génération). Nous donnons donc plus de détails sur cet instrument dans la sous-section suivante.

2.1.1 L'instrument SEVIRI embarqué sur MSG

Les satellites géostationnaires opérationnels MSG d'EUMETSAT embarquent tous l'instrument SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) pour la météorologie spatiale sur l'Europe et l'Afrique. Il y a actuellement quatre de ces satellites à 36000 km en orbite autour de la Terre à différentes positions. Actuellement, Météosat 11 est positionné à 0° en longitude et fournit une vue sur l'Afrique et l'Europe (voir Figure 2.2). Le satellite Météosat 10 est positionné à 9.5° Est en longitude et il fournit une vue plus réduite centrée sur l'Europe en mode RSS (Rapid Scan Service) pour l'acquisition rapide des images toutes les 5 minutes (Figure 2.3). Météosat 9 est positionné à 3.5° Est et sert de satellite de réserve. Enfin, Météosat 8 est positionné à 41.5° Est et il fournit des images sur l'Océan Indien.

SEVIRI est un instrument passif qui fournit des images toutes les 15 minutes en mode standard et 5 minutes pour le mode RSS. Il comporte 12 canaux dont la résolution au nadir est de 3 km sauf pour le douzième canal dans le visible à haute résolution (1km). Le tableau 2.1 présente les différents canaux de SEVIRI et les caractéristiques de leurs bandes spectrales ainsi que leurs principales utilisations. Dans cette thèse, nous avons utilisé exclusivement le mode de fonctionnement RSS pour avoir la résolution temporelle la plus fine possible (5 minutes) même si cela limite notre analyse à une région réduite comprenant l'Europe et l'Afrique du Nord.

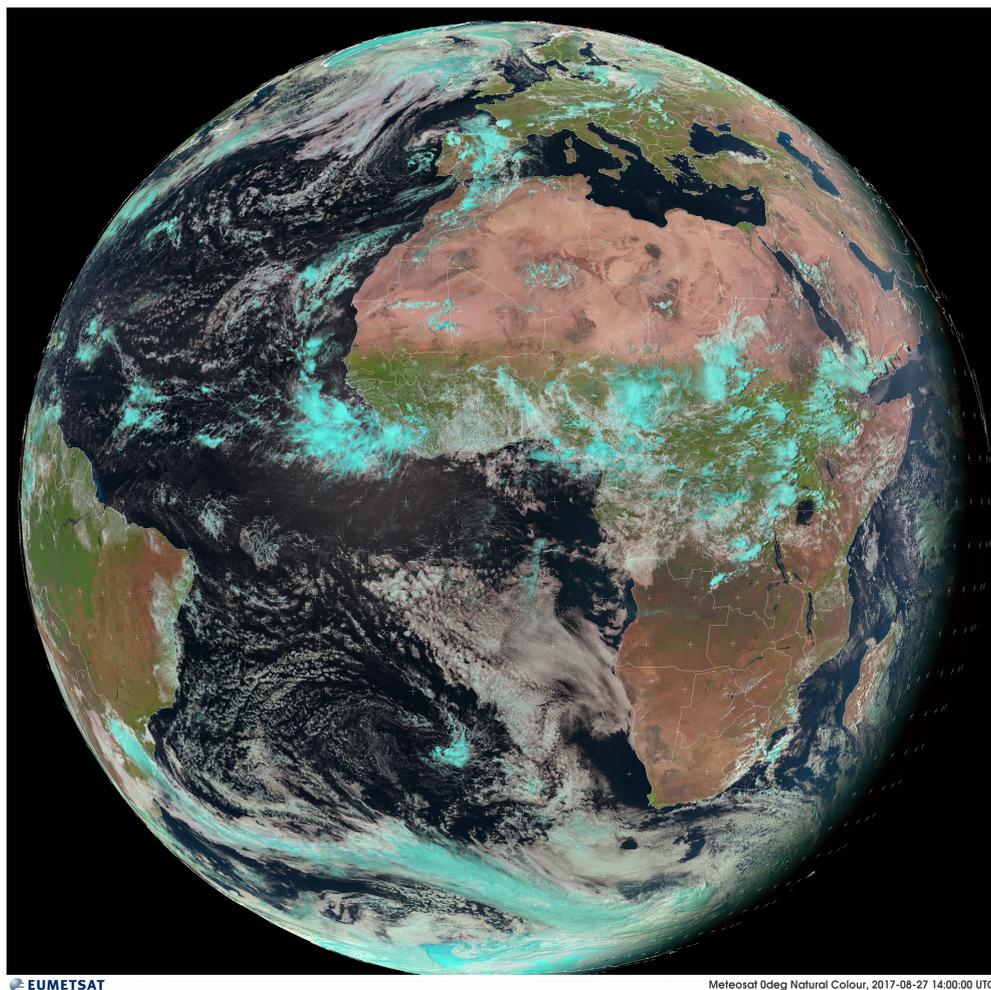


FIGURE 2.2 – Composition colorée "Natural color" réalisée à partir des canaux VIS0.6, VIS0.8 et NIR1.6 (voir Lensky et Rosenfeld (2008) pour les détails). Source : EUMETSAT

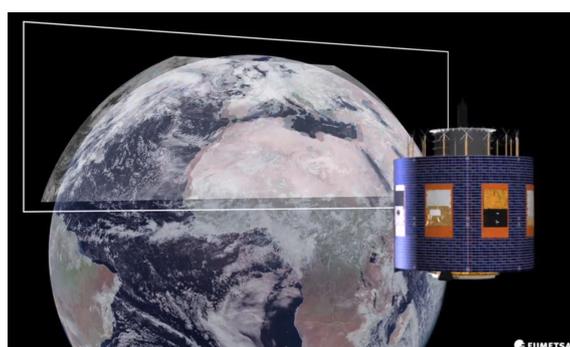


FIGURE 2.3 – Le mode RSS de SEVIRI. Le rectangle blanc représente la zone couverte en mode RSS par SEVIRI sur Météosat 10. SEVIRI peut fournir dans cette zone des données toute les 5 minutes. Source : EUMETSAT

2.2. DÉFINITIONS DES CONTENUS EN EAU ET DES PROPRIÉTÉS MICROPHYSIQUES ET OPTIQUES DES NUAGES

Numéro	Nom	Bande spectrale (μm)			Principales utilisations
		λ_{cen}	λ_{min}	λ_{max}	
01	VIS0.6	0.635	0.56	0.71	Détection et suivi des nuages. Information sur la surface des terres et les aérosols. Indice de végétation
02	VIS0.8	0.81	0.74	0.88	
03	NIR1.6	1.64	1.50	1.78	Distinction entre les nuages et la neige, entre les nuages d'eau et de glace. Informations sur les aérosols
04	IR3.9	3.9	3.48	4.36	Détection des brouillards et des nuages bas, températures de surface
05	WV6.2	6.25	5.35	7.15	Canaux sensibles à la vapeur d'eau à différentes hauteurs dans la troposphère. Information sur les vents
06	WV7.3	7.35	6.85	7.85	
07	IR8.7	8.70	8.30	9.10	Détection des cirrus, distinction des nuages d'eau et de glace.
08	IR9.7	9.66	9.38	9.94	Mesure de l'ozone
09	IR10.8	10.80	9.80	11.80	Température de surface de la terre et de la mer, température au sommet des nuages. Détection des cirrus et des panaches volcaniques.
10	IR12.0	12.00	11.00	13.00	
11	IR13.4	13.40	12.40	14.40	Canal d'absorption du CO ₂ . Détection de la hauteur des cirrus et des nuages semi-transparents
12	HRV	Large bande 0.4–1.1			Détection de la couverture nuageuse, haute résolution (1 km au nadir)

Tableau 2.1 – *Caractéristiques des bandes spectrales des canaux de SEVIRI et leurs principales utilisations d'après Schmetz et al. (2002)*

2.2 Définitions des contenus en eau et des propriétés microphysiques et optiques des nuages

Cette section succincte a pour objectif la compréhension des propriétés microphysiques et optiques exposées dans ce chapitre et étudiées dans ce travail de thèse. On donnera ici la définition générale des rayons effectifs des gouttelettes d'eau liquide ou des cristaux de glace, la notion d'épaisseur optique, la définition des contenus en eau et en glace et des contenus intégrés. Le contenu en eau liquide représente la quantité d'eau liquide dans un mètre cube d'air. Il s'exprime souvent en g.m^{-3} . On le nomme *LWC* (Liquid Water Content) et Habib *et al.* (2010) en donne de la définition suivante :

$$LWC = \frac{\pi}{6} \rho_w \int_{D_{min}}^{D_{max}} n(D) D^3 dD \quad (2.1)$$

2.2. DÉFINITIONS DES CONTENUS EN EAU ET DES PROPRIÉTÉS MICROPHYSIQUES ET OPTIQUES DES NUAGES

ρ_w représente la densité de l'eau liquide en g.m^{-3} , D_{min} et D_{max} sont respectivement les diamètres minimal et maximal des gouttes d'eau. $n(D)$ est la distribution en taille du nombre de gouttes en m^{-4} . De la même manière, on peut définir le contenu en glace *IWC* (Ice Water Content) s'exprimant en g.m^{-3} . Liou (2002) en donne la définition suivante :

$$IWC = \rho_i \int V(L)n(L)dL \quad (2.2)$$

ρ_i est la masse volumique en g.m^{-3} de l'eau glacée, L est la dimension maximale du cristal de glace, $V(L)$ est le volume en mètre cube du cristal de glace, $n(L)$ est la distribution en taille des cristaux. Ces grandeurs peuvent être intégrées sur une colonne atmosphérique allant de la base du nuage (z_1) au sommet du nuage (z_2). On parle alors des contenus intégrés en eau liquide ou Liquid Water Path (*LWP*) et en glace ou Ice water Path(*IWP*) :

$$LWP = \int_{z_1}^{z_2} LWC dz \quad (2.3) \quad IWP = \int_{z_1}^{z_2} IWC dz \quad (2.4)$$

Le *LWP* et l'*IWC* s'exprime en g.m^{-2} . Les imageurs sur les satellites géostationnaires sont des instruments d'optique. On ne mesure pas directement un contenu en eau pour les nuages mais plutôt l'effet radiatif d'une distribution en taille de gouttes d'eau en faisant l'hypothèse que les particules sont sphériques. A partir d'une distribution en taille donnée $n(r)$, on définit le rayon effectif (REFF) de la goutte d'eau. Hansen et Hovenier (1974) en donne la définition suivante :

$$REFF = \frac{\int_0^{\infty} r^3 n(r) dr}{\int_0^{\infty} r^2 n(r) dr} \quad (2.5)$$

r étant le rayon de la gouttelette, ce rayon peut atteindre théoriquement n'importe quelles valeurs positifs. $n(r)$ est la distribution en taille, le nombre de particule par m^3 qui ont un rayon entre r et $r + dr$. Le rayon effectif (REFF) s'exprime en mètre mais nous utiliserons par commodité le micromètre (μm). Les cristaux de glace dans les nuages ne sont pas sphériques, il faut utiliser des méthodes plus complexes en posant des formes de cristaux de glace dans les modèles de transfert radiatif pour obtenir une REFF pour les cristaux de glace c'est par exemple le cas pour la méthode d'inversion de MODIS (Platnick *et al.*, 2017). Ces REFF pour les cristaux de glace dépendent alors très largement des hypothèses utilisées sur la forme des cristaux de glace et dans les méthodes d'inversion.

Un rayonnement qui traverse l'atmosphère et les nuages est atténué soit par absorption, soit par diffusion et on définit le coefficient d'extinction ($\beta_{ext,\lambda}$) comme étant la somme des deux contributions :

$$\beta_{ext,\lambda} = \beta_{a,\lambda} + \beta_{s,\lambda} \quad (2.6)$$

$\beta_{a,\lambda}$ et $\beta_{s,\lambda}$ sont respectivement les coefficients d'absorption et de diffusion. Ces grandeurs dépendent comme le coefficient d'extinction de la longueur d'onde λ du rayonnement

considéré. Le coefficient d'extinction a pour unité le m^{-1} . L'importance de l'interaction du rayonnement avec un nuage est caractérisée par son épaisseur optique. L'épaisseur optique d'un nuage dépend de son épaisseur géométrique, de sa concentration en particules et de leur capacité à interagir avec le rayonnement via l'absorption et la diffusion quantifié à travers $\beta_{ext,\lambda}$. On peut alors définir l'épaisseur optique δ_λ pour une couche nuageuse entre z_1 et z_2 comme suit :

$$\delta_\lambda = \int_{z_1}^{z_2} \beta_{ext,\lambda}(z) dz \quad (2.7)$$

δ_λ n'a pas d'unité et dépend également de la longueur d'onde λ du rayonnement. Cette grandeur sera notée COT (Cloud Optical Thickness). L'imageur passif SEVIRI ne mesure pas directement ni le REFF ni le COT des nuages et il faut des techniques d'inversion pour avoir accès à ces grandeurs. Nous reviendrons sur ce point dans la partie sur les produits utilisés du Chapitre 3.

2.3 Les méthodes de suivi des nuages convectifs par satellite géostationnaires

2.3.1 Les techniques de détection des MCS et des cumulonimbus

D'une manière assez générale, les imageurs embarqués sur les satellites géostationnaires permettent de suivre l'évolution temporelle des MCS et des cumulonimbus. Pour cela, il faut pouvoir détecter dans un premier temps les systèmes nuageux que l'on veut suivre. La plupart des méthodes automatiques de suivi des MCS comportent une première étape de détection qui peut varier suivant la méthode et une deuxième étape de suivi qui permet la "connexion" temporelle entre les différentes cellules nuageuses observées par satellite.

L'étape de détection des MCS ou des systèmes convectifs organisés utilise une segmentation basée sur un seuillage fixe ou adaptatif dans l'infrarouge thermique avec parfois des critères de taille des systèmes suivis. Ainsi, Williams et Houze (1987) détectent les surfaces nuageuses affectées d'une température de brillance dans l'infrarouge thermique inférieure à 213 K et sélectionne les cellules d'une taille minimum de 5000 km². Dans ce travail, ces critères de température et de taille avaient été choisis pour détecter les zones précipitantes dans la région de Bornéo. Les seuillages de température de brillance dans l'infrarouge peuvent varier. Maddox (1980) définit les complexes convectifs de méso-échelle par un autre seuil de 241 K et des critères de taille plus importants de 50 000 et 100 000 km². Un seuil unique et fixe de température de brillance défini de la même manière et souvent entre 230 K et 250 K permet une détection rapide des cellules convectives (Velasco et Fritsch, 1987; Machado *et al.*, 1998; Arnaud *et al.*, 1992; Vila *et al.*, 2008).

Les critères de températures et de taille pour identifier les régions de convection profonde restent arbitraires et peuvent avoir un impact sur la durée du suivi (Vila *et al.*, 2008). Cependant, l'utilisation d'un critère de température dans les tropiques s'explique par la formation plus courante des cellules de convection intense le plus souvent à des niveaux de pression en dessous de 700 hPa avec une température de brillance inférieure à 245 K (Machado *et al.*, 1998; Carvalho et Jones, 2001).

La méthode du seuil unique et fixe de température de brillance ne se limite pas nécessairement aux tropiques. Ce type de technique a été appliqué à l'imagerie du canal infrarouge à $10.8 \mu m$ de SEVIRI sur l'Europe et le bassin méditerranéen pour la détection des MCS (Kolios et Feidas, 2013). Les critères de tailles minimales sont plus faibles et les seuils de température de brillance utilisés peuvent être en dessous de 230 K. Kolios et Feidas (2013) commencent le suivi si les cellules nuageuses ont une température de brillance inférieure à 228 K et une superficie d'au moins 100 km^2 . Ces critères de sélection ont été proposés à partir de l'observation de données de foudre en constatant la présence de plus petits systèmes (comparés aux MCS tropicaux) à ces latitudes. La Figure 2.4 illustre cette technique de détection sur la Corse. Des paramètres morphologiques comme la surface ou le demi-grand axe de l'ellipse correspondant le mieux à la cellule détectée sont également calculés. Morel et Senesi (2002b) utilisent un critère de détection similaire mais imposent que les cellules aient au moins une superficie de 1000 km^2 au début du suivi. Elles doivent également dépasser les $10\,000 \text{ km}^2$ pendant leurs évolutions sinon les suivis sont rejetés. Le choix de ce type de seuils peut s'expliquer par la très faible occurrence des complexes convectifs de méso-échelle au sens de Maddox (1980) sur l'Europe (Morel et Senesi, 2002b).

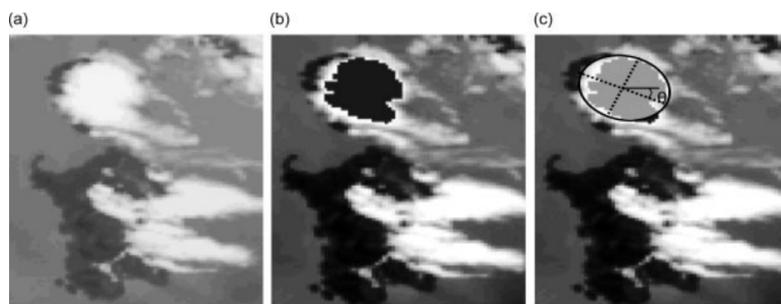


FIGURE 2.4 – Illustration en nuance de gris d'une détection de MCS sur la Corse par une technique de seuillage dans l'imagerie IR10.8 de SEVIRI et un critère de taille. Tirée de (Kolios et Feidas, 2013), a) image du canal IR10.8 de SEVIRI, b) détection du MCS sur la Corse (zone noire), c) l'ellipse de la surface équivalente correspondant à la cellule détectée.

La détection des systèmes convectifs n'est pas toujours basée exclusivement sur un

seuillage fixe et unique. Des seuils fixes de température dans l'infrarouge mais multiples sont utilisés par Mathon et Laurent (2001) pour détecter dans les tropiques la convection profonde (213 K), un autre seuil de température (233 K) pour avoir une estimation de la pluie et un critère plus large (253 K) pour la détection des cirrus et des cumulonimbus. D'autres techniques utilisent plutôt des seuils multiples mais accompagnés d'une segmentation adaptative comme la méthode "Detect And Spread" développée par Boer et Ramanathan (1997). Initialement, cette méthode est simplement construite pour classer les nuages et fournir une typologie. La méthode "Detect and Spread" est basée sur une étape de détection et une étape de dilatation spatiale. Cette technique fait l'hypothèse que les pixels proches des parties froides "convectives" appartiennent à un seul système. Il s'agit en fait de détecter dans un premier temps des cellules par des seuils de températures de brillance fixes et dans un second temps de les dilater (par une variation de température). La dilatation est stoppée par un critère de température de brillance plus chaud. La détection repose sur plusieurs étapes et plusieurs seuils de détection et de dilatation sont utilisés pour finalement combiner le résultat. Ainsi, Boer et Ramanathan (1997) effectuent la première détection via un critère de température de brillance à 240 K, puis dilatent les cellules détectées jusqu'à la température de 255 K. Ce procédé se répète en augmentant le seuil de détection de 20 K et le seuil de dilatation de 15 K par rapport au seuil de détection, mais une limite maximale de 285 K est fixée. Cela signifie que dans cette méthode les régions au delà de 285 K ne sont pas considérées comme nuageuses. La méthode "Detect and Spread" a été ensuite limitée aux nuages hauts ne dépassant pas en température de brillance dans l'infrarouge les 255 K par Roca et Ramanathan (2000) en adaptant les critères de détection et de dilatation.

Ce type de segmentation de l'imagerie infrarouge a été étendu pour suivre l'évolution de MCS. Ainsi, Fiolleau et Roca (2013) ont développé une méthode baptisée TOOCAN (Tracking Of Organized Convection Algorithm). Cette méthode reprend la méthodologie de Detect And Spread mais prend en compte la dimension temporelle dans la détection. La segmentation de température se fait donc dans un espace 3D (espace plan vue du satellite + temps) ce qui permet de s'affranchir de l'application d'une technique pour connecter temporellement les systèmes détectés. TOOCAN fusionne donc la partie détection et le suivi temporel des MCS. Les noyaux convectifs dans cette méthode sont détectés via des seuils allant de 190 K à 235 K par pas de 5 K mais à chaque détection la dilatation se fait dans l'espace 3D donc dans le temps. Cette méthode a l'avantage d'éviter les limites liées à l'étape de la connexion temporelle après détection des MCS. Elle reste cependant limitée aux parties froides des systèmes convectifs.

Une autre technique de seuillage adaptatif sur la température de brillance à $10.8 \mu m$, nommée RDT (Rapid Thunderstorm Development) ne s'appliquant pas uniquement aux

MCS a été développée par Météo-France pour le SAFNWC (Satellite Application Facilities in support to NoWCasting and very short range forecasting) d'EUMETSAT. Cette méthode utilise le formalisme des tours convectives pour la détection des cellules nuageuses. Le seuil de détection n'est pas fixe et dépend localement de la cellule analysée. Cette méthode est basée sur la topographie de la température de brillance observée. Les minimums locaux de température de brillance à $10.8 \mu m$ permettent la détection des cellules. Dans les cas les plus complexes, lorsqu'il y a plusieurs "tours convectives" (repérées par les minimums de température de brillance), une zone plus chaude d'un gradient de température d'au moins $6^{\circ}C$ permet la distinction des tours convectives. Le seuillage adaptatif peut changer d'un pas de temps à l'autre en raison de l'évolution du système nuageux. Cependant, cette méthode a pour objectif la détection du développement rapide de la convection et se limite aux parties froide des nuages. L'algorithme RDT est configurable par l'utilisateur, il est recommandé de définir par exemple des critères de taille minimale et maximale pour la détection des cellules. RDT tire également avantage dans sa partie détection du produit type de nuage du SAFNWC utilisé comme un masque nuageux pour filtrer les zones sans nuages. Une discrimination des cellules détectées en convectives et non convectives après le suivi temporel est également disponible. Cette discrimination fait intervenir pour SEVIRI les canaux IR10.8, IR8.7, IR12.0, WV6.2 et WV7.3, un modèle statistique complexe et peut utiliser des indices d'instabilité issus de modèles de prévision numérique du temps. La description complète de la dernière version (version 2016) de l'algorithme est fournie par F. Autonés (2016).

Une autre méthode décrite par Liu *et al.* (2015) utilise des seuils sur les différences de températures de brillance moyennes pour des canaux centrés sur $10.8 \mu m$, $12 \mu m$ et $7 \mu m$ ainsi que la variation temporelle des moyennes des 25 % des pixels les plus froids pour la température de brillance à $10.8 \mu m$ du système nuageux pour détecter le développement rapide de la convection à partir du satellite géostationnaire chinois Fengyun-2F. Dans cette méthode, une présélection des pixels ayant une température de brillance à $10.8 \mu m$ inférieure au critère de Maddox (1980) (241 K) est effectuée avant le suivi temporel et la détection du développement de la convection.

L'ensemble de ces études montre la prépondérance de l'utilisation des seuils fixes ou adaptatifs pour la détection des parties les plus convectives des systèmes nuageux. Pour les études réalisées à partir de SEVIRI, il s'agit le plus souvent de seuillages sur la température de brillance à $10.8 \mu m$. Certaines études utilisent pourtant des critères de détection et des paramètres différents. La technique de détection des nuages convectifs développée par Sieglaff *et al.* (2013) n'utilise pas une température de brillance mais l'émissivité des nuages (corrigée de la contribution de l'atmosphère et des surfaces) s'ils étaient à la tropopause. Cette grandeur est calculée à partir du canal centré sur la longueur d'onde à $11 \mu m$

de l'imageur de GOES (Pavolonis, 2010b). L'émissivité calculée est entre 0 et 1 et elle est relative à la hauteur du sommet des nuages par rapport à la hauteur de la tropopause. Sieglaff *et al.* (2013) détecte dans un premier temps les cellules ayant une émissivité supérieure à 0.5, donc à une hauteur intermédiaire entre le sol et la tropopause. Il y a ensuite une étape d'agrandissement de ces cellules par pas de 0.025 pour les valeurs d'émissivité entre 0.1 et 0.5. Ce processus est stoppé quand la cellule atteint un seuil de taille. Dans ce travail, trois détections distinctes sont effectuées pour trois seuils différents de taille (3, 15 et 30 pixels). Ces détections distinctes permettent la prise en compte des petits systèmes nuageux, facilitent le suivi temporel et permet de prendre en compte le développement des cellules convectives. L'utilisation de l'émissivité permet de préserver le gradient de température au sommet des nuages. La méthode de Sieglaff *et al.* (2013) n'est appliquée que pour des pixels considérés comme nuageux par un masque nuageux (Heidinger, 2010) et celui-ci sert de filtre des zones sans nuages avant le traitement. Après avoir effectué les suivis temporels pour chacun des trois seuils de taille utilisés, un post-traitement permet de fusionner les divers suivis s'ils correspondent à un système nuageux identique.

Il existe également des méthodes de détection des cumulonimbus et des nuages convectifs qui n'ont pas pour objectif direct l'étude de l'évolution temporelle de ces nuages mais simplement leurs détections. Berendes *et al.* (2008) ont développé une typologie des nuages pour plusieurs instruments dont SEVIRI qui comporte une classe convection froide mature, sommet protubérant des cumulonimbus (overshooting top) et d'autres types de nuages pour les nuages non convectifs. Cette typologie des nuages est, suivant l'instrument, construite sur une base de données d'apprentissage et sur l'analyse des textures dans les nuances de gris. Il existe également une méthode de détection des sommets protubérants des cumulonimbus pour SEVIRI qui est multi-seuils et multi-canaux (Bedka *et al.*, 2010). Henken *et al.* (2011) utilisent directement pour la détection les propriétés au sommet des nuages tel que l'épaisseur optique, les rayons effectifs, une discrimination de phase (glace, eau liquide) retrouvé à partir de SEVIRI ainsi qu'une épaisseur optique dans le visible estimée à partir du canal HRV. Ce travail présente l'intérêt de fournir une probabilité de détection des cumulonimbus mais n'est disponible que sur des zones réduites autour de l'aéroport Schiphol d'Amsterdam.

Nous avons décrit dans cette sous-section principalement des méthodes de détection de systèmes convectifs dans les travaux de suivi fr tels systèmes. Ces techniques de détection sont pour la plupart associées à des techniques distinctes de connexion dans le temps des cellules nuageuses. Elles sont toutes aussi variées. L'objectif de la sous-section suivante est d'énumérer les techniques de connexion temporelle les plus utilisées.

2.3.2 Les techniques de suivi temporel de MCS et de nuages convectifs

A part des exceptions comme l'algorithme TOOCAN, les méthodes de suivi des MCS et des nuages convectifs emploient une méthode de "connexion temporelle" afin de faire le lien entre un nuage détecté aux temps T et $T+1$. Les méthodes de recouvrement sont assez répandues (Williams et Houze, 1987; Arnaud *et al.*, 1992; Mathon et Laurent, 2001; Morel et Senesi, 2002a,b; Machado *et al.*, 1998; Liu *et al.*, 2015). Elles sont basées sur la superposition des zones nuageuses aux temps T et $T+1$. Les zones d'intersection sont alors analysées pour établir la connexion temporelle. Ces méthodes sont plus ou moins sophistiquées. La méthode de recouvrement de Morel et Senesi (2002a) déplace dans un premier temps la cellule (C) aux temps T d'un vecteur vitesse $\overrightarrow{V(C)}$ défini par le déplacement du centre de masse de la cellule, puis utilise la surface d'intersection avec la cellule C' aux pas de temps suivant (Figure 2.5-a). Dans les cas les plus complexes, un seuillage sur le recouvrement (partie grisée de la Figure 2.5-b) est utilisé pour connecter les cellules. Arnaud *et al.* (1992) utilisent également un seuillage sur la surface d'intersection. Ces seuils sur la surface correspondant au recouvrement entre les cellules à différents pas de temps peuvent varier d'une étude à l'autre. Les seuils de recouvrement sont par exemple de 15% pour Machado *et al.* (1998) et de 50% pour Arnaud *et al.* (1992). Mathon et Laurent (2001) utilisent plutôt le maximum d'intersection entre les cellules pour les connecter temporellement.

L'utilisation de seuillage sur le recouvrement peut causer des séparations et des fusions des cellules suivies ("splitting" et "merging") (Mathon et Laurent, 2001; Machado *et al.*, 1998). Il est difficile de savoir si ces effets sont provoqués uniquement par la technique de recouvrement ou la méthode de détection des nuages. Plus récemment, Liu *et al.* (2015) ont aussi utilisé une méthode de recouvrement simple, mais sans technique complémentaire ni seuillage sur la surface d'intersection. Dans cette étude, le taux de rafraîchissement des images est bien plus faible (6 minutes) que les études précédemment évoquées (30 minutes pour Morel et Senesi (2002a) par exemple). Le changement entre les cellules convectives est donc moins important ce qui rend la technique du recouvrement plus efficace et l'utilisation de seuillage sur l'intersection entre les cellules n'est plus nécessaire.

D'autres méthodes n'utilisent pas le recouvrement mais la position du centre de masse des cellules pour suivre dans le temps une série de cellules nuageuses. La méthode SCIT (Storm Cell Identification and Tracking) de Johnson *et al.* (1998) n'utilise que la position des centres de masse des cellules. Il s'agit dans cette technique de reprojeter la position du centre de masse du temps précédent au temps considéré en estimant son déplacement

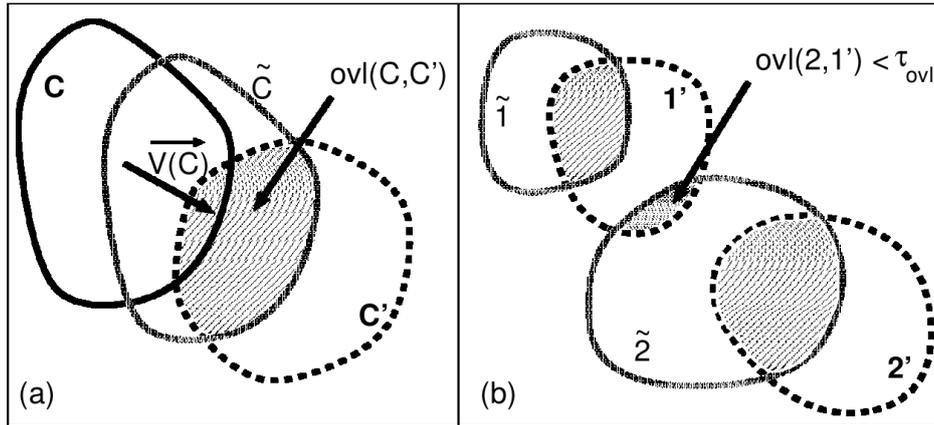


FIGURE 2.5 – Illustration d’une méthode de recouvrement. a) cas simple avec une seule partie grisée représentant le recouvrement entre deux cellules, b) une situation correspondant à plusieurs cellules se chevauchants. Tirée de Morel et Senesi (2002a)

par rapport aux images précédentes. On choisit ensuite la distance la plus faible dans un certain rayon de recherche pour effectuer la connexion temporelle entre deux cellules. Quand cette technique échoue, la cellule analysée est considérée comme indépendante. Dixon et Wiener (1993) utilisent également les positions des centres de masse des cellules mais une fonction de coût permet de minimiser les distances. Le suivi temporel des cellules nuageuses employé par Sieglaff *et al.* (2013) s’appuie sur la méthode baptisée NEW de Lakshmanan et Smith (2010). Cette méthode combine en fait des aspects techniques des méthodes de Johnson *et al.* (1998) et Dixon et Wiener (1993). Il s’agit en fait comme pour la méthode de Johnson *et al.* (1998) de considérer des centres de masse des cellules des pas de temps précédents. Le centre de masse de la cellule à T-1 doit tomber dans un cercle de recherche tracé autour de la cellule nuageuse au temps T. Le rayon du cercle de recherche est calculé par rapport à la surface de la cellule considérée. En dernière étape, une fonction de coût comme pour Dixon et Wiener (1993) est utilisée si rien ne fonctionne. Sieglaff *et al.* (2013) appliquent cette technique en limitant le rayon du cercle de recherche à 20 km maximum pour les trois seuils de taille de détection des nuages convectifs que nous avons mentionnés précédemment.

Il est également possible d’utiliser un déplacement apparent ou l’estimation des vents par satellites. Ce type de méthode a été utilisée par Carvalho et Jones (2001) pour le développement de l’algorithme MASCOTTE (Maximum Spatial Correlation Tracking Technique) afin de suivre les MCS avec GOES à une résolution temporelle de 1h. La méthode consiste à découper l’image en bloc 7×7 pixels et à appliquer sur chacun d’eux une technique de corrélation croisée. La méthode de corrélation croisée pour estimer les vecteurs de déplacement est décrite dans Leese *et al.* (1971). On suit alors le nuage grâce aux divers vecteurs

déplacement. La description des méthodes permettant l'estimation des vents par satellite n'est pas l'objectif de ce chapitre. Néanmoins, ce type d'algorithme peut être adapté pour le suivi des systèmes convectifs. Bedka et Mecikalski (2005) a adapté une méthode d'estimation des vents pour l'analyse des mouvements locaux à méso-échelle et pour l'analyse du refroidissement au sommet des nuages à une résolution spatiale de 1km. Récemment, Bley *et al.* (2016) ont adapté et configuré l'algorithme HRW (High Resolution Wind) décrit par Pereda et Calbet (2016) et développé par le SAFNWC pour suivre la convection peu profonde. Dans ce travail, une boîte rectangulaire est fixée sur le nuage à suivre puis il y a estimation des vecteurs de déplacement ce qui permet de déplacer la boîte d'analyse.

L'évaluation de ces méthodes de suivi reste complexe. Souvent une inter-comparaison est effectuée avec une autre technique comme par exemple dans le travail de Fiolleau et Roca (2013) pour TOOCAN comparé à une méthode de recouvrement inspirée de Mathon et Laurent (2001). Même si Lakshmanan et Smith (2010) proposent des paramètres statistiques tel que la moyenne de la durée de vie du suivi pour une évaluation objective de cinq techniques de suivi, ce travail rappelle également qu'une estimation de la qualité des méthodes de suivi à chaque pas de temps peut entraîner une surestimation de cette qualité. En effet, une différence de suivi à un temps donné se répercute sur les temps qui suivent. Le cas le plus extrême étant par exemple l'arrêt du suivi pour une méthode donnée par rapport à une autre méthode. C'est principalement pour cette raison que nous ne parlerons pas de cycle de vie des nuages dans ce travail de thèse mais plutôt de durée de suivi des nuages. De plus, l'emploi de critères spécifiques pour la détection et le suivi (critère de taille des cellules, températures froides) peut être vu comme des étapes particulières d'évolution du nuage voire servir de référence à une synchronisation temporelle de l'évolution de nuages distincts. Nous reviendrons sur ce point au chapitre 3. Il existe d'autres méthodes faisant intervenir la dimension temporelle à but plus spécifique comme la détermination et la caractérisation d'étape telle que l'initiation de la convection pour la prévision à courte échéance. Ce type de méthode est l'objet de la section qui suit.

2.4 Les études dédiées à l'initiation de la convection pour les satellites géostationnaires

Pour améliorer la prévision à courte échéance, des techniques de suivi sont dédiées à la détection d'étapes particulières de l'évolution des nuages convectifs. Zinner *et al.* (2008) ont développé une méthode de suivi dénommée CB-TRAM (CumulonimBus TRacking And Monitoring). L'information temporelle est utilisée pour déterminer les phases d'évolution des nuages convectifs de manière indépendante. Cette méthode fonctionne en trois étapes. Une première étape consiste à établir un champ de disparité pour estimer le dépla-

cement des structures nuageuses pour l'imagerie HRV de SEVIRI et créer une image au pas de temps suivant. La différence entre les images du canal HRV au temps T et l'image estimée à $T+1$ permet de calculer l'accroissement des cellules. L'initiation de la convection est détectée si la cellule grossit et si elle est accompagnée d'un refroidissement estimée à partir du canal WV6.2 de SEVIRI. La deuxième étape est identique à la première mais elle s'applique uniquement à l'image du canal vapeur d'eau de SEVIRI. Un seuil permet de détecter le développement vertical de la cellule. La troisième étape consiste à utiliser une température de la tropopause issue du modèle du Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen terme (CEPMMT). La différence entre la température de brillance à $6.2 \mu m$ et la température de la tropopause est évaluée afin de classer la cellule en phase de maturité. Les méthodologies qui se sont développées par satellite pour la détection de l'initiation de la convection ou des tempêtes reposent en majorité comme pour CB-TRAM sur l'analyse d'un refroidissement au sommet des nuages (Sieglauff *et al.*, 2011, 2014; Siewert *et al.*, 2010; Mecikalski et Bedka, 2006; Mecikalski *et al.*, 2010a,b). En effet, les travaux de Adler et Fenn (1979) ont montré que le taux de refroidissement au sommet des nuages calculé à partir de l'imagerie infrarouge pouvait être utilisé pour estimer le développement vertical des nuages et donc être sensible à la convection.

L'initiation de la convection est définie de différentes manières dans la littérature et les critères utilisés pour la détecter ou la prévoir sont variables. Les travaux de Roberts et Rutledge (2003) ont montré l'intérêt de l'utilisation simultanée des radars et des satellites géostationnaires. Dans ce travail, à partir d'une étude de cas de tempêtes, une comparaison des tendances temporelles des réflectivités radars et des observations dans le visible et à $10.8 \mu m$ avec GOES-8 montre un refroidissement significatif au moins 30 minutes avant l'occurrence d'une réflectivité radar supérieure à 35 dBZ. Ce travail a donné lieu au développement d'une méthodologie de prévision à courte échéance (0 à 2h) de l'initiation de la convection (définie comme le moment associé à une réflectivité radar supérieure ou égale à 35 dBZ) dénommé SATCAST (Satellite Convection Analysis and Tracking) (Walker *et al.*, 2012). Les premières versions de SATCAST sont basées sur le travail de Mecikalski et Bedka (2006). Il s'agit alors de suivre les pixels nuageux en utilisant des estimations de vents à meso-échelle (Bedka et Mecikalski, 2005), puis de repérer des seuils critiques sur des gradients temporels par 15 minutes ou des valeurs instantanées de réflectances, de températures de brillance (T_b) et de différences de T_b des canaux de GOES afin de prévoir l'initiation de la convection. La version 2 de SATCAST (Walker *et al.*, 2012) améliore la technique de suivi en combinant l'utilisation des vents avec une méthode de recouvrement. Le tableau 2.2 représente les critères utilisés par Walker *et al.* (2012) pour prévoir l'initiation de la convection de 0 à 2h en avance. Des validations de ce type de méthode ont été réalisées sur les États-unis (Mecikalski *et al.*, 2008; Walker *et al.*, 2012).

2.4. LES ÉTUDES DÉDIÉES À L'INITIATION DE LA CONVECTION POUR LES SATELLITES GÉOSTATIONNAIRES

Champs d'intérêt pour l'initiation de la convection	seuil critique
10.7- μm T_b	$0^\circ C$
tendance temporelle de 10.7- μm T_b	$\leq -4^\circ C/15min$
tendance temporelle de 6.5–10.7- μm T_b	de $-35^\circ C$ à $-10^\circ C$
tendance temporelle de 13.3–10.7- μm T_b	de $-25^\circ C$ à $5^\circ C$
tendance temporelle de 6.5–10.7- μm T_b	$> 3^\circ C/15min$
tendance temporelle de 13.3–10.7- μm T_b	$> 3^\circ C/15min$

Tableau 2.2 – Critères utilisés par SATCAST version 2 sur GOES-13 pour prévoir l'initiation de la convection. Cinq des seuils critiques doivent être vérifiés pour une prévision de l'initiation de la convection positive. Adapté de Walker *et al.* (2012). Ces critères ont été élaborés à partir de travaux antérieurs (Mecikalski et Bedka, 2006) et d'analyse de situation de pré-convection avec des radars.

De la même manière que pour SATCAST, il est possible de définir un grand nombre de critères sur les T_b , les réflectances ou des différences de ces grandeurs à partir des canaux dans le visible et l'infrarouge de SEVIRI afin de caractériser le nuage avant le premier écho radar $>35dBZ$ (Siewert *et al.*, 2010). Mecikalski *et al.* (2010a) étudient 67 champs d'intérêts à partir de SEVIRI à l'aide de 123 événements avant l'initiation de la convection. Le but est de caractériser 3 propriétés physiques des cumulus qui grossissent : l'épaisseur du nuage, la glaciation au sommet et l'intensité du courant ascendant de convection. Une analyse en composantes principales permet de déterminer les champs qui comportent le plus d'information et d'éliminer la redondance. La deuxième partie de ce travail (Mecikalski *et al.*, 2010b) intègre d'autres champs d'intérêt et montre que c'est l'évolution des réflectances des canaux à 1.6 μm et 3.9 μm qui contient le plus d'information pour caractériser le grossissement des particules de glace au sommet des cumulus avant l'initiation de la convection. Nous reviendrons au chapitre 3 sur l'inversion des REFF et des COT à partir de ces canaux.

L'université du Wisconsin a également développé sa propre technique de prévision à courte échéance pour GOES de l'initiation de la convection nommée UWCI (University of Wisconsin Convective Initiation) (Sieglauff *et al.*, 2011). Le principe de UWCI repose sur une analyse dans des zones fixes rectangulaires du refroidissement "moyen" au sommet des nuages, des types de nuages et de leurs phases. Un masque nuageux multi-seuils, des types et une classification de phase des nuages (Heidinger, 2010; Pavolonis, 2010a; Pavolonis et Heidinger, 2004; Pavolonis *et al.*, 2005) sont dans un premier temps utilisés, la classe de nuage très bas (brouillard) n'est pas considérée car non associée aux développements convectifs. Deux boîtes de 7×7 pixels et de 13×13 pixels sont considérées. La première boîte plus petite sert à calculer l'évolution temporelle de la température au sommet des

nuages sur 15 minutes. La deuxième boîte centrée autour de la première permet à travers 7 tests de vérifier que le déplacement horizontal n'influence pas le refroidissement. En plus du refroidissement, des fractions de pixels en pourcentage affectées des phases eau liquide, eau surfondue, mixte et glaces pour la surface nuageuse dans la petite boîte sont calculées. En appliquant un seuil de $4^{\circ}\text{C}/15\text{min}$ et des limites de 5% et 10% sur les fractions de pixels, trois catégories sont détectées. La catégorie pré-initiation de la convection, une catégorie proche de l'initiation de la convection et une catégorie déclenchement de la convection. Une validation est ensuite effectuée en suivant manuellement l'évolution des cellules et leurs catégories par rapport à une base d'événements orageux construit à partir de l'observation des premiers éclairs. L'initiation de la convection se référence donc plus dans ce travail à l'apparition des premiers éclairs et non à un seuil fixe dans l'imagerie radar. Hartung *et al.* (2013) reprennent la méthode de UWCI et le suivi temporel de Sieglaff *et al.* (2013) pour se focaliser sur le refroidissement au sommet des nuages sur 15 minutes obtenu via la T_b centrée à $11\ \mu\text{m}$ de GOES. Le but est de tester le lien entre l'intensité du refroidissement au sommet des nuages et le développement du cumulonimbus (apparition d'échos radar significatifs) (voir Figure 2.6). Ce travail prend en compte l'apparition dans le suivi de divers seuils de réflectivité radar à l'isotherme -10°C (allant de valeurs $<35\text{dBZ}$ à $\geq 60\text{dBZ}$ par pas de 5dBZ). Une analyse statistique des distributions de gradients de température et des maximums de gradient de température en fonction des maximums de réflectivité radar à l'isotherme -10°C est effectuée. Cette étude montre qu'un refroidissement plus intense est associé à des valeurs plus importantes de réflectivité radar dans l'heure qui suit. Suite à ce travail, une nouvelle version de UWCI a été développée par Sieglaff *et al.* (2014) en intégrant en plus le COT dans le visible des nuages. Un maximum de COT supérieur à 25 et un gradient temporel supérieur à $1/15\text{min}$ sont pris en compte ce qui réduit les fausses détections en présence de cirrus fins.

Les méthodes présentées dans cette section ont toutes pour objectif la prévision immédiate dans les deux heures du développement des orages, de la présence de grêles ou d'éclairs pour la météorologie opérationnelle. Elles montrent qu'un refroidissement rapide au sommet des nuages est présent pendant le développement de ce type de système nuageux. Ces méthodes peuvent être utilisées comme aide à la prévision ou être intégrées en complément des modèles de prévision et de détection des MCS. MeteoSwiss a par exemple mis au point le projet COALITION, dont la première version (Nisi *et al.*, 2014) reprend les sorties de SATCAST pour l'initiation de la convection, RDT pour l'intensification de la convection, les sorties du modèle de prévision COSMO (<http://cosmo-model.org/>) et prend en compte les forçages orographiques des régions alpines autour de la Suisse pour la prévision immédiate des orages. Ces méthodes pour la plupart en constante évolution sont centrées sur la température au sommet des nuages et n'intègrent pas nécessairement une étude temporelle des propriétés microphysiques et optiques des nuages. Dans la section

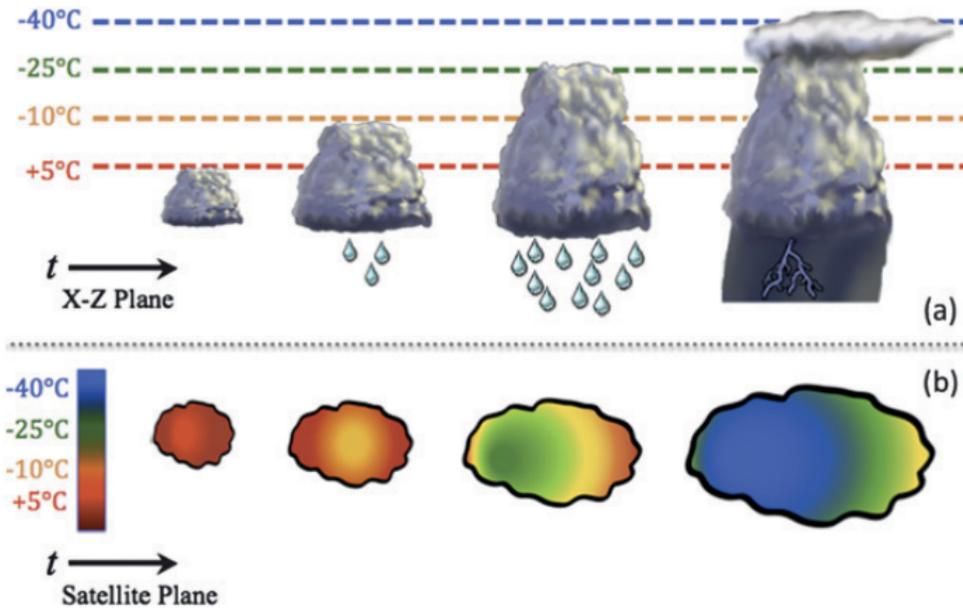


FIGURE 2.6 – Modèle conceptuel émis par Hartung et al. (2013) pour le développement des cumulonimbus. a) Illustration du développement temporel du cumulonimbus et de son refroidissement (les isothermes de température sont en pointillées), b) Point de vue du satellite pour l'analyse des température de brillance dans l'infrarouge thermique (pris comme proxy de la température au sommet du nuage). Schéma tiré de Hartung et al. (2013)

suivante, nous allons présenter quelques travaux relatifs à l'évolution des propriétés microphysiques et optiques des nuages convectifs faisant intervenir, entre autres, les REFF, le COT et la phase au sommet des nuages.

2.5 Les études de l'évolution des propriétés microphysiques et optiques des nuages convectifs

Cette section est centrée sur les travaux concernant les REFF, le COT et la discrimination de la phase au sommet des nuages. Il s'agit ici de mentionner les études temporelles les plus récentes sur ces grandeurs pour l'étude des systèmes convectifs potentiellement responsables des fortes précipitations.

Les travaux de Rosenfeld *et al.* (2008); Lensky et Rosenfeld (2006); Rosenfeld et Lensky (1998) reposent sur l'hypothèse qu'il est équivalent de suivre dans le temps des nuages convectifs isolés ou d'analyser un ensemble de nuage à un temps donné mais comportant toutes les étapes de la convection (un ensemble de cellules à différentes étapes d'évolution) pour étudier les paramètres REFF et la température au sommet des nuages en rapport avec les processus microphysiques d'évolution des particules d'eau des nuages. La courbe

de la température au sommet des nuages en fonction du REFF de la Figure 2.7 montre une classification des processus microphysiques comme la coalescence ou la glaciation en fonction des tendances et des valeurs spécifiques de REFF et de température. Ce type de relations a été observé par satellite mais également par des mesures aéroportées (Rosenfeld et Lensky, 1998). Rosenfeld *et al.* (2008) expliquent clairement que ces courbes peuvent être très différentes d'un cas à l'autre en fonction de la présence d'une convection intense (courant ascendant fort), de la présence d'aérosols et du type de zone d'observation (en mer ou sur terre). Un REFF de $14 \mu\text{m}$ est pris comme déclencheur de la précipitation, ce choix est basé sur les observations des échos radars et des valeurs de REFF déterminées par satellite sur une même zone dans l'étude de Rosenfeld et Gutman (1994). On remarquera que dans ces travaux, le REFF est calculé en supposant que toutes les particules sont des gouttes d'eau. Il n'y a pas de considération de la phase thermodynamique.

Récemment, Mecikalski *et al.* (2016b) ont testé statistiquement une multitude de pré-

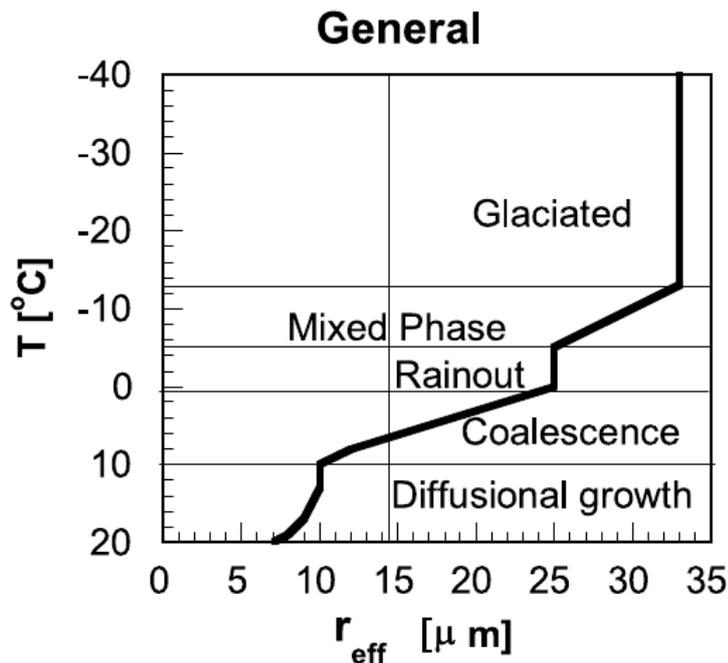


FIGURE 2.7 – Schéma de classification des nuages convectifs en zones correspondant à des processus microphysiques d'évolution des particules d'eau liquide ou de glace par l'analyse de la forme de la courbe température au sommet du nuage (T)–rayon effectif (r_{eff}) dans cette figure, Tirée de Rosenfeld *et al.* (2008)

courseurs potentiels d'événements intenses (orages violents, grêles etc...) définis à partir des travaux sur l'initiation de la convection et d'autres à partir des courbes températures-REFF (similaires à la Figure 2.7) pour des cas d'étude en Europe en utilisant SEVIRI à 5 minutes de résolution temporelle. Dans ce travail, les cellules nuageuses sont suivies ma-

nuellement et une base de données d'événements extrêmes (Dotzek *et al.*, 2009) est utilisée pour distinguer les événements les plus intenses. Il en résulte que ce sont les paramètres construits à partir de l'analyse de la courbe température-REFF calculés sur des zones de 51×51 pixels, le seuil de $14 \mu m$, ainsi que l'analyse du refroidissement sur 9×9 pixels qui fournissent les meilleurs indicateurs par rapport à la base de données. Les auteurs de ce travail avancent que le développement rapide des cellules avant la formation des tempêtes les plus fortes, implique des courants ascendants forts qui propulsent les petites particules d'eau au sommet des nuages d'où la présence de températures froides pour les premières particules ayant un REFF de $14 \mu m$.

Les valeurs de REFF, COT et une classification de phase des nuages ont également été analysées par Cintineo *et al.* (2013) pour des événements classés comme "non intenses" (orages ordinaires) et "intenses" (présence de grêles et de tornades) sur les États-unis à partir de rapports météorologiques de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). Dans ce travail, de nombreux systèmes nuageux sont d'abord suivis par la méthode de détection et de suivi de nuage convectif de Sieglaff *et al.* (2013). Une fois établis, les suivis des nuages servent à calculer des gradients temporels normalisés à la minute entre deux pas de temps successifs pour cinq paramètres : le maximum d'émissivité de l'objet nuage calculé dans la méthode de suivi de Sieglaff *et al.* (2013), la surface du nuage ayant une émissivité ≥ 0.8 , le REFF moyen des pixels en phase liquide, la surface du nuage ayant un COT ≥ 40 , la fraction de pixels nuageux en phase glace. Les distributions statistiques des maximums des gradients pendant le suivi sont analysés sauf pour les deux paramètres de surface où l'ensemble des gradients temporels sont considérés. L'observation des distributions pour les événements intenses d'une part et les événements non-intenses d'autre part montre une différence significative avec des valeurs plus importantes de gradient temporel, pour les événements intenses, du maximum de fraction de phase glace, du maximum d'émissivité et des surfaces calculées. L'étude de Cintineo *et al.* (2013) montre également que l'émissivité calculée par satellite peut améliorer les délais de détection des événements intenses par rapport aux indicateurs radars. Suite à ce travail, Cintineo *et al.* (2014) ont introduit le maximum de fraction de phase glace et le maximum d'émissivité dans un modèle probabiliste de détection des fortes tempêtes, montrant par une comparaison avec un modèle de prévision numérique le potentiel de ce type de paramètre pour prévoir plus en avance ces événements.

D'autres études analysent directement l'évolution temporelle les distributions des valeurs de REFF et de COT sur des périodes données. Ainsi, Mecikalski *et al.* (2011) analysent avec SEVIRI par un suivi manuel sur 30 minutes et par pas de temps de 5 minutes des nuages isolées se développant en ciel clair sans présence de cirrus. La région de 9 pixels centrés sur les 3 pixels les plus froids du nuage (établie avec la température de brillance à

10.8 μm) est utilisée pour analyser le REFF, le COT et la pression au sommet des nuages. Pour les 94 événements suivis, la présence d'un écho radar ≥ 35 dBZ (définissant l'initiation de la convection) dans les 15 à 45 minutes après la période de suivi de 30 minutes est vérifiée. Ce travail analyse les valeurs moyennes de REFF, de COT et de pression au sommet de nuages pour les divers suivis. Une décroissance de la pression au sommet des nuages et une augmentation du COT sont observées. Pour le REFF, les observations sont plus complexes, une période d'augmentation et une période de décroissance ou de stabilisation variable sont observées pendant le suivi de 30 minutes. Les distributions des REFF, COT et de la pression au sommet des nuages sont ensuite analysées sous la forme de boîtes à moustaches confirmant ces tendances temporelles mais mettant en avant également la forte dispersion et variabilité des valeurs.

Les travaux récents de Senf *et al.* (2015) et Senf et Deneke (2017) introduisent également le REFF, le COT et la phase dans l'analyse, avec SEVIRI à 5 minutes, de l'évolution de l'enclume des nuages convectifs (définie comme la partie du nuage avec une température de brillance à 10.8 μm ≤ 240 K). Senf *et al.* (2015) établissent une méthodologie complètement manuelle pour suivre les enclumes des nuages convectifs à travers une détermination de trajectoire par un opérateur humain. Pour prendre en compte l'erreur sur le suivi (estimée à un pixel de la première position identifiée), une méthode statistique de bootstrap (rééchantillonnage) permet de calculer toutes les trajectoires possibles. Ainsi, pour les 9 cas d'études analysés dans ce travail, il y a 9 valeurs à chaque pas de temps mais 81 tendances temporelles possibles. Une fois que les diverses trajectoires sont estimées, un lissage statistique (gaussien) est effectué et une synchronisation temporelle des suivis est employée pour extraire les gradients temporels de ces trajectoires par pas de temps de 5 minutes. Le temps correspondant au maximum de refroidissement sur la trajectoire est utilisé comme référence pour la synchronisation temporelle. Nous reviendrons au chapitre 3 sur les effets d'une telle synchronisation. Cette méthodologie a été améliorée et étendue à 151 cas par l'incorporation d'une technique de recouvrement semi-automatique (automatisée uniquement quand l'enclume est déjà formée) et une méthodologie également semi-automatique pour suivre sur l'imagerie radar des zones associées à de fortes réflectivités (zones > 35 dBZ, > 45 dBZ et > 55 dBZ). Les distributions statistiques pour l'ensemble des trajectoires synchronisées par le maximum de refroidissement des paramètres suivants sont étudiées :

- les REFF des cristaux de glace ;
- le COT en phase glace ;
- le pourcentage de pixels classés en phase glace sur une zone de 3×3 pixels autour des trajectoires ;
- la réflectance solaire à 3.9 μm ($\rho_{3.9\mu\text{m}}$) ;

2.5. LES ÉTUDES DE L'ÉVOLUTION DES PROPRIÉTÉS MICROPHYSIQUES ET OPTIQUES DES NUAGES CONVECTIFS

- le NDSI (Normalized Difference Snow Index) (Hall *et al.*, 2002) sensible à la glaciation défini comme suit : $NDSI = \frac{\rho_{0.6\mu m} - \rho_{1.6\mu m}}{\rho_{0.6\mu m} + \rho_{1.6\mu m}}$ ou $\rho_{0.6\mu m}$ et $\rho_{1.6\mu m}$ sont respectivement les réflectances solaires à $0.6 \mu m$ et $1.6 \mu m$;
- les diamètres équivalents des zones de fortes réflectivités ($> 45dBZ$ et $> 55dBZ$) ;
- la vitesse d'expansion du bord de l'enclume (estimée à partir de la surface) ;
- le diamètre équivalent de l'enclume ;
- la $T_{b10.8\mu m}$;
- la pression au sommet des nuages ;
- la différence de température de brillance $T_{b8.7\mu m} - T_{b10.8\mu m}$;
- la différence de température de brillance $T_{b6.2\mu m} - T_{10.8\mu m}$.

L'analyse de l'évolution de ces paramètres sensibles à la glaciation au sommet du nuage, au grossissement de l'enclume, à la microphysique et à l'épaisseur des nuages met en évidence plusieurs points dont :

1. la bonne corrélation entre le grossissement de l'enclume et le refroidissement au sommet des nuages ;
2. un décalage temporel de 15 minutes entre le maximum de refroidissement et la glaciation complète interprété comme l'effet du dégagement de la chaleur latente de fusion de la glace permettant de renforcer la convection (voir chapitre 1 modèle de la parcelle d'air) ;
3. la présence de petit cristaux de glace après le maximum de refroidissement avec de forts échos radar mais pour des vitesses verticales plus importantes interprétée comme le fait que les cristaux de glace n'ont "pas le temps" de grossir car soumis à une forte ascendance verticale ;
4. l'observation de plus grandes surfaces associées aux plus fortes réflectivités radar pour les nuages ayant le sommet le plus haut, l'enclume la plus large et le taux d'expansion le plus élevé ainsi que les cristaux de glace les plus fins ;
5. la présence de pluie significative avant le maximum de refroidissement.

Ce travail est présenté comme un outil pour les analyses de l'initiation de la convection et la compréhension des processus microphysiques des nuages convectifs de fortes précipitations. Il met en évidence l'intérêt d'étudier à la fois des paramètres morphologiques tel que l'expansion de l'enclume, des paramètres indirectement reliés à l'estimation de la vitesse verticale comme la température au sommet des nuages ainsi que la microphysique des nuages pour caractériser les processus physiques (au sommet des nuages) pendant les périodes de renforcement de l'intensité des pluies. Il ne fournit cependant pas une analyse de la période de transition marquant le début des précipitations.

2.6 Synthèse

Il n'existe sur l'Europe à la connaissance de l'auteur de cette thèse qu'un faible nombre d'analyses à haute résolution temporelle combinant en même temps des paramètres microphysiques, optiques et morphologiques des nuages précipitants en utilisant des satellites géostationnaires. Cela peut s'expliquer au regard des travaux précédemment mentionnés par la complexité des méthodes de suivi ciblant le plus souvent des objectifs précis. Les analyses les plus courantes sont d'ordre climatologique et concernent généralement les parties les plus froides des nuages et des MCS de plus petites tailles et de plus faible durée de vie que sur les Tropiques. Un grand nombre de ces études ne font pas directement une analyse temporelle des précipitations. Les méthodologies d'analyse de cas sur des périodes de transition centrées sur la formation des premières pluies consistent majoritairement à l'élaboration de prévisions à courte échelle temporelle de l'apparition de valeurs seuils dans l'imagerie radar et ne sont pas spécifiquement développées pour distinguer les événements les plus intenses en terme de précipitation. Un des problèmes récurrents est donc de pouvoir analyser à la fois l'évolution des nuages avant la formation des parties les plus froides comme une enclume de MCS, avant la présence de précipitations et de suivre ensuite une phase de "maturité" liée à la convection profonde tout en continuant de suivre l'évolution des pluies. La dépendance d'une grande partie des méthodes de suivi à des critères fixes de température rend encore difficile l'extension dans le temps avant la présence de pluie des suivis de nuages. De la même manière, il est également difficile de suivre un événement jusqu'à son développement maximal en terme de présence de fortes précipitations ou d'un grossissement maximal. Le recours à des méthodes manuelles où un opérateur humain analyse l'évolution des nuages image par image ou encore réajuste le suivi temporel est utilisé mais est chronophage (Senf *et al.*, 2015; Senf et Deneke, 2017; Mecikalski *et al.*, 2016b). Même si elles ne sont pas nombreuses, les récentes études incluant l'évolution temporelle des paramètres microphysiques, optiques et morphologiques ont montré que ces informations pouvaient apporter un éclairage nouveau sur les processus physiques au sommet des nuages et l'indication d'une possibilité de pluies. Ces informations permettent notamment d'analyser la dynamique de la convection (mouvement ascendant et grossissement des nuages), l'interaction avec des processus microphysiques comme la glaciation des particules et d'évaluer le potentiel de ces paramètres pour indiquer les fortes précipitations ou leurs intensifications. Le développement de méthodologie de suivi et d'analyse temporelle de ces paramètres présente donc un intérêt à la fois pour la prévision du temps à courte échéance mais également pour la compréhension des processus physiques au sommet des nuages précipitants. Cependant, il y a encore très peu d'études incluant systématiquement une analyse simultanée des précipitations au sol et des propriétés physiques au sommet des nuages et c'est donc un des enjeux de notre travail.

Le chapitre suivant décrit les produits utilisés dans ce travail de thèse pour suivre et caractériser les nuages. Ces produits permettent d'avoir accès à 5 minutes de résolution temporelle (la plus haute résolution temporelle possible sur l'Europe au moment de l'écriture de ces pages) aux paramètres microphysiques, optiques et morphologiques des nuages ainsi qu'à une estimation des précipitations. Ils sont élaborés à partir de MSG et des radars de Météo France pour estimer la pluie et les paramètres des nuages. Il s'agit donc de méthodes d'inversion de données. La méthodologie de suivi temporel développée pour étudier ces paramètres ainsi que les points de vue adoptés pour l'analyse temporelle sont également présentés.

Chapitre 3

Données et Méthodologie

Ce chapitre introduit les produits satellitaires issus de SEVIRI générés spécifiquement et utilisés pour ce travail de thèse, une intercomparaison de produits, le produit opérationnel d'estimation des précipitations que nous avons utilisé et présente ensuite les méthodologies de détection et d'analyse temporelle employées pour une étude de cas dans un article soumis au Journal of Applied Meteorology and Climatology de l'American Meteorological Society en annexe de ce manuscrit de thèse.

Sommaire

3.1	Type de nuage, hauteur, pression et température au sommet des nuages du SAFNWC	55
3.2	Détermination de la phase thermodynamique du produit SEV06-CLD	58
3.3	Épaisseur optique et rayon effectif des particules d'eau des nuages	61
3.4	Limitations identifiées des produits nuageux	63
3.5	Intercomparaison des données de SEV06-CLD avec les données MODIS pour les données de REFF et COT	65
3.5.1	Comparaison des données de COT en phase liquide et en phase glace	70
3.5.2	Comparaison des données de REFF en phase liquide et en phase glace	73
3.5.3	Bilan et limites de l'inter-comparaison	76
3.5.4	Vers une validation globale de SEV06-CLD et CMIC	77
3.6	La lame d'eau PANTHERE de Météo France	79
3.7	Méthodologie de détection et de suivi temporel des nuages isolés	82
3.7.1	Détection des nuages isolées se formant par temps clair	82
3.7.2	La méthode de recouvrement retro-chronologique	85

3.7.3	La synchronisation temporelle	89
3.8	Synthèse	90

3.1 Type de nuage, hauteur, pression et température au sommet des nuages du SAFNWC

Les SAFs (Satellite Application Facilities) d'EUMETSAT sont des centres spécialisés dans l'utilisation des données satellites. Il y en a huit répartis sur le continent européen. L'ensemble des 8 SAFs représente une partie décentralisée du segment sol d'EUMETSAT. Un SAF est géré comme un projet et mutualise les compétences et les ressources de différentes équipes des agences météorologiques des États membres d'EUMETSAT. Les SAFs mettent en œuvre principalement des applications pour les agences nationales de météorologie sur des thèmes précis. Ils fournissent à leurs utilisateurs des produits ou des logiciels. Le SAFNWC est spécialisé pour le domaine de la prévision immédiate et à très court terme et il a la particularité de fournir des logiciels à ces utilisateurs. Météo France fait partie du SAFNWC et développe, entre autres, au CMS (Centre de Météorologie Spatiale) de Lannion, les produits masques nuageux (dénommé CMA pour Cloud MAsk), type de nuages (nommé CT pour Cloud Type) et le produit altitude et pression au sommet des nuages (nommé CTTH pour Cloud Top Temperature and Height). Depuis 2016, un nouveau produit (nommé CMIC pour Cloud MICrophysique) a été développé au CMS pour la restitution des REFF et des COT au sommet des nuages. Ces produits peuvent être utilisés pour la météorologie opérationnelle. Par exemple, CT est fourni en temps réel aux prévisionnistes de Météo France pour affiner leurs prévisions. Dans cette partie, nous parlerons du produit CT et du produit CTTH car ils sont utilisés directement pour suivre et étudier les nuages dans ce travail.

La Figure 3.1 représente la classification en 11 types de nuage disponible dans le produit CT du SAFNWC. Cette typologie dépend en amont de l'élaboration d'un masque nuageux simple (le produit CMA) détectant la présence ou non de nuage pixel par pixel. D'une manière générale, la distinction entre un pixel "ciel clair" et un pixel nuageux se fait en utilisant des seuils sur les températures de brillances et les réflectances. Quand un pixel est classé comme nuageux dans le produit CMA, un type de nuage lui est ensuite attribué pour créer le produit CT. Dans le produit CT, une série de seuils est utilisée sur les températures de brillances et les réflectances des canaux de SEVIRI pour déterminer un type de nuage. Nous pouvons mentionner l'utilisation dans une première étape pour distinguer les nuages fractionnés et semi-transparents des autres nuages d'un test sur les différences : $T_{b10.8\mu m} - T_{b12.0\mu m}$ et $T_{b3.9\mu m} - T_{b10.8\mu m}$ (en condition de nuit uniquement). Un seuil sur la réflectance solaire $\rho_{0.6\mu m}$ (uniquement en journée) est également utilisé dans

3.1. TYPE DE NUAGE, HAUTEUR, PRESSION ET TEMPÉRATURE AU SOMMET DES NUAGES DU SAFNWC

ce but ainsi que des caractéristiques de texture comme la variance de $T_{b10.8\mu m}$ couplée à la variance de $\rho_{0.6\mu m}$. Les nuages fractionnés et les semi-transparents sont ensuite principalement différenciés en utilisant l'information $T_{b8.7\mu m} - T_{b10.8\mu m}$, mais aussi leurs réflectances visibles $\rho_{0.6\mu m}$ en journée. Le canal HRV de SEVIRI peut être utilisé pour améliorer la détection des nuages mais il est optionnel.

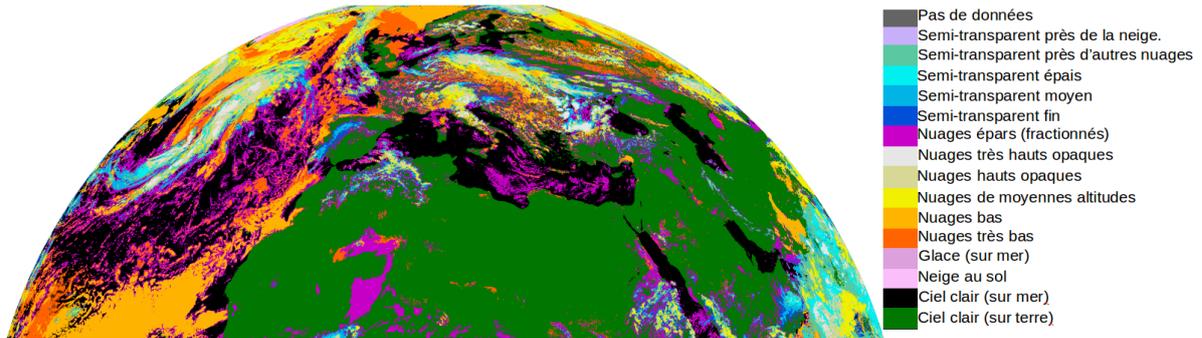


FIGURE 3.1 – Le produit type de nuage (CT) du SAFNWC généré à partir des canaux de SEVIRI sur MSG2 en mode RSS pour la journée du 24/07/2014 à 12H00 UTC. La barre de couleur indique les types de nuage disponibles dans cette typologie.

Les jeux de seuils utilisés pour CMA et CT sont élaborés en fonction de la position géographique, des conditions de vue par satellite, du type de terrain, de données de prévision numérique apportant une information sur le contenu en vapeur d'eau et le profil vertical de l'atmosphère. Dans ces produits, on utilise également le modèle de transfert radiatif rapide RTTOV (Radiative Transfer for TOVS) (Saunders *et al.*, 2017; Matricardi, 2010; Saunders *et al.*, 1999) dans l'infrarouge thermique et le code 6S (Vermote *et al.*, 1997) dans le visible et le proche infrarouge afin d'adapter les seuils utilisés. Pour donner un exemple, la distinction entre les nuages bas, moyens et hauts se fait par une comparaison des $T_{b10.8\mu m}$ aux températures issues des modèles de prévisions à plusieurs niveaux de pression avec en complément l'utilisation de la différence $T_{b7.3\mu m} - T_{b8.7\mu m}$ pour améliorer la distinction. Les calculs de transfert radiatif rapides permettent d'ajuster les seuils en comparant, entre autres, des situations où il y a présence de nuages bas avec des conditions de ciel clair équivalentes. La méthodologie employée est décrite dans les travaux de Derrien et Le Gléau (2005, 2010) et les seuils utilisés ainsi que les divers tests sont disponibles pour la version 2016 dans le document décrivant ces produits (Le Gléau, 2016).

La Figure 3.2 représente les températures au sommet des nuages issues du produit CTTH pour la même heure et la même journée que la Figure 3.1. L'inversion de cette température se fait à partir de la $T_{b10.8\mu m}$ souvent utilisée directement comme température au sommet des nuages dans les études évoquées dans le chapitre 2. On peut rappeler que l'approxi-

3.1. TYPE DE NUAGE, HAUTEUR, PRESSION ET TEMPÉRATURE AU SOMMET DES NUAGES DU SAFNWC

mation de la température au sommet des nuages par $T_{b10.8\mu m}$ est valable pour des nuages suffisamment épais avec un $COT > 23$ (Rossow et Schiffer, 1999). De plus, la vapeur d'eau présente dans le profil vertical de l'atmosphère, la nature du sol et le type de nuage (fin ou épais) rendent la $T_{b10.8\mu m}$ moins efficace en tant que proxy de la température au sommet des nuages. Ainsi, dans le produit CTTH des corrections sont appliquées en utilisant d'autres canaux de SEVIRI, le type de nuage du produit CT, des données de prévision numérique du temps couplées à des simulations de situations en ciel clair grâce à RTTOV. La méthode employée dépend de la typologie des nuages du produit CT. Le type nuage fractionné issu de CT représente un cas-limite où aucune inversion n'est effectuée pour la température au sommet des nuages comme on peut le constater en observant les surfaces violettes (nuages fractionnés) de la Figure 3.1 et l'absence de valeurs sur ces zones sur la Figure 3.2. Les détails complets concernant les méthodes d'inversion du produit CTTH sont disponibles dans Le Gléau (2016). L'altitude au sommet des nuages est restituée d'une manière similaire à la température dans le produit CTTH. Une intercomparaison d'un grand nombre de produits d'inversion de l'altitude du sommet des nuages à partir de SEVIRI dont les sorties de CTTH a été effectuée dans Hamann *et al.* (2014). L'étude compare ces inversions avec les estimations du lidar CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) sur le satellite CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation) de la constellation de satellites de l'A-train. Hamann *et al.* (2014) montrent une bonne corrélation (supérieure 0.77) pour les estimations de CTTH avec les estimations de CALIOP.

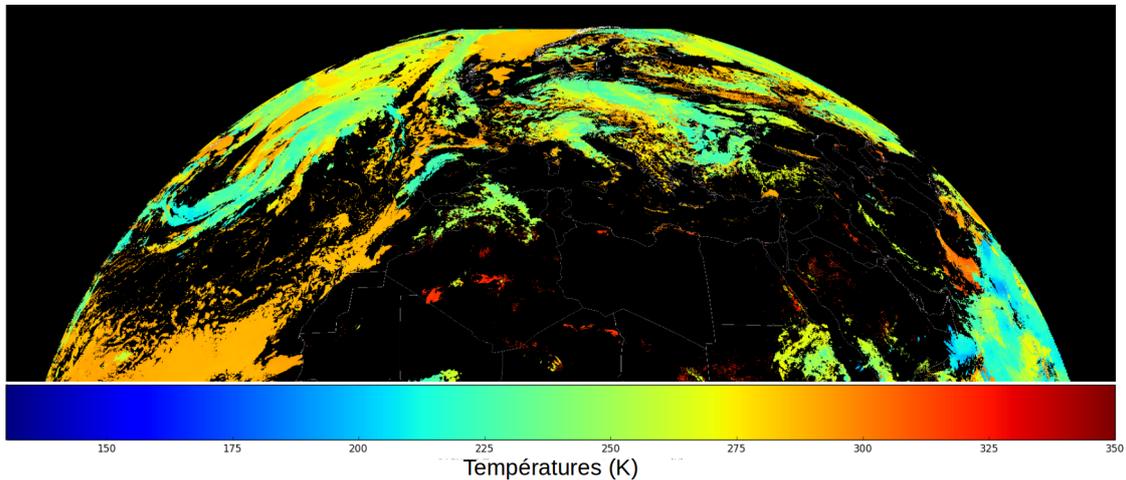


FIGURE 3.2 – Les températures au sommet des nuages issues du produit CTTH du SAFNWC générées à partir des canaux de SEVIRI sur MSG2 en mode RSS pour la journée du 24/07/2014 à 12H00 UTC. La barre de couleur indique les valeurs en Kelvin.

3.2 Détermination de la phase thermodynamique du produit SEV06-CLD

Le produit SEV06-CLD est destiné à fournir à partir de l'instrument SEVIRI les propriétés des nuages historiquement fournies par les algorithmes opérationnels de l'instrument MODIS de la NASA (l'agence spatiale américaine). Le produit SEV06-CLD est actuellement en version bêta et est développé sur la base d'une collaboration avec la NASA, le Laboratoire d'Optique Atmosphérique de Lille (LOA), de la NOAA (l'agence météorologique américaine) et le centre de données et services ICARE composante du pôle nationale français de données et services pour l'atmosphère (AERIS). Les données traitées pour SEVIRI à partir de la version standard sont disponibles via ICARE pour MSG en mode standard (une image toutes les 15 minutes). ICARE fournit une documentation complète sur SEV06-CLD (ICARE/AERIS, 2017). Pour les besoins de cette thèse, SEV06-CLD a été adapté au mode RSS de SEVIRI afin d'obtenir des informations toutes les 5 minutes. Les données générées pour ce travail sont produites à partir d'une version qui n'utilise pas la même technique de classification de phase des particules d'eau des nuages par rapport à la version standard de SEV06-CLD qui n'a pas été testée pour de petits systèmes convectifs. Une méthodologie similaire de classification de phase a déjà été utilisée et évaluée sur SEVIRI par Wolters *et al.* (2008). Cette section a donc pour objectif une présentation générale de la méthodologie utilisée pour la détermination de la phase thermodynamique des nuages et des propriétés microphysiques et optiques (phase, REFF et COT).

La classification de phase utilisée dans la version de SEV06-CLD en mode RSS pour ce travail a été développée par Jérôme Riedi sur la base de ses travaux de recherche pour l'algorithme de classification de phase de MODIS (Platnick *et al.*, 2003). Cette classification est composée de quatre catégories : la phase glace, la phase eau liquide, la phase mixte et une dernière catégorie que l'on nommera phase indéterminée quand la technique employée n'est pas suffisante pour distinguer la glace, l'eau liquide ou une phase mixte. La Figure 3.3 illustre cette classification pour la journée du 24/07/2014 à 12H00 UTC comme pour la Figure 3.1 et la Figure 3.2. La méthode d'inversion de la phase dépend d'une première série de tests sur les valeurs de $T_{b10.8\mu m}$ et les valeurs de la différence $T_{b8.7\mu m} - T_{b10.8\mu m}$. La Figure 3.4 donne le détail de ces tests et les seuils utilisés qui sont également décrits dans King *et al.* (2004). Ils sont identiques à ceux utilisés pour la série d'algorithmes concernant les propriétés optiques des nuages de MODIS Collection 5 (King *et al.*, 2008). Cette méthode est appliquée aux pixels classés comme nuageux par le produit CT du SAFNWC qui sert de base pour la sélection des pixels nuageux en entrée de SEV06-CLD. SEV06-CLD utilise CT plutôt que CMA car le code SEV06-CLD permet

potentiellement d'utiliser l'information sur les situations multicouches déterminées par CT notamment avec les types semi-transparents près des autres nuages.

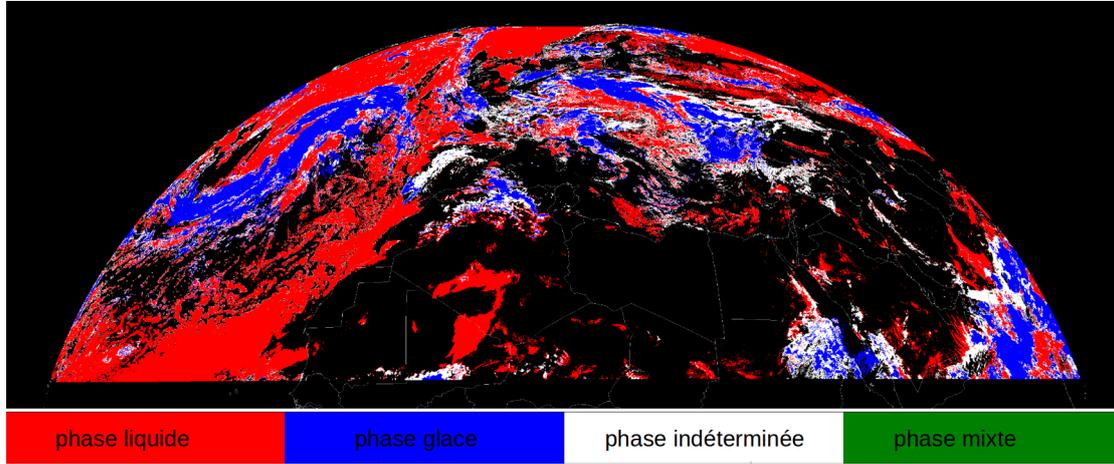


FIGURE 3.3 – Classification de phase des nuages issue de SEV06-CLD pour la journée du 24/07/2014 à 12H00 UTC. Les différentes couleurs indiquent la phase glace, la phase liquide, la phase mixte et la phase indéterminée.

La technique de détermination appliquée sur SEVIRI de la phase est héritée de MODIS collection 5 et une méthodologie similaire appliqué sur SEVIRI a déjà été évaluée par Wolters *et al.* (2008) contre des inversions issues d'instruments au sol (lidar et radar), montrant une bonne capacité de reproduction du cycle diurne de la phase thermodynamique des nuages. Une fois les premiers tests effectués, un test additionnel utilisant un ratio de réflectance décrit dans King *et al.* (2004), est appliqué afin de vérifier et confirmer la classification de phase. Ainsi, dans la classification de phase de SEV06-CLD utilisée pour ce travail, le ratio de réflectances $\frac{\rho_{1.6\mu m}}{\rho_{0.6\mu m}}$ est pris en compte. Quand $\frac{\rho_{1.6\mu m}}{\rho_{0.6\mu m}}$ est supérieur ou égal à 0.9, il est plus probable d'avoir une phase eau liquide. De la même manière, quand on observe $\frac{\rho_{1.6\mu m}}{\rho_{0.6\mu m}} \leq 0.6$ il est plus probable d'avoir une phase glace au sommet des nuages. La phase déterminée par la méthode de la Figure 3.4 est ainsi vérifiée par le ratio $\frac{\rho_{1.6\mu m}}{\rho_{0.6\mu m}}$. En cas de désaccord entre les deux méthodes sur la présence d'eau liquide ou de glace, la phase est classée en phase mixte. Dans les cas limites, quand une des méthodes ne parvient pas à établir une distinction, celle-ci est ignorée. La phase est fixée à indéterminée quand aucune des méthodes mentionnées ne permet de conclure.

La dernière version des algorithmes opérationnels pour MODIS (MODIS collection 6) permettant de déterminer les propriétés des nuages englobe des améliorations pour la détermination de la phase thermodynamique (Baum *et al.*, 2012; Menzel *et al.*, 2015; Platnick *et al.*, 2017). Ces améliorations (issuent de MODIS collection 6) ne sont cepen-

3.2. DÉTERMINATION DE LA PHASE THERMODYNAMIQUE DU PRODUIT SEV06-CLD

nant pas complètement applicables pour SEVIRI qui ne comporte pas tous les canaux nécessaires.

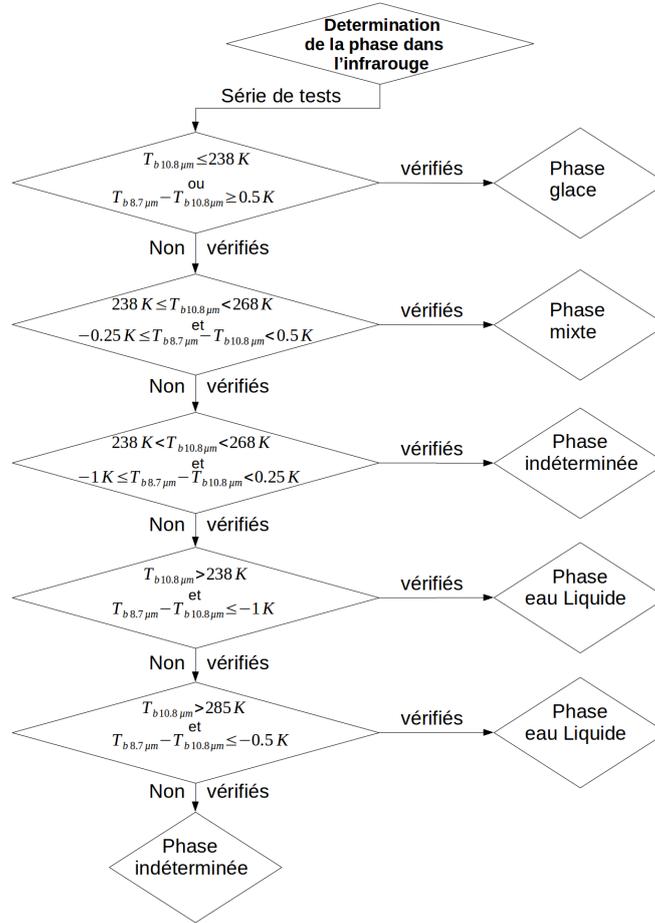


FIGURE 3.4 – La première série de tests et seuils pour déterminer la phase thermodynamique des nuages à partir des valeurs de $T_{b10.8\mu m}$ et des valeurs de la différence $T_{b8.7\mu m} - T_{b10.8\mu m}$. Organigramme adapté du document de présentation des algorithmes d'inversion des propriétés optiques des nuages de MODIS collection 5 (King et al., 2008).

La version Standard de SEV06-CLD emploie une autre méthodologie (non utilisée dans ce travail). Il est important de mentionner qu'un produit d'inversion de la phase similaire basé également sur $T_{b8.7\mu m} - T_{b10.8\mu m}$ et sur les réflectances dans le visible et le proche infrarouge est également disponible depuis 2016 dans le produit CMIC (Cloud MICro-physique) du SAFNWC. Nous n'avons pas à proprement parlé effectué de comparaisons avec SEV06-CLD. Des différences peuvent toutefois survenir dans les seuils employés et l'utilisation en plus de la classification CT. Les détails complets de cette classification de phase sont disponibles dans Le Gléau (2016). La détermination de la phase thermodynamique permet ensuite de déterminer les propriétés optiques et microphysiques des nuages (REFF et COT) dans SEV06-CLD et dans CMIC. L'objet de la section suivante est de présenter les principes généraux des techniques d'inversion employées.

3.3 Épaisseur optique et rayon effectif des particules d'eau des nuages

Le principe de restitution des REFF et des COT est basé sur le fait que la réflectance au sommet des nuages à la longueur d'onde visible des canaux non absorbants de SEVIRI (centrés à $0.6 \mu m$ et $0.8 \mu m$) dépend principalement du COT et faiblement du REFF. C'est l'inverse pour les canaux centrés à $1.6 \mu m$ et $3.9 \mu m$, pour lesquels l'absorption par l'eau liquide et la glace induit une sensibilité à la taille des particules. La méthodologie pour estimer ces grandeurs est du même type que celle de Nakajima et King (1990) et elle est identique à celle utilisée pour MODIS collection 6 et collection 5 (King *et al.*, 2008; Menzel *et al.*, 2015; Platnick *et al.*, 2017). Ce qui est développé dans cette section sera centré sur les inversions issues de SEV06-CLD. Le REFF et le COT sont également disponibles via le produit CMIC du SAFNWC avec une méthodologie identique. Nous renvoyons à la documentation du SAFNWC (Le Gléau, 2016) détaillant le produit CMIC pour les différences en terme de modélisation des propriétés radiatives de l'atmosphère. La description générale dans cette section reste cependant valable pour les deux produits. Le principe de base est de retrouver la relation entre le COT, le REFF et les réflectances des deux canaux dans le visible et le proche infrarouge (Nakajima et King, 1990; King *et al.*, 1997). En pratique, il faut utiliser un modèle de transfert radiatif pour simuler les réflectances pour diverses valeurs de COT et de REFF, diverses conditions de vue du satellite et divers angles solaires. On peut écrire la réflectance simulée à une longueur d'onde comme suit (King *et al.*, 1997) :

$$\rho_{\lambda}(REFF, COT, \mu, \mu_0, \Phi) = \frac{\pi \times L_{\lambda}(0, -\mu, \phi)}{\mu_0 F_0(\lambda)} \quad (3.1)$$

λ est la longueur d'onde (en μm), ρ_{λ} est la réflectance sans unité, les angles μ , μ_0 , Φ sont respectivement la valeur absolue du cosinus de l'angle zénithal de visée, le cosinus de l'angle zénithale solaire et l'angle azimutal relatif entre la direction de propagation du rayonnement émergent et la direction du rayonnement solaire incident, $F_0(\lambda)$ le flux incident solaire en $W m^{-2}$ et $L_{\lambda}(0, -\mu, \phi)$ la luminance réfléchie en $W m^{-2} sr^{-1}$. Pour les instruments comme MODIS et SEVIRI, on prend en compte la réponse spectrale des canaux des instruments pour le calcul des réflectances. L'ensemble des réflectances simulées pour SEVIRI sont stockées sous forme de tables pré-calculées avec les paramètres des simulations (dont les COT et les REFF). On retrouve ainsi rapidement les valeurs de REFF et de COT à partir de la luminance mesurée par l'instrument. La Figure 3.5 illustre le principe de cette méthode.

3.3. ÉPAISSEUR OPTIQUE ET RAYON EFFECTIF DES PARTICULES D'EAU DES NUAGES

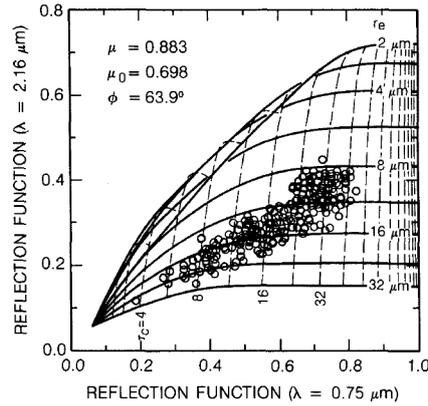


FIGURE 3.5 – Diagramme utilisé par Nakajima et King (1990) faisant intervenir la relation théorique entre les réflectances pour les longueurs d’onde $2.1 \mu\text{m}$ et $0.75 \mu\text{m}$ pour diverses valeurs d’épaisseur optique (courbes verticales en traits fins) et de rayons effectifs (courbe horizontale en traits gras). On obtient ce type de diagramme en fixant la géométrie de visée du satellite et les angles de vue relatifs au rayonnement solaire incident. Ici μ représente la valeur absolue du cosinus de l’angle zénithal de visée, μ_0 le cosinus de l’angle zénithal solaire et Φ l’angle azimutal relatif entre la direction de propagation du rayonnement émergent et la direction du rayonnement solaire incident.

L’absorption et la diffusion du rayonnement ne sont pas identiques entre des particules d’eau considérées comme sphériques et des cristaux de glace de formes variables (Baum *et al.*, 2011). Dans les modèles de transfert radiatif, le coefficient d’absorption et de diffusion ne sont pas suffisants pour déterminer la nature de l’interaction du rayonnement et des particules. Par exemple, pour la diffusion du rayonnement, on considère dans ces modèles la fonction de phase des particules. Elle définit la répartition du rayonnement diffusé par rapport à la direction du rayonnement incident. Elle est complètement déterminée pour les gouttes d’eau si on suppose leurs formes sphériques par la théorie de Mie. Pour les cristaux de glace non sphériques, il est possible d’utiliser par exemple les lois de l’optique géométrique si les cristaux de glace ont une taille supérieure à la longueur d’onde considérée (Liou, 2002). Pour SEV06-CLD et MODIS collection 6, le travail de Baum *et al.* (2011) fournit un large ensemble de propriétés optiques des cristaux de glace de diverses tailles et formes. La manière dont sont pris en compte la forme et la taille des cristaux de glace est décrite dans Platnick *et al.* (2017). Les tables pré-calculées sont générées de la même façon que pour MODIS Collection 5 avec les changements apportés par la collection 6 dont les détails se trouvent dans King *et al.* (2008); Platnick *et al.* (2015, 2017).

Contrairement à MODIS, il n'y a pas de canal à $2.1\mu m$ sur SEVIRI et il y a donc deux couples de valeurs inversées pour REFF et COT :

- Un premier calculé avec les canaux visibles et NIR1.6. Ils seront appelé REFF1.6 et COT1.6 dans la suite de ce manuscrit.
- Un second calculé avec les canaux visibles et IR3.9 (non présent dans CMIC). Ils seront appelé REFF3.9 et COT3.9 dans la suite de ce manuscrit

La Figure 3.6 représente les inversions de REFF1.6 de SEV06-CLD du 24/07/2014 à 12H00 UTC pour la phase glace et pour la phase eau liquide et indéterminée de manière distincte en employant un jeu de couleur différent. Dans SEV06-CLD, l'inversion de REFF et de COT est effectuée en supposant la phase eau liquide si la phase n'a pas été déterminée.

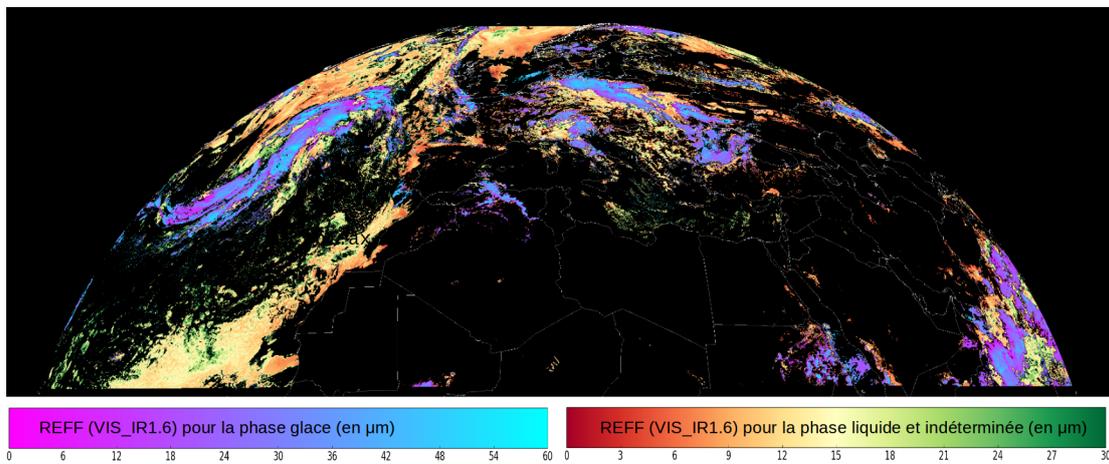


FIGURE 3.6 – Restitution des REFF dans SEV06-CLD à partir des canaux visibles ($VIS0.6$ ou $VIS0.8$) et du canal $NIR1.6$. L'inversion dépend de la classification de phase, la première barre de couleur (violet-bleu cyan) indique les valeurs en μm pour les cristaux de de glace. La seconde barre de couleur correspond aux valeurs pour la phase eau liquide/indéterminée. Il s'agit du 24/07/2014 à 12H00 UTC

3.4 Limitations identifiées des produits nuageux

Les méthodes de détermination de la température au sommet des nuages, de la phase thermodynamique, du REFF et du COT mentionnées précédemment font intervenir des hypothèses fortes sur les propriétés de l'atmosphère et des interdépendances entre les produits. On peut ainsi rappeler que la température au sommet des nuages du SAFNWC est dépendante de la classification des nuages du produit CT. Par conséquent, une classification erronée impacte les valeurs de température et surtout les valeurs de hauteur/pression au sommet. Le Gléau (2016) mentionne les effets possibles sur le produit CTTH :

- Sous-estimation des valeurs pour un nuage semi-transparent classé comme bas ou moyen.

- Sur-estimation des valeurs pour un nuage bas ou moyen classé comme semi-transparent.
- Les nuages fractionnés sont des cas limites et il n’y a pas d’inversion de température.
- La hauteur des nuages bas peut être sur-estimée.
- Les nuages de type cirrus fin représentent des cas limites pour lesquels l’inversion n’est pas toujours possible.

Ces produits héritent aussi des erreurs des modèles de transfert radiatif employés, de modélisation des propriétés optiques des cristaux de glace, des hypothèses sur l’état de l’atmosphère et des données auxiliaires issues des modèles de prévision numérique du temps. Ainsi, pour donner un exemple concret, les modèles de transfert radiatif utilisés calculent les propriétés radiatives de l’atmosphère en la considérant comme plane et parallèle, découpée en plusieurs couches et font des hypothèses sur l’homogénéité des propriétés au sommet des nuages. En réalité, l’atmosphère est en trois dimensions, le nuage n’est pas horizontalement homogène et cela peut avoir des effets importants sur les restitutions de propriétés des nuages, notamment sur les valeurs de REFF et COT (Zhang *et al.*, 2012; Marshak *et al.*, 2006; Zhang et Platnick, 2011; Wolters *et al.*, 2010). La résolution spatiale de SEVIRI (3 km au nadir) peut également avoir un impact. En effet, l’impact de la variabilité sous-pixel (à des résolutions plus fines que SEVIRI) peut entraîner une large incertitude dans les inversions des REFF et COT (Zhang et Platnick, 2011; Marshak *et al.*, 2006; Zhang *et al.*, 2017; Platnick *et al.*, 2001; Zhang *et al.*, 2012; Cho *et al.*, 2015).

Les méthodes d’inversion du type de Nakajima et King (1990) ont également des limites au regard de la phase thermodynamique (eau liquide et glace). La Figure 3.7 superpose les relations théoriques non linéaires issue d’un jeu de réflectances dans le visible et le proche infrarouge pour la phase liquide et la phase glace de l’algorithme d’inversion de MODIS. Suivant les réflectances observées par satellite, l’hypothèse faite concernant la phase thermodynamique est particulièrement critique car des solutions réalistes existent pour les deux hypothèses avec cependant des différences importantes entre les tailles restituées (Figure 3.7). Les limites mentionnées ci-dessus nous invitent à rappeler comme le mentionnent Senf et Deneke (2017) que les propriétés doivent être interprétées prudemment. Les inversions des produits utilisés dans ce travail se réfèrent toujours à un nuage idéalisé, à des états microphysiques hypothétiques et correspondent à des prototypes de nuages horizontalement homogènes ayant des propriétés radiatives au sommet similaires aux nuages observés par SEVIRI. Les véritables nuages convectifs peuvent donc avoir des propriétés différentes des inversions des produits et nous nous limiterons à leur interprétation qualitative. Il conviendra cependant de s’assurer de la cohérence des produits SEV06-CLD en regard des inversions similaires obtenues à partir de MODIS.

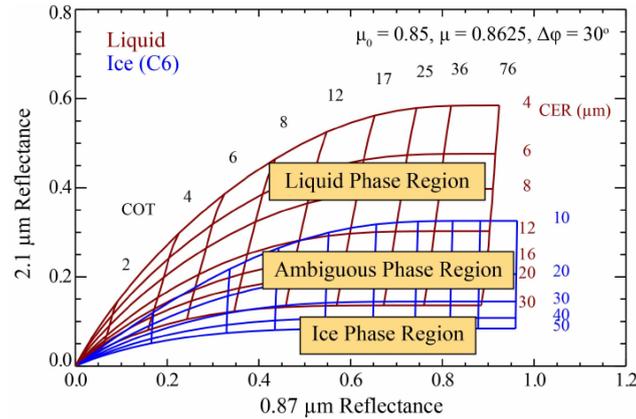


FIGURE 3.7 – Relation théorique entre les réflectances au sommet des nuages pour les canaux de MODIS à $0.87 \mu\text{m}$ et $2.1 \mu\text{m}$ pour les gouttes d'eau liquide (en rouge), pour le modèle de cristaux de glace utilisé dans MODIS collection 6 (en bleu) et pour diverses valeurs de COT et de REFF. Les jeux de réflectances observées peuvent tomber dans des intervalles où l'hypothèse sur la phase est critique pour la détermination des REFF et des COT. Tirée de Platnick et al. (2017)

3.5 Intercomparaison des données de SEV06-CLD avec les données MODIS pour les données de REFF et COT

Cette section présente une intercomparaison pour les COT et les REFF des produits MODIS et SEV06-CLD. Les résultats des inversions à partir des canaux NIR1.6 et IR3.9 sont comparés en supposant une phase thermodynamique identique car celle-ci joue un rôle déterminant comme nous l'avons vu précédemment dans les algorithmes d'inversion de MODIS et de SEV06-CLD. Nous employons pour la comparaison une méthodologie de reprojexion des données MODIS dans la grille des pixels de SEVIRI . La résolution spatiale est différente pour ces deux instruments avec 3 km au nadir pour SEVIRI et seulement 1km au nadir pour MODIS. La Figure 3.8 illustre cette méthode de reprojexion de la grille spatiale la plus fine vers la plus large. Nous déterminons ainsi les valeurs moyennes, l'écart-type, le minimum et le maximum du jeu de valeurs des inversions de REFF et de COT à partir de MODIS en coïncidence avec les observations SEVIRI. Pour la suite de cette intercomparaison, nous avons moyenné les données MODIS dans chaque pixel SEVIRI.

Les temps d'acquisition des données sont différents d'un instrument à l'autre et il faut aussi tenir compte de la parallaxe qui est importante quand on est éloigné des conditions du nadir et que l'on a une certaine hauteur de nuage (Figure 3.9-a). L'intercomparai-

3.5. INTERCOMPARAISON DES DONNÉES DE SEV06-CLD AVEC LES DONNÉES MODIS POUR LES DONNÉES DE REFF ET COT

son a été effectuée sur une zone précise centrée sur la France afin d'évaluer la cohérence du produit SEV06-CLD adapté des méthodes d'inversion de MODIS. Il ne s'agit pas à proprement parler d'une validation puisque la comparaison est limitée à une région restreinte (Figure 3.9-b). Cette région a été choisie car elle correspond à la zone géographique d'analyses temporelles des cas d'étude sur la France présentées dans le chapitre suivant.

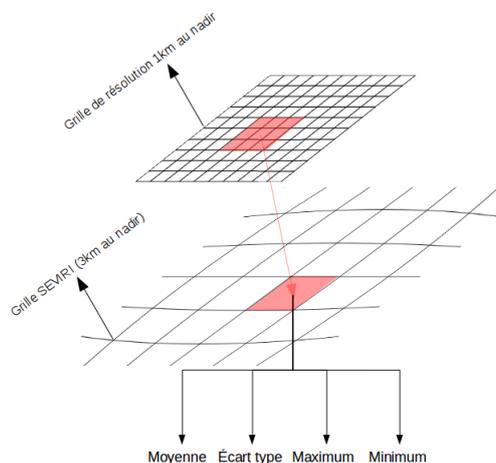


FIGURE 3.8 – Vue schématique de la méthodologie de reprojection adoptée pour comparer des données dont la résolution au nadir est plus fine que la grille spatiale de SEVIRI (3km au nadir)

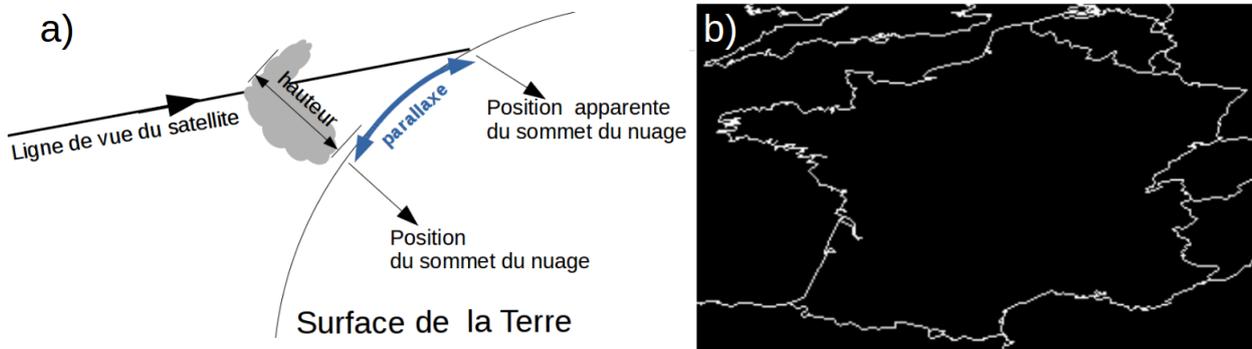


FIGURE 3.9 – a) vue schématique simple de l'effet de parallaxe quand le satellite n'est pas au nadir pour un nuage haut. b) zone géographique de l'intercomparaison MODIS/SEV06-CLD)

L'intercomparaison présentée ici se fait à phase thermodynamique fixée et identique pour SEV06-CLD et les inversions MODIS. Nous ne cherchons pas à analyser les différences de classification de phase. Comme il s'agit d'une comparaison pixel à pixel après reprojection des données MODIS dans la grille SEVIRI, l'effet de parallaxe est pris en compte en corrigeant les latitudes et longitudes de chaque pixel à partir d'une estimation de la hauteur

3.5. INTERCOMPARAISON DES DONNÉES DE SEV06-CLD AVEC LES DONNÉES MODIS POUR LES DONNÉES DE REFF ET COT

du nuage fournie par le produit CTTH. Cette correction de parallaxe est une adaptation d'une méthode disponible en libre accès (https://www.ess1.org/cwg/?page_id=165) et proposée pour SEVIRI par le Convection Working Group (CWG) soutenu par EUMETSAT et l'European Severe Storm Laboratory. Les détails techniques de cette méthode ce trouvent sur le site internet du CWG (https://www.ess1.org/cwg/?page_id=165). Nous n'avons pas corrigé les données MODIS de l'effet de parallaxe mais limité les angles zénithaux de MODIS à des valeurs inférieures à 30° afin de négliger cet effet sur MODIS. Ainsi, nous avons uniquement appliqué cette correction sur les données SEVIRI, en utilisant le produit CTTH pour avoir la hauteur des nuages. Le masque nuageux corrigé de la parallaxe peut être alors utilisé pour estimer le déplacement induit par cette correction. Une fois établi pour chaque pixel nuageux, le déplacement causé par la correction peut être appliqué aux données SEVIRI. Pour avoir une idée de l'effet de la parallaxe dans la grille SEVIRI sur la zone d'étude, le Tableau 3.1 donne les déplacements maximum et minimum (pour les données SEVIRI) en fonction de quelques hauteurs de nuages dans la grille spatiale de SEVIRI sur la France.

Nous rappelons que fixer une zone sur la France détermine nécessairement la géomé-

Altitude des nuages	Max(d_l)	Min(d_l)	Max(d_c)	Min(d_c)
5km	2 pixels	1 pixel	1 pixel	0 pixel
7km	3 pixels	2 pixels	1 pixel	0 pixel
10km	3 pixels	2 pixels	1 pixel	0 pixel
12km	4 pixels	2 pixels	1 pixel	0 pixel
15km	5 pixels	3 pixels	1 pixel	0 pixel

Tableau 3.1 – Tableaux des effets de la correction de parallaxe des nuages dans la grille spatiale de SEVIRI sur la zone d'étude centrée sur la France. d_l représente un déplacement vertical dans la grille (positif dans le sens nord vers le sud). d_c représente de la même manière un déplacement horizontal (positif dans le sens ouest vers l'est). Nous donnons ici uniquement les valeurs maximales et minimales calculées pour tous les pixels de la zone d'étude pour des hauteurs entre 5km et 15km. Les déplacements indiqués correspondent à une correction sur les données SEVIRI.

trie de vue de SEVIRI. Par exemple, les angles zénithaux de vue de SEVIRI sont entre 35° et 50° sur la France. Pour l'intercomparaison, nous avons travaillé sur 63 journées de données RSS de SEV06-CLD générées entre 08H00 (UTC) et 18H55 (UTC) et des données coïncidentes sur la France obtenues à partir de l'instrument MODIS/Aqua. De manière synthétique, les critères de sélection appliqués pour l'intercomparaison des REFF et des COT sont :

- Prise en compte uniquement des pixels à phase identique (en phase glace ou en phase liquide) entre SEV06-CLD et les données MODIS.

3.5. INTERCOMPARAISON DES DONNÉES DE SEV06-CLD AVEC LES DONNÉES MODIS POUR LES DONNÉES DE REFF ET COT

- Après reprojection des données de MODIS dans la grille SEVIRI, seuls les pixels à 100% en phase glace ou à 100% en phase liquide de MODIS dans la reprojection sont considérés. Nous écartons ainsi les pixels dans la grille de reprojection correspondant à un ensemble de valeurs de MODIS dont la classification de phase n'est pas homogène.
- Angle zénithal de MODIS inférieur à 30° pour éviter de corriger de la parallaxe pour ces données.
- Différence temporelle d'acquisition des données inférieure à 2.5 minutes.

Pour l'intercomparaison nous avons considéré 360 passages de MODIS sur la région d'étude (la France), le Tableau 3.2 qui suit détaille les jours et les heures de passages de MODIS (sur Aqua) considérés pour l'intercomparaison.

3.5. INTERCOMPARAISON DES DONNÉES DE SEV06-CLD AVEC LES DONNÉES MODIS POUR LES DONNÉES DE REFF ET COT

dates	heures de passage de MODIS
2011/04/23	12H00 12H05 13H35 13H40 13H45
2011/04/24	11H05 11H10 12H40 12H45 12H50 14H20
2011/04/25	11H45 11H50 11H55 13H25 13H30
2011/04/27	11H35 11H40 13H10 13H15 13H20 14H50 14H55
2011/04/30	10H30 10H35 12H05 12H10 13H40 13H45 13H50
2012/05/04	11H55 12H00 13H30 13H35 13H40
2012/05/24	11H30 11H35 13H05 13H10 13H15
2012/05/25	12H10 12H15 12H20 13H50 13H55
2012/05/26	12H50 12H55 13H00 14H30 14H35 14H40
2012/06/28	12H00 12H05 13H35 13H40 13H45
2012/08/19	11H35 11H40 13H10 13H15 13H20 14H50 14H55
2012/08/23	12H45 12H50 14H25
2013/06/05	13H00 13H05 13H10 14H35 14H40 14H45
2013/06/06	10H30 10H35 12H05 12H10 13H40 13H45 13H50
2013/06/07	12H45 12H50 12H55 14H25 14H30 14H35
2013/06/16	11H05 11H10 12H40 12H45 12H50 14H20
2014/06/07	12H15 12H20 12H25 13H55 14H00 14H05
2014/06/09	10H30 10H35 12H05 12H10 13H40 13H45 13H50
2014/06/10	12H45 12H55 14H25 14H30 14H35
2014/06/11	11H55 12H00 13H30 13H35 13H40
2014/06/12	11H00 11H05 12H35 12H40 12H45 14H15 14H20
2014/06/14	12H20 12H25 12H30 14H00 14H05 14H10
2014/07/16	12H20 12H25 12H30 14H00 14H05 14H10
2014/07/24	11H35 11H40 13H10 13H15 13-20 14H50 14H55
2014/07/28	12H45 12H50 12H55 14H25 14H30 14H35
2015/06/05	12H00 12H05 13H35 13H40 13H45
2015/06/06	12H40 12H45 12H50 14H20
2015/06/08	10H55 11H00 12H30 12H35 14H05 14H10 14H15
2015/06/11	11H25 11H30 13H00 13H05 13H10 14H40 14H45
2015/07/04	11H30 11H35 13H05 13H10 13H15 14H45
2015/07/06	12H50 12H55 13H00 14H30 14H35 14H40
2015/08/07	12H50 12H55 13H00 14H30 14H35 14H40
2015/08/12	11H35 11H40 13H10 13H15 13H20 14H50 14H55
2015/08/23	12H50 12H55 13H00 14H30 14H35 14H40
2015/08/24	12H00 12H05 13H35 13H40 13H45
2015/09/17	12H45 12H50 12H55 14H25 14H30 14H35
2016/05/13	10H30 10H35 12H05 12H10 13H45 13H50
2016/05/27	12H15 12H20 12H25 13H55 14H00 14H05
2016/05/28	11H25 11H30 13H00 13H05 14H35 14H40 14H45
2016/06/06	12H50 12H55 13H00 14H30 14H35 14H40
2016/06/07	12H00 12H05 13H35 13H40 13H45
2016/06/08	11H05 11H10 12H40 12H45 12H50 14H20
2016/06/19	12H20 12H25 12H30 14H00 14H05 14H10
2016/06/22	12H50 12H55 13H00 14H30 14H35 14H40
2016/06/23	12H00 12H05 13H35 13H40 13H45
2016/06/24	11H05 11H10 12H40 12H45 12H50 14H20 14H25
2016/07/07	10H35 10H40 12H10 12H15 13H45 13H50 13H55
2016/07/11	11H45 11H50 11H55 13H20 13H25 13H30
2016/07/21	12H20 12H25 12H30 14H05 14H10
2016/07/22	11H30 11H35 13H05 13H10 13H15 14H45 14H50
2016/07/23	10H35 10H40 12H10 12H15 13H45 13H50 13H55
2016/07/29	11H35 11H40 13H10 13H15 13H20 14H50
2016/07/30	12H15 12H20 12H25 13H55 14H00
2016/07/31	11H25 11H30 13H00 13H05 14H35 14H40 14H45
2016/08/15	12H15 12H20 12H25 13H55 14H00
2016/08/16	11H25 11H30 13H00 13H05 14H35 14H40 14H45
2016/08/20	11H00 11H05 12H35 12H40 14H10 14H15 14H20
2016/08/27	11H05 11H10 12H40 12H45 12H50 14H20 14H25
2016/08/29	12H25 12H30 12H35 14H05 14H10 14H15
2016/09/12	11H05 11H10 12H40 12H45 12H50 14H20 14H25

Tableau 3.2 – *Tableau des jours et des heures de passages de MODIS dans la zone d'intercomparaison*

3.5.1 Comparaison des données de COT en phase liquide et en phase glace

Nous présentons les comparaisons des COT1.6 et COT3.9 de SEV06-CLD avec les données MODIS. En effet, dans le produit MODIS collection 6, le canal centré à $3.7 \mu m$ est utilisé comme le canal à $2.1 \mu m$ et à $1.6 \mu m$ pour inverser des REFF et des COT. Dans un premier temps, nous avons comparé les valeurs de COT en phase liquide et les résultats pour la phase glace seront présentés dans un second temps. Le canal infrarouge de MODIS n'est pas comme pour SEVIRI centré sur la longueur d'onde $3.9 \mu m$ mais plutôt sur la longueur d'onde $3.7 \mu m$. On utilisera donc les termes COT3.7 et REFF3.7 pour les données MODIS. Les comparaisons sont présentées sous forme d'histogrammes colorés en deux dimensions où la barre de couleur représente le nombre de valeurs par classe pour l'histogramme. Le coefficient de corrélation r , l'écart quadratique moyen noté RMSE pour Root Mean Square Error et le nombre de points sont également calculés. En complément, nous présentons systématiquement un histogramme normalisé des différences entre les données SEV06-CLD et MODIS avec une courbe distribution normale ajustée sur l'histogramme. L'écart-type σ ainsi que la moyenne μ de la distribution normale sont également calculés.

3.5. INTERCOMPARAISON DES DONNÉES DE SEV06-CLD AVEC LES DONNÉES MODIS POUR LES DONNÉES DE REFF ET COT

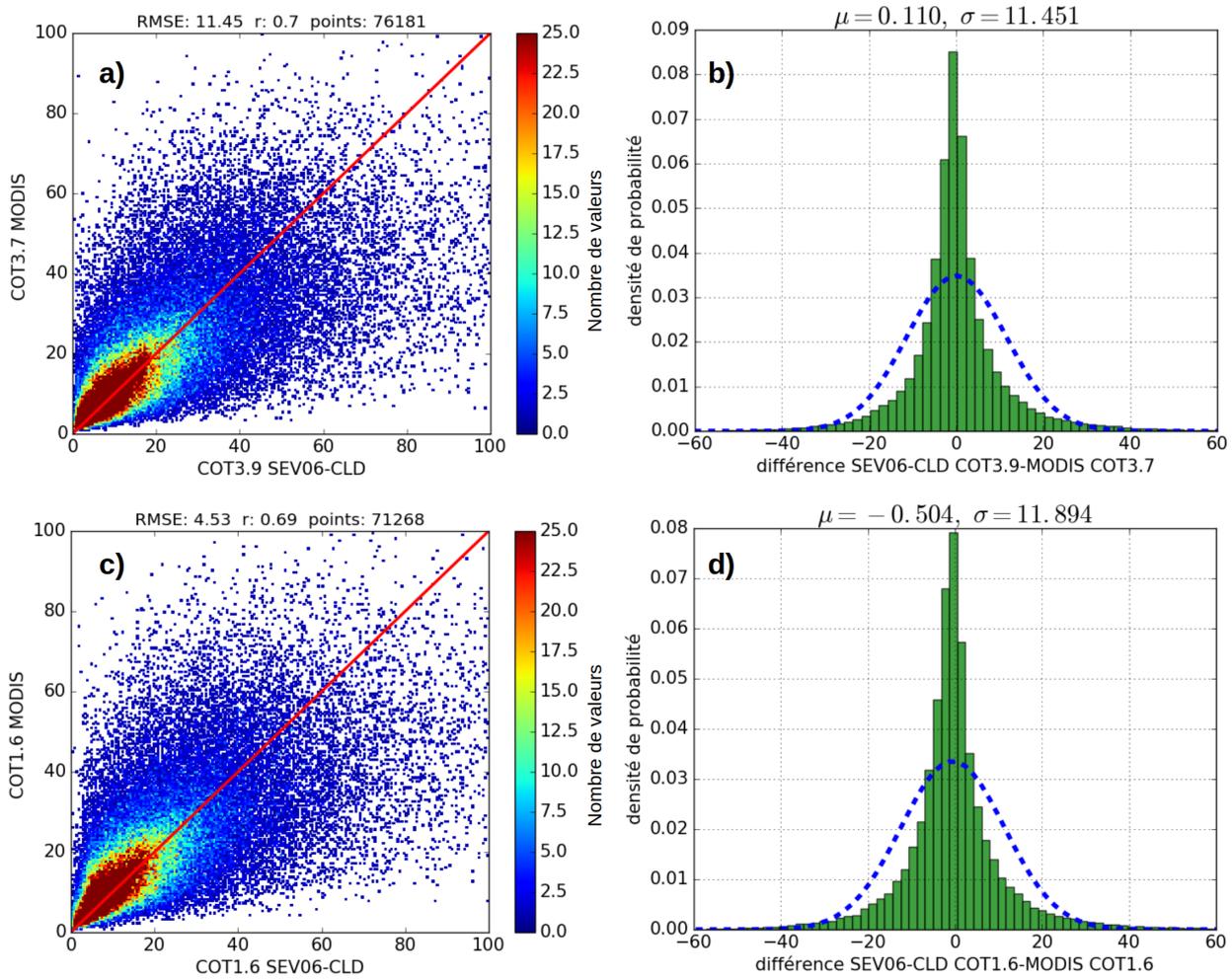


FIGURE 3.10 – Comparaison des COT en phase liquide. a) Histogramme coloré en deux dimensions des COT3.9 de SEV06-CLD et des COT3.7 de MODIS. r correspond au coefficient de corrélation de pearson, RMSE est l'écart quadratique moyen et on a indiqué le nombre de points. Une droite $x=y$ en rouge est également représentée. b) histogramme des différences en vert des COT3.9 de SEV06-CLD-COT3.7 de MODIS, une courbe distribution normale ajustée sur l'histogramme en pointillé bleu est représentée avec son écart type σ et sa moyenne μ . c) identique à a) pour les COT1.6. d) identique à b) pour les COT1.6

Globalement, les coefficients de corrélations pour la comparaison des COT en phase liquide sont proches de 0.7 mais les RMSE sont importants surtout pour les COT3.7 et les COT3.9 (Figure 3.10-a, c). On remarque qu'il y a donc des différences suivant le canal infrarouge utilisé. Les histogrammes des différences révèlent également des différences de valeur de COT de plus de 10 en valeur absolue, mais pour une faible proportion des valeurs analysées (Figure 3.10-b, d). De plus, les histogrammes des différences sont centrés sur des valeurs proches de 0 (Figure 3.10-b, d). Pour les COT3.7 et les COT3.9, il ne

3.5. INTERCOMPARAISON DES DONNÉES DE SEV06-CLD AVEC LES DONNÉES MODIS POUR LES DONNÉES DE REFF ET COT

semble pas y avoir en phase liquide de sur-estimation ou sous-estimation systématique de SEV06-CLD par rapport à MODIS malgré un écart type de la distribution normale supérieur à 11 (Figure 3.10-b, d). Pour les COT1.6, SEV06-CLD semble sous-estimer très légèrement les valeurs, mais comme précédemment le σ est important et proche de 12. Enfin, il faut noter que le nombre de pixels comparés est supérieur à 70 000 et qu'il y a une différence d'environ 5000 points suivant le type de comparaison (COT37 et COT3.9 ou COT1.6) ce qui peut influencer les statistiques.

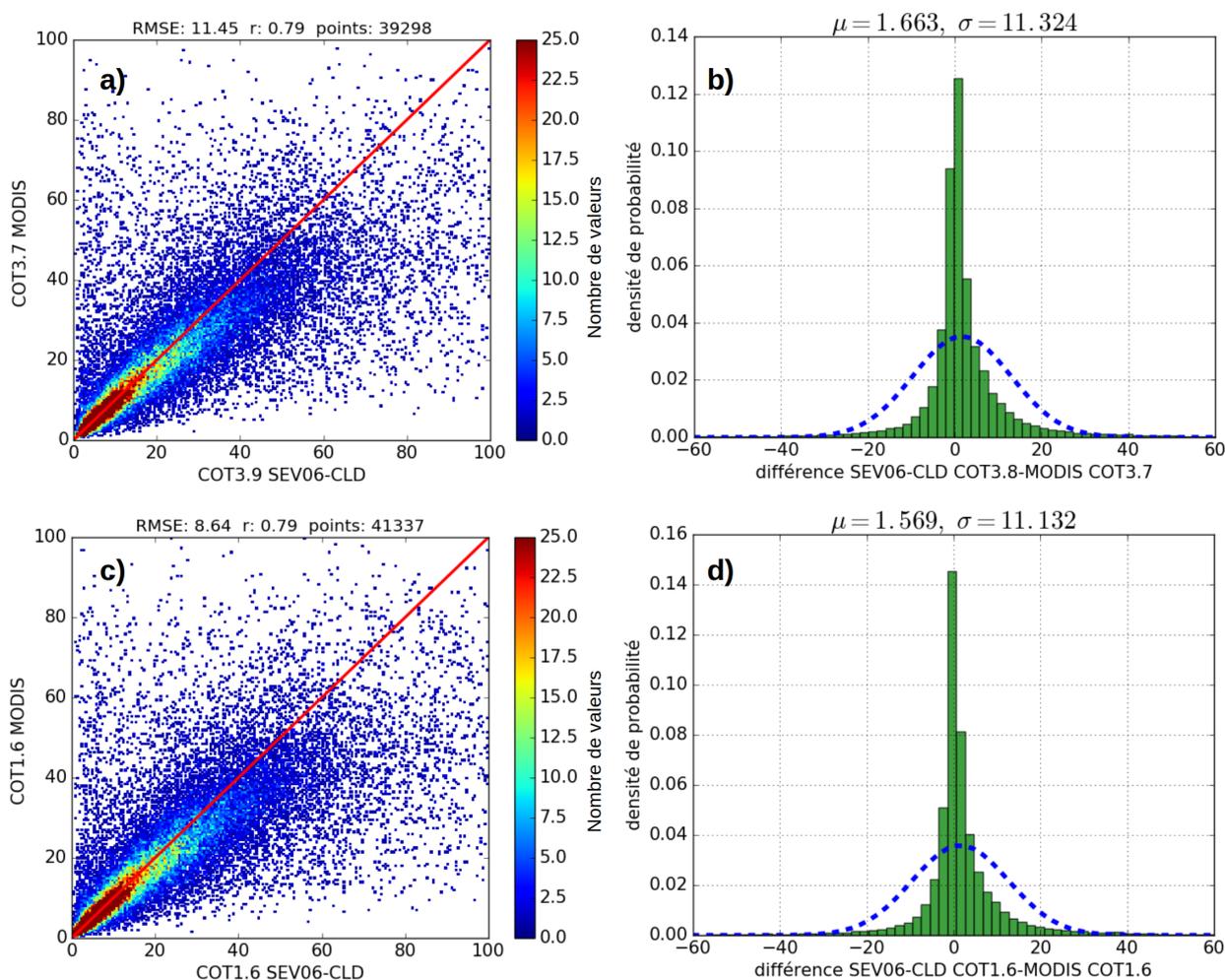


FIGURE 3.11 – Identique à la Fig3.10 mais en phase glace.

En phase glace, les coefficients r sont proches de 0.8 ce qui est visible également sur les histogrammes deux dimensions colorés (Figure 3.11-a, c). Les RMSE restent élevées avec de valeurs entre 8 et 11.5. Les histogrammes des différences (Figure 3.11-b, d) sont similaires que l'on observe les COT1.6 ou les COT3.7 et les COT3.9. En général, les diffé-

3.5. INTERCOMPARAISON DES DONNÉES DE SEV06-CLD AVEC LES DONNÉES MODIS POUR LES DONNÉES DE REFF ET COT

rences sont plus faibles en valeur absolue que pour la phase liquide. Cependant, les valeurs de σ sont toujours supérieures à 11 et les valeurs de μ supérieures à 1.5. Enfin, il faut noter que le nombre de points est inférieur en phase glace car la plupart de la couverture nuageuse analysée est en phase liquide et cela peut influencer la comparaison. Cependant, la corrélation est meilleure en phase glace. La correction de la parallaxe améliore la corrélation des jeux de valeurs de COT en phase liquide mais encore plus significativement pour les nuages en phase glace en raison de leurs altitudes plus élevées. Pour illustrer cela, le Tableau 3.3 donne les valeurs de r , le RMSE et le nombre de points des comparaisons sans correction de la parallaxe et avec correction de la parallaxe. La correction réduit les valeurs de RMSE et augmente les corrélations. Le nombre de points peut varier car les pixels peuvent se recouvrir après correction. Dans ce cas, les pixels d'altitude plus élevée sont conservés pour la comparaison.

Jeux de données	Sans correction	Avec Correction
COT3.7 et COT3.9 en phase liquide	RMSE=12.66, $r=0.63$ et nombre de points=80593	RMSE=11.45, $r=0.7$ et nombre de points=76181
COT1.6 en phase liquide	RMSE=4.74, $r=0.62$ et nombre de points=75068	RMSE=4.53, $r=0.69$ et nombre de points=71268
COT3.7 et COT3.9 en phase glace	RMSE=15.24, $r=0.62$ et nombre de points=39409	RMSE=11.45, $r=0.79$ et nombre de points=39298
COT1.6 en phase glace	RMSE=10.24, $r=0.64$ et nombre de points=41787	RMSE=8.64, $r=0.79$ et nombre de points=41337

Tableau 3.3 – *Tableau des effets de la correction de parallaxe sur les comparaisons des COT à travers les valeurs de r , RMSE et le nombre de points pour chaque jeux de données en phase glace et en phase liquide. Les statistiques avec correction de la parallaxe de la dernière colonne du tableau sont reprises des Figure 3.10 et 3.11*

3.5.2 Comparaison des données de REFF en phase liquide et en phase glace

Les résultats des comparaisons pour les REFF sont présentés ici sous forme d'histogrammes à deux dimensions et d'histogrammes des différences pour le jeux de données REFF3.9 et REFF3.7 de SEV06-CLD et MODIS ainsi que les jeux de valeurs de REFF1.6. Comme précédemment, nous distinguerons les analyses pour les nuages en phases liquide et glace.

3.5. INTERCOMPARAISON DES DONNÉES DE SEV06-CLD AVEC LES DONNÉES MODIS POUR LES DONNÉES DE REFF ET COT

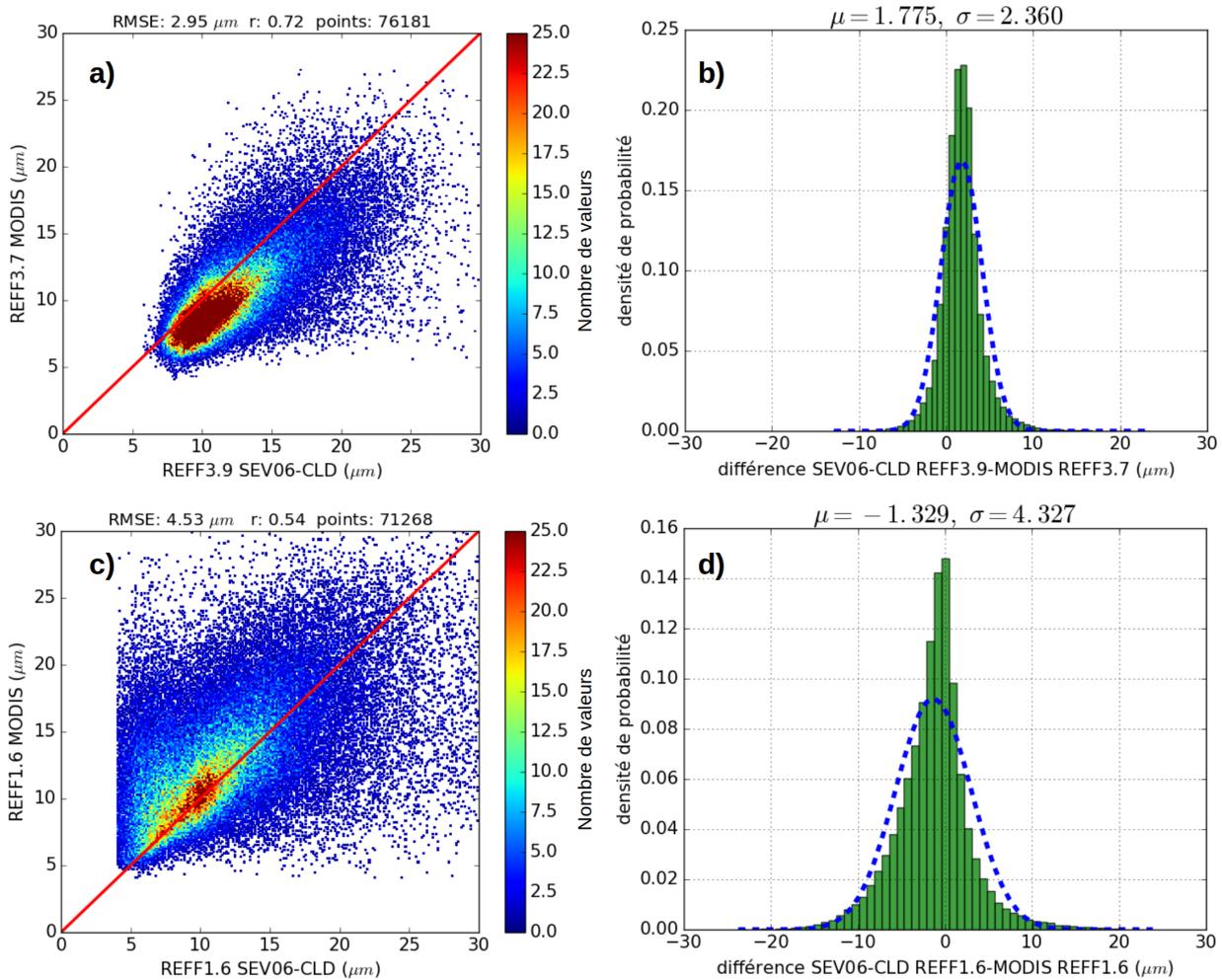


FIGURE 3.12 – Présentation des histogrammes identique à la Figure 3.10 mais pour les jeux de valeurs de REFF en phase liquide.

La Figure 3.12 présente les résultats pour les REFF en phase liquide. L'analyse est différente suivant le canal moyen-infrarouge utilisé. Ainsi, les valeurs de REFF3.9 de SEV06-CLD sont globalement plus élevées que pour MODIS avec un coefficient de corrélation r de 0.72 et un RMSE de $2.95 \mu\text{m}$ (Figure 3.12-a). L'histogramme des différences (Figure 3.12-b) pour ce jeux de données le confirme car il n'est pas centré en 0 mais plutôt vers $1.8 \mu\text{m}$ avec une grande part de différences SEV06-CLD REFF3.9–MODIS REFF3.7 positives. Pour les REFF1.6 en phase liquide, l'histogramme de la Figure 3.12-c est plus dispersé et il y a une corrélation moindre de 0.54 et un RMSE plus important de $4.53 \mu\text{m}$. L'histogramme des différences (Figure 3.12-d) montre plutôt une sous-estimation de SEV06-CLD avec une part majoritaire de différences négatives.

3.5. INTERCOMPARAISON DES DONNÉES DE SEV06-CLD AVEC LES DONNÉES MODIS POUR LES DONNÉES DE REFF ET COT

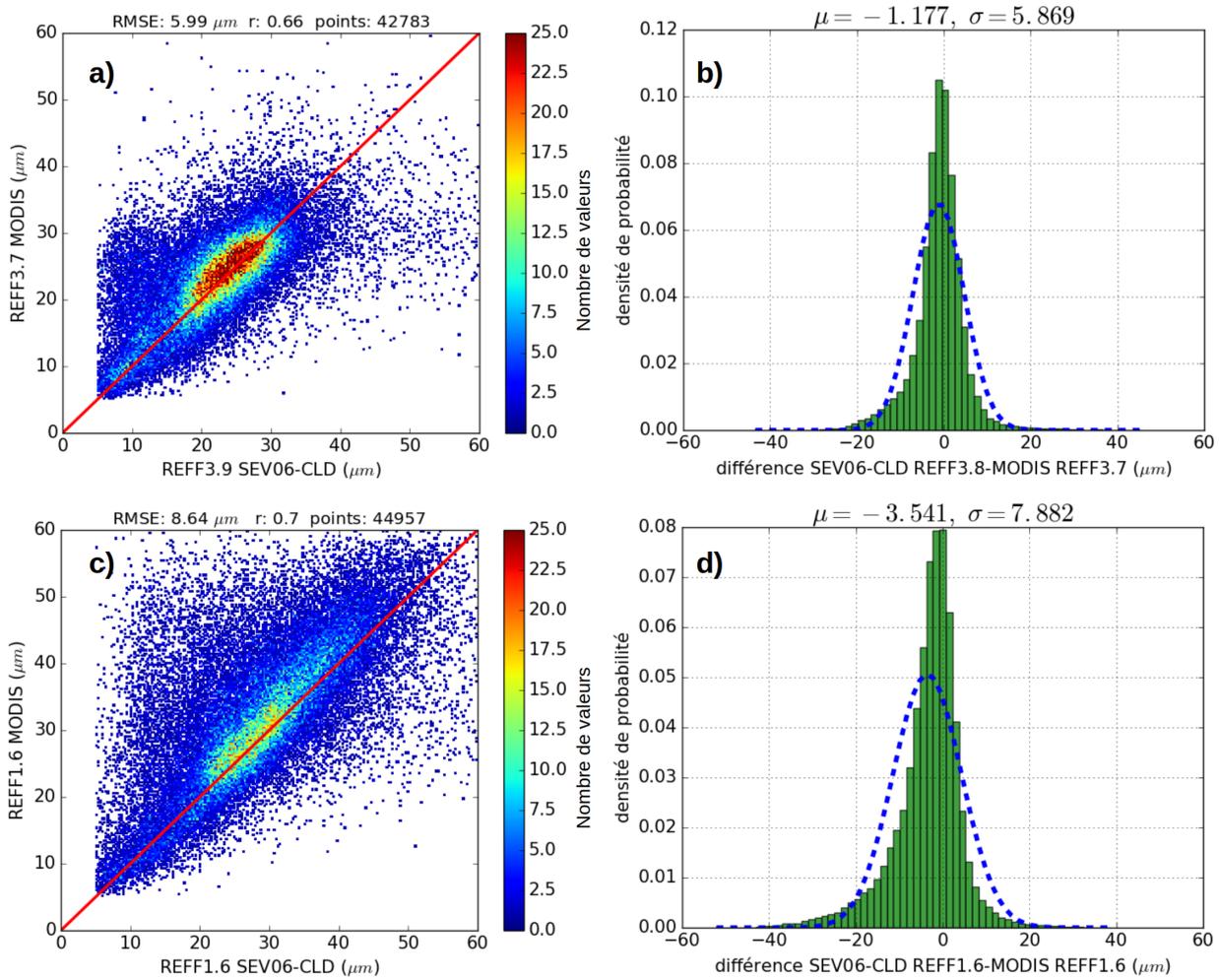


FIGURE 3.13 – Présentation des histogrammes identique à la Figure 3.12 mais pour les jeux de valeurs de REFF en phase glace.

Pour les comparaisons en phase glace, les RMSE sont globalement plus élevées avec des valeurs supérieures à $5 \mu\text{m}$ mais une corrélation à 0.66 pour les REFF3.9 et les REFF3.7 et à 0.7 pour les REFF1.6. Les histogrammes bidimensionnels montrent aussi une sous-estimation des REFF plus évident : la majorité des points sont au dessus de la droite d'équation $y=x$ en rouge (Figure 3.13-a, c). Les histogrammes des différences (Figure 3.13-b, d) confirment cette tendance et la sous-estimation de SEV06-CLD par rapport à MODIS est forte pour les REFF1.6 avec une valeur de μ de $-3.541 \mu\text{m}$. Pour les REFF en phase glace la sous-estimation de SEV06-CLD est plus systématique et plus forte avec les REFF calculés à partir du canal NIR1.6.

Comme précédemment, nous avons présenté ici les données corrigées de la parallaxe et cette correction a un effet positif sur les comparaisons. De la même manière que pour les COT, le Tableau 3.4 reprend les valeurs de r et le RMSE sans correction et avec correc-

3.5. INTERCOMPARAISON DES DONNÉES DE SEV06-CLD AVEC LES DONNÉES MODIS POUR LES DONNÉES DE REFF ET COT

tion de la parallaxe. Comme précédemment, cette correction est plus significative pour les nuages en phase glace dont l'altitude du sommet est élevée.

Jeux de données	Sans correction	Avec Correction
REFF3.7 et REFF3.9 en phase liquide	RMSE=3.0 μ m, r=0.69 et nombre de points=80593	RMSE=2.95 μ m, r=0.72 et nombre de points=76181
REFF1.6 en phase liquide	RMSE=4.74 μ m, r=0.5 et nombre de points=75068	RMSE=4.53 μ m, r=0.54 et nombre de points=71268
REFF3.7 et REFF3.9 en phase glace	RMSE=7.42 μ m, r=0.51 et nombre de points=43072	RMSE=5.99 μ m, r=0.66 et nombre de points=42783
REFF1.6 en phase glace	RMSE=10.34 μ m, r=0.58 et nombre de points=45702	RMSE=8.64 μ m, r=0.7 et nombre de points=44957

Tableau 3.4 – *Tableau des effets de la correction de parallaxe similaire au Tableau 3.3 pour les comparaisons de REFF*

3.5.3 Bilan et limites de l'inter-comparaison

Dans son ensemble, le produit SEV06-CLD est cohérent avec les sorties de MODIS pour les REFF et les COT. Nous rappelons qu'il s'agit simplement d'une vérification de la cohérence entre les inversions de SEV06-CLD et de MODIS. Néanmoins, des différences importantes existent entre les inversions de SEV06-CLD et MODIS. Ces différences peuvent s'expliquer en partie par les caractéristiques des instruments MODIS et SEVIRI. Les résolutions spatiales et les temps d'acquisitions sont différents entre ces instruments ce qui nécessite la mise en place d'une stratégie de reprojection des données qui peut impacter les résultats. Des critères de sélection sur les données sont alors nécessaires pour limiter par exemple les différences de temps d'acquisition entre les deux instruments. La géométrie de visée des deux instruments n'est pas identique ce qui impacte également les résultats. En pratique, on ne peut obtenir des géométries de visée proches entre MODIS et SEVIRI que sur une zone limitée, centrée sur l'Afrique et proche du nadir pour SEVIRI. Les validations réalisées dans ces conditions idéales ne sont cependant pas directement transposables aux autres régions, notamment car la taille des pixels observés croît avec l'angle de visée, augmentant ainsi les biais causés par la variabilité sous-pixel.

Il faut aussi rappeler que les bandes spectrales des canaux de MODIS et de SEVIRI sont différentes. On peut le constater en traçant les réponses spectrales des canaux NIR1.6 et IR3.9 de SEVIRI superposés aux canaux MODIS (Figure 3.14-a, b). Les bandes spectrales des canaux de SEVIRI sont significativement plus larges que pour MODIS et pas centrées sur la même longueur d'onde. Les propriétés optiques des particules liquides et de glace intégrées sur les réponses spectrales des deux instruments sont différentes (en particulier pour l'absorption) ce qui influence les inversions de COT et significativement

3.5. INTERCOMPARAISON DES DONNÉES DE SEV06-CLD AVEC LES DONNÉES MODIS POUR LES DONNÉES DE REFF ET COT

les inversions de REFF. Ces effets sont difficiles à évaluer dans les comparaisons que nous avons effectué car il est impossible d'isoler un effet par rapport à un autre. Cependant, notre intercomparaison montre clairement des différences entre les valeurs de REFF et de COT par rapport aux inversions de MODIS à phase identique et permet d'identifier des pistes pour une évaluation plus approfondie du produit SEV06-CLD.

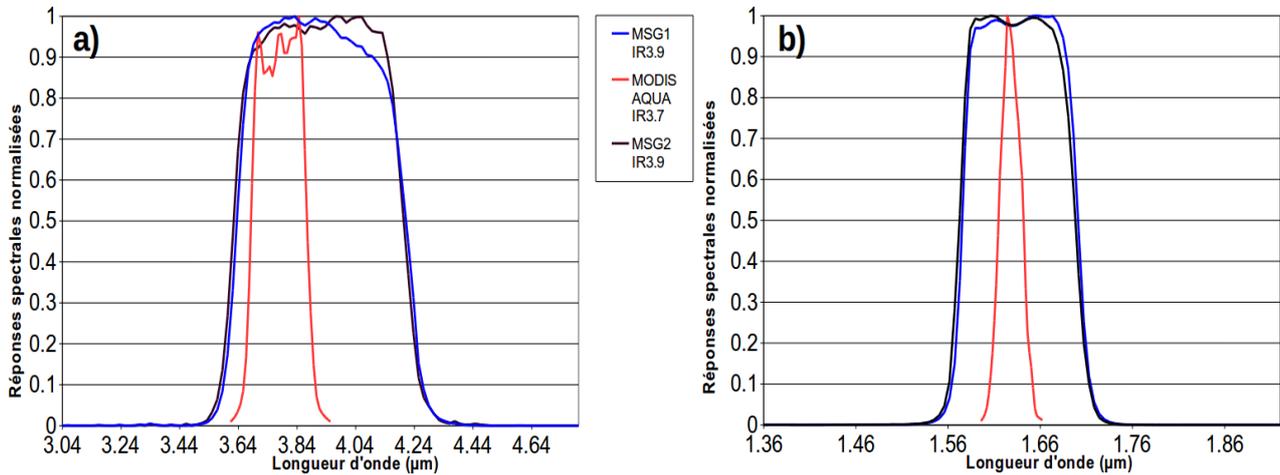


FIGURE 3.14 – a) Les réponses spectrales du canal de MODIS centré sur la longueur d'onde $3.7\mu\text{m}$ (en rouge) et du canal SEVIRI centré sur $3.9\mu\text{m}$ pour l'instrument sur MSG1 (en bleu) et l'instrument sur MSG2 (en noir). Seul les instruments SEVIRI sur MSG1 et MSG2 ont été utilisés en RSS pour les 60 journées analysées. b) identique à a) pour les canaux centrés en $1.6\mu\text{m}$. Les données sont fournies par EUMETSAT et la NASA.

3.5.4 Vers une validation globale de SEV06-CLD et CMIC

L'analyse temporelle des propriétés microphysiques et radiatives des nuages dépend largement de la qualité des produits que l'on utilise. Les produits SEV06-CLD et CMIC sont relativement récents et il y a encore un faible nombre d'utilisateurs. Il est donc nécessaire de pouvoir estimer la qualité générale et la cohérence de ces produits. La comparaison présentée peut être étendue à d'autres zones géographiques du disque SEVIRI en travaillant sur les données à 15 minutes de résolution temporelle et sur de grandes périodes temporelles de l'ordre de plusieurs mois à une année. Nous avons développés pour ce travail un outil automatique spécifique de reprojexion des données MODIS dans la grille SEVIRI qui vérifie et sélectionne les données suivant leurs coïncidences temporelles. Il est tout à fait possible de l'utiliser sur d'autres zones spécifiques pour tester l'effet du changement de résolution spatiale et avoir un contrôle plus stricte des différences entre MODIS et SEVIRI notamment par rapport aux angles de vues et aux angles solaires.

3.5. INTERCOMPARAISON DES DONNÉES DE SEV06-CLD AVEC LES DONNÉES MODIS POUR LES DONNÉES DE REFF ET COT

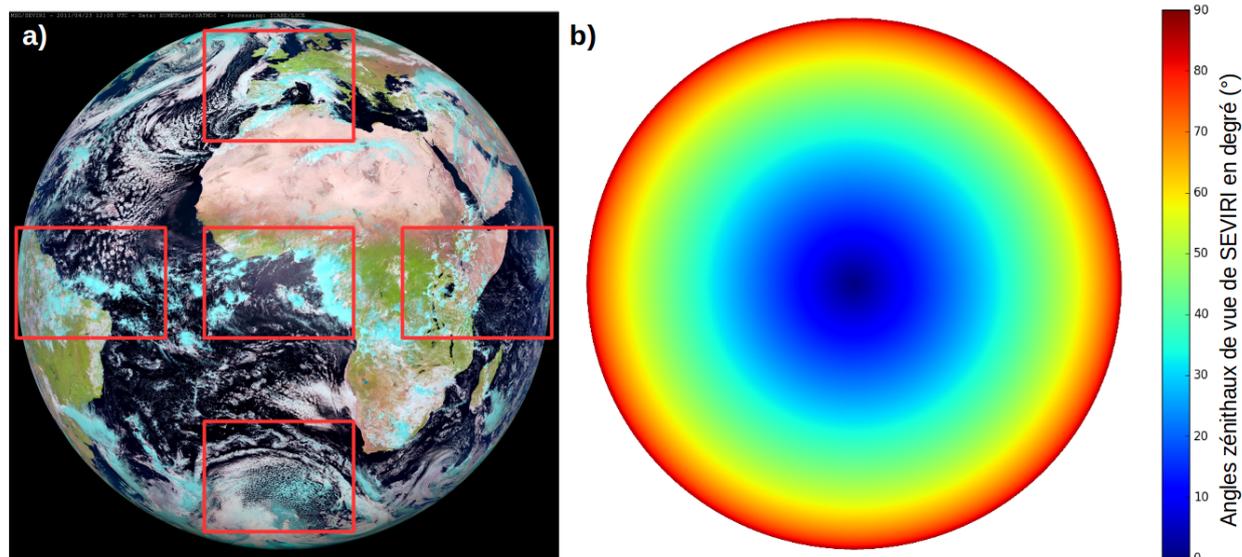


FIGURE 3.15 – Exemple de régions pour les comparaisons entre SEV06-CLD, CMIC et MODIS représentées par des rectangle rouge. a) composition colorée "Natural color" à 12H00 UTC du 23/04/2011. b) angles zénithaux de vue de SEVIRI sur l'ensemble du disque MSG

Sur la Figure 3.15, nous donnons un exemple de régions où l'on peut effectuer de nouvelles comparaisons entre SEV06-CLD, MODIS et CMIC pour mieux évaluer les effets lorsque l'on s'éloigne du nadir.

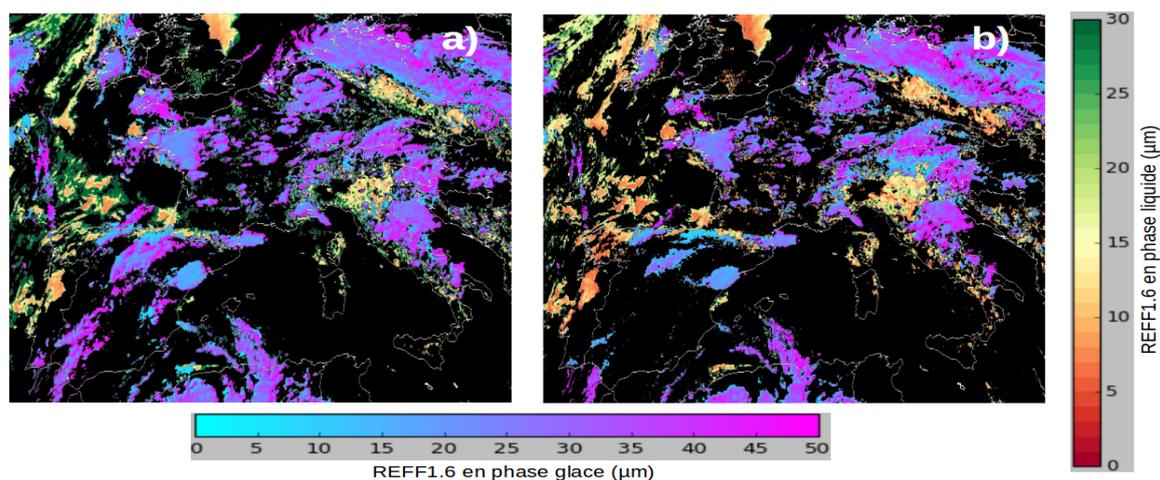


FIGURE 3.16 – Rayons effectifs retrouvés à partir du canal NIR1.6 par CMIC et SEV06. La barre de couleur de bleu cyan à rose correspond aux données en phase glace. La barre de couleur verticale correspond aux données en phase liquide. a) Données issues de CMIC pour le 24/07/2014 à 16h00 UTC, b) identique à a) pour SEV06-CLD.

Nous pouvons effectuer un travail d'intercomparaison identique entre le produit CMIC du

SAFNWC et MODIS comme pour SEV06-CLD pour vérifier la cohérence du produit. A cela, s'ajoute les différences entre SEV06-CLD et CMIC sur les inversions des propriétés microphysiques et optiques des nuages. La Figure 3.16 montre un exemple d'inversion des rayons effectifs en phase glace et en phase liquide pour CMIC et SEV06-CLD pour une région et une date identique.

Il faut également mentionner qu'une évaluation globale d'algorithmes similaire à SEV06-CLD et CMIC, pour une évaluation des inversions allant de la température au sommet des nuages aux rayons effectifs a été initiée pour le satellite géostationnaire japonais de dernière génération Himawari-8 dans le cadre de l'international Cloud Working Group (ICWG) (Wu *et al.*, 2017) et montre l'importance d'aller vers une harmonisation de ce type d'inversions. Il y a peu de comparaisons des REFF et des COT pour les satellites géostationnaires en mode d'acquisition rapide et ces études sont souvent limitées comme dans notre cas à des zones précises, influencées par le nombre de valeurs analysées et se cantonnent à la simple vérification de la cohérence du produit utilisé par rapport à MODIS (Mecikalski *et al.*, 2011). Néanmoins, nous concluons sur la base des comparaisons effectuées sur la zone sur la France que SEV06-CLD est suffisamment proche des inversions de MODIS pour l'analyse temporelle et qualitative des propriétés moyennes des nuages pour des cas d'études sur la France que nous présenteront au chapitre 4.

Les produits mentionnés jusqu'à présent dans ce chapitre ne donnent pas une estimation de la pluie au sol même s'il est possible indirectement à partir des REFF et des COT de calculer un contenu en eau et d'estimer une pluie (Roebeling et Holleman, 2009). Afin d'avoir des estimations de pluie indépendantes des observations satellites, nous avons utilisé un produit opérationnel basé sur les mesures du réseau radar sol de Météo-France.

3.6 La lame d'eau PANTHERE de Météo France

L'originalité de ce travail repose sur l'utilisation des données sol de précipitation simultanément aux estimations des propriétés physiques au sommet des nuages à partir d'observations satellitaires. Pour ce faire, nous avons choisi d'utiliser la lame d'eau (hauteur d'eau déposée au sol par une précipitation) opérationnelle PANTHERE (Projet ARAMIS Nouvelles Technologies en Hydrométéorologie Extension et REnouvellement) de Météo France qui s'appuie sur le réseaux de radars sol de Météo France appelé ARAMIS (Application Radar à la Météorologie Infra-Synoptique) (voir Figure 3.17). Le choix d'utilisation de ce produit s'explique principalement par la fréquence temporelle de l'estimation des pluies disponibles (5 minutes) identique à SEVIRI en mode RSS et sa résolution spatiale (1km) suffisante par rapport à SEVIRI (3km au nadir). La lame d'eau PANTHERE est

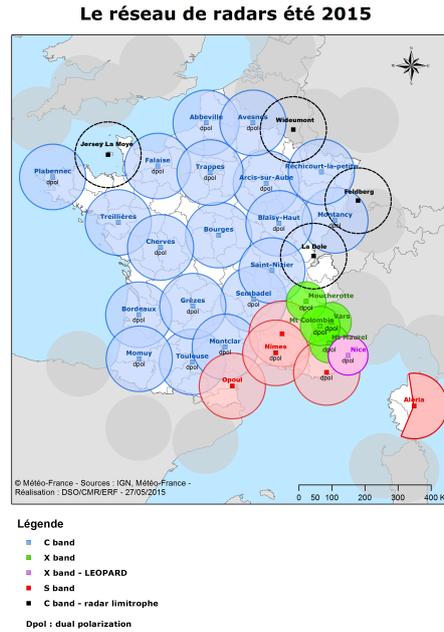


FIGURE 3.17 – Le réseau de radars ARAMIS sur la métropole (état au 31/07/2015). Les différentes couleurs de la légende indiquent les radars en bande C (longueur d’onde 5cm), en bande S (longueur d’onde 10 cm) et en bande X (longueur d’onde 3 cm) qui ont une portée plus faible d’environ 50 km. Dpol : double polarisation. Tirée de Météo-France. Nous tenons à signaler que le réseau de radars a été en constante évolution depuis 2011.

en fait une Estimation Quantitative des Précipitations (EQP) qui inclut une élimination des échos fixes et plusieurs modules dont le but est de corriger les effets de sol, la surestimation due à la bande brillante et la sous-estimation au-dessus de l’isotherme 0°C, les blocages partiels de faisceaux (par exemple par les montagnes), les effets des éoliennes, l’atténuation par les gaz et le fait que les mesures radars ne sont pas simultanées. Le détail relatif à ces corrections et à la lame d’eau se trouve dans Tabary (2007); Tabary *et al.* (2007); Ventura et Tabary (2013) ainsi que dans le numéro 83 spécial radar de la revue la Météorologie. Nous rappelons ici brièvement les principes de base permettant d’estimer la pluie dans ce produit. La pluie dans la lame d’eau est estimée par une relation empirique reliant la réflectivité radar Z (en mm^6m^{-3}) à un taux de pluie R (en mm/h) (Marshall *et al.*, 1947; Marshall et Palmer, 1948) :

$$Z = a \times R^b \quad (3.2)$$

Dans la lame d’eau PANTHERE, les coefficients a et b sont respectivement de 200 et 1.6 (les coefficients classiques de Marshall et Palmer (1948)) pour la métropole et ajustés à 300 et 1.35 pour la Réunion et à 150 et 1.5 pour les Antilles. Des corrections sont appliquées avant la conversion des réflectivités en taux de pluie. Grâce à un modèle numérique de terrain et des modélisations de l’onde radar (Delrieu *et al.*, 1995), il y a prise en compte

des effets de l'orographie. D'autres masques sont établis par expertise humaine (construction, arbres proches des radars). L'atténuation de la réflectivité par les gaz (en plus de la pluie) dépend de la longueur d'onde des radars, de la distance au radar et des conditions de visées mais est également pris en compte (Ventura et Tabary, 2013). Une correction est également mise en place à partir d'un profil vertical de réflectivité pour corriger la surestimation due à la bande brillante et la sous-estimation à des hauteurs plus élevées que l'isotherme 0°C (Tabary, 2007). Ce profil vertical de réflectivité est déterminé à partir du rapport des réflectivités mesurées à divers altitudes, il est modélisé avec quelques paramètres comme l'altitude à l'isotherme 0 °C, la pente de décroissance de la réflectivité au-dessus de la bande brillante, l'amplitude du pic de la bande brillante et l'épaisseur de la bande brillante. Lorsque ce profil n'est pas calculable, une climatologie est utilisée (Tabary, 2007). Les rotations d'antenne des radars s'effectuent en un certain temps et pour plusieurs niveaux d'élévation. Les mesures ne sont donc pas simultanées. Un champs d'advection est calculé à partir d'une technique de corrélation (Tuttle et Foote, 1990) entre deux images (séparées de 5 minutes) et les mesures sont synchronisées à la fin de la période d'acquisition de 5 minutes. On obtient ainsi un taux de pluie plus fiable à un instant donné. En réutilisant le champs d'advection, le taux de pluie est calculé à cinq reprises et à une minute d'intervalle dans le passé afin d'obtenir un cumul sur cinq minutes des taux de pluie (Tabary, 2007). Un point important de la lame d'eau PANTHERE est la prise en compte depuis Mars 2007 des données du réseaux de pluviomètres de Météo France après le calcul des cumuls sur 5 minutes. L'ajustement par les pluviomètres est détaillé dans Tabary *et al.* (2011); Figueras i Ventura et Tabary (2013). Des validations des cumuls de pluie sur des zones précises ont été effectués (Tabary *et al.*, 2007). Cependant, il se peut que la lame d'eau sous-estime les faibles pluies et sur-estime les fortes pluies (Renard *et al.*, 2012). La mosaïque de lame d'eau de Météo France fournit sur la France des cumuls en 1/10 de mm sur 5 minutes.

Les cumuls de pluie issus de PANTHERE ne sont pas utilisés directement en raison de la différence de résolution spatiale. La méthodologie de reprojection de la Figure 3.8 est appliquée. Chaque pixel de la lame d'eau est projeté dans le pixel de la grille SEVIRI le plus proche comme pour la comparaison des produits de la section précédente. Pour la lame d'eau, seul la moyenne est étudiée. La Figure 3.18 montre un exemple de reprojection des données de la lame d'eau (ici convertie en mm sur 5 minutes) pour le 23/04/2011 accompagné de la composition colorée "Natural color". Les données reprojctées de la lame d'eau seront converties en mm/h pour la suite de ce manuscrit. En complément des données de pluie, une analyse manuelle sera effectuée avec d'autres données issues de la prévision opérationnelle des centres régionaux de Météo France et les compositions colorées (Figure 3.8.b). Plus particulièrement, on analysera les cartes de vigilances météorologiques quand elles sont disponibles pour les jours d'intérêts et les bilans météorologiques journaliers

nationaux disponibles dans les données publiques de Météo-France.

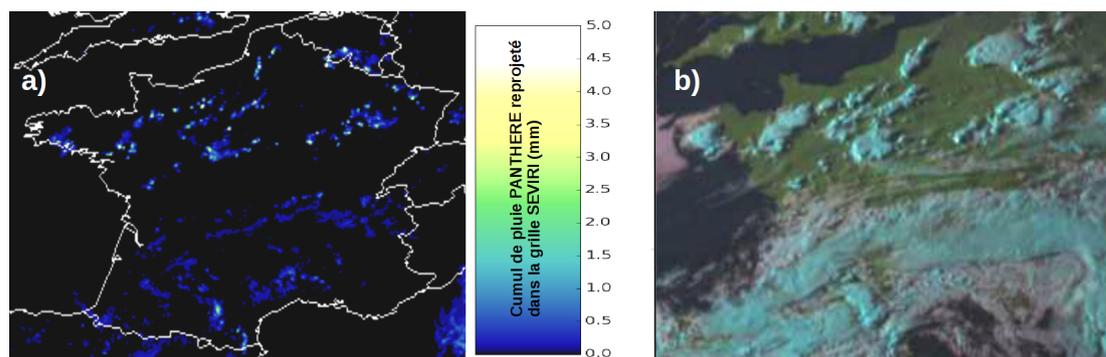


FIGURE 3.18 – a) La reprojection (moyenne des valeurs) des cumuls PANTHERE dans la grille SEVIRI. b) composition colorée "Natural color". Pour la journée du 23/04/2011 à 16h30 UTC

3.7 Méthodologie de détection et de suivi temporel des nuages isolés

L'état de l'art du chapitre 2 nous rappelle qu'il existe une multitude de techniques de suivi des nuages. La méthode développée pour ce travail a pour unique objectif a posteriori et sur des périodes précises de transition entre absence de précipitations et fortes précipitations de suivre l'évolution au sommet des nuages de la phase thermodynamique, des valeurs de REFF et de COT, de la température que l'on nommera CTT (Cloud Top Temperature), des paramètres morphologiques comme le périmètre des nuages, la surface nuageuse ainsi qu'une typologie des nuages (les types de nuage du produit CT du SAFNWC).

3.7.1 Détection des nuages isolées se formant par temps clair

Pour détecter les nuages, nous utilisons dans un premier temps la classification nuageuse du produit CT du SAFNWC. Un masque nuageux simple binaire consistant en une distinction entre les zones nuageuses et les zones de ciel clair est généré à partir de la classification CT. La Figure 3.19 illustre ce procédé. Les nuages épars ou fractionnés de CT correspondent à des situations problématiques. Nous avons fait le choix de les écarter pour générer un masque nuageux simple. Contrairement à ce qui est fait dans Senf et Deneke (2017), les nuages semi-transparents de CT qui peuvent être identifiés comme étant des cirrus sont pris en compte. Il faut remarquer que l'absence d'une sélection forte sur les types de nuages permet la prise en compte des parties nuageuses les plus chaudes (très largement supérieures à 270 K pour les valeurs de $T_{b10,8\mu m}$). Cela permet d'étudier

3.7. MÉTHODOLOGIE DE DÉTECTION ET DE SUIVI TEMPOREL DES NUAGES ISOLÉS

en plus la possibilité de déterminer des processus microphysique chauds (coalescence et grossissement par condensation) des parties non glacées des nuages. Cela contraste avec les méthodologies classiques de détection des MCS et les analyses liées à l'initiation de la convection.



FIGURE 3.19 – a) Le produit CT du SAFNWC sur la France, b) le masque nuageux binaire (nuage/ciel clair) considéré pour la détection. Le type de nuage correspondant aux nuages fractionnés (zones nuageuses en violet) problématique (pas d'informations suffisantes sur la hauteur et l'épaisseur des nuages) pour les inversions de CTT est écarté. Images correspondant à la journée du 23/04/2011 à 16h30 UTC

Le but de notre détection est de pouvoir étudier les liens entre la formation des précipitations sur les CTT, les paramètres morphologiques, les REFF, les COT et la phase thermodynamique à une échelle large englobant la partie active des systèmes convectifs mais également les nuages bas environnants et les parties cirriformes des cellules nuageuses observées par SEVIRI.

Après la détermination du masque binaire, les cellules nuageuses "isolées" (n'étant pas connectées à d'autres cellules au sens du masque) doivent être détectées. Afin d'éviter de suivre des systèmes frontaux, des critères de taille sont également utilisés. Des algorithmes d'étiquetage en composantes connexes et des propriétés associées de ces images étiquetées par région disponibles dans la librairie et Scikit-Image (van der Walt *et al.*, 2014; Wu *et al.*, 2005; Fiorio et Gustedt, 1996) sont appliqués sur chaque image du masque. L'étiquetage des cellules nuageuses distinctes est effectuée en considérant dans l'espace 2D pour chaque pixel les 4 pixels voisins (voir Figure 3.20)

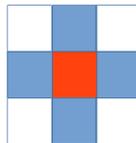


FIGURE 3.20 – L'opérateur morphologique '4-connectivité' utilisé pour étiqueter les cellules nuageuses. Les pixels voisins (en bleu) du pixel considéré (en rouge) servent à identifier les cellules nuageuses distinctes

Ce type d'opérateur morphologique est souvent appelé en informatique de la vision un "4-connectivité" (He *et al.*, 2017). Quand l'étiquetage est déterminée, nous calculons systématiquement une Boîte Encadrante (BE) autour de chaque objet étiqueté. Comme pour les techniques de détection des MCS et des cumulonimbus (Williams et Houze, 1987; Morel et Senesi, 2002a; Kolios et Feidas, 2010, 2013), un critère de taille est utilisé pour la sélection des cellules. Afin de ne pas être trop dépendant de ce seuillage, nous avons choisi de fixer un intervalle de taille de 3500 km^2 à 15000 km^2 plutôt qu'une valeur fixe. L'intérêt de ce choix est de filtrer, comme avec un seuil fixe, les cellules à multiples ramifications et de très grandes tailles pouvant correspondre à des systèmes frontaux sur la France (voir la très grande cellule violette sur la Figure 3.21-2) tout en permettant de garder des nuages de tailles variées. La dernière étape de la détection est l'élargissement de BE afin de définir une boîte (nommée BS pour Boîte de Suivi) qui sera utilisée pour le suivi des nuages. Cette étape de détection ne peut se produire que si les critères de tailles sont respectés et les angles zénithaux solaires dans la BS sont inférieurs à 70° afin de limiter le suivi à des périodes de jours (nécessaire pour les produits microphysiques) mais limitant la détection des systèmes précipitants. La BE est élargie par un critère arbitraire de 15 pixels dans toutes les directions ce qui permet de définir la BS. Il est important de mentionner que le temps de détection de la BS correspond au lancement de la méthodologie de suivi temporel, mais c'est l'heure la plus avancée d'analyse du nuage. En effet, la technique de détection de la BS est en fait couplée à une méthode de suivi temporel en remontant le temps (nous allons la décrire dans la section suivante). Le temps de détection de la BS correspond donc au temps le plus avancé (dans le sens chronologique ordinaire) d'analyse des nuages et au temps de départ de notre suivi temporel des nuages. La sous-section suivante expose les détails concernant la méthode de suivi temporel, nous parlerons également des limites générales de cette méthodologie.

3.7.2 La méthode de recouvrement retro-chronologique

Il s'agit dans cette sous-section de détailler la méthode de connexion temporelle utilisée après la détection des nuages isolés. Comme on l'a mentionné dans l'état de l'art des méthodes de suivi, des techniques de recouvrement ont été utilisées récemment pour le suivi temporel à des résolutions de 5 et 6 minutes (Senf et Deneke, 2017; Liu *et al.*, 2015) ce qui améliore le suivi et permet de s'affranchir des post-traitements et des calculs de champ d'advection ou des estimations de vent. Nous avons adopté cette technique avec les adaptations notables suivantes :

- Le suivi ne s'effectue que dans une zone restreinte (la BS) définie pendant l'étape de détection.
- Nous définissons le temps de début du suivi au moment de sélection finale de la BS par les critères de taille (l'intervalle $[3500 \text{ km}^2, 15000 \text{ km}^2]$).

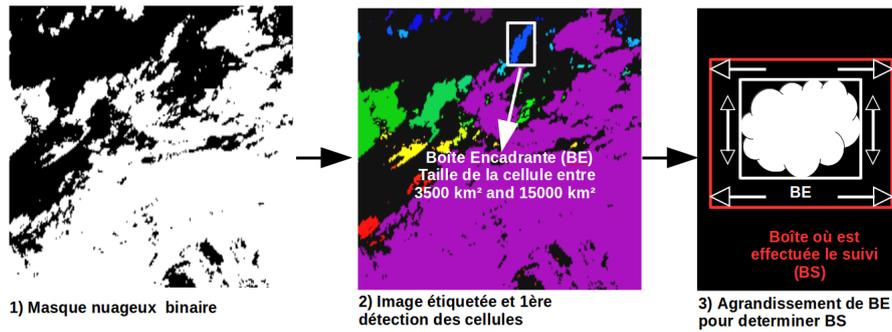


FIGURE 3.21 – Schéma de principe de la détection des cellules nuageuses isolées. 1) masque binaire. 2) étiquetage (chaque couleur représente une étiquette distincte) pour différencier les cellules, détection de la Boîte Encadrante (BE) pour les cellules dont la taille est comprise entre 3500 km² et 15000 km². Cette gamme de taille est inspirée du travail de Morel et Senesi (2002a). 3) élargissement dans toutes les directions de la BE pour définir la Boîte de Suivi (BS)

- Nous suivons la cellule par une méthode de recouvrement en remontant le temps dans la BS.

La Figure 3.22 illustre la méthode de connexion temporelle employée avec une sélection

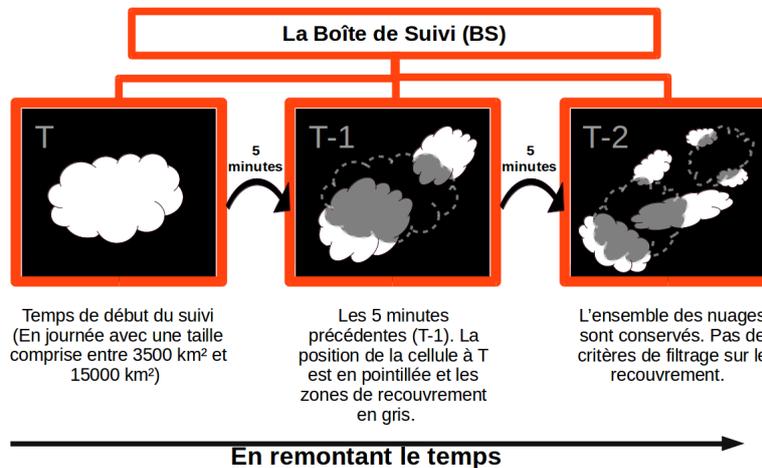


FIGURE 3.22 – Schéma de principe de la méthode de recouvrement en remontant le temps utilisée dans la BS. La superposition des cellules permet de détecter les zones de recouvrement (en gris) et de connecter les cellules. Contrairement à Mathon et Laurent (2001), la seule détection d'une zone de recouvrement suffit à connecter les cellules. On ne filtre pas en fonction de la taille de ces zones.

tion minimale sur les zones de recouvrement correspondant aux zones de superposition entre une image à un temps T et à un temps T-5 minutes. Ainsi, si la zone de recou-

vrement entre deux cellules nuageuses au temps T et T-5 minutes comporte au moins 1 pixel, les deux cellules sont connectées temporellement. Arnaud *et al.* (1992) expliquent clairement qu'une cellule unique de nuages peut se subdiviser. De la même manière, un ensemble de petites cellules peut se regrouper pour en former une seule généralement plus large. Les sélections strictes par seuil de température peuvent amener à la fusion ou à la subdivision artificielle des cellules suivies (Mathon et Laurent, 2001; Fiolleau et Roca, 2013). Un filtrage des plus petites cellules peut impacter la durée du suivi et la réduire (Mathon et Laurent, 2001). Le fait de remonter le temps sans filtrage des cellules les plus petites permet de prendre en compte l'ensemble des nuages menant à la cellule isolée détectée. Nous pouvons rappeler que le masque nuageux utilisé dans ce travail englobe une large gamme de nuage dont la température au sommet peut très largement dépasser les 270 K (aussi bien pour la $T_{b10.8\mu m}$ que l'inversion de température de CTTH) ce qui réduit largement les séparations et fusions causés par une sélection reposant sur des critères de température. Cependant, il faut tenir compte des limites de cette méthode, particulièrement pour estimer des paramètres comme la surface du nuage ou le périmètre des cellules suivies. En effet, il est possible que pour des situations particulières, des nuages sur les bords de la BS soient présents. Une procédure a été mise en place pour ces situations. Un critère de 10 pixels sur la surface de recouvrement est utilisé. Quand la cellule nuageuse au temps T-5 minutes à cheval entre l'intérieur et l'extérieur de la BS est associée à une surface de recouvrement avec une cellule au temps T de moins de 10 pixels, elle est ignorée pour la suite du suivi (Figure 3.23 Situation A). Dans le cas où le recouvrement est supérieur ou égal à 10 pixels, seule la surface de recouvrement est considérée (Figure 3.23 Situation B). Une vérification de la présence de nuages sur les bord de la BS a lieu à chaque étape du suivi et un indice qualité est défini. Cet indice est de 0 s'il n'y a pas de nuage sur les bords ce qui signifie que les cellules suivies sont parfaitement isolées. L'indice est de 1 dans le cas d'une situation A et de 2 dans le cas d'une situation B. Il peut y avoir pendant le suivi plusieurs cellules nuageuses distinctes qui composent l'ensemble de la couverture nuageuse suivie et donc à la fois des situations A et B et l'indice qualité est fixé à 2. Ce type d'indice est calculé à tous les pas de temps et permet de vérifier que l'on a bien un système isolé pendant l'intégralité du suivi. Cela est important pour le calcul du périmètre et de la surface des cellules suivies mais également pour la sélection des cas d'études analysés au chapitre 4.

La méthode de détection et le suivi temporel développés pour ce travail sont limités par les critères de tailles, la nature du masque nuageux et les situations particulières mais comportent aussi des avantages significatifs. La BS permet, via l'indice qualité, de détecter des systèmes isolés malgré l'utilisation d'un masque nuageux très large et s'affranchit des critères de température fréquemment utilisés pour les systèmes convectifs. Cette méthode hérite des limites du produit CT et des limitations de la résolution spatiale de SEVIRI.

Il n'y a pas à la connaissance de l'auteur de méthodologie automatique de suivi temporel sans sélection de nuages et les méthodes mentionnées au chapitre 2 possèdent toutes des limitations (sélection de température ou de partie convectives, post-traitements, zone limitée de suivi comme la BS, filtrage de la phase thermodynamique ou encore intervention d'un opérateur humain). Notre méthode reste limitée par la BS mais ne nécessite pas d'intervention d'un opérateur humain ni de sélection de température froide au sommet des nuages. Nous tenons à rappeler que la méthodologie développée ici ne sert qu'à analyser autour des périodes de précipitations significatives les propriétés des nuages observables par SEVIRI à l'échelle des systèmes nuageux isolés englobant des parties d'altitudes basses à très hautes sans définir au préalable des zones "activement" convectives. On peut ainsi analyser les nuages avant les précipitations ainsi que les environnements de pré-convexion. Il existe plusieurs manières d'effectuer une analyse temporelle des propriétés des nuages à partir de suivis de nuage. La section suivante expose en particulier la méthode de la synchronisation temporelle utilisée pour l'analyse des situations présentées au chapitre 4.

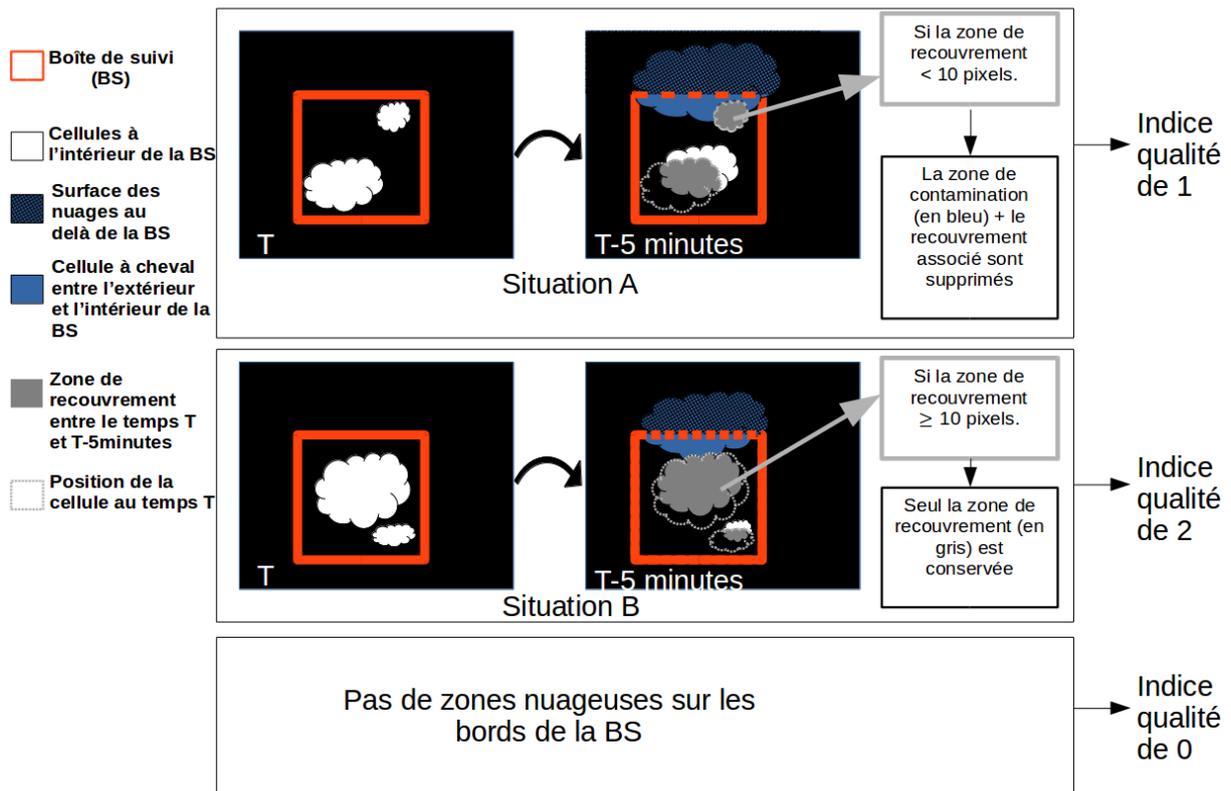


FIGURE 3.23 – Schéma de la procédure appliquée dans le cas de la présence de nuages sur les bords de la BS. Suivant la situation (situation A où B), un test utilisant un seuil de surface de 10 pixels sur le recouvrement est appliqué. Les cellules nuageuses à cheval entre l'extérieur et l'intérieur de la BS sont ignorées si le recouvrement est inférieur à 10 pixels (Situation A). La zone de recouvrement de ces cellules (parties grisées) est conservée dans le suivi si le recouvrement est supérieur à 10 pixels (situation B).

3.7.3 La synchronisation temporelle

L'étude de l'évolution temporelle des propriétés des nuages peut se faire de deux manières. Dans la littérature sur l'initiation de la convection mentionnée au chapitre 2, un gradient temporel est souvent calculé sur des périodes de temps de 15 minutes (Sieglauff *et al.*, 2011; Hartung *et al.*, 2013) sans effectuer de synchronisation temporelle des événements observés. Ce type d'approche permet une analyse au cas par cas des nuages suivis, mais dépend de la période temporelle observée. Une autre approche est d'extraire un comportement temporel moyen à partir de suivis de nuages distincts et indépendants autour d'une étape spécifique d'évolution des nuages. C'est cette approche qui est adoptée dans Senf *et al.* (2015); Senf et Deneke (2017) en choisissant le maximum de refroidissement comme repère temporel pour synchroniser entre eux les suivis des nuages. Pour ce type d'analyse, il faut établir au préalable une synchronisation temporelle. L'analyse de l'évolution des paramètres des nuages s'effectue donc dans une échelle de temps relative à un temps particulier qui détermine la synchronisation choisie. Dans ce travail, nous appellerons temps de référence, le temps spécifique choisi pour synchroniser les suivis des nuages isolés. La Figure 3.24 illustre schématiquement les effets du choix d'un temps de référence sur l'étude de l'évolution temporelle d'un paramètre pour trois suivis de nuage et deux possibilités de synchronisation temporelle (temps de référence 1 et temps de référence 2).

On comprend facilement que des durées de suivi hétérogènes entraînent obligatoirement une perte d'information (certains suivis n'étant plus définis) sur des périodes de l'échelle de temps relative (voir Figure 3.24). D'un point de vue pratique, que ce soit pour une grande partie des méthodes d'analyse temporelle des MCS (Fiolleau et Roca, 2013; Machado *et al.*, 1998; Arnaud *et al.*, 1992; Vila *et al.*, 2008; Morel et Senesi, 2002a,b), des études relatives à l'initiation de la convection (Sieglauff *et al.*, 2011; Hartung *et al.*, 2013; Walker *et al.*, 2012; Mecikalski et Bedka, 2006), ou de l'analyse directe des CTT, REFF, COT et de la phase thermodynamique (Cintineo *et al.*, 2013; Senf *et al.*, 2015; Senf et Deneke, 2017; Mecikalski *et al.*, 2011), la méthodologie qui détermine le commencement et la fin de chaque suivi peut être vue également comme un temps de référence potentiel. Comme rappelé au chapitre 2, la principale difficulté est de pouvoir analyser à la fois la formation des nuages avant les pluies, l'intensification des périodes de pluies et une phase finale où le nuage s'est bien développé. Nous avons donc choisi de ne pas se limiter à un temps de référence mais d'en utiliser plusieurs basés sur les informations de précipitations fournies par la lame d'eau PANTHERE. Ces temps de référence seront détaillés dans le chapitre suivant sur l'analyse temporelle de cas d'étude.

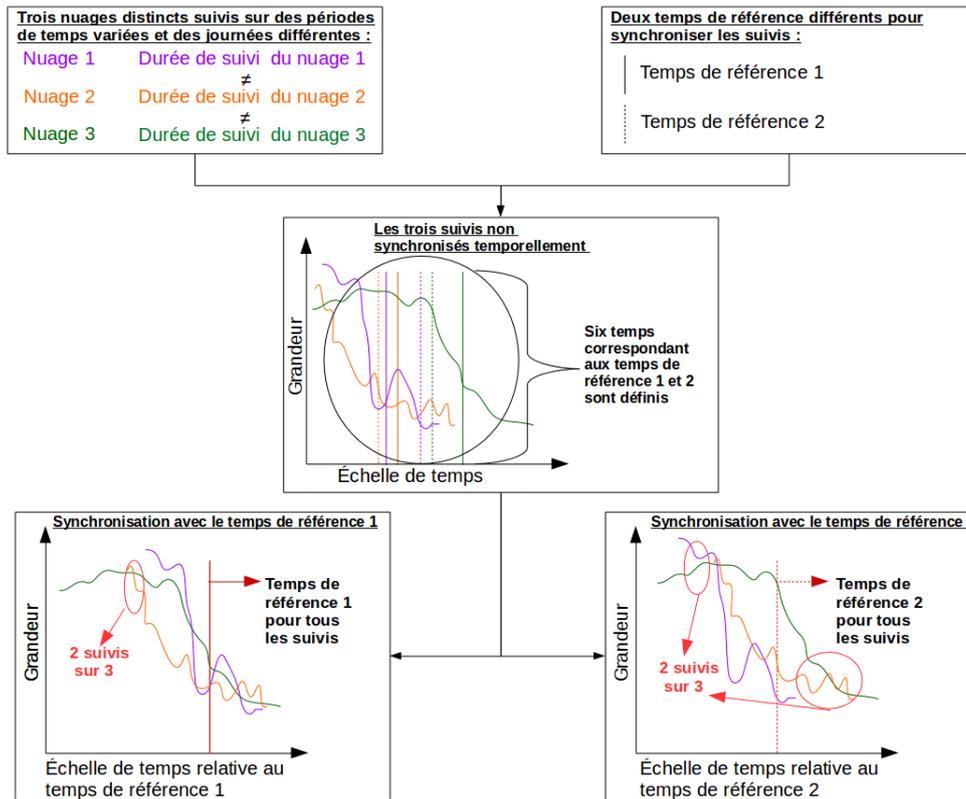


FIGURE 3.24 – Vue schématique de la synchronisation temporelle et de ses effets sur l'analyse temporelle d'un paramètre quelconque par un temps de référence pour trois suivis de nuages distincts (courbes en violet, orange et vert) dont les durées de suivi sont différentes. Ici, on illustre la synchronisation temporelle pour deux choix de temps de références (traits verticaux pleins et pointillés). Les zones entourées en rouge pour les suivis synchronisés indiquent les périodes sur l'échelle de temps relative au temps de synchronisation où seulement deux suivis de nuages sur les trois considérés fournissent des informations. De part les différences de durée des suivis nuageux, il faut être attentif au nombre de suivis fournissant des informations.

3.8 Synthèse

Nous avons présenté dans ce chapitre les produits utilisés pour caractériser les nuages à partir de SEVIRI, le produit opérationnel dérivé du réseaux de radar sol de Météo France pour estimer la pluie de manière indépendante et une intercomparaison de MODIS et SEV06-CLD pour les COT et les REFF dans le but d'évaluer la cohérence du produit SEV06-CLD avec les inversions de MODIS. Dans une deuxième partie, la méthodologie de suivi temporel des nuages, que nous avons développée, est présentée avec une attention particulière sur la synchronisation temporelle des nuages et sur ce que nous appelons un temps de référence, c'est à dire le temps qui sert à la synchronisation des cas entre eux.

Les algorithmes d'inversion des propriétés au sommet des nuages du SAFNWC ainsi que SEV06-CLD sont en constante évolution et la détermination des REFF et des COT est très récente. Cette détermination des REFF et des COT n'a été ajoutée par exemple que dans la dernière version (2016) du logiciel fournit par le SAFNWC. On peut rappeler également qu'il n'y a pas, à la connaissance de l'auteur de cette thèse, d'inversion des COT et des REFF à partir du canal IR3.9 de SEVIRI excepté dans SEV06-CLD. L'utilisation de ce type d'algorithme et de ces méthodes d'inversion est encore peu courante sur l'Europe surtout en mode RSS à 5 minutes de résolution temporelle. Nous avons donc comme pour Mecikalski *et al.* (2011) choisi d'effectuer une comparaison des REFF et COT de SEV06-CLD par rapport aux inversions de MODIS pour vérifier la cohérence des produits. Ce travail a montré l'importance de la prise en compte des différences dans les angles de vue des instruments notamment pour la prise en compte de l'effet de la parallaxe. Il a également permis d'avancer des pistes d'analyse pour expliquer les différences observées dans la restitution des REFF et des COT pour MODIS et SEV06-CLD et mettre en place une stratégie future de validation de SEV06-CLD. De part la nature des hypothèses utilisées pour restituer les propriétés des nuages dans les méthodes du SAFNWC et de SEV06-CLD, nous nous limitons pour la suite de ce travail à une analyse qualitative et temporelle de ces propriétés.

On a évoqué au chapitre 2 à la section 2.5 quelques travaux dans le cadre de l'aide à la prévision immédiate qui analysent les REFF, les COT, les CTT et la phase thermodynamique mais il n'y a pas dans ces travaux une attention particulière pour les effets de la synchronisation temporelle. Celle-ci est souvent posée à partir d'une définition comme l'initiation de la convection ou correspond plus simplement à un choix arbitraire. Le choix d'utiliser plusieurs temps de référence doit permettre une analyse : étudier les propriétés des nuages sur une période d'intensification des précipitations et vérifier les effets du choix de cette synchronisation dans la construction du comportement moyen des nuages à partir de plusieurs événements.

La méthodologie de suivi reprend les méthodes de recouvrement mais à une résolution temporelle de 5 minutes et en "remontant le temps". Cette méthodologie est indissociable d'un masque nuageux large allant des nuages chauds (pour l'étude de la microphysique chaude) aux tours convectives et de la détection de nuages isolés au sens de ce masque ce qui limite les ajustements parfois manuels pour le suivi des nuages (Senf *et al.*, 2015; Mecikalski *et al.*, 2016b). Le chapitre suivant présente et discute les résultats obtenus à partir de cette méthodologie pour un ensemble de cas d'étude. L'analyse temporelle est menée en considérant conjointement l'ensemble des informations fournies par les produits SEV06-CLD et SAFNWC, replacées dans le contexte de l'évolution des précipitations obtenue à partir des lames d'eau PANTHERE à 5 min de résolution sur la France.

Chapitre 4

Études de cas sur la France

Cette section présente des travaux en lien avec un article soumis au Journal of Applied Meteorology and Climatology de l’American Meteorological Society. Des résultats supplémentaires ainsi que des remarques ne figurent pas dans l’article.

Sommaire

4.1	Sélection et localisation de 35 cas d’étude	93
4.2	Analyse temporelle des valeurs moyennes de température, de la classification de phase et des maxima de précipitations	100
4.2.1	Les deux temps de référence basés sur les précipitations	100
4.2.2	Les valeurs moyennes de CTT et la classification de phase des nuages suivis	104
4.3	Analyse temporelle des types de nuage	111
4.4	Analyse temporelle des moyennes de REFF et de COT de SEV06-CLD	116
4.4.1	Moyennes des REFF et COT en phase glace	116
4.4.2	Moyennes des REFF et COT en phase liquide et indéterminée	121
4.5	Analyse temporelle d’un paramètre morphologique pour les 35 cas d’étude : le CPAR	125
4.6	Simulation de cellules convectives précipitantes idéales avec RAMS	131
4.7	Analyse temporelle de cas non précipitants et comparaisons avec les cas précipitants	135
4.7.1	Les maxima de précipitations, les types de nuages et les moyennes de CTT	135
4.7.2	Analyse de la phase thermodynamique, des moyennes de REFF et de COT	139
4.7.3	Analyse du CPAR	145
4.8	Synthèse et conclusion	148

4.1 Sélection et localisation de 35 cas d'étude

Les données issues des produits du SAFNWC et de SEV06-CLD ont été générées pour une série de 60 jours de 08H00 (UTC) à 18H55 (UTC) pour SEVIRI en mode RSS entre avril 2011 et septembre 2016. Cette liste de jours a été choisie à cause de la présence d'orages sur la France d'après les bulletins météorologiques journaliers de Météo France. L'algorithme de détection et de suivi des nuages isolés a ensuite été appliqué sur ces journées uniquement sur une zone restreinte centrée sur la France correspondant à la zone géographique couverte par la Figure 4.2 et identique à la région de l'intercomparaison présentée au chapitre 3. Parmi les suivis obtenus, trente-cinq cas d'étude ont été choisis par une procédure de sélection. Cette procédure est complètement décrite par la Figure 4.1. Nous sélectionnons dans un premier temps les systèmes suivis pendant plus de deux heures. Nous sélectionnons ensuite les paramètres issus des produits du SAFNWC et de SEV06-CLD des nuages suivis. Nous estimons pour chaque nuage suivi, le Périmètre (P), la Surface (S) et le rapport P/S que l'on appellera CPAR (Cloud Perimeter to Area Ratio). Le périmètre est d'abord estimé en pixel puis simplement converti en km par un facteur 4.5 (le pixel SEVIRI ayant une résolution spatiale entre 4 et 6 km dans le plan horizontal et vertical). Cette conversion n'est pas optimale mais comme pour les autres paramètres, l'analyse sera qualitative et limitée à l'étude de l'évolution temporelle. L'estimation du périmètre dépend de la résolution spatiale de l'instrument et de la dimension fractale des nuages (Lovejoy, 1982). Nous reviendrons sur le périmètre, la surface et surtout sur le CPAR dans la suite de ce chapitre. Nous considérons dans ce travail les valeurs moyennes de précipitations issues du produit PANTHERE dans chaque pixel de SEVIRI, en appliquant la méthodologie de reprojction d'une grille à l'autre décrite par la Figure 3.8 du chapitre précédent. Nous sélectionnons ensuite les cas avec "des fortes précipitations" où il y a pendant le suivi au moins une valeur de précipitation sous le nuage dépassant les 3 mm/5min (ou 36 mm/h). La sélection s'effectue également avec les indices de qualité (Figure 3.23 du chapitre 3) que nous avons définis précédemment. Pour l'ensemble des cas d'études de ce chapitre, l'indice qualité est de zéro sur une période d'au moins 100 minutes avant chaque temps de référence que nous utiliserons pour synchroniser nos cas d'études. Seuls les suivis de nuage ayant les plus longues périodes d'indice 0 (nuages isolés) pendant et avant les périodes de précipitations ont été sélectionnés, limitant fortement le nombre de cas mais permettant de s'assurer d'une estimation optimale des périmètres et des surfaces des nuages. Ce sont donc les systèmes les plus isolés au sens du masque nuageux qui sont analysés même si la sélection de taille et le seuil de précipitation sélectionne principalement des systèmes convectifs orageux.

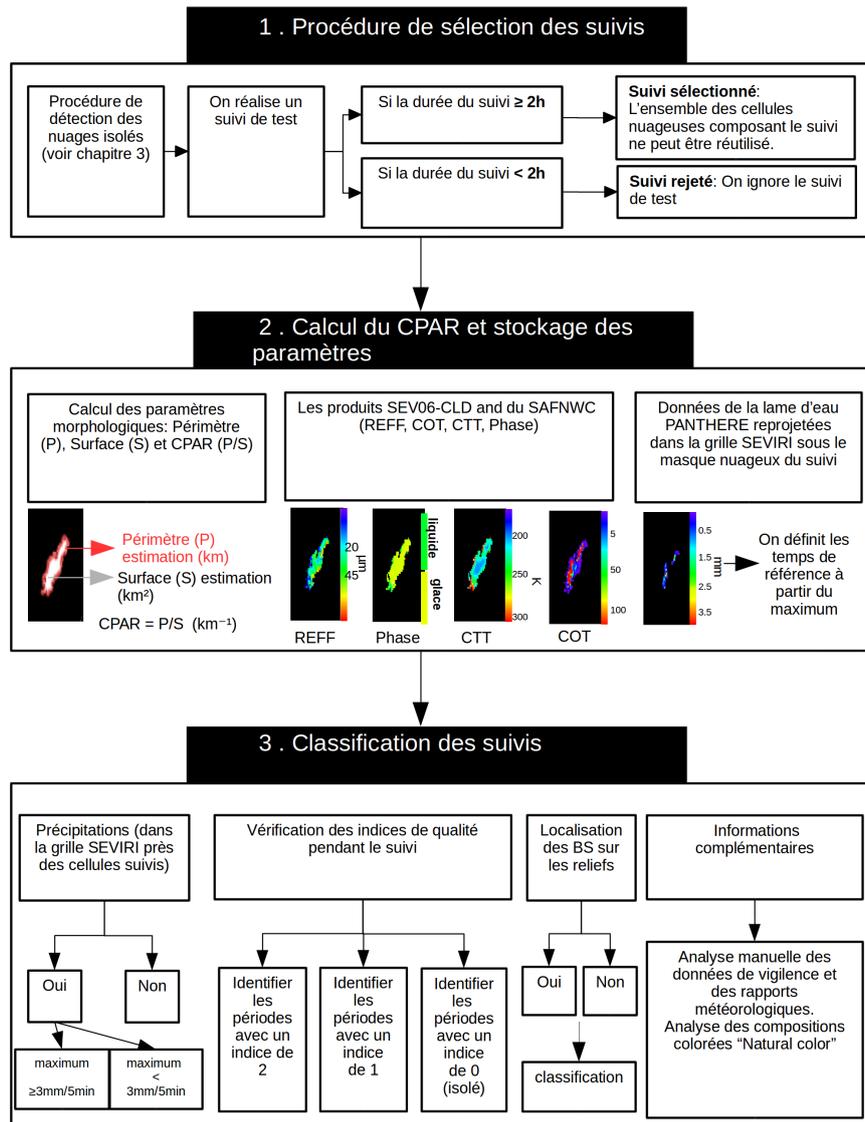


FIGURE 4.1 – Procédure de sélection des suivis nuageux en 3 étapes. On effectue une première sélection par la durée du suivi (plus de 2 h), on procède au calcul des paramètres morphologiques et on conserve les propriétés des nuages (issues de SEV06-CLD et des produits du SAFNWC) et les précipitations. Finalement, on retient les suivis par la présence d'un seuil de précipitations (le maximum de précipitations sous le nuage $> 3mm/5min$ ou $36mm/h$) et par les indices de qualité définis au chapitre 3 à la section 3.7.2. Des informations complémentaires (rapports météorologiques, vigilance et compositions colorées) sont analysées manuellement.

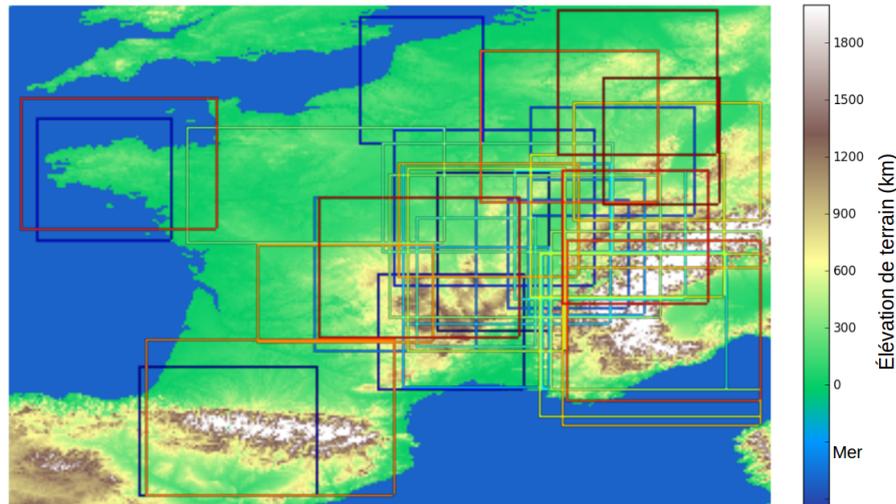


FIGURE 4.2 – Localisation de la BS des 35 cas sélectionnés sur une carte d'élévation de terrain. Une grande partie des cas d'étude se trouve près des zones montagneuses.

La Figure 4.2 représente les BS des 35 cas d'étude. Nous remarquons qu'il y a au moins 26 de ces BS qui englobent des zones montagneuses. Cette localisation est cohérente avec la climatologie sur l'Europe et la France de détection des MCS de Morel et Senesi (2002b) et avec celle de Bedka *et al.* (2010) pour les "overshooting tops". Morel et Senesi (2002b) avaient en effet détecté une majorité de MCS Européens sur le Massif Central. Pour l'analyse des données, il faut comprendre que pour chaque suivi et chaque type de paramètre, il y a une surface nuageuse correspondant au suivi à chaque pas de temps de 5 minutes. La Figure 4.3 illustre un cas d'étude du 23/04/2011 à 16h15 (UTC) au début du suivi. Le masque nuageux du suivi donne à chaque pas de temps la surface nuageuse considérée. Les valeurs de REFF, COT, CTT et la phase thermodynamique y sont représentées. La classification de phase en parties glacées et parties en phase eau liquide est particulièrement importante dans l'analyse qui va suivre dans ce chapitre. Elle permet d'étudier les processus de la dynamique et microphysique des cristaux glace et des gouttelettes d'une manière distincte. Ce type de visualisation a été effectué pour l'ensemble des cas d'étude à tous les pas de temps. Il faut préciser que pour cette visualisation, la reprojexion de la lame d'eau PANTHERE dans la grille SEVIRI (Figure 4.3-e) a été ajustée de l'effet de la parallaxe sur les données SEVIRI. En effet, la correction de la parallaxe utilisée à la section 3.5 du chapitre 3 (voir Tableau 3.1 du chapitre 3 pour ses effets) sur les données SEVIRI peut être utilisée pour ajuster la position de la surface de précipitations par rapport au nuage suivi considéré.

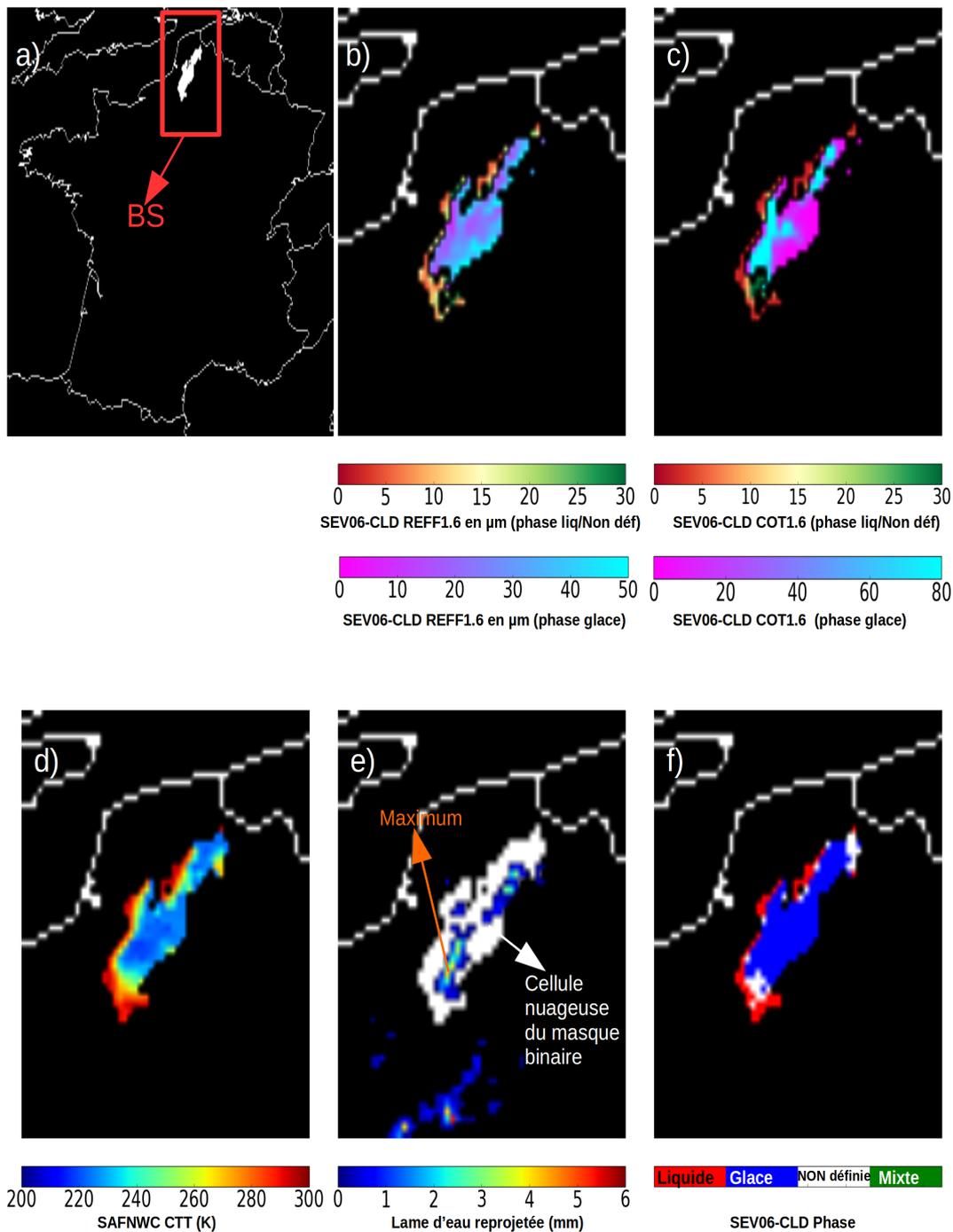


FIGURE 4.3 – Visualisation d'un cas d'étude du 23/04/2011 à 16h15 UTC. a) BS (en rouge) de la cellule nuageuse (en blanc) sur la France. b) zoom sur les valeurs de REFF1.6 (en μm) de SEV06-CLD dans la BS du système suivi (2 barres de couleur suivant la phase thermodynamique). c) même chose pour le COT1.6. d) les valeurs de CTT du produit CTTH dans la BS, e) la lame d'eau reprojctée et superposée à la cellule nuageuse dans la BS, f) la phase thermodynamique (SEV06-CLD)

La nécessité de la correction de parallaxe dépend de ce que l'on analyse. Après vérification pour chaque nuage suivi de nos cas d'étude, il est par exemple inutile de la considérer si on se limite à l'analyse temporelle du maximum des précipitations sous le nuage (pour un exemple voir la flèche orange de la Figure 4.3-e) car le maximum des précipitations reste localisé sous la surface nuageuse suivie à toutes les étapes et la correction de la parallaxe n'y change rien. On a aussi la même valeurs de maximum de précipitation avec ou sans correction de la parallaxe. Cela s'explique également par le fait que nous suivons des nuages bien isolés suffisamment espacés des uns des autres et sans se limiter à l'analyse des parties froides. Néanmoins, ce type de correction doit être pris en compte si on effectue une analyse à plus petite échelle ou un suivi des surfaces de précipitations. Une visualisation manuelle via des représentations similaires à la Figure 4.3 a été effectuée pour chaque cas d'étude à tous les pas de temps en prenant en compte l'effet de la parallaxe pour les nuages les plus hauts. Cette analyse a permis de situer plus précisément le déplacement de chaque nuage et de confirmer si le nuage passé ou s'est développé au-dessus d'une montagne. En complément, les alertes de vigilance et les bulletins climatiques quotidiens de Météo France ont été analysés. Ces données sont publiques et accessibles via le site web dédié de Météo France (<https://donneespubliques.meteofrance.fr>). Les alertes de vigilance sont une procédure d'alerte météorologique et de protection des personnes et des biens mise en place pour la population et les pouvoirs publics en cas de phénomènes météorologiques dangereux en France. Il y a quatre niveaux de vigilance représentés par un code de couleurs : vert (pas de vigilance particulière), jaune (des phénomènes habituels mais localement dangereux sont prévus), orange (phénomènes dangereux prévus) et rouge (une vigilance absolue s'impose car des phénomènes très dangereux sont prévus). Ce type d'alerte est actualisé toutes les 6h et ne concerne pas uniquement les pluies mais également les vents violents, les inondations, les orages, la neige et le verglas, les avalanches, la canicule, le grand froid et la submersion des vagues dans les terres. Les bulletins climatiques quotidiens fournissent des informations comme la température de surface maximale sur la journée dans les villes de France les plus importantes, des relevées de pluies remarquables, la présence d'orages ou de vents. Il s'agit d'un bulletin météorologique général sur la journée pour la France. L'ensemble de ces informations est élaboré par les prévisionnistes de Météo France. Nous avons extrait via un suivi manuel complémentaire (ces informations ne sont pas disponibles uniquement sous forme de bulletins), les informations de vigilances et des bulletins journaliers dans les BS comme la présence de précipitations dans les villes les plus proches de nos suivis de nuages. Ces informations ne sont utilisées qu'en complément pour conforter la présence de précipitations fortes dans la mesure où elles ne sont pas disponibles très fréquemment (toutes les 6h ou 24h). Elles révèlent néanmoins que les jours de suivi sont généralement des jours où il fait chaud avec des températures de surface dépassant les 24°C et une faible couverture nuageuse sur la France. Ce type de travail est chronophage, non automatique et difficilement extensible à une analyse de plus

de 100 cas. Le Tableau 4.1 résume en partie ces informations et donne le jour de suivi, la vigilance dans la BS à 6h près, la présence d'orages et de précipitations près des suivis dans la journée, le temps de suivi et la période de précipitations d'après les lames d'eau PANTHERE par cas d'étude. On constate des périodes de suivi hétérogènes dépassant 2h et s'étalant parfois sur plus de 4h. Le même constat peut être fait pour les périodes de précipitations, avec des périodes de 30 minutes à plus de 2h.

4.1. SÉLECTION ET LOCALISATION DE 35 CAS D'ÉTUDE

Cas	Date	Zone de montagne	Rapport météorologique	Vigilance	Période de suivi (UTC)	Période des précipitations (UTC)
1	23/04/2011	non	Orages	jaune	13H55-16H15	15H05-16H15
2	23/04/2011	non	Orages	jaune	12H05-15H30	13H20-15H30
3	24/04/2011	non	Orages	jaune	09H55-13H05	12H00-13H05
4	25/04/2011	non	Orages	jaune	08H50-13H05	11H10-13H05
5	27/04/2011	oui	Instabilités	jaune	08H45-11H05	10H05-11H05
6	30/04/2011	oui	nuages de convection	jaune	08H00-12H20	10H25-12H20
7	25/05/2012	oui	Orages violent, grêles	jaune	08H00-13H40	12H15-13H40
8	26/05/2012	oui	Orages, grêles, fortes pluies	jaune	10H25-14H10	11H45-14H10
9	26/05/2012	oui	Orages, grêles, fortes pluies	jaune	10H05-15H05	11H40-15H05
10	26/05/2012	oui	Orages	jaune	08H00-16H50	11H35-16H50
11	28/06/2012	oui	Orages	jaune	11H55-16H50	14H05-16H50
12	19/08/2012	oui	Orages, fortes pluies	jaune	08H00-15H05	11H50-15H05
13	06/06/2013	oui	Pluies orageuses	jaune	09H40-14H30	12H30-14H30
14	06/06/2013	oui	Pluies orageuses	jaune	08H00-11H40	10H25-11H40
15	06/06/2013	oui	-	jaune	08H25-13H10	10H35-13H10
16	07/06/2013	non	-	jaune	08H10-15H40	11H25-15H40
17	07/06/2013	non	Pluies	jaune	09H45-14H40	12H20-14H40
18	16/06/2013	oui	Orages, vent	jaune	10H20-16H30	12H55-16H30
19	09/04/2014	oui	Orages	jaune	08H00-12H30	11H05-12H30
20	10/06/2014	oui	Orages	jaune	11H35-14H30	12H30-14H30
21	11/06/2014	oui	Pluie orageuses	jaune	08H00-13H00	11H25-13H00
22	12/06/2014	oui	Orages	jaune	09H15-11H40	11H10-11H40
23	12/06/2014	oui	Orages	jaune	08H00-13H15	11H00-13H15
24	12/06/2014	oui	Orages	jaune	08H00-13H05	11H15-13H05
25	16/07/2014	oui	Orages	-	08H00-12H05	09H45-12H05
26	24/07/2014	non	Orages	jaune	08H00-11H40	10H05-11H40
27	24/07/2014	oui	Orages	jaune	09H05-12H45	10H40-12H45
28	05/06/2015	non	Orages	jaune	11H50-16H55	13H50-16H55
29	05/06/2015	oui	Orages	jaune	08H00-14H45	12H00-14H45
30	07/08/2015	oui	Canicule	jaune	08H00-16H40	11H55-16H40
31	23/08/2015	oui	pluies modérées, vent	jaune	08H00-10H30	08H00-10H30
32	22/06/2016	oui	Orages	vert	08H00-16H35	14H00-16H35
33	15/06/2016	oui	Pluie orageuses	jaune	09H05-15H20	12H05-15H20
34	27/08/2016	non	-	-	08H00-13H45	11H35-13H45
35	27/08/2016	oui	Orages, canicule	orange (canicule)	09H25-16H05	12H40-16H05

Tableau 4.1 – Informations sur les 35 cas suivis : rapports météorologiques et niveaux de vigilance de Météo-France (à 6 heures près et au plus proche des nuages suivis), les périodes de suivi, les périodes de pluie et le type de zone (montagneuse ou non).

Dans la suite de ce travail, les évolutions temporelles des valeurs moyennes de REFF, COT, CTT, de la typologie du produit CT du SAFNWC, des valeurs de CPAR et de la phase au sommet des nuages sont analysées pour les 35 cas d'étude. Deux types de valeurs moyennes ont été considérés pour le REFF et COT. On a calculé séparément les REFF et les COT moyens des nuages en phase glace des valeurs moyennes calculées à partir des nuages en phase liquide ou indéterminée. Ce choix s'explique par la nature des inversions de REFF et de COT dans SEV06-CLD (voir chapitre 3 section 3.3) qui dépend de la phase du nuage. Cette analyse temporelle repose sur la méthodologie de la synchronisation temporelle (voir la section 3.7.3 du chapitre 3) et les valeurs analysées sont interpolées dans une échelle de temps relative à un temps de référence. La section suivante définit les temps de référence basés sur les données de précipitations utilisées pour synchroniser les différents suivis et expose les résultats pour l'analyse de l'évolution du maximum des précipitations sous le nuage, des valeurs moyennes de CTT et de la phase.

4.2 Analyse temporelle des valeurs moyennes de température, de la classification de phase et des maxima de précipitations

4.2.1 Les deux temps de référence basés sur les précipitations

Deux temps de référence sont proposés à partir des valeurs de précipitations de la lame d'eau PANTHERE reprojctée dans la grille SEVIRI sous la surface nuageuse de chaque suivi. Nous rappelons que ce sont les valeurs de précipitations après avoir appliqué notre méthodologie de reprojction dans la grille SEVIRI (valeurs moyennes issues de la lame d'eau reprojctées dans le pixel SEVIRI) qui sont considérées. Ils sont définis comme suit :

- Le temps correspondant à la première occurrence sous le nuage d'une valeur de précipitations supérieure à 3 mm/5 minutes (ou 36 mm/h). On appellera ce temps T_{seuil}
- Le temps correspondant à la présence de la valeur maximale des précipitations sous le nuage pour toute la durée du suivi. On appellera ce temps T_{max}

Nous avons évoqué au chapitre 3 section 3.7.3, l'effet d'une hétérogénéité des durées de suivi quand on effectue une synchronisation temporelle. De la même manière, les périodes de précipitations sont hétérogènes (voir Tableau 4.1) et il faut en tenir compte. Nous avons extrait de chaque suivi le maximum des précipitations sous le système nuageux. Nous limitons notre étude uniquement le maximum des précipitations sous le nuage quand on analyse un ensemble de cas d'étude pour repérer les périodes d'intensification

4.2. ANALYSE TEMPORELLE DES VALEURS MOYENNES DE TEMPÉRATURE, DE LA CLASSIFICATION DE PHASE ET DES MAXIMA DE PRÉCIPITATIONS

des précipitations. Nous obtenons donc après la synchronisation temporelle, à chaque pas de temps, un ensemble de valeurs maximales des précipitations sous les systèmes nuageux suivis ayant généré de la pluie au sol. Dans la suite de ce manuscrit, quand on considérera un ensemble de cas d'étude, nous analyserons uniquement les valeurs maximales des précipitations sous les systèmes nuageux suivis à chaque pas de temps. La distribution statistique à chaque pas de temps de ces valeurs est représentée sur la Figure 4.4-a pour une synchronisation temporelle des cas d'étude à partir de T_{max} (la synchronisation T_{max}). Cette distribution est construite à partir de tous les cas d'étude précipitants dans l'échelle de temps $T-T_{max}$ (Figure 4.4-b). Ce nombre de cas correspond ici au nombre de

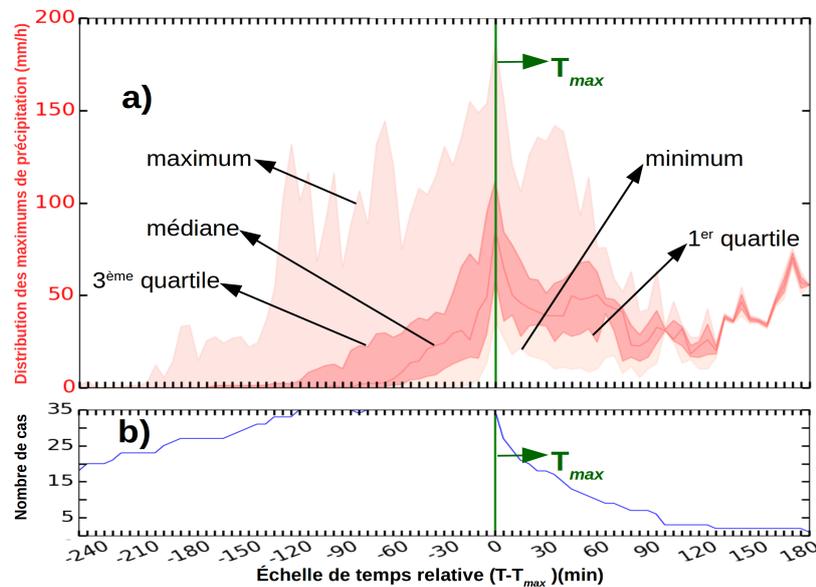


FIGURE 4.4 – a) *Distribution des maxima de précipitations (en mm/h par commodité) pour les 35 cas dans l'échelle de temps $T-T_{max}$, la surface entre le 3^{me} quartile et le maximum de la distribution ainsi que la surface entre le minimum et le 1^{er} quartile sont en rose, l'écart interquartile est en rouge et la courbe en rouge représente la médiane (tous sont indiqués par des flèches noires).* b) *nombre de cas d'étude parmi les 35 contribuant à la statistique (ici il s'agit du nombre de cas suivis et définis par rapport à la synchronisation temporelle). Le temps de référence utilisé pour synchroniser les suivis est indiqué par un trait vertical et une flèche verte.*

cas suivis considérés dans la construction de la distribution statistique de la Figure 4.4-a. Par commodité, on appellera ce type de distribution statistique "distribution des maximums de précipitations". Par ailleurs, les valeurs issues de la lame d'eau PANTHERE sont converties en mm/h par un facteur 12 puisqu'il s'agit pour ces données d'un cumul sur les 5 dernières minutes. Ces valeurs peuvent être élevées et le cumul sur une heure des pluies peut être très différents. Enfin, l'analyse des rapports météorologiques du Tableau 4.1 de la section précédente évoque la présence de grêle et de précipitations dans

4.2. ANALYSE TEMPORELLE DES VALEURS MOYENNES DE TEMPÉRATURE, DE LA CLASSIFICATION DE PHASE ET DES MAXIMA DE PRÉCIPITATIONS

les régions ou les villes proches des BS pour une partie des cas étudiés et met en avant l'hétérogénéité des périodes de pluie. L'utilisation de T_{max} et T_{seuil} nous donne deux

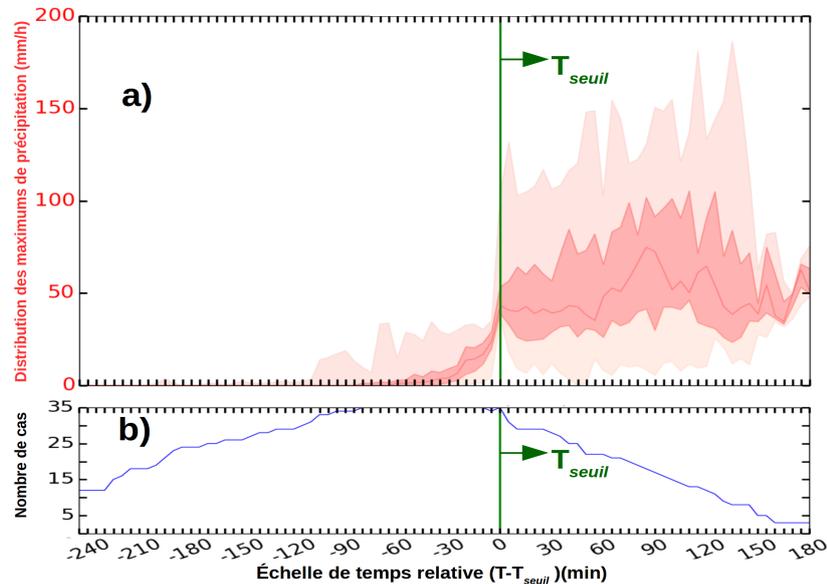


FIGURE 4.5 – *Similaire à la Figure 4.4 mais pour une synchronisation temporelle des cas d'étude à partir de T_{seuil} (la synchronisation T_{seuil}).*

points de vue complémentaires. T_{seuil} est basé sur un seuil arbitraire d'intensité de la pluie et permet de bien distinguer les périodes de pluies où le maximum de l'intensité sous le nuage est sous le seuil choisi de 36 mm/h. Ce temps est plus proche du moment correspondant à l'apparition des premières pluies (Figure 4.5). Le T_{max} marque plutôt la fin de la période d'augmentation du maximum de précipitation sur les périodes suivies (Figure 4.4). Les maximums de taux de pluie sont très variables, avec des valeurs entre 36 mm/h et 180 mm/h à T_{max} (Figure 4.4-a). Il y a des différences dans l'écart interquartile des taux de pluie maximale sous les nuages entre les deux manières de synchroniser les nuages suivis, particulièrement sur une période de 120 minutes avant le T_{max} et le T_{seuil} . Par exemple, à -60 minutes dans l'échelle de temps relative, l'écart-interquartile est environ de 2.4 mm/h en utilisant la synchronisation T_{seuil} (Figure 4.5-a) alors qu'il est de 25 mm/h en utilisant l'autre synchronisation temporelle (Figure 4.4-a). On peut aussi observer des différences dans les extrema des distributions statistiques (Figure 4.4-a et Figure 4.5-a) : les valeurs maximales des distributions statistiques ne dépassent pas les 36 mm/h par l'effet du seuil avant T_{seuil} dans l'échelle de temps $T-T_{seuil}$ mais peuvent dépasser les 100 mm/h avant le T_{max} pour la synchronisation T_{max} . Les 35 cas étudiés ont des périodes de précipitations diverses et la synchronisation temporelle impacte le nombre de cas où il pleut dans l'échelle de temps relative choisie. La Figure 4.6 illustre cet effet. Il y a sur 60 minutes avant le T_{max} dans l'échelle de temps $T-T_{max}$ plus de 30 cas sur les 35 cas d'étude avec des précipitations. Ce nombre décroît à environ 10 deux

4.2. ANALYSE TEMPORELLE DES VALEURS MOYENNES DE TEMPÉRATURE, DE LA CLASSIFICATION DE PHASE ET DES MAXIMA DE PRÉCIPITATIONS

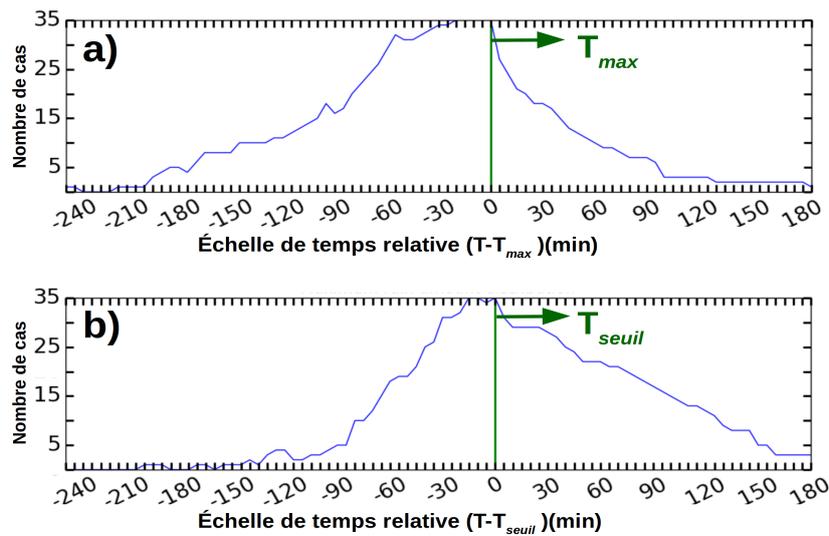


FIGURE 4.6 – Nombre de cas où il y a des précipitations : a) pour la synchronisation T_{max} et b) pour la synchronisation T_{seuil}

heures plus tard (Figure 4.6-a). Pour la synchronisation T_{seuil} , il y a moins de 20 cas avec des précipitations à -60 minutes mais plus de 20 cas à +60 minutes. Ces différences s'expliquent par des durées de périodes de précipitations variables entre les cas d'étude mais aussi par le fait que le T_{max} est plus proche de la fin des périodes de précipitations pour une partie des cas suivis, alors que le T_{seuil} est plus proche du début de ces périodes, par construction de ces deux seuils. Globalement, les effets de la synchronisation sur la construction des distributions de maxima de précipitation sous les nuages peuvent s'expliquer par les différences d'intensité des précipitations et de durée des périodes de précipitations entre les cas analysés. Cela met aussi en évidence l'impact important du choix de la synchronisation temporelle pour extraire le comportement moyen des nuages par rapport au renforcement des fortes précipitations.

Les distributions des maxima de précipitations seront superposées aux représentations de l'évolution des composites de valeurs pour les autres paramètres étudiés reconstruits à partir des 35 cas suivis et des synchronisations T_{max} et T_{seuil} . La sous-section suivante montre l'analyse des moyennes de CTT et de la phase thermodynamique au sommet des nuages suivis.

4.2.2 Les valeurs moyennes de CTT et la classification de phase des nuages suivis

Dans un premier temps, nous tenons à rappeler que les valeurs moyennes de CTT ont été calculées à chaque pas de temps pour l'ensemble des nuages suivis. Ces valeurs moyennes ne sont pas calculées comme pour d'autres études (Senf *et al.*, 2015; Senf et Deneke, 2017; Mecikalski *et al.*, 2011) à partir des parties les plus froides des nuages. On a donc comme pour les maxima de précipitations, 35 valeurs moyennes de CTT quand tous les cas suivis sont définis par rapport à la synchronisation temporelle. Il n'y a pas de sélection en amont par les valeurs de températures de parties du nuage spécifiques classées comme étant convectives. En principe, cette approche devrait permettre pour la phase des nuages et les valeurs moyennes de CTT d'être observées sur les étapes de transition entre l'absence d'enclume et sa formation. De plus, cette analyse permet de mettre en évidence l'impact de la formation des fortes précipitations et des parties les plus convectives des nuages sur un système nuageux plus large (limité cependant à 15000 km²) comprenant des parties chaudes et des nuages de basse altitude. L'analyse des parties chaudes des nuages permet d'étudier les processus microphysiques chauds (coalescence des gouttelettes ou grossissement par condensation) ce qui a déjà été réalisé notamment pour les inversions de REFF de MODIS des parties chaudes des nuages (Nakajima *et al.*, 2010b).

La classification de phase présentée dans ce chapitre est issue du produit SEV06-CLD et identifie comme rappelé à la section 3.3 du chapitre 3, les pixels nuageux comme de l'eau liquide, de la glace ou une phase mixte (eau+glace). Quand la classification échoue, on attribue une phase indéterminée. Le but de l'analyse de ce paramètre est d'identifier une période de glaciation horizontale au sommet des nuages relativement aux périodes de précipitation. Les valeurs de CTT issues du produit CTTH du SAFNWC ainsi que la phase ont été observées manuellement et simultanément via la visualisation des images similaires à la Figure 4.3 pour les 35 suivis et sur toute la durée des suivis en tenant compte de l'effet de parallaxe. Il en résulte que les parties les plus froides des nuages suivis, classées en phase glace sont les plus proches des surfaces de précipitations sous le nuage.

4.2. ANALYSE TEMPORELLE DES VALEURS MOYENNES DE TEMPÉRATURE, DE LA CLASSIFICATION DE PHASE ET DES MAXIMA DE PRÉCIPITATIONS

Pour confirmer cette observation et analyser les effets des deux synchronisations, les valeurs moyennes de CTT et les fractions (en pourcentage) de la couverture nuageuse des systèmes suivis en phase glace, eau liquide, mixte et indéterminée sont interpolées dans les deux échelles de temps relatives à T_{max} et T_{seuil} comme précédemment. Pour la présentation des résultats, l'évolution des paramètres autres que les maxima de précipitations est représentée sous la forme d'une série de diagrammes en boîte. A chaque pas de temps, il s'agit de la distribution statistique d'un ensemble de valeurs déterminé après la synchronisation temporelle de nos 35 cas d'étude. Les Figures 4.7 et 4.8 illustrent ces diagrammes en boîte pour les moyennes de CTT issues du produit CTTH du SAFNWC pour la synchronisation T_{max} et T_{seuil} respectivement.

4.2. ANALYSE TEMPORELLE DES VALEURS MOYENNES DE TEMPÉRATURE, DE LA CLASSIFICATION DE PHASE ET DES MAXIMA DE PRÉCIPITATIONS

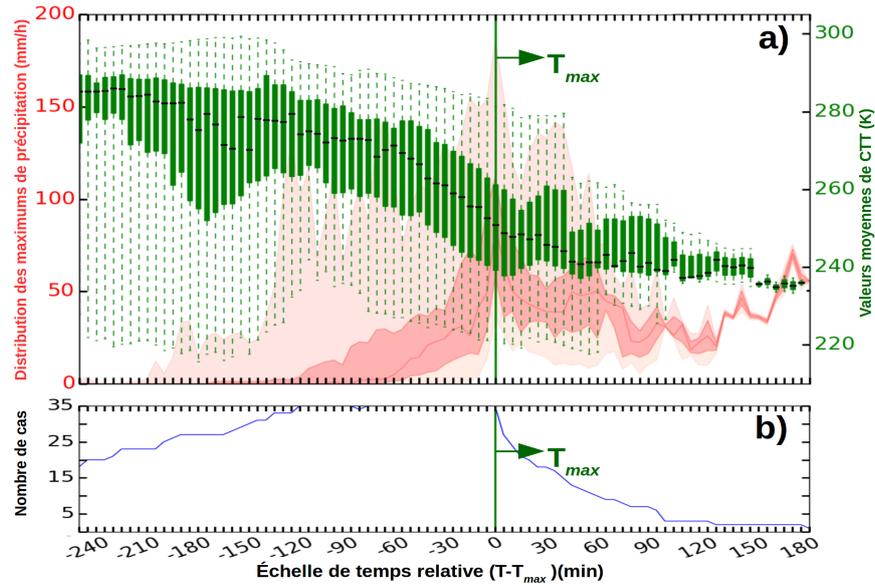


FIGURE 4.7 – a) diagrammes en boîte des valeurs moyennes de CTT du produit CTT \times H du SAFNWC pour l'ensemble des nuages suivis pour la synchronisation T_{max} . La boîte verte indique l'écart interquartile, le trait noir horizontale à l'intérieur de la boîte indique la médiane et les traits verticaux en pointillés vont du minimum au maximum. La distribution des maxima de la Figure 4.4 est représentée en arrière plan. b) le nombre de cas considérés dans la construction des diagrammes en boîte. Il s'agit du nombre de cas suivis par rapport à T_{max} comme pour la Figure 4.4.

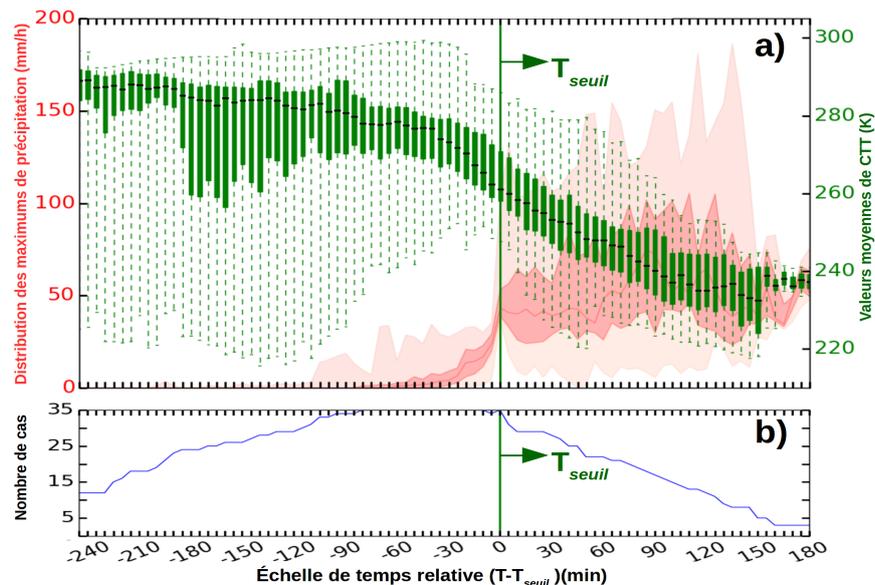


FIGURE 4.8 – Figure similaire à la Figure 4.7 mais pour la synchronisation T_{seuil} .

4.2. ANALYSE TEMPORELLE DES VALEURS MOYENNES DE TEMPÉRATURE, DE LA CLASSIFICATION DE PHASE ET DES MAXIMA DE PRÉCIPITATIONS

On observe une diminution des moyennes de CTT pour les deux synchronisations mais il y a également des différences. Une heure avant le T_{seuil} , la médiane des diagrammes en boîte est de 279 K et passe à 260 K une heure plus tard au T_{seuil} (Figure 4.7-a). Une heure après le T_{seuil} , la médiane tombe à 245 K (Figure 4.7-a). Le même type d'observation peut être fait pour la synchronisation T_{max} mais avec un écart interquartile plus large la plupart du temps. Le nombre de cas contribuant à la construction des diagrammes en boîte est identique à ceux impliqués pour les maxima de précipitations (Figure 4.7-b et Figure 4.8-b). Il s'agit toujours du nombre de cas définis par rapport au T_{max} et au T_{seuil} et ce nombre descend sous les 35 cas uniquement à cause des différences de durée de suivi entre les cas d'étude.

On peut rappeler que les périodes de précipitations sont différentes d'un cas à l'autre et qu'il y a plus de cas avec des précipitations sur l'heure avant le T_{max} dans l'échelle de temps $T-T_{max}$ que sur l'heure avant le T_{seuil} dans l'autre échelle de temps. Le même constat peut être fait pour les températures les plus froides. La grande différence entre les extrema des diagrammes en boîte allant de plus de 280 K à moins de 220 K s'explique par le fait qu'il y a au même moment après la synchronisation temporelle des nuages bas et chauds sans précipitation et des nuages hauts et froids associés à des pluies ou des grêles. Les parties chaudes des nuages sont principalement intégrées pour suivre au mieux les nuages à partir de leurs formations et pour l'étude des processus microphysiques chauds. Cela permet également de vérifier pour les valeurs moyennes de CTT l'influence du refroidissement sur un système nuageux isolé et non classé comme convectifs en amont. Néanmoins, pour les deux synchronisations, les périodes avec les médianes, les premiers quartiles (Q1) et les troisièmes quartiles (Q3) les plus élevés pour la distribution des maxima de précipitations correspondent aux périodes où il y a de faibles valeurs moyennes de CTT. Les périodes d'augmentation des maxima de précipitations correspondent aux périodes de refroidissement du sommet des nuages. Ce résultat n'est pas surprenant et de nombreuses études ont montré pour les nuages convectifs qu'un refroidissement rapide est associé à l'augmentation de l'intensité des précipitations (Senf *et al.*, 2015; Senf et Deneke, 2017; Roberts et Rutledge, 2003; Negri et Adler, 1981).

Les proportions des couvertures nuageuses des systèmes suivis classées au sommet en phase eau liquide, glace et indéterminée ont été analysées de la même manière que les moyennes de CTT. On présente ces valeurs sous la forme de diagrammes en boîte construits à partir du même nombre de cas que précédemment (voir Figure 4.9 pour la classification de phase). Aucune classe mixte n'a été observée pour les 35 cas d'études. Cette classe de phase n'est donc pas représentée.

4.2. ANALYSE TEMPORELLE DES VALEURS MOYENNES DE TEMPÉRATURE, DE LA CLASSIFICATION DE PHASE ET DES MAXIMA DE PRÉCIPITATIONS

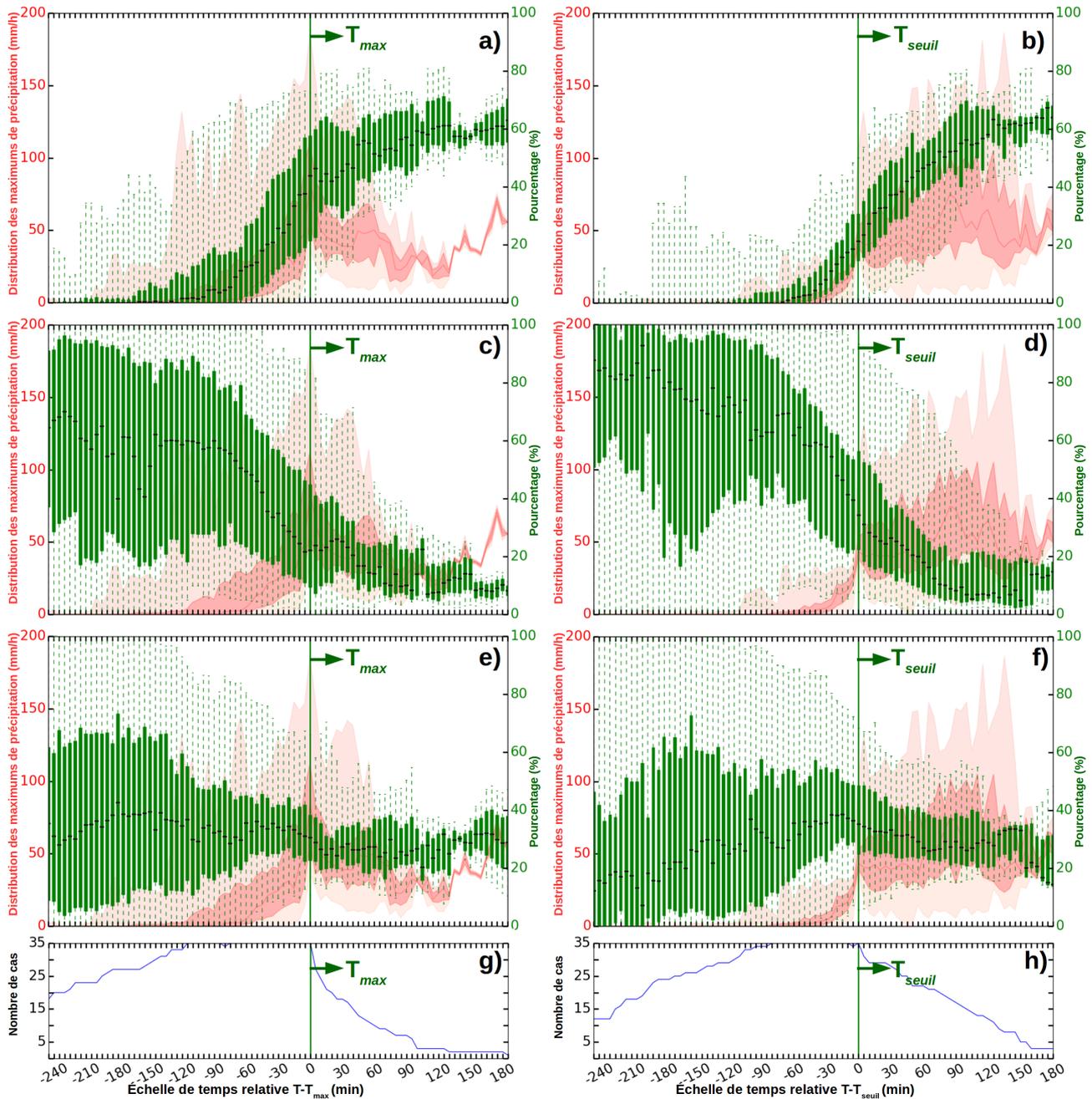


FIGURE 4.9 – Diagrammes en boîte des fractions (en pourcentage) des systèmes nuageux suivis classés au sommet : en phase glace pour a) et b), en phase liquide pour c) et d) et en phase indéterminée pour e) et f). g) et h) correspondent aux nombres de cas impliqués dans la construction des diagrammes en boîte. Comme pour la Figure 4.5 et la Figure 4.4, il s’agit du nombre de cas suivis par rapport à la synchronisation temporelle. La première colonne de figures correspond à une synchronisation T_{max} et la seconde colonne à la synchronisation T_{seuil} . Les temps de référence sont indiqués comme pour les figures précédentes.

4.2. ANALYSE TEMPORELLE DES VALEURS MOYENNES DE TEMPÉRATURE, DE LA CLASSIFICATION DE PHASE ET DES MAXIMA DE PRÉCIPITATIONS

Sur la Figure 4.9, on observe une augmentation du pourcentage de la couverture nuageuse des systèmes suivis classée en phase glace. Une période de glaciation horizontale au sommet des systèmes nuageux suivis est identifiée sur les périodes de refroidissement analysées précédemment. Ainsi, à -60 minutes dans l'échelle de temps $T-T_{seuil}$, la médiane de la distribution des fractions de nuages classés en phase glace est inférieure à 2%, puis passe à environ 21% à T_{seuil} et dépasse les 45% à partir de +60 minutes après le T_{seuil} (Figure 4.9-b). On fait la même observation pour l'analyse des quartiles et des extrema des diagrammes en boîte. Dans l'échelle de temps $T-T_{seuil}$, les pourcentages en phase liquide diminuent assez logiquement sur la période de refroidissement et de glaciation mais il y a une proportion non négligeable des nuages classés en phase indéterminée. A -60 minutes dans l'échelle de temps $T-T_{seuil}$, on a une médiane à 62% pour la distribution des fractions de nuages en phase liquide et une médiane de 35% pour les fractions de nuages en phase indéterminée (Figure 4.9-d, f). Les médianes passent ensuite à 35% pour la phase liquide et à 27% pour la phase indéterminée à +60 minutes dans l'échelle de temps $T-T_{seuil}$ (Figure 4.9-d, f). On a observé des parties nuageuses en phase liquide et indéterminée autour des zones de précipitations correspondant aux parties les plus froides classées en phase glace. On peut également constater cela pour le cas d'étude de la Figure 4.3. On observe rarement parmi les cas étudiés un système 100 % glacé au sommet dans le produit SEV06-CLD malgré une forte proportion de glace.

Dans l'échelle de temps $T-T_{max}$, on observe également une période de glaciation au sommet des systèmes nuageux. A -60 minutes dans l'échelle de temps $T-T_{max}$, les médianes sont respectivement à 12%, 49% et 35% pour les fractions de nuages en phase glace, eau liquide et indéterminée (Figure 4.9-a, c et e). Ces valeurs passent au T_{max} respectivement à 44%, 22% et 30% pour les fractions de nuage en phase glace, liquide et indéterminée. L'augmentation des proportions des nuages en phase glace augmente moins fortement après le T_{max} même si les valeurs médianes des distributions restent entre 40% et 60% (Figure 4.9-a). En comparaison avec la synchronisation T_{seuil} , l'écart interquartile est généralement plus important pour les distributions de fractions de nuages en phase glace et liquide avec la synchronisation T_{max} (Figure 4.9-a,b, c et d). Pour les deux synchronisations, l'écart interquartile des diagrammes en boîte pour les fractions de phase eau liquide peut être très élevé et dépasser les 60 %. La présence d'une phase indéterminée illustre la difficulté de différencier les phases eau liquide et glace ou même de détecter un mélange des deux par des seuillages de réflectances et de température de brillance. Les nuages suivis sont classés en partie en phase indéterminée, cela se traduit par une médiane des distributions de fractions de nuages classés en phase indéterminée oscillant autour de 30 % pour les deux synchronisations. D'une manière globale, la synchronisation temporelle impacte l'analyse des moyennes de CTT et de la phase au sommet des nuages. Malgré cela, on constate pour les moyennes de CTT et la phase au sommet des nuages, des

4.2. ANALYSE TEMPORELLE DES VALEURS MOYENNES DE TEMPÉRATURE, DE LA CLASSIFICATION DE PHASE ET DES MAXIMA DE PRÉCIPITATIONS

températures faibles et la présence de glace pendant les périodes de fortes précipitations. Il y a donc une période de refroidissement et de glaciation correspondant à une période de renforcement des précipitations. De plus, la présence de glace est systématique pour les nuages au dessus des surfaces de précipitations mais la présence de parties en phase indéterminée et en phase liquide est courante autour de ces surfaces pour nos cas d'étude.

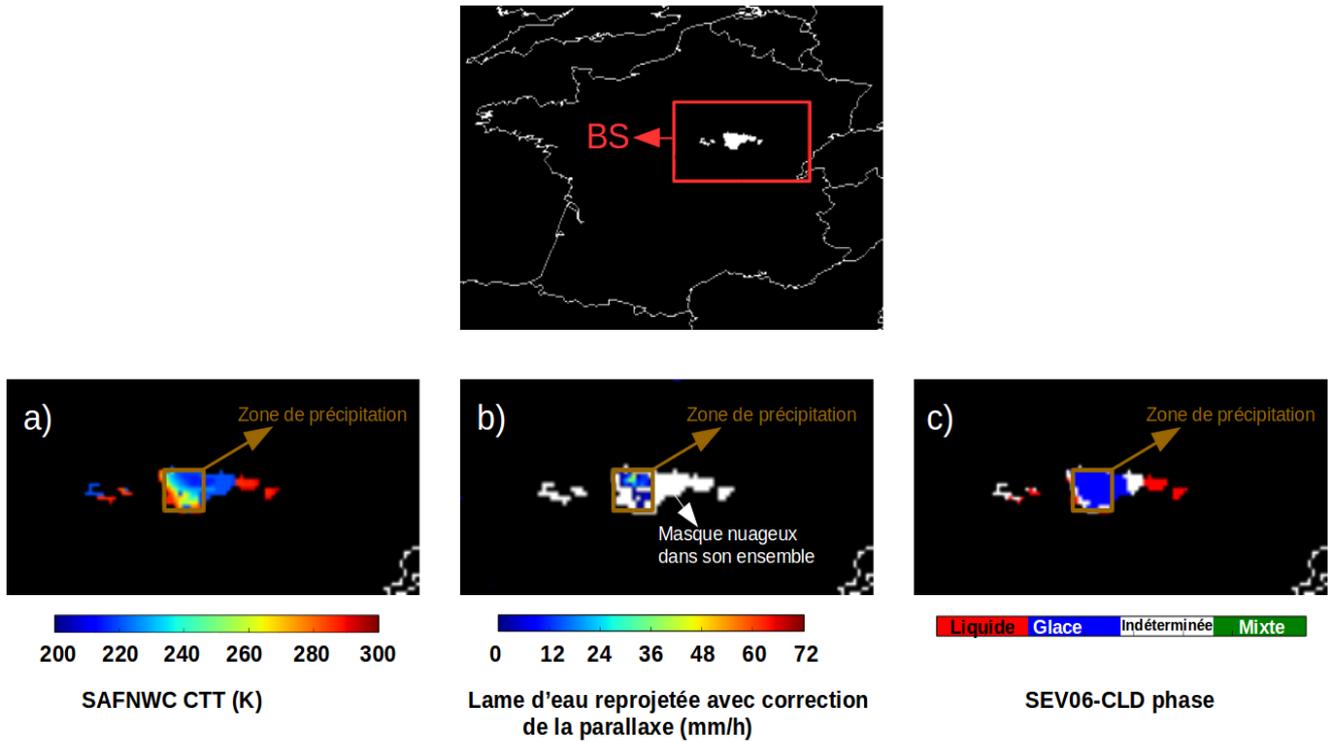


FIGURE 4.10 – Figure similaire à la Figure 4.3 pour le cas d'étude de la journée du 07/06/2013 (cas numéro 16 dans le Tableau 4.1) à 1300 UTC. On a représenté la BS sur la France ainsi que les CTT du SAFNWC en a), la lame d'eau en mm/h ajustée de la parallaxe en b) et la classification de phase en c). La zone de précipitations est encadrée en marron clair et reportée sur a) et c). Les surfaces colorées en c) suivant la classification de phase de SEV06-CLD pour ce cas d'étude. Ce type de données correspond aux fractions de nuage utilisées dans la construction des diagrammes en boîte de la Figure 4.9

Afin d'illustrer notre propos, nous représentons en plus de la Figure 4.3, un autre cas d'étude à une heure donnée pour les CTT du SAFNWC, la lame d'eau PANTHERE reprojétée dans la grille SEVIRI avec correction de la parallaxe et la phase issue de SEV06-CLD (voir Figure 4.10). On constate que la surface de précipitations est bien sous une partie du nuage en phase glace avec des valeurs de CTT inférieures à 240 K. Ces zones sont entourées de parties plus chaudes en phase liquide ou non définies. On observe également que les précipitations fortes sont localisées sur des petites zones. La présence d'une phase glace et des températures faibles peut aussi être causée par la formation d'une partie cirriforme sans précipitation. La section suivante est une analyse des types de nuage du

produit CT du SAFNWC utilisé pour définir le masque nuageux dans notre méthodologie de suivi des nuages. Elle vient en complément de l'analyse de la température et de la phase. Il s'agit d'observer s'il y a des types de nuage spécifiques au T_{max} et au T_{seuil} et si on observe une transition des nuages bas vers des nuages hauts grâce à cette classification.

4.3 Analyse temporelle des types de nuage

La produit CT est utilisé à Météo-France par les prévisionnistes pour l'aide à la prévision. Ce produit est donc important pour la météorologie opérationnelle. L'analyse temporelle des types du produit CT du SAFNWC n'est pas présentée sous la forme de diagrammes en boîte comme précédemment. Il y a 11 types de nuages dans le produit CT (chapitre 3 Figure 3.1) et ce type de présentation ne serait pas lisible. On présente plutôt la fraction en pourcentage du masque nuageux affecté d'un type de nuage sous la forme de courbes empilées. Il s'agit en fait du même type d'information que pour l'analyse de la phase.

Pour bien comprendre ce qui est observé, on a choisi d'illustrer tout d'abord les fractions de nuage correspondant à chaque type de nuages dans le produit CT du SAFNWC pour un cas parmi les 35 cas d'étude. On a donc repris le cas d'étude du 23/04/2011 de la Figure 4.3 correspondant au cas numéro 1 du Tableau 4.1. Nous avons analysé sur l'ensemble de la durée de ce cas, les courbes empilées des fractions du nuage correspondant à chaque type de nuage dans le produit CT (Figure 4.11-a). On a indiqué comme précédemment le temps pendant le suivi correspondant au T_{max} et au T_{seuil} . Chaque surface colorée correspond à un type de nuage et les couleurs utilisées sont identiques à la Figure 3.1 pour la présentation du produit CT. Il s'agit des couleurs officielles du SAFNWC.

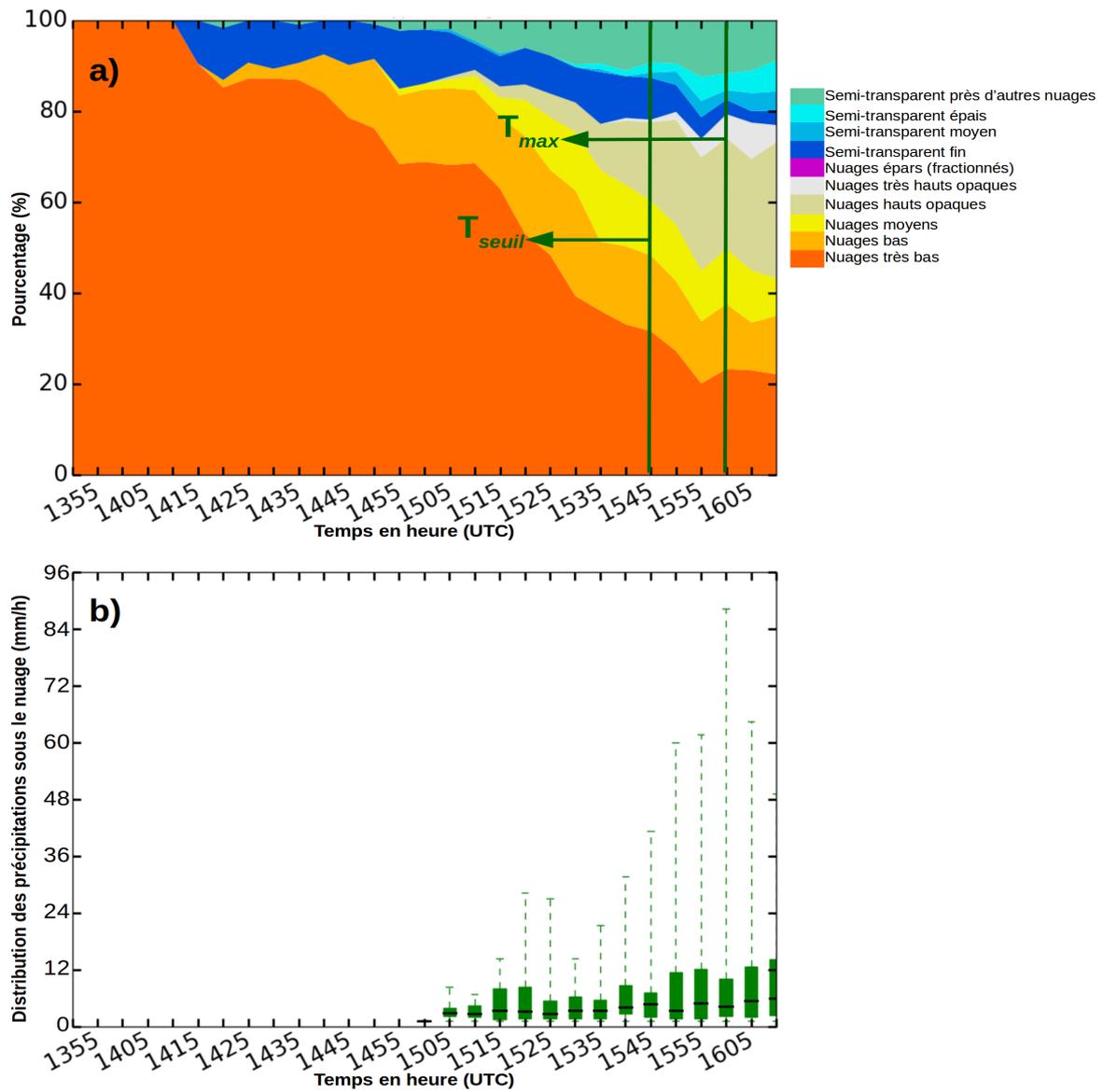


FIGURE 4.11 – Analyse des types de nuages du produit CT du SAFNWC pour le cas d'étude présenté sur la Figure 4.3 (cas numéro 1 dans le Tableau 4.1). a) courbes empilées de la fraction en pourcentage du système nuageux classé par type. Les couleurs correspondent à des types de nuages différents indiqués dans la légende. Le T_{max} et le T_{seuil} sont indiqués comme précédemment par des barres horizontales vertes. b) distributions sous forme de diagrammes en boîte des valeurs de précipitations supérieures à 0 mm/h sous le nuage, la correction de parallaxe a été appliquée pour les précipitations

On constate la présence d'une couverture nuageuse de très basse altitude (voir la surface orange de la Figure 4.11-a). Il n'y a d'ailleurs que ce type de nuage avec une fraction à 100% pour le système nuageux suivi entre 13H55 (UTC) et 14H15 (UTC). Comme il s'agit d'un cas d'étude, toutes les valeurs de précipitations supérieures à 0 mm/h sous le nuage après prise en compte de la correction de parallaxe ont été considérées. On a représenté ces valeurs sous la forme de diagrammes en boîtes (Figure 4.11-b)). Les premières précipitations apparaissent à 15H05 (UTC) et c'est exactement après ce temps qu'apparaissent en proportion significative les types nuages moyens, nuages hauts opaques et très hauts opaques (Figure 4.11-a, b). Il faut noter cependant la présence du type nuage semi-transparent fin qui peut s'apparenter à des cirrus dès le début du suivi à partir de 14H15 (UTC) et qui sont donc présents pendant la période sans précipitations. Pour ce cas d'étude, la classification des nuages en nuages opaques moyens, hauts et très hauts opaques est plus sensible aux maxima des précipitations sous le nuage qu'aux valeurs médianes des précipitations. Ces types de nuages sont donc bien présents au T_{seuil} et surtout au T_{max} .

Les fractions de nuages classés par type ont été calculées de la même manière pour les 35 cas d'études. Pour observer les effets des synchronisations temporelles et extraire une évolution moyenne, nous avons choisi de calculer après la synchronisation, la moyenne de l'ensemble des fractions des couvertures nuageuses des systèmes suivis classées par type pour tous les cas d'étude définis dans l'échelle de temps $T-T_{max}$ et $T-T_{seuil}$. La Figure 4.12 présente ces résultats.

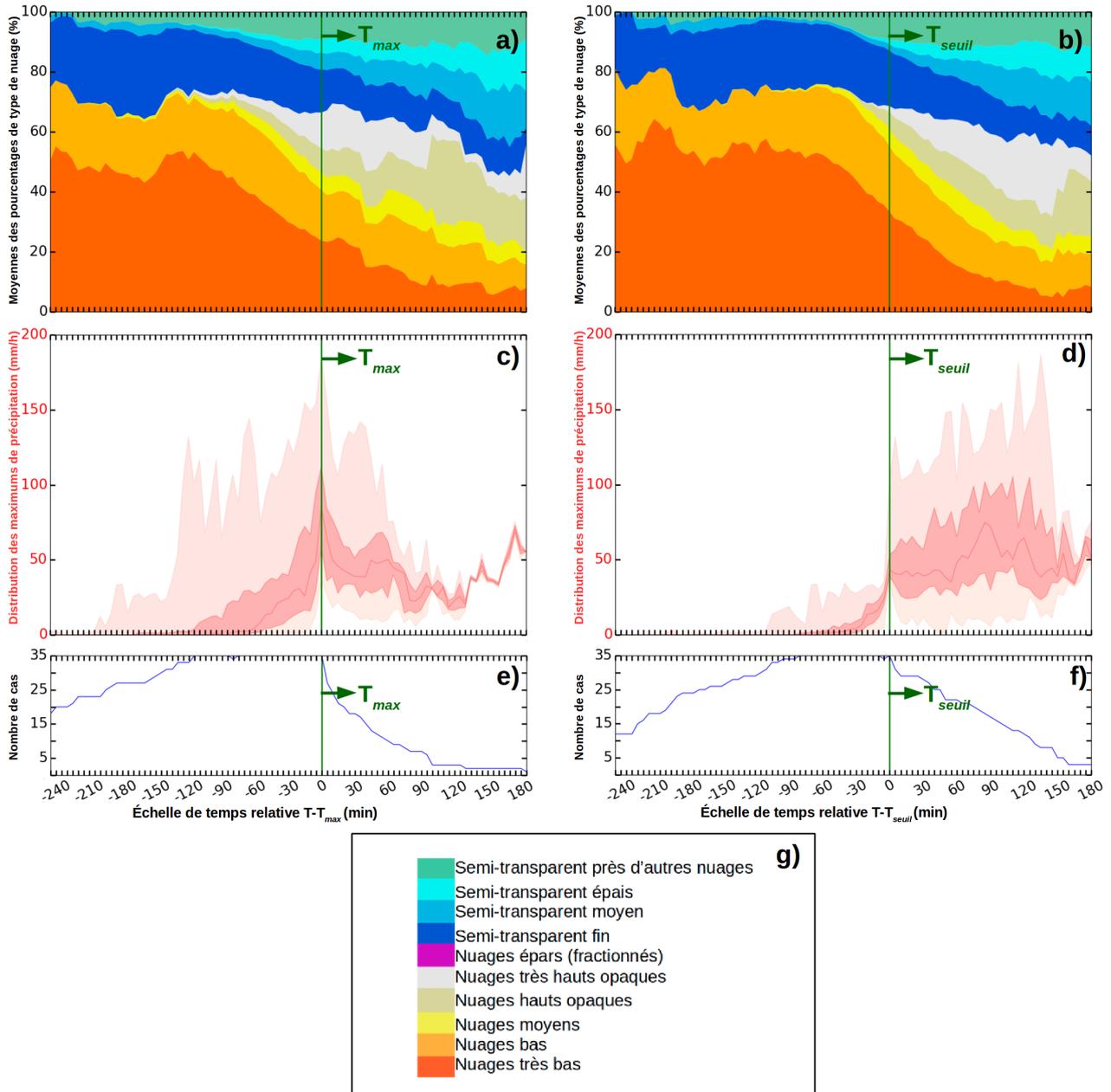


FIGURE 4.12 – Analyse des types de nuages pour l'ensemble des 35 cas d'étude. a) courbes empilées des moyennes des fractions (en pourcentage) de système nuageux classé par type dans l'échelle de temps $T-T_{max}$. b) même chose dans l'échelle de temps $T-T_{seuil}$. c) et d) représentent les distributions des maxima de précipitation précédemment étudiées pour les synchronisations T_{max} et T_{seuil} respectivement. e) et f) sont les cas contribuant à la statistique pour chaque échelle de temps identique aux figures précédentes. g) représente la légende de couleurs utilisée pour les types de nuage de a) et b).

Comme précédemment, nous constatons la présence importante de nuages de très basses altitudes avec une proportion dépassant les 50% à -120 minutes pour les deux synchronisations temporelles (Figure 4.12-a, b) et une diminution progressive pendant les périodes de précipitations. Nous avons comme précédemment une présence des types nuage "semi-transparent" (couleurs allant du bleu au vert clair) tout au long de la période analysée et donc avant les périodes de précipitations. Néanmoins, les types nuages semi-transparent, nuages moyens et nuages hauts et très hauts opaques augmentent en proportion après le T_{seuil} et surtout après le T_{max} .

La classification en nuages opaques d'altitudes plus importantes (en beige et blanc sur la Figure 4.12-a, b) est progressive et dépend de la manière dont les cas d'étude sont synchronisés. Dans l'échelle de temps $T-T_{seuil}$, la proportion moyenne de ce type de nuage est inférieur à 10% au T_{seuil} et complètement inexistante à -35 minutes (Figure 4.12-b). Pour la synchronisation T_{max} , cette valeur est d'environ 20% au T_{max} et il y a une nette augmentation de la proportion de ce type de nuage sur une période de 120 minutes avant le T_{max} . Par une analyse combinée des types de nuage et des distributions de maximums de précipitations sous les nuages, on observe les proportions les plus importantes de nuages hauts, opaques et épais pendant les périodes où les maxima de précipitations sont pour la majorité des cas les plus élevés. (Figure 4.12-a, b, c et d).

L'analyse des types de nuages révèle comme pour l'analyse de la phase et des moyennes de CTT que les périodes d'intensification de la pluie correspondent à des périodes de glaciation où les CTT diminuent. Les types de nuages changent sur cette même période et on constate la progression dans la couverture nuageuse des types nuages hauts opaques et nuages très hauts opaques. Ces observations sont cohérentes avec l'analyse de la phase et des températures de la section précédente. La section qui va suivre porte sur l'analyse des valeurs de REFF et de COT fournies par SEV06-CLD. Comme pour les valeurs de CTT, une moyenne est calculée par cas d'étude puis nous analysons les distributions de ces valeurs moyennes sous la forme de diagrammes en boîte après la synchronisation temporelle des cas d'étude. Nous rappelons ici qu'une méthode du type de Nakajima et King (1990) est utilisée pour inverser les valeurs de REFF et de COT dans SEV06-CLD. Il y a donc un effet important de la classification de phase pour ce type d'inversion. De plus, ces techniques présentent certaines limites comme nous l'avons mentionné au chapitre 3 à la section 3.4 et il n'y a pas nécessairement de valeurs de REFF ou de COT pour l'ensemble de la couverture nuageuse d'un suivi à un pas de temps donné. On peut observer cela sur la Figure 4.3 où les REFF et COT ne sont disponibles que pour une partie du nuage suivi. Nous procédons à l'analyse des parties des systèmes nuageux suivis où il y a inversion des REFF et des COT pour une phase donnée. Ainsi, on analyse distinctement les REFF et les COT des parties en phase glace des parties en phase liquide et indéterminée.

4.4 Analyse temporelle des moyennes de REFF et de COT de SEV06-CLD

On rappelle tous d'abord qu'il y a deux types d'inversion des valeurs de REFF et de COT dans SEV06-CLD. Les valeurs de REFF et de COT peuvent être obtenues en utilisant le jeu de canaux visibles (VIS06 et VIS0.8) et NIR1.6 ou les canaux visibles et IR3.9. Ces inversions forment deux jeux de données bien distincts. Dans SEV06-CLD, on considère la phase indéterminée comme liquide pour les inversions de REFF et COT. Les inversions en phase indéterminée et en phase liquide sont donc étudiées comme étant un même jeu de données dans cette section, car ce sont des gouttelettes qui sont supposées par SEV06-CLD. On présente ainsi distinctement une analyse pour les inversions en phase glace et une analyse pour les inversions en phase liquide et indéterminée. Les valeurs de REFF obtenus avec NIR1.6 ou IR3.9 ne représentent pas la même information. Dans le cas des nuages chauds de gouttelettes, les REFF inversés avec le canal IR3.9 correspondent plus aux gouttelettes du sommet des nuages alors que l'utilisation de NIR1.6 nous donne une information plus en profondeur dans le nuage (Platnick, 2000; Nakajima *et al.*, 2010a). Les REFF et les COT ne sont pas toujours inversés dans SEV06-CLD pour tous les pixels nuageux détectés même s'il y a détermination de la phase. En complément à l'analyse directe des REFF et des COT, nous avons ajouté systématiquement les pourcentages d'inversion de REFF par SEV06-CLD en phase glace pour les périodes étudiées où il y a des REFF en phase glace pour donner une idée de la fraction nuageuse étudiée par rapport au système nuageux dans sa totalité. La même chose est étudiée pour les REFF en phase liquide ou indéterminée.

4.4.1 Moyennes des REFF et COT en phase glace

Pour les cas présentant des valeurs de REFF et de COT en phase glace, on présente de la même manière que l'analyse des moyennes de CTT les résultats sous la forme de diagrammes en boîte dans les échelles de temps $T-T_{max}$ et $T-T_{seuil}$. Le nombre de cas considérés dans la statistique diffère de celui de l'analyse précédente avec les CTT : il ne s'agit plus de l'ensemble des cas définis par rapport à la synchronisation temporelle relative au T_{max} et au T_{seuil} mais des seuls cas qui présentent des cristaux de glace au sommet pour le type d'inversion considéré (avec NIR1.6 ou IR3.9).

4.4. ANALYSE TEMPORELLE DES MOYENNES DE REFF ET DE COT DE SEV06-CLD

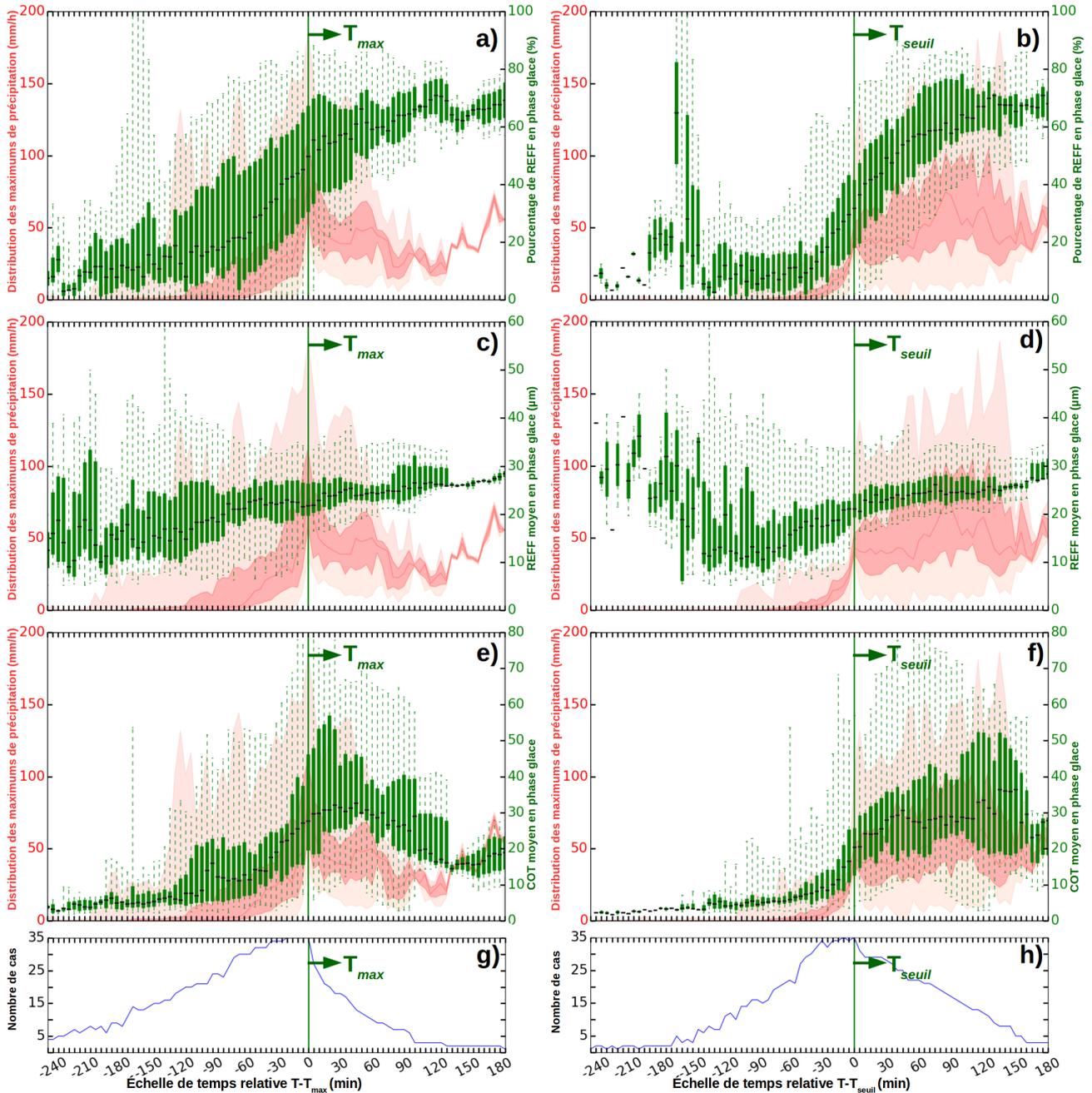


FIGURE 4.13 – Les diagrammes en boîte des cas présentant des REFF1.6 et COT1.6 en phase glace. a) et b) représentent les diagrammes en boîte des pourcentages de REFF1.6 classés en phase glace parmi l'ensemble des inversions de REFF1.6 pour les échelles de temps $T-T_{max}$ et $T-T_{seuil}$ respectivement. c) et d) correspondent aux valeurs moyennes de REFF1.6. e) and f) correspondent aux valeurs moyennes de COT1.6. g) et h) représentent l'évolution du nombre de cas qui présentent des inversions de REFF1.6 et de COT1.6 en phase glace. C'est le nombre de cas considérés (et le nombre de valeurs numériques) dans la construction des diagrammes en boîte. Ce nombre décroît rapidement autour de T_{seuil} et T_{max} car les cas d'études ne présentent pas des REFF1.6 et des COT1.6 en phase glace sur des périodes identiques. La première et la deuxième colonnes de figures sont relatives à la synchronisation T_{max} et T_{seuil} respectivement.

La Figure 4.13 présente pour la première ligne, les pourcentages de REFF1.6 en phase glace par rapport au nombre total de REFF1.6 (en phase glace, liquide et indéterminée) dans l'échelle de temps $T-T_{max}$ (Figure 4.13-a) et T_{seuil} (Figure 4.13-b). Nous rappelons que ces pourcentages sont différents des pourcentages présentés à la section 4.2.2 car on ne considère ici que les cas présentant des inversions de REFF1.6 et COT1.6 en phase glace et non la totalité du nuage. Ce nombre de cas est indiqué sur les Figures 4.13-g et 4.13-h. Il correspond également au nombre de cas considérés dans la construction des diagrammes en boîte de la Figure 4.13 pour les synchronisations T_{max} et T_{seuil} respectivement. Les moyennes de REFF1.6 en phase glace (Figure 4.13-c, d) ainsi que les moyennes de COT1.6 (Figure 4.13-e, f) sont également présentées.

Les pourcentages de REFF1.6 en phase glace confirment l'analyse de la section 4.2.2 et montrent que la proportion de cristaux de glace augmente progressivement lors des périodes de fortes précipitations (Figure 4.13-a, b). Il y a néanmoins des différences entre les deux synchronisations avec un écart interquartile plus fort dans l'échelle de temps $T-T_{max}$, mais il y a également un écart interquartile plus significatif pour les distributions de maxima de précipitations dans cette échelle de temps.

Les valeurs moyennes de REFF1.6 en phase glace sont plus difficiles à interpréter. En synchronisant suivant le T_{seuil} , les Q1 (premiers quartiles) et Q3 (troisièmes quartiles) des diagrammes en boîte des moyennes de REFF1.6 en phase glace sont respectivement de $14 \mu m$ et $22 \mu m$ à -30 minutes et passent à $19 \mu m$ et $24 \mu m$ au T_{seuil} (Figure 4.13-d). Dans l'échelle de temps $T-T_{max}$, les Q1 et Q3 sont respectivement de $18 \mu m$ et $26 \mu m$ et ne changent pas significativement au T_{max} (Figure 4.13-c). On observe quand même des Q1 plus faibles vers -120 minutes pour les deux synchronisations. Sur une période d'une heure autour de T_{max} et T_{seuil} , il y a une période d'augmentation des moyennes de COT1.6 en phase glace (Figure 4.13-e, f). En utilisant la synchronisation T_{seuil} , les Q1 et les Q3 sont de 6 et 13 respectivement à -30 minutes et évoluent vers les valeurs 12 et 25 au T_{seuil} . Pour l'autre synchronisation, les Q1 et les Q3 passent de 14 et 24 respectivement à 19 et 46 de -30 minutes au T_{max} . Globalement, les moyennes de COT1.6 en phase glace sont plus importantes pendant les fortes précipitations. On remarque que le nombre de cas impliqués dans la construction des diagrammes en boîtes est assez faible 120 minutes avant les temps de références pour les deux synchronisations (Figure 4.13-g, h). Cela peut s'expliquer par l'hétérogénéité des périodes de glaciation entre les cas d'étude. Les parties glacées des nuages sont souvent, comme les zones de précipitations, plus significativement réduite par rapport au reste du système nuageux suivi (voir les pourcentages en phase glace présentés à la Figure 4.9).

4.4. ANALYSE TEMPORELLE DES MOYENNES DE REFF ET DE COT DE SEV06-CLD

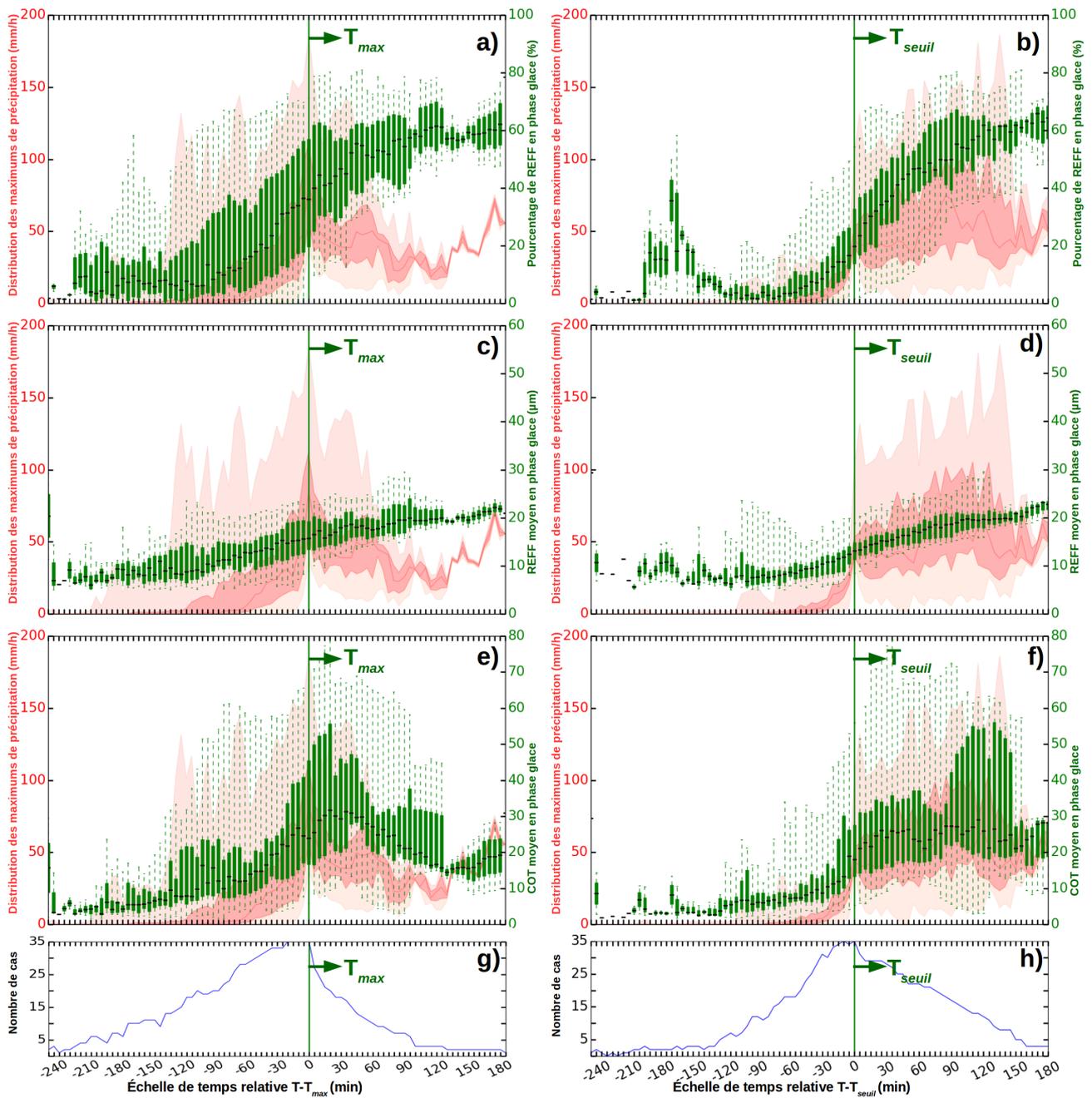


FIGURE 4.14 – Identique à la Figure 4.13 pour les inversions avec le canal IR3.9

On examine de la même manière les REFF3.9 et les COT3.9 en phase glace. La Figure 4.14 présente donc les mêmes diagnostics que la Fig.4.13 pour les inversions effectuées avec le canal IR3.9. Les diagrammes en boîte des pourcentages de valeurs de REFF3.9 en phase glace parmi les nombres totaux d'inversion de REFF3.9 sont légèrement différents des REFF1.6 mais on peut faire la même analyse que précédemment (Figure 4.14-a, b). Le nombre de cas impliqués dans la construction des diagrammes en boîtes (Figure 4.14-g, h) est d'ailleurs lui aussi différent de précédemment car il n'y a pas nécessairement d'inversion avec le canal IR3.9 quand il y en a une avec le canal NIR1.6 et vice-versa.

L'analyse des moyennes de REFF3.9 en phase glace comporte des différences par rapport aux REFF1.6. Ainsi, les valeurs moyennes de REFF3.9 sont globalement inférieures aux moyennes de REFF1.6 et ne dépassent pas les $30 \mu m$ (Figure 4.14-c, d), les écarts interquartiles sont également réduits par rapport aux diagrammes en boîte des moyennes de REFF1.6. On peut supposer que les valeurs moyennes de REFF3.9 en phase glace sont plus faibles à cause de la largeur de bande du canal IR3.9 et à l'absorption du rayonnement par la glace avec ce canal (voir Figure 3.14 à la section 3.5.3 du chapitre 3). Néanmoins, l'évolution des REFF3.9 reste proche des REFF1.6. Du point de vue de l'évolution temporelle, dans l'échelle de temps $T-T_{max}$, les Q1 et les Q3 des diagrammes en boîte sont de $11.3 \mu m$ et $16.7 \mu m$ respectivement à -30 minutes et passent à $13.3 \mu m$ et $19.2 \mu m$ au T_{max} (Figure 4.14-c). Pour la synchronisation T_{seuil} , les Q1 et les Q3 sont respectivement de $8 \mu m$ et $11.9 \mu m$ à -30 minutes et passent à $11.3 \mu m$ et $14.8 \mu m$ au T_{seuil} . Globalement, les écarts interquartiles sont plus faibles (entre $3 \mu m$ et $6 \mu m$) quand on synchronise en utilisant T_{seuil} par rapport à l'utilisation de T_{max} (Figure 4.14-d). On a donc pour les moyennes de REFF3.9 en phase glace une augmentation légère, progressive et continue des valeurs tout au long des suivis.

Les moyennes de COT3.9 en phase glace augmentent pendant les périodes de précipitations et "suivent" comme pour les inversions avec le canal NIR1.6 les périodes d'intensification des précipitations. Dans l'échelle de temps $T-T_{max}$, à -30 minutes, pour le diagramme en boîte des moyennes de COT3.9, on observe un Q1 de 12.5 et un Q3 de 24.6. Ces valeurs passent à 16.6 (pour Q1) et 45.5 (pour Q3) au T_{max} (Figure 4.14-e). Pour la synchronisation T_{seuil} , les Q1 et Q3 sont de 6 et 13.5 respectivement à -30 minutes et passent à 13.37 et 27.6 au T_{seuil} (Figure 4.14-f). Les moyennes de COT1.6 et COT3.9 évoluent de la même manière avec des valeurs fortes au moment des précipitations les plus intenses.

De manière générale, l'observation de valeurs de REFF3.9 inférieures à $15 \mu m$ et à $20 \mu m$ avant le T_{seuil} et le T_{max} et l'absence d'une augmentation linéaire significative de ces valeurs sont cohérent avec l'hypothèse qui consiste à relier les courants ascendants forts

pendant la période de grossissement des nuages convectifs avec la présence de faibles tailles de cristaux de glace au sommet de ces nuages (Senf *et al.*, 2015; Senf et Deneke, 2017; Rosenfeld *et al.*, 2008). En effet, les courants ascendants intenses ne permettraient pas aux cristaux de glace d’avoir suffisamment de temps pour grossir au sommet des nuages. Nous pensons qu’il serait tout de même préférable de tester cette hypothèse avec une mesure indépendante de l’intensité des courants ascendants et du cisaillement des vents pour les nuages convectifs malgré le fait qu’il est possible d’estimer l’intensité du courant ascendant par satellite via le refroidissement au sommet des nuages (Adler et Fenn, 1979; Hamada et Takayabu, 2016). Il faut rester prudent sur l’analyse des valeurs de REFF et de COT à cause des hypothèses utilisées dans les méthodes d’inversions et les différences qui peuvent exister d’un algorithme à un autre. Il est ainsi difficile de comparer une analyse temporelle de REFF et de COT d’une étude à l’autre. Pour illustrer le propos, on peut par exemple mentionner que Mecikalski *et al.* (2011) utilisent pour étudier les REFF et les COT le produit Optimum Cloud Analysis (OCA) d’EUMETSAT décrit dans Watts *et al.* (2011) et Poulsen *et al.* (2012). Cette méthode d’estimation optimale est différente d’une méthodologie du type de Nakajima et King (1990) comme SEV06-CLD. Néanmoins, l’augmentation des valeurs moyennes de COT en phase glace est cohérente avec les observations de Senf *et al.* (2015) et Mecikalski *et al.* (2011).

La sous-section suivante reprend l’analyse présentée ici mais pour les parties classées en phase liquide et indéterminée. Ces parties des systèmes suivis ne sont pas associées dans nos observations aux surfaces de précipitations sous les nuages pour les 35 cas d’étude mais représentent l’environnement de la formation des parties froides convectives et les nuages présents avant les premières précipitations. De plus, l’étude des REFF pour déterminer la coalescence des gouttes des nuages chauds en phase liquide a déjà été effectuée avec la mise en évidence d’un seuil caractéristique à $14 \mu\text{m}$ (Rosenfeld *et al.*, 2008). Nous pouvons rappeler également que le REFF1.6 et le REFF3.9 ne donnent pas la même information (au sommet ou plus en profondeur dans le nuage). Cette particularité et le rapport de ce type d’inversion ont été utilisé dans les travaux de Nakajima *et al.* (2010a,b) en plus du seuil de $14 \mu\text{m}$ pour mieux détecter la coalescence et le grossissement par condensation des gouttelettes.

4.4.2 Moyennes des REFF et COT en phase liquide et indéterminée

Dans SEV06-CLD, la détermination de la phase liquide ou indéterminée implique que la particule d’eau sera considérée comme une gouttelette d’eau liquide sphérique pour inverser les REFF et les COT. On analyse donc les moyennes de REFF et de COT des parties en phase liquide et indéterminée des systèmes nuageux suivis. Comme précédem-

4.4. ANALYSE TEMPORELLE DES MOYENNES DE REFF ET DE COT DE SEV06-CLD

ment, on a analysé les valeurs moyennes de REFF et de COT pour chaque canal infrarouge utilisé dans SEV06-CLD. On présente les résultats de la même manière que précédemment à travers une série de diagrammes en boîte.

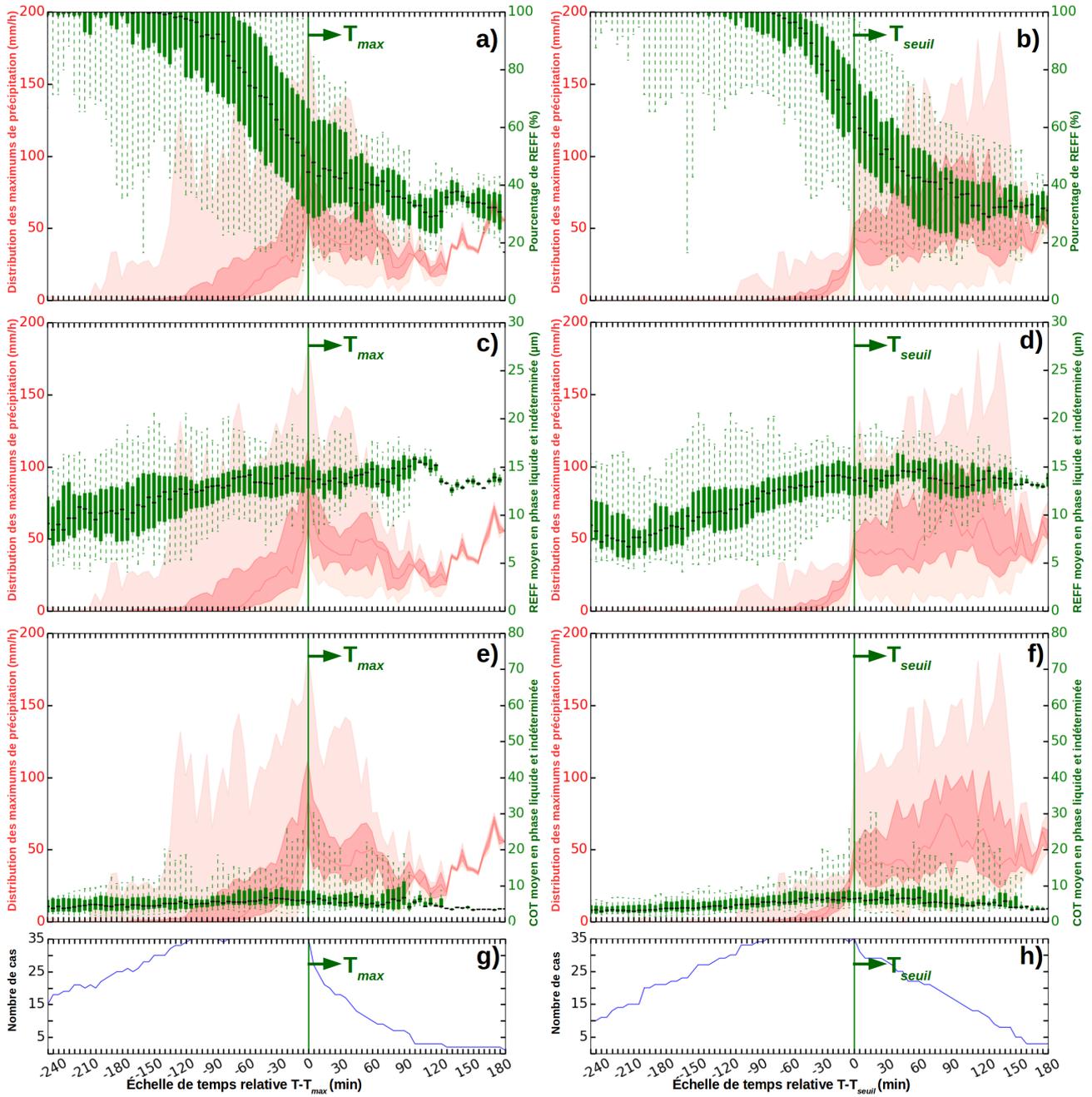


FIGURE 4.15 – Identique à la Figure 4.13 pour les inversions avec le canal NIR1.6 pour les parties des systèmes nuageux en phase liquide et indéterminée

4.4. ANALYSE TEMPORELLE DES MOYENNES DE REFF ET DE COT DE SEV06-CLD

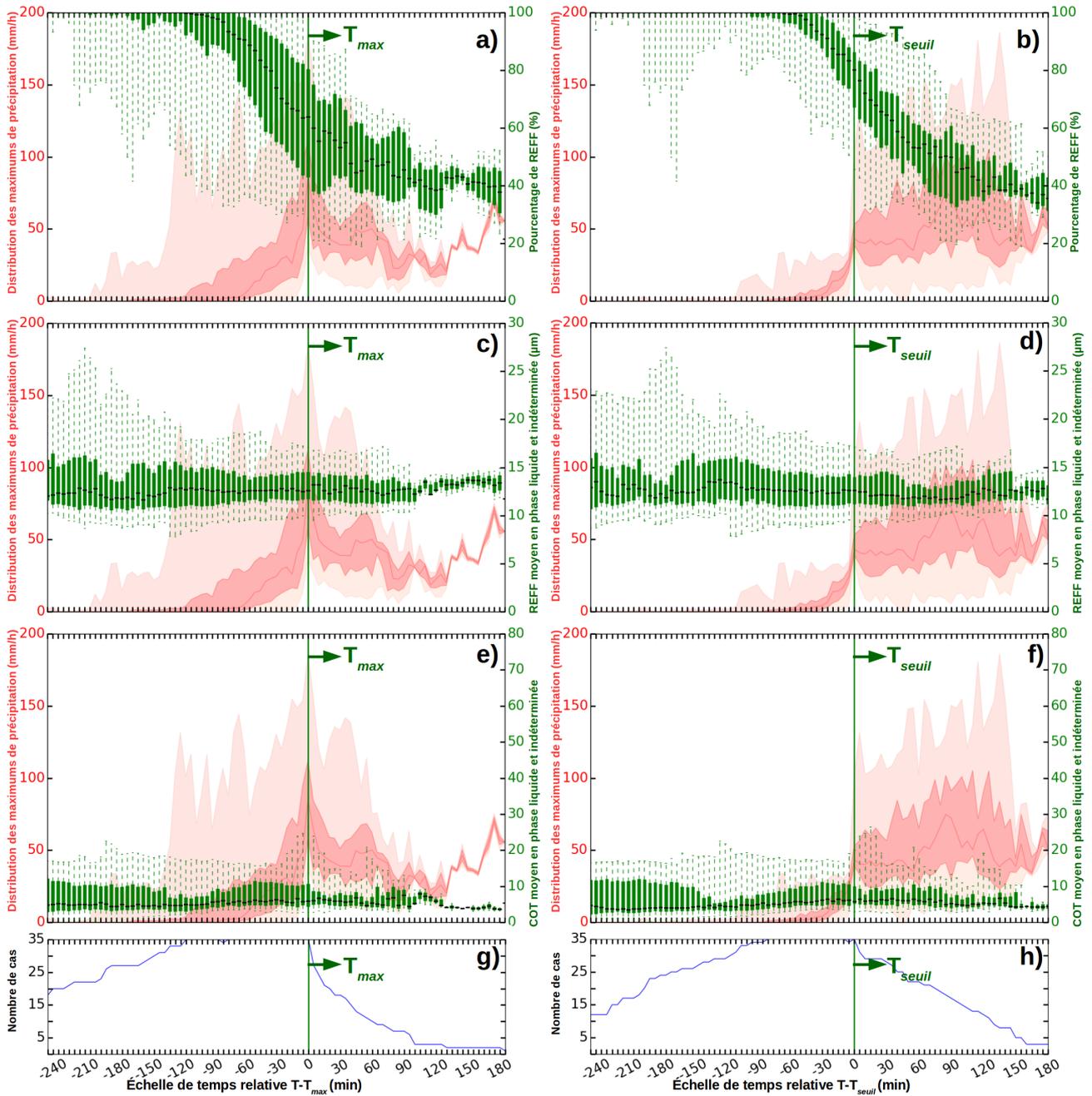


FIGURE 4.16 – Identique à la Figure 4.15 pour les inversions avec le canal IR3.9

On a analysé les inversions de REFF en phase indéterminée et liquide et en considérant la partie des systèmes nuageux suivis correspondant à ces deux phases. Nous n'avons pas comme pour l'étude des fractions de phase effectué une analyse des REFF en distinguant la phase indéterminée et la phase liquide. Ce choix se justifie par le fait que la phase indéterminée correspond dans SEV06-CLD du point de vue des inversions de REFF à une phase liquide. De plus, il ne s'agit que des cas où il y a des inversions de REFF en phase liquide ou indéterminée. Le nombre de cas impliqués dans la construction des diagrammes en boîtes est donc différent (Figure 4.15-g, h et Figure 4.16-g, h). Les diagrammes en boîte des pourcentages d'inversion de REFF1.6 et de REFF3.9 parmi l'ensemble des valeurs de REFF sont globalement similaires en terme d'évolution temporelle (Figure 4.15-a, b et Figure 4.16-a, b). Ce pourcentage est proche de 100% en dehors des périodes de précipitations pour les REFF3.9 et les REFF1.6 et diminue progressivement par la suite. La diminution observée est cohérente avec la période de glaciation observée précédemment. L'impact de la synchronisation est visible à travers l'analyse de l'écart interquartile. Pour les pourcentages de REFF1.6, on remarque un écart interquartile de presque 40% dans l'échelle de temps $T-T_{max}$ avec une médiane de 42% au T_{max} (Figure 4.15-a) alors que l'on a une médiane dépassant les 75% et un écart interquartile plus proche des 20% au T_{seuil} dans l'échelle de temps $T-T_{seuil}$ (Figure 4.15-b). Le même constat peut être fait pour les pourcentages de REFF3.9 (Figure 4.16-a, b). Rappelons que les temps de référence ne représentent pas la même étape dans le développement des nuages et qu'il faut en tenir compte quand on utilise la méthode de la synchronisation temporelle pour extraire un comportement moyen de l'évolution des propriétés des nuages.

On observe moins nettement des tendances pour les valeurs moyennes de COT et de REFF en phase liquide et indéterminée. Pour les moyennes de COT1.6, les valeurs sont faibles et il n'y a pas d'augmentation significative. Les valeurs sont majoritairement inférieures à 10 et la médiane est entre 3 et 6 la plupart du temps dans l'échelle de temps $T-T_{max}$ (Figure 4.15-e). On peut faire le même constat dans l'échelle de temps $T-T_{seuil}$ (Figure 4.15-f) et pour les inversions de COT3.9 (Figure 4.15-e, f). Les valeurs moyennes de REFF1.6 et REFF3.9 en phase liquide et indéterminée sont globalement inférieures aux valeurs en phase glace. Les valeurs de REFF en phase liquide et indéterminée se situent entre $10 \mu m$ et $15 \mu m$ et sont stables autour des temps de référence T_{seuil} et T_{max} (Figure 4.15-c, d et Figure 4.16-c, d). Cependant, les médianes des REFF1.6 présentent une légère augmentation de l'ordre de $3 \mu m$ sur période de 180 minutes avant le T_{max} et le T_{seuil} (Figure 4.15-c, d). Les travaux de Nakajima *et al.* (2010a,b) montrent que le rapport des inversions de REFF permet de différencier la coalescence du grossissement par condensation des gouttes. Malgré la différence observée entre les REFF1.6 et les REFF3.9, nous n'avons pas clairement différencié la coalescence des gouttes du grossissement par condensation. Les valeurs moyennes de REFF n'atteignent pas la plupart du temps la

valeur seuil de $14 \mu m$. On remarque pour les valeurs moyennes de REFF et de COT en phase liquide et indéterminée que les différences entre la synchronisation T_{max} et T_{seuil} sont moins marquées car ces valeurs ne sont pas sensibles aux périodes d'intensification des précipitations. L'effet du "recadrage" temporelle des périodes de précipitations en changeant de temps de référence influence moins les diagrammes en boîte. On peut rappeler que les surfaces nuageuses classées en phase liquide et indéterminée ne se situe pas au dessus des surfaces de précipitations mais sont présente avant les précipitations ce qui peut expliquer la difficulté de détection de la coalescence des gouttes. Les valeurs moyennes calculées ici englobent des nuages bas éloignés des parties convectives précipitantes. On exposera au chapitre 5 des pistes de réflexion pour l'analyse de l'environnement "proche" des zones de précipitations.

4.5 Analyse temporelle d'un paramètre morphologique pour les 35 cas d'étude : le CPAR

L'analyse de l'évolution temporelle du périmètre (P) et de la surface (S) des nuages suivis pour les 35 cas d'étude a été effectuée à travers l'étude du rapport P/S que nous nommons CPAR pour "Cloud Perimeter to Area Ratio". Historiquement, le périmètre et la surface calculés pour les nuages par satellite et pour les zones de précipitations par l'imagerie radar ont été utilisés pour déterminer la dimension fractale D des surfaces des nuages et de précipitations (Lovejoy, 1982). En moyenne, il a été montré dans ce travail que $P \propto S^{\frac{D}{2}}$ avec $D \approx 4/3$. Récemment, Batista-Tomás *et al.* (2016) ont montré récemment que la dimension fractale estimée de cette manière évolue dans le temps lors de l'analyse de la transition d'un nuage cumuliforme vers un type cirriforme. Ainsi, le périmètre et la surface des nuages dépendent de leur type. L'analyse des paramètres liés à la taille et à la forme des systèmes convectifs n'est pas nouvelle. Nous avons déjà illustré le calcul de l'ellipse équivalente d'un MCS dans l'étude de Kolios et Feidas (2013) au chapitre 2 à la section 2.3. On peut mentionner également le calcul des rayons équivalents des MCS et de leurs excentricités dans le suivi des MCS effectué par Machado *et al.* (1998). L'analyse de la surface des nuages s'est également révélée utile pour les systèmes convectifs tropicaux à travers le travail de Machado et Laurent (2004). Dans ce travail, il est mis en avant que l'expansion initiale du MCS peut être utilisée comme indicateur de sa durée de vie totale. De plus, les auteurs montrent dans leurs analyses que l'expansion en surface des systèmes convectifs tropicaux est un bon indicateur de l'activité convective dans le cycle diurne de la convection. Ils montrent également que le maximum d'expansion en surface est proche du temps correspondant au maximum de précipitations. Ce temps s'apparenterait au T_{max} dans nos études de cas. Machado et Laurent (2004) montrent aussi que la surface des nuages est impactée par la divergence des vents et les processus de condensa-

tion et d'évaporation au sommet des nuages. Senf et Deneke (2017) ont également étudié le développement de l'enclume des nuages précipitants et montrent une bonne corrélation entre le taux d'évolution de l'enclume des nuages, le maximum d'altitude des nuages et l'intensité maximale des précipitations. L'ensemble de ces études pousse à analyser la taille et la forme des nuages en plus des paramètres microphysiques et optiques examinés jusqu'à présent.

Dans l'étude des mouvements de convection, il faut prendre en compte en plus du courant ascendant l'entraînement et le déentraînement atmosphérique (Emmanuel, 1994) pages 97,479 et 540. L'entraînement et le déentraînement désignent les échanges d'air par mouvements horizontaux entre l'environnement et le courant ascendant nuageux. L'entraînement correspond généralement à la capture d'air sec par les courants ascendants humides des orages. L'étude du CPAR est motivée dans ce travail pour l'analyse des processus de mélange de l'air extérieur au nuage avec l'air intérieur au nuage à travers l'interface ciel clair/nuage. En modélisant la convection comme étant un simple panache ("plumes" en anglais) ou une ascendance thermique ("thermals" en anglais) et en fixant par exemple la forme du panache, il est possible d'exprimer l'entraînement comme étant inversement proportionnel au rayon du panache (Squires et Turner, 1962). On peut considérer cela comme à la base des paramétrisations de l'entraînement et du déentraînement pour la modélisation des cumulus convectifs (Turner, 1963; Dawe et Austin, 2013; de Rooy *et al.*, 2013).

Le travail pionnier de Turner (1963) propose que l'entraînement soit proportionnel au produit de la vitesse verticale du courant ascendant avec le périmètre de la coupe transversale du nuage. En supposant que le nuage est cylindrique, l'entraînement fractionnel à une hauteur donnée devient alors inversement proportionnel au rayon du nuage. Dans sa vue d'ensemble de l'entraînement et du déentraînement pour les cumulus convectifs, de Rooy *et al.* (2013) expriment l'entraînement en suivant le développement de de Rooy et Siebesma (2010) pour une modélisation de la convection correspondant à un panache sec s'élevant dans un environnement non turbulent comme suit (équation 10 de l'article de de Rooy *et al.* (2013)) :

$$\epsilon = \frac{P u}{S w} \quad (4.1)$$

ϵ représente l'entraînement fractionnel dont la dimension est l'inverse d'une distance, P et S sont respectivement le périmètre et la surface à une hauteur donnée du panache, w est la vitesse verticale du courant ascendant et u est la vitesse moyenne nette de l'entraînement à travers le périmètre du panache. Le rapport $\frac{u}{w}$ peut être considéré comme constant (Squires et Turner, 1962) mais de valeurs différentes suivant que l'on considère un panache

4.5. ANALYSE TEMPORELLE D'UN PARAMÈTRE MORPHOLOGIQUE POUR LES 35 CAS D'ÉTUDE : LE CPAR

ou une ascendance thermique (Turner, 1963; Morton *et al.*, 1956). Ainsi, en considérant la définition du CPAR que nous avons posé, on peut écrire à partir de l'équation 4.1 :

$$\epsilon \propto \text{CPAR}. \quad (4.2)$$

Un CPAR faible pourrait ainsi correspondre à un entraînement réduit et donc à un brassage réduit de l'air sec stable de l'environnement avec l'air humide instable dans le nuage. Dans ce cas, le cœur des nuages avec un CPAR faible serait plus isolé de l'environnement en ciel clair et l'on peut s'attendre à une plus forte probabilité de précipitations intenses. Cependant, les nuages ne peuvent pas être réduits à un simple panache ou une ascendance thermique et les processus de mélange des masses d'air aux bords des nuages sont complexes (de Rooy *et al.*, 2013; Dawe et Austin, 2013; Glenn et Krueger, 2017). Malgré cela, le CPAR reste une mesure dépendante de l'interface des systèmes nuageux avec le ciel clair environnant où s'effectuent ces processus. De plus, les petites cellules nuageuses tendent à fusionner en un plus gros système pendant le développement d'un orage (Byers et Braham, 1949) ce qui tend à réduire le CPAR. Ce type d'interaction des nuages entre eux et la fusion des cellules convectives peuvent impacter les caractéristiques des systèmes convectifs et mener à des précipitations intenses (Moseley *et al.*, 2016; Sinkevich et Krauss, 2014).

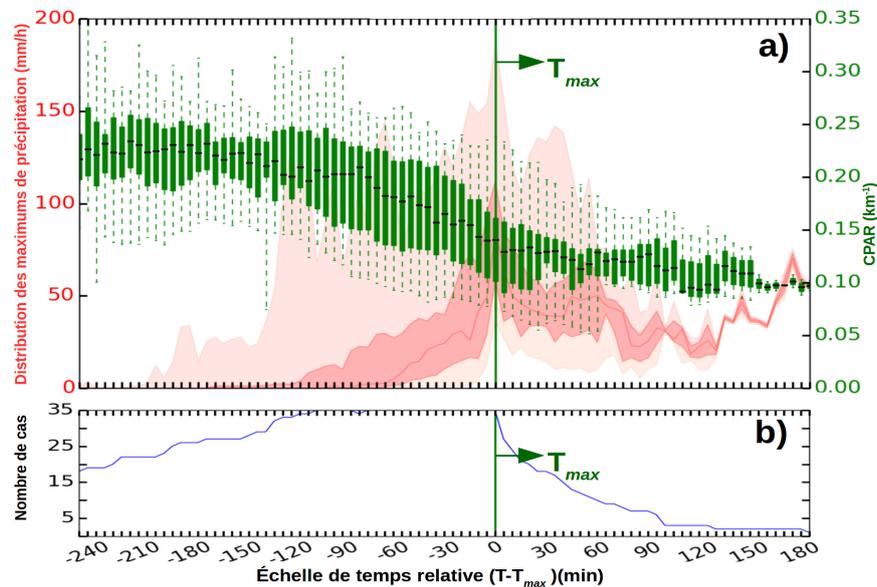


FIGURE 4.17 – Analyse temporelle des CPAR. a) diagrammes en boîte des valeurs de CPAR pour la synchronisation T_{max} . b) nombre de cas impliqués dans la construction des diagrammes en boîte de a).

La Figure 4.17-a montre comme pour les autres paramètres, les diagrammes en boîte

4.5. ANALYSE TEMPORELLE D'UN PARAMÈTRE MORPHOLOGIQUE POUR LES 35 CAS D'ÉTUDE : LE CPAR

des valeurs de CPAR pour les 35 cas d'étude synchronisés avec le T_{max} . Le nombre de cas d'étude où l'on a estimé le CPAR est également indiqué (Figure 4.17-b). Pour les 35 cas d'étude, nous rappelons que l'indice qualité défini dans notre méthode de suivi des nuages est de zéro sur une période d'au moins 100 minutes avant les temps T_{max} et T_{seuil} dans les deux échelles de temps. Cela permet de s'assurer d'une estimation optimale des périmètres et des surfaces des nuages suivis et donc des valeurs de CPAR. Il faut mentionner qu'il existe des situations où le CPAR n'est pas calculable à cause d'un nombre de pixels nuageux très faible (1 ou 2 pixels nuageux). Par conséquent, le nombre de cas de la Figure 4.17-b est très légèrement inférieur au nombre de cas considérés pour l'étude des types de nuage, des moyennes de CTT, de la phase et des distributions des maximums de précipitations.

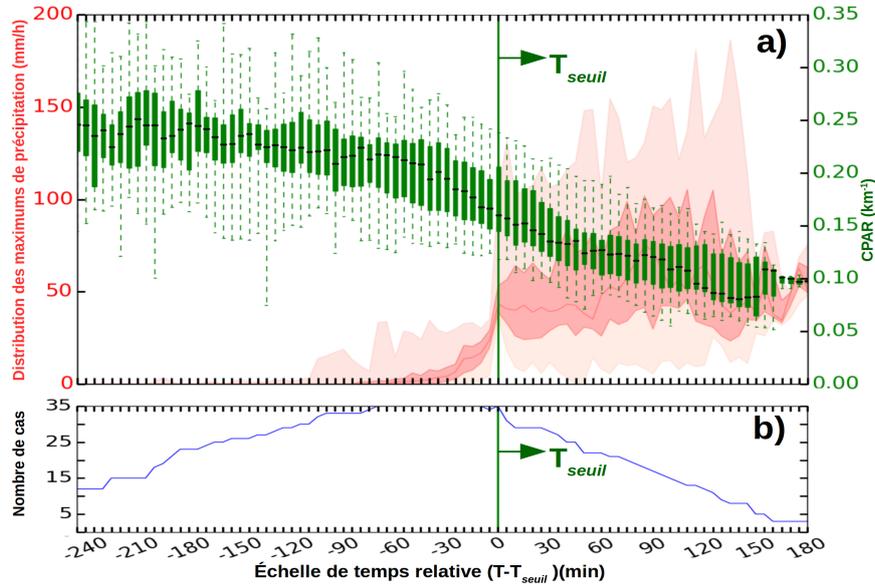


FIGURE 4.18 – Identique à la Figure 4.17 avec la synchronisation T_{seuil}

La Figure 4.18 présente les résultats dans l'échelle de temps $T-T_{seuil}$. Sur cette figure, on observe que les valeurs de CPAR diminuent sur une période entre -60 minutes avec une médiane de 0.21 km^{-1} et +50 minutes avec une médiane de 0.12 km^{-1} . On peut faire le même type d'observation pour la Figure 4.17 avec la synchronisation T_{max} mais avec un écart interquartile généralement plus large. Ainsi, les valeurs médianes passent de 0.21 km^{-1} à 0.13 km^{-1} entre -80 minutes et +10 minutes dans l'échelle de temps $T-T_{max}$ (Figure 4.17-a)

En synchronisant temporellement nos 35 cas d'étude avec T_{max} et avec T_{seuil} , on a identifié une période de diminution du CPAR qui correspond à la période d'intensification des

précipitations, de refroidissement et de glaciation des systèmes nuageux que nous avons analysés aux sections précédentes. Nos estimations du CPAR montrent que celui-ci décroît pendant la formation des parties glacées et de l'enclume des nuages quand les pluies s'intensifient. Cela pourrait être la conséquence d'une diminution de l'entraînement comme nous l'avons évoqué précédemment.

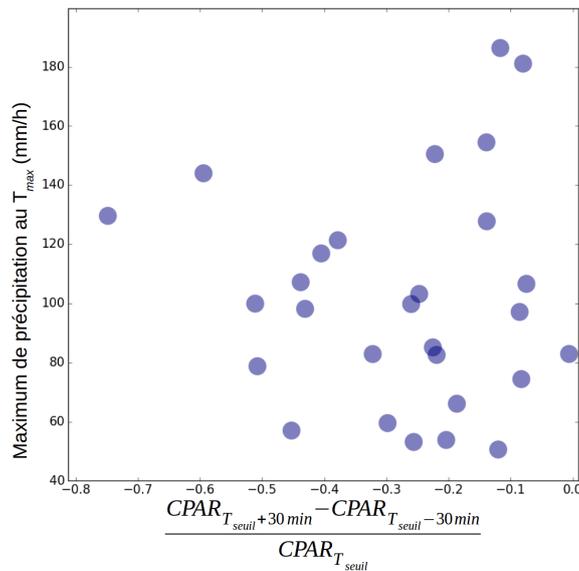


FIGURE 4.19 – Nuage de points des maxima de précipitations au T_{max} en fonction de la différence de CPAR à $T_{seuil}+30$ minutes et $T_{seuil}-30$ minutes normalisée par la valeur du CPAR au T_{seuil} pour 28 cas parmi les 35 où l'intervalle temporel est défini

La Figure 4.19 représente les maximums de précipitation (valeurs au T_{max}) en fonction de la différence de CPAR sur une période de 60 minutes de part et d'autre de T_{seuil} pour 28 cas parmi les 35 cas où cette période est définie. On rappelle que les périodes de suivi sont hétérogènes entre les cas d'étude et il n'y a pas nécessairement une demi-heure de suivi après le T_{seuil} . C'est une représentation au cas par cas sans calcul de distribution et donc sans effet de synchronisation. La Figure 4.19 présente surtout l'avantage de confirmer la diminution du CPAR au cas par cas. On observe bien une différence négative sur cette période mais avec une grande diversité de valeurs aussi bien pour les différences de CPAR que pour les valeurs de précipitation au T_{max} . Nous précisons que le T_{max} ne se situe pas nécessairement dans la période analysée autour du T_{seuil} . De plus, il est vraisemblable que les nuages suivis ne sont pas tous au même stade d'évolution sur cette période. Il est donc difficile d'établir un lien qualitatif entre les valeurs de gradient et les précipitations maximales à un temps spécifique comme le T_{max} . Néanmoins, la décroissance du CPAR est confirmée sur les périodes de formation des premières précipitations et pendant leurs intensifications. Le CPAR pourrait être envisagé et étudié en plus des autres paramètres comme étant un possible précurseur des périodes de précipitations intenses et pour confirmer le lien possible avec l'entraînement. Le CPAR diminue donc sur les périodes de glaciation, de refroidissement au sommet et d'augmentation des valeurs moyennes de COT que nous avons observé précédemment pour les 35 cas précipitants.

La section suivante illustre l'application de notre algorithme de suivi à des cellules de nuages convectifs idéalisés simulés par un modèle de méso-échelle afin d'étudier l'évolution du CPAR, de la température et des REFF en phase glace.

4.6 Simulation de cellules convectives précipitantes idéales avec RAMS

Dans cette section, nous appliquons notre méthode de suivi et d'analyse temporelle à des simulations idéalisées de systèmes précipitants et convectifs à partir d'un modèle numérique à échelle convective. L'objectif n'est pas de fournir une comparaison avec ce que nous avons observé par satellite avec les 35 cas d'étude mais plutôt de tester si les processus de déclenchement de la convection impactent les valeurs de CPAR, la glaciation du nuage et les valeurs moyennes de CTT et de REFF. Nous voulons également également de montrer la faisabilité de l'utilisation de notre méthode de suivi sur les sommets de nuages simulés. Nous utilisons pour cela le modèle RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) décrit dans Cotton *et al.* (2003); Saleeby et van den Heever (2013). Trois simulations ont été initialisées en choisissant un environnement homogène typique des latitudes moyennes proposé et décrit par Weisman et Klemp (1982); Takemi (2007). La résolution horizontale est de 4 km (identique à SEVIRI) sur une grille de 100×100 points. La résolution verticale a été étendue de 50 m proche du sol jusqu'à 400 m dans la partie haute de la troposphère sur un total de 62 niveaux. RAMS emploie un schéma microphysique de type volumique ("bulk" en anglais) à deux moments (Walko *et al.*, 1995; Meyers *et al.*, 1997; Saleeby et Cotton, 2004) avec 8 types d'hydrométéores : bruine, eau nuageuse, pluie, graupel, glace primaire ("pristine ice"), agrégat et grêle ce qui permet de représenter en détail de nombreux processus microphysiques (nucléation, déposition de vapeur, congélation, collision/coalescence, collection/agrégation, fonte et givrage). Nous avons utilisé comme Weisman et Klemp (1982) des fonctions analytiques pour initialiser les profils de températures potentielles et d'humidités relatives typiques des latitude moyennes avant le développement des orages convectifs :

$$\theta_{env}(z) = \begin{cases} \theta_0 + (\theta_{tr} - \theta_0) \left(\frac{z}{z_{tr}}\right)^{\frac{5}{4}}, & \text{avec } z \leq z_{tr} \\ \theta_{tr}(z) \exp\left(\frac{g}{c_p T_{tr}}(z - z_{tr})\right), & \text{avec } z > z_{tr} \end{cases}$$

$$RH(z) = \begin{cases} 1 - 0.75 \left(\frac{z}{z_{tr}}\right)^{\frac{5}{4}}, & \text{avec } z \leq z_{tr} \\ 0.25 - 2 \times 10^{-5} \times (z - z_{tr}), & \text{avec } z > z_{tr} \end{cases}$$

z_{tr} , T_{tr} et θ_{tr} sont respectivement l'altitude, la température et la température potentielle à la tropopause. θ_0 est la température potentielle de surface. Les conditions environnementales sont identiques pour les trois simulations. Nous avons fixé la température de surface

à 300 K, l'altitude de la tropopause à 12 km avec une température et une température potentielle de 213 K et 343 K respectivement. En suivant Takemi (2007), l'humidité en dessous de 1.5 km a été fixée vers une valeur constante de 16 g kg^{-1} dans le but de représenter une couche limite bien mélangée. Le profil de vent d'ouest diminue de 10 ms^{-1} au sol à 2 m s^{-1} à 2.5 km d'altitude et il est constant au-delà de cette altitude. Ainsi, la CAPE est de 3600 J kg^{-1} pour chacune des trois simulations.

Pour simuler une ascendance verticale, il est nécessaire de déclencher la convection profonde. Nous introduisons une "bulle" chaude pour la première simulation (i), une convergence des vents de basses couches pour la seconde simulation (ii) et un forçage orographique pour la troisième simulation (iii). La "bulle" chaude correspond à une perturbation dans les profils de température potentielle et d'humidité de $+2\text{K}$ et $+10\%$ respectivement jusqu'à l'altitude de 1.5km et sur une surface de 64 km^2 . La convergence des vents est inspirée de Loftus *et al.* (2008). Il s'agit d'une divergence d'amplitude de -10^{-6}s^{-1} à la surface, diminuant linéairement vers zéro à 1.5 km d'altitude toujours pour une surface de 64 km^2 . Le forçage orographique est représenté par une courbe d'Agnesi qui imite la forme d'une colline en pente douce atteignant une hauteur maximale de 1500 m. RAMS définit par défaut le sommet du nuage grâce à un seuil sur le rapport de mélange de 0.02 g.kg^{-1} . Nous examinons dans ce travail uniquement le sommet des nuages déterminé dans simulations de RAMS pour avoir une étude des propriétés moyennes des nuages au sommet et appliquer notre méthode de suivi. Nous n'utilisons pas de code de transfert radiatif couplé pour simuler les canaux de SEVIRI et appliquer les méthodes d'inversion de SEV06-CLD. Ainsi, il ne s'agit pas d'une comparaison avec les observations satellites. Le REFF pour les cristaux de glace est obtenu via une paramétrisation (Wyser, 1998). Ainsi, à partir de l'IWC et de la température, nous pouvons obtenir un REFF en phase glace. Nous avons analysé pour les manières de déclencher la convection l'évolution des paramètres CPAR, le pourcentage de REFF en phase glace, les valeurs moyennes des REFF des cristaux de glace et les valeurs moyennes de CTT. Nous rappelons que la comparaisons avec les observations satellite n'est pas l'objectif de ce travail. Il s'agit simplement d'appliquer la technique de suivi et d'observer pour les simulations les propriétés au sommet des nuages observable par satellite afin de poser la base d'une méthodologie d'analyse utilisable pour les modèle de résolution des nuages convectifs.

4.6. SIMULATION DE CELLULES CONVECTIVES PRÉCIPITANTES IDÉALES AVEC RAMS

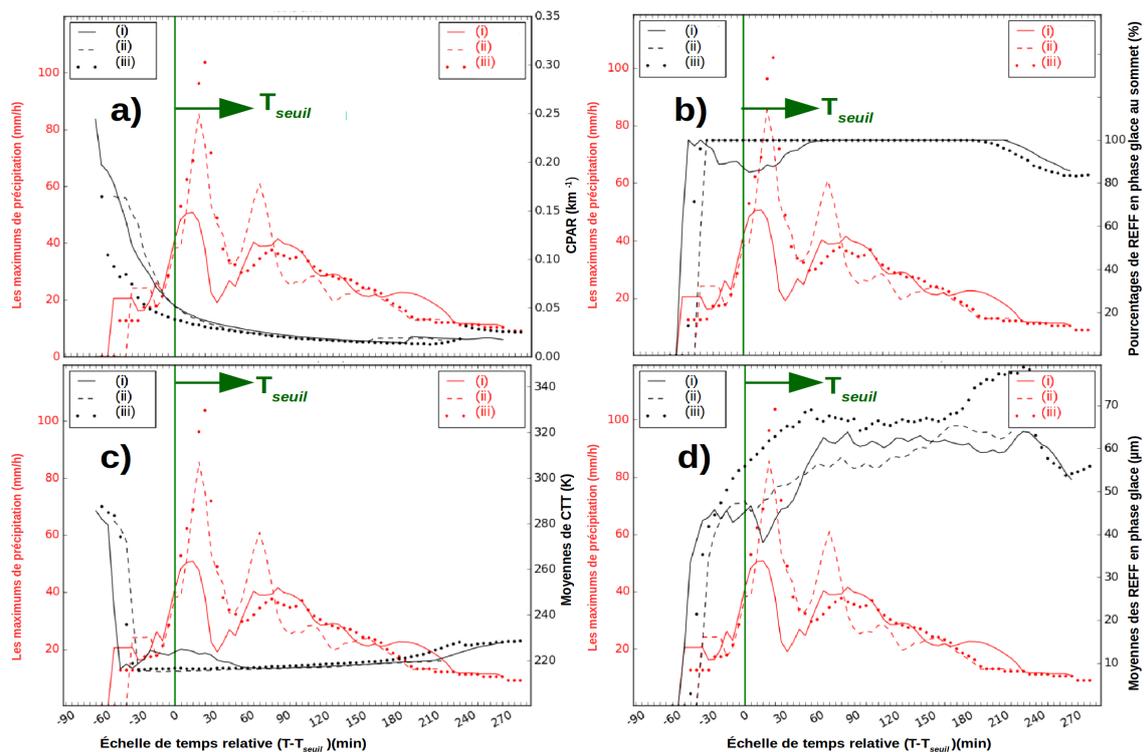


FIGURE 4.20 – Les trois simulations de RAMS de nuage convectif avec différents déclenchement de la convection : (i) "bulle" chaude, (ii) convergence des vents dans les basses couches et (iii) le forçage orographique. Les courbes rouges représentent les maxima des taux de précipitation instantanés au sol sous les nuages simulés. a) les estimations de CPAR, b) les pourcentages de REFF en phase glace au sommet des nuages simulés, c) les moyennes de CTT et d) les moyennes de REFF en phase glace. L'ensemble est synchronisé suivant un T_{seuil} fixé à 36 mm/h comme précédemment.

La Figure 4.20 présente les évolutions de CPAR, de pourcentage de REFF au sommet des simulations, des moyennes de température pour l'ensemble des cellules simulées et les moyennes de REFF en phase glace. On présente également l'évolution des maxima de précipitations sous les nuages simulés. Les résultats ne sont pas présentés sous la forme d'une série de diagrammes en boîte et il n'y a donc pas de constructions statistiques à partir de ces simulations, car il n'y a que trois simulations. Nous avons choisi de représenter les évolutions temporelles dans l'échelle de temps $T - T_{seuil}$.

On observe une augmentation rapide des moyennes de REFF en phase glace (Figure 4.20-d), des pourcentages de REFF en phase glace au sommet du nuage (Figure 4.20-b) tandis que les températures moyennes de CTT (Figure 4.20-c) et les valeurs de CPAR diminuent (Figure 4.20-a). Il faut noter qu'il ne s'agit ici que de simulations des parties convectives des nuages et il n'y a pas de couverture nuageuse de basse altitude autour de ces cellules convectives contrairement aux observations satellites. La manière dont on déclenche la convection impacte les valeurs et introduit des différences dans les évolutions temporelles des paramètres calculés. Une période courte entre 5 et 10 minutes est notée pour atteindre la glaciation complète au sommet des nuages (Figure 4.20-b) pour la "bulle" chaude (i) et le forçage orographique (iii). Il y a des différences de valeurs et d'évolutions temporelles sur les 30 minutes avant le T_{seuil} pour l'ensemble des paramètres. Par exemple, le maximum de précipitations pendant la durée de suivi atteint 49 mm/h pour (i) et est supérieur à 100 mm/h pour (ii) avec un REFF moyen en phase glace qui atteint ensuite les 63 μm (Figure 4.20-d). Nous rappelons qu'il s'agit d'une paramétrisation utilisée pour les REFF ce qui peut expliquer ces valeurs élevées. Il y a également des valeurs moyennes de REFF en phase glace supérieures pour (iii) sur les périodes après le T_{seuil} . Les différences sont moins prononcées pour les valeurs de CPAR et les moyennes de CTT en dehors de la période d'analyse avant le T_{seuil} (Figure 4.20-a, c). Globalement, la nature du déclenchement de la convection dans les simulations de RAMS impacte l'évolution temporelle et les valeurs des paramètres considérés dans notre analyse des nuages précipitants. Ces paramètres sont donc sensibles aux processus de convection des nuages. Ce travail montre surtout la faisabilité d'utiliser une unique méthode de suivi temporelle pour les satellites géostationnaires et les modèles. Les simulations effectuées ne simulent que des cas précipitants et la convection profonde et ne peuvent être comparées aux observations satellites. Afin de vérifier que ce que nous avons observé pour l'évolution des propriétés au sommet des nuages précipitants correspond à une période d'intensification des précipitations, nous avons intégré l'analyse avec SEVIRI de cas non-précipitants.

La section qui suit reprend une analyse similaire à celle que nous avons effectuée pour les 35 cas d'étude mais cette fois-ci pour 31 cas d'étude non précipitants. En définissant un nouveau temps de référence pour la synchronisation temporelle non basé sur les précipitations, on a mis côte à côte les évolutions des types de nuages, de la classification de phase, des moyennes de CTT, de REFF et de COT ainsi que les valeurs de CPAR pour les 31 cas non précipitants et les 35 cas d'étude précipitants.

4.7 Analyse temporelle de cas non précipitants et comparaisons avec les cas précipitants

Dans cette section, on utilise un nouveau temps de référence non basé sur les précipitations pour la synchronisation pour synchroniser les 35 cas d'études précipitants et 31 autres cas d'étude non précipitants. Afin de pouvoir comparer les cas précipitants et non précipitants on ne fait plus varier le temps de référence et on utilise uniquement ce nouveau temps de référence. L'analyse présentée ici à deux objectifs : observer les effets d'un temps de référence non défini par un taux de précipitations sur les 35 cas précipitants étudiés précédemment et observer les différences avec les cas non précipitants. Le nouveau temps de référence que nous nommons T_d est le temps de détection des cellules nuageuses dans notre méthodologie de suivi en remontant le temps. Ce temps correspond donc au temps de lancement du suivi en remontant le temps des cellules quand elles ont une taille comprise entre 3500 km^2 et 15000 km^2 . C'est en fait le temps de détection de la BS dans notre méthodologie de suivi et de détection des nuages isolés (chapitre 3 section 3.7.1). Dans l'ordre chronologique ordinaire, le T_d correspond à l'heure la plus avancée des périodes de suivi. L'analyse qui suit va reprendre les figures de diagrammes en boîte des valeurs moyennes de CTT, l'analyse de la typologie des nuages et des maxima de précipitations pour les 35 cas précédemment étudiés et les nouveaux cas non précipitants. Dans cette section, on utilise exclusivement la synchronisation T_d et on ne fait pas varier la synchronisation temporelle.

Trente et un cas sans précipitations ont été détectés d'une manière similaire aux 35 cas d'étude sans pour autant utiliser l'information complémentaire des vigilances de Météo-France. Néanmoins, les bulletins météorologiques non présenté ici n'indique pas de précipitations pour ces cas d'étude. Il n'y a aucune différence dans la sélection sauf que l'on ne peut déterminer de seuil de précipitation car il n'y a pas dans les données PANTHERE de précipitations associées à ces systèmes nuageux. Nous avons tout de même utilisé la même méthodologie de détection que celle présentée précédemment dans la Figure 4.4 de la section 4.1. La procédure de détection et de suivi est strictement identique pour les 31 cas d'étude à la seule différence qu'il n'y a pas de précipitations pour ces suivis.

4.7.1 Les maxima de précipitations, les types de nuages et les moyennes de CTT

On reprend tous d'abord l'analyse de la typologie des nuages en synchronisant les cas d'étude avec le T_d . La Fig.4.21 de la page suivante reprend la présentation de la Fig.4.12 avec les courbes empilées des moyennes en pourcentage des fractions des nuages classés par type pour les 31 cas non précipitants (Fig.4.21.a) et les 35 cas précipitants synchronisés

4.7. ANALYSE TEMPORELLE DE CAS NON PRÉCIPITANTS ET COMPARAISONS AVEC LES CAS PRÉCIPITANTS

avec T_d (Fig.4.21.b). On y a ajouté la distribution des maxima de précipitations pour les 35 cas synchronisés avec T_d (Fig.4.21.d).

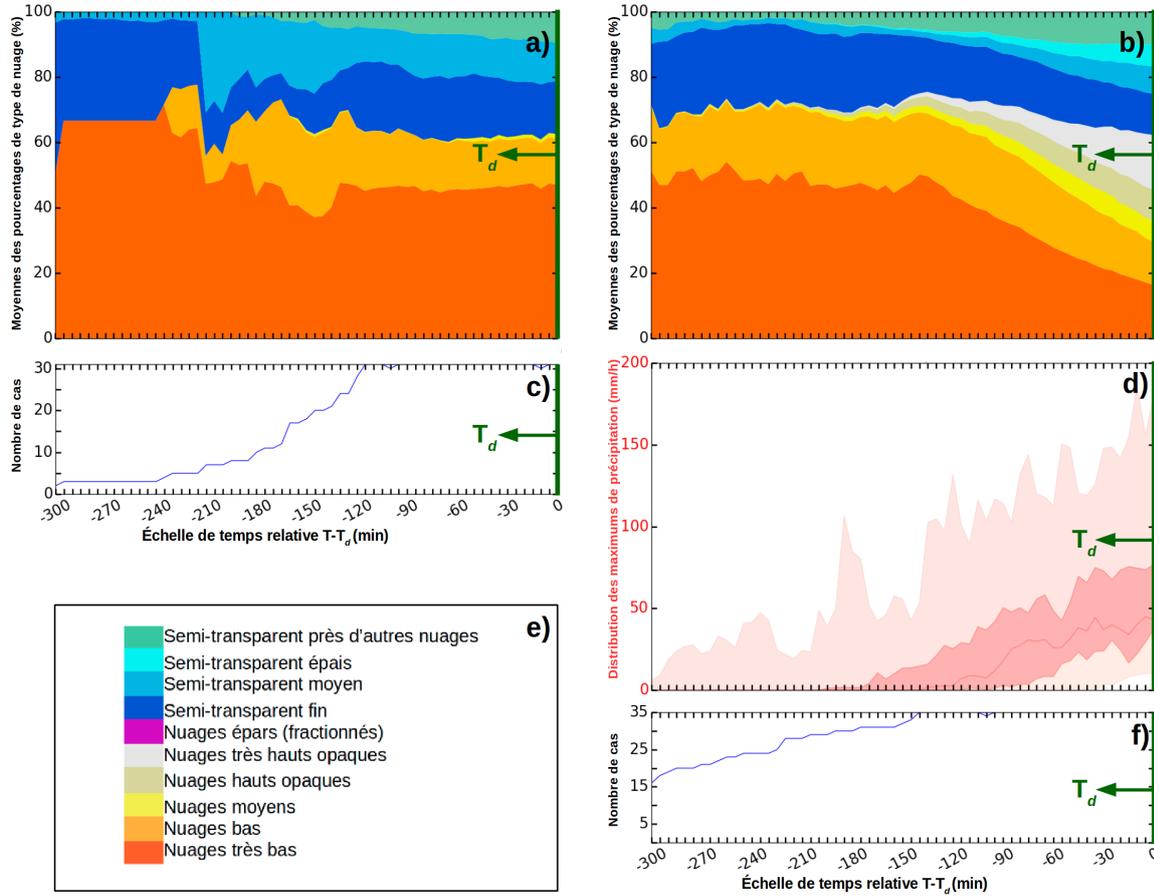


FIGURE 4.21 – Analyse de la typologie du produit CT du SAFNWC similaire à la Fig.4.12. a) Courbes empilées des moyennes en pourcentage des fractions de système nuageux classés par type avec la synchronisation T_d pour les 31 cas non précipitants. b) Même chose pour les 35 cas avec des précipitations. Le T_d est indiqué comme précédemment par des barres horizontales vertes. d) Distribution des maxima de précipitations des 35 cas synchronisés avec T_d . c) et f) sont les cas considérés dans la construction de a), b) et d) pour les 31 cas non précipitants et les 35 cas précipitants respectivement. En e), on a indiqué les couleurs pour les types de nuages pour a) et b).

4.7. ANALYSE TEMPORELLE DE CAS NON PRÉCIPITANTS ET COMPARAISONS AVEC LES CAS PRÉCIPITANTS

Le T_d est soit identique au T_{max} ou après celui-ci dans l'évolution des cas précipitants ce qui explique l'allure de la distribution des maxima de précipitation. Dans l'échelle de temps $T-T_d$, la médiane de cette distribution passe d'environ 0mm/h à 48 mm/h sur 180 minutes avant le T_d et les Q1 et Q3 augmentent également sur cette période (Fig.4.21.f). Il y donc une période de précipitations pour la majorité des 35 cas d'étude sur cette période de temps. Par rapport au T_{seuil} précédemment utilisé pour les 35 cas d'étude, le T_d ne sépare pas efficacement les périodes de précipitations et les périodes sans précipitations, cela est visible dans la variabilité des valeurs de maximums de précipitation avec des valeurs allant de 4 mm/h à plus de 170 mm/h sur la demi-heure avant T_d (Fig.4.21.f).

Les types de nuages sont différents entre les 31 cas non précipitants (Fig.4.21.a) et les 35 cas précipitants (Fig.4.21.b). On remarque une diminution du type nuages très bas et une augmentation des types nuages moyens, hauts opaques et très hauts opaques pour les cas précipitants qui coïncident à la période d'augmentation des précipitations (Fig.4.21.b).

Ce type de comportement n'est pas observé avec les 31 cas sans précipitations (Fig.4.21.a). On observe la présence des types semi-transparentes en proportion stable pour les cas non précipitants comme précipitants. Pour les 35 cas d'étude précipitants, la synchronisation T_d ne fait que "recaler" la période de pluie avec la période d'augmentation des nuages moyens, hauts opaques et très hauts opaques que l'on avait déjà observé avec le T_{seuil} et le T_{max} . Pour les 31 cas non précipitants, ces types de nuages sont absents ou présents en proportion faible.

4.7. ANALYSE TEMPORELLE DE CAS NON PRÉCIPITANTS ET COMPARAISONS AVEC LES CAS PRÉCIPITANTS

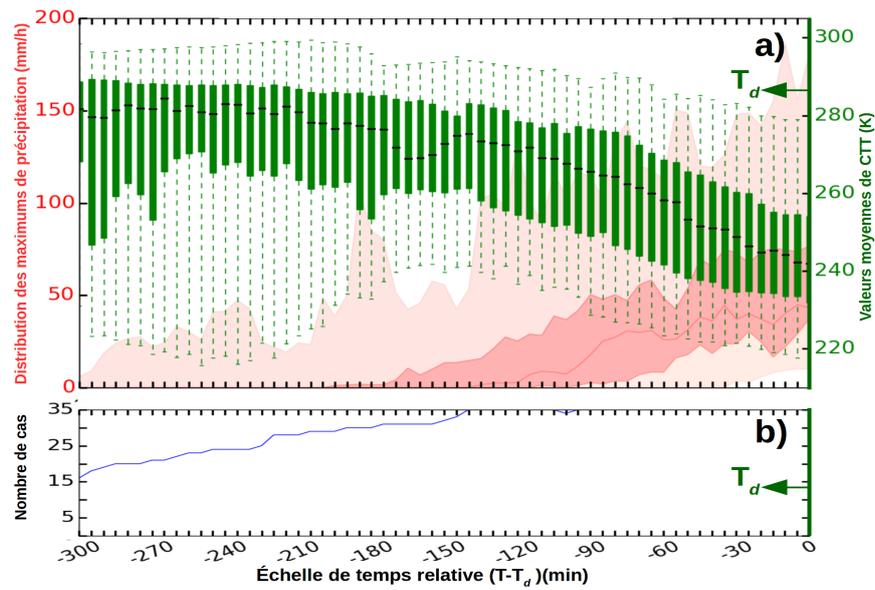


FIGURE 4.22 – a) Diagrammes en boîte des valeurs moyennes de CTT du produit CTTH du SAFNWC pour les 35 cas précipitants synchronisés avec T_d . La boîte verte indique l'écart interquartile, le trait noir horizontal à l'intérieur de la boîte indique la médiane et les traits verticaux en pointillés vont du minimum au maximum. La distribution des maxima de précipitations est représentée en arrière plan comme précédemment. b) le nombre de cas considérés dans la construction des diagrammes en boîte. Il s'agit du nombre de cas suivis par rapport à T_d

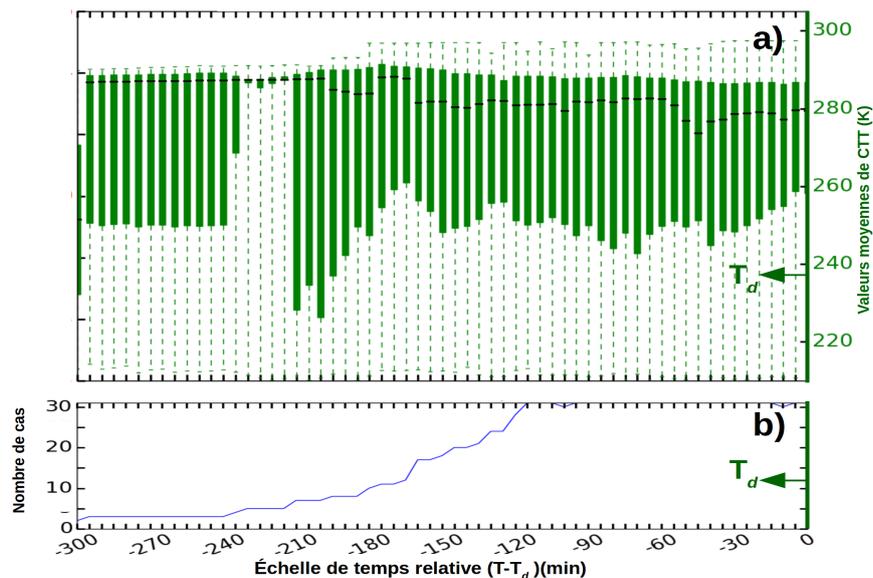


FIGURE 4.23 – Identique à la Figure 4.22 mais pour les 31 cas d'étude non précipitants

Les diagrammes en boîte des valeurs moyennes de CTT sont présentés pour les cas précipitants (Figure 4.22) et les cas non précipitants (Figure 4.23). Comme pour les types de nuages, la période de refroidissement coïncide avec la période d'augmentation de l'intensité des précipitations. Les médianes passent de valeurs supérieures à 270 K et diminuent progressivement vers 240 K sur une période de 180 minutes avant le T_d (Figure 4.22-a). La diminution n'existe pas pour les 31 cas non précipitants avec des valeurs médianes proches de 280 K et des écarts interquartiles importants sur la période d'analyse sans diminution notable des valeurs moyennes de CTT (Figure 4.23-a).

Globalement, on retrouve avec la synchronisation T_d une période d'intensification des précipitations correspondant à une période de refroidissement et une période d'augmentation en proportion de types de nuages spécifiques. Ces comportements temporels ne sont pas observés pour les cas non précipitants. Au niveau de la construction d'un comportement à partir d'un composite de cas, l'utilisation de T_d impacte les diagrammes en boîte sur la variabilité des valeurs moyennes, des maximums et des proportions mais on garde une analyse similaire en inter-comparant les types, les CTT et les précipitations.

4.7.2 Analyse de la phase thermodynamique, des moyennes de REFF et de COT

Nous analysons ici la phase thermodynamique et les valeurs moyennes de REFF et de COT. La Fig.4.24 propose une présentation en diagramme en boîte similaire à la Figure 4.9 des pourcentages de systèmes nuageux en phase liquide, indéterminée et en phase glace en considérant l'ensemble de la surface nuageuse des suivis. La différence est que l'on présente d'un côté les cas non précipitants (la première colonne de figures) et d'un autre les cas précipitants (la deuxième colonne de figures) tous synchronisés avec le T_d .

4.7. ANALYSE TEMPORELLE DE CAS NON PRÉCIPITANTS ET COMPARAISONS AVEC LES CAS PRÉCIPITANTS

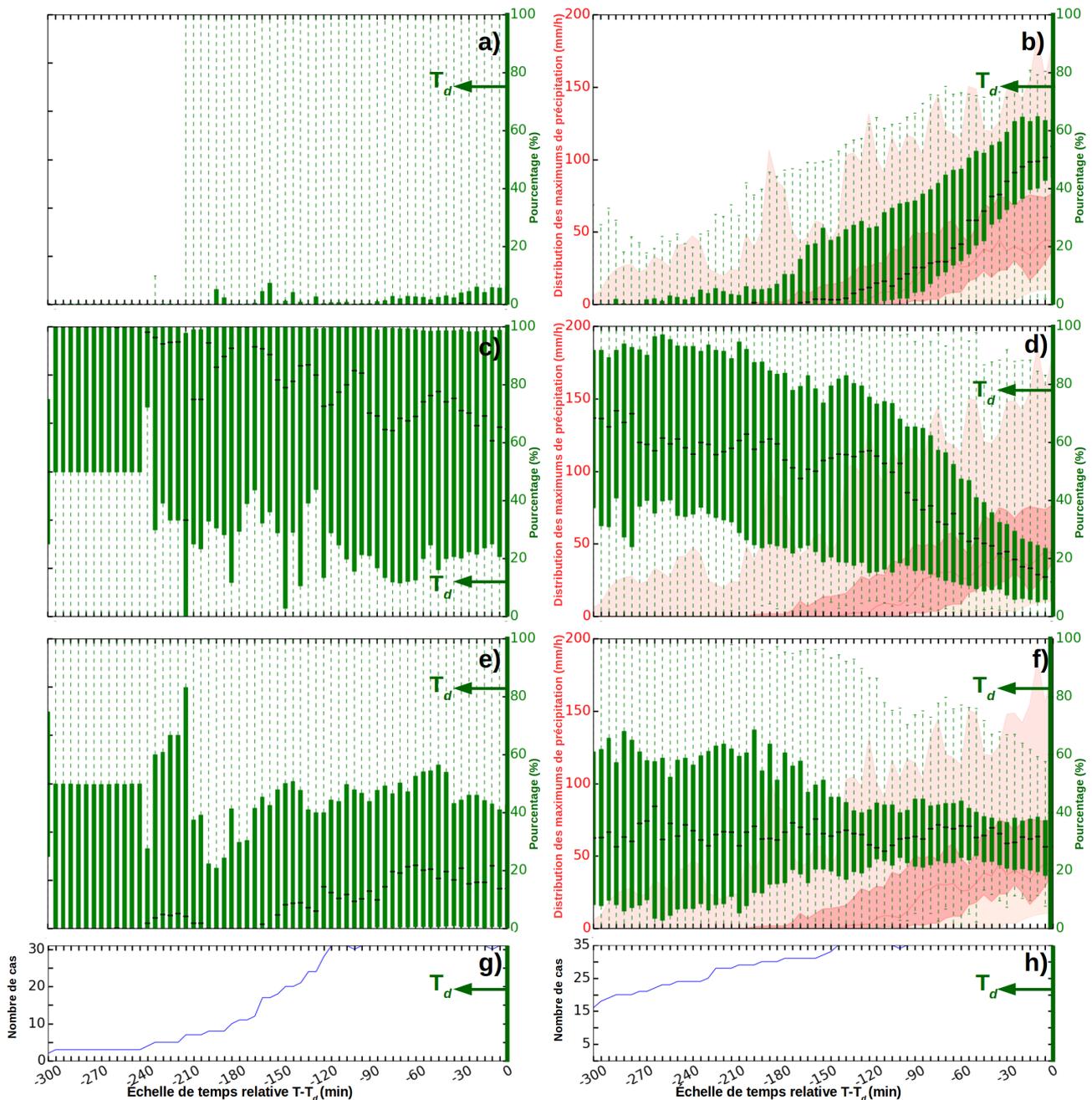


FIGURE 4.24 – Diagrammes en boîte des fractions (en pourcentage) de systèmes nuageux suivis classés au sommet : en phase glace pour a) et b), en phase liquide pour c) et d) et en phase indéterminée pour e) et f). g) et h) correspondent à l'évolution du nombre de cas considérés dans la construction des diagrammes en boîte. Comme pour les figures précédentes, il s'agit du nombre de cas suivis par rapport à la synchronisation temporelle. La colonne de gauche correspond aux cas non précipitants et celle de droite aux 35 cas précipitants. Tous les cas d'étude sont synchronisés suivant T_d .

4.7. ANALYSE TEMPORELLE DE CAS NON PRÉCIPITANTS ET COMPARAISONS AVEC LES CAS PRÉCIPITANTS

La proportion des nuages en phase glace pour les cas non précipitants est assez faible avec des médianes proches de 0% et des Q3 inférieurs à 10% sans augmentation significative de la proportion en phase glace dans les diagrammes en boîte de la Figure 4.24-a. On observe donc pour les 31 cas sans précipitations, des nuages classés en phase liquide et indéterminée mais avec des proportions très variables. L'écart interquartile de ces pourcentages dépasse très largement les 50% la plupart du temps sur toute la période d'analyse pour la phase eau liquide (Figure 4.24-c). Il y a une proportion non négligeable de ces cas d'études en phase indéterminée mais très variable d'un cas à l'autre avec un écart interquartile généralement supérieur à 40% (Figure 4.24-e). Il est difficile d'observer une tendance temporelle précise à la baisse ou la hausse à cause de la variabilité entre les cas d'étude de la proportion en phase liquide et indéterminée. Pour les cas précipitants, on retrouve une période de glaciation progressive entre -180 minutes et le T_d dans l'échelle de temps $T-T_d$ qui coïncide avec la période d'augmentation des précipitations précédemment observées (Figure 4.24-b). La valeur médiane passe de 0% à -180 minutes à 50% au T_d . D'une manière logique, les pourcentages en phase liquide pour les 35 cas précipitants (Figure 4.24-b) diminuent sur la même période de temps avec une valeur médiane inférieure à 20% au T_d . Toujours pour ces cas précipitants, nous observons une période entre -300 minutes et -180 minutes avec quasiment pas de phase glace au sommet des nuages et des diagrammes en boîte similaires aux 31 cas non précipitants pour les proportions en phase liquide et indéterminée (Figure 4.24-d, f).

Les figures suivantes présentent les diagrammes en boîte relatifs aux moyennes des REFF1.6, des COT1.6 et des pourcentages d'inversion de REFF1.6 et de COT1.6 en phase glace parmi l'ensemble des inversions. Nous présentons ensuite la même chose pour les inversions en phase liquide et indéterminée. Nous distinguons donc deux groupes de données pour l'analyse : les inversions en phase glace (Figure 4.25) et les inversions en phase liquide et indéterminée (Figure 4.26). L'analyse dans ces figures est effectuée uniquement sur les zones des systèmes nuageux suivis où il y a des REFF et COT en phase glace ou en phase liquide et indéterminée. De par la forte proportion des surfaces nuageuses suivies classées en phase indéterminée, des parties non négligeables des nuages suivis ne sont pas affectées de valeurs de REFF et COT.

4.7. ANALYSE TEMPORELLE DE CAS NON PRÉCIPITANTS ET COMPARAISONS AVEC LES CAS PRÉCIPITANTS

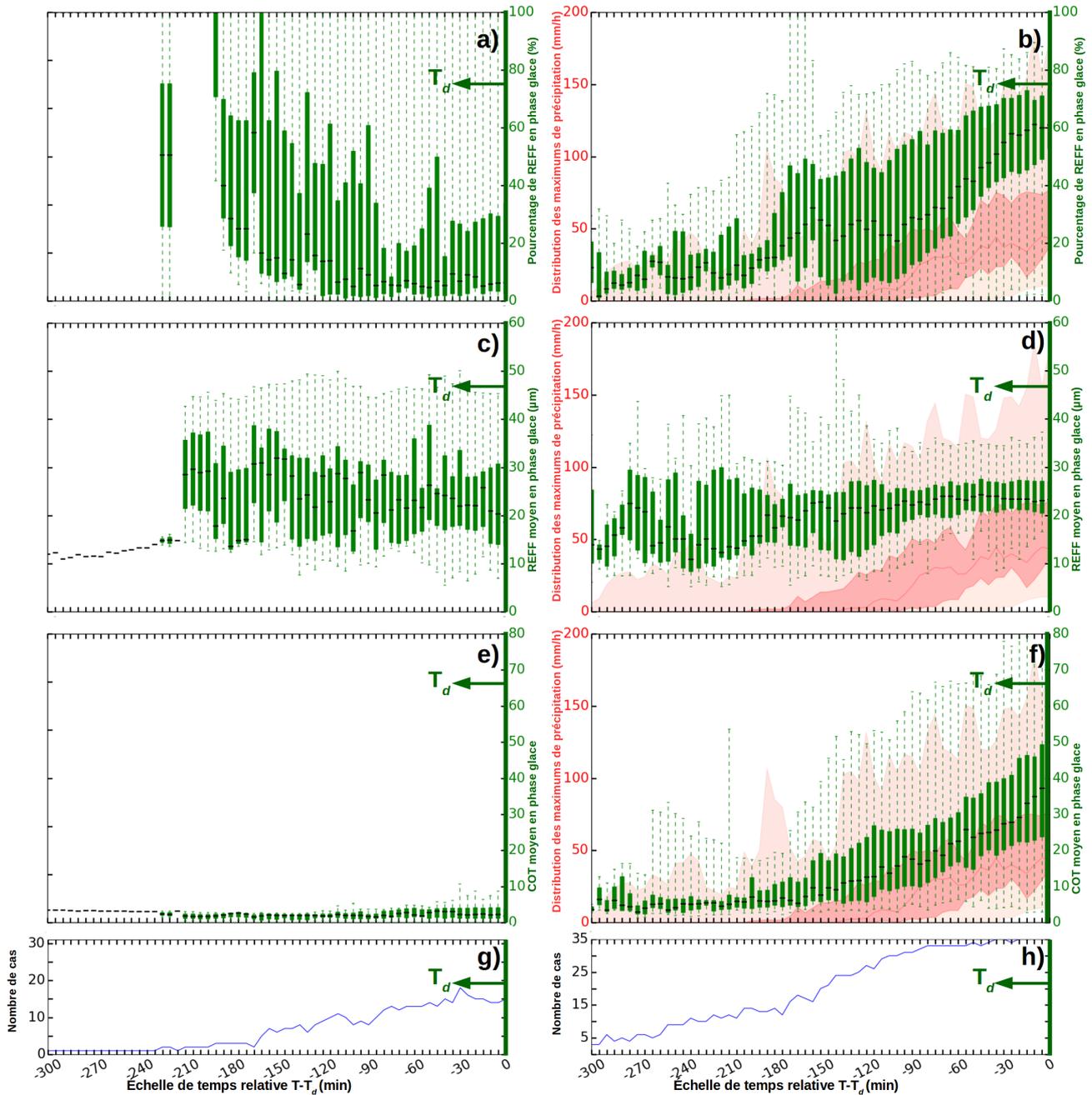


FIGURE 4.25 – Les diagrammes en boîte des cas présentant des REFF1.6 et COT1.6 en phase glace pour les 31 cas non précipitants (la colonne de gauche) et les 35 cas précipitants (la colonne de droite). a) et b) représentent les diagrammes en boîtes des pourcentages de REFF1.6 classés en phase glace parmi l'ensemble des inversions de REFF1.6. c) et d) correspondent aux valeurs moyennes de REFF1.6. e) et f) correspondent aux valeurs moyennes de COT1.6. g) et h) représentent l'évolution du nombre de cas avec des inversions de REFF1.6 et de COT1.6 en phase glace. C'est en fait le nombre de cas considérés dans la construction des diagrammes en boîte. Ce nombre est faible pour les 31 cas non précipitants avec peu de REFF1.6 et de COT1.6 en phase glace. Tous les cas sont synchronisés suivant le T_d.

4.7. ANALYSE TEMPORELLE DE CAS NON PRÉCIPITANTS ET COMPARAISONS AVEC LES CAS PRÉCIPITANTS

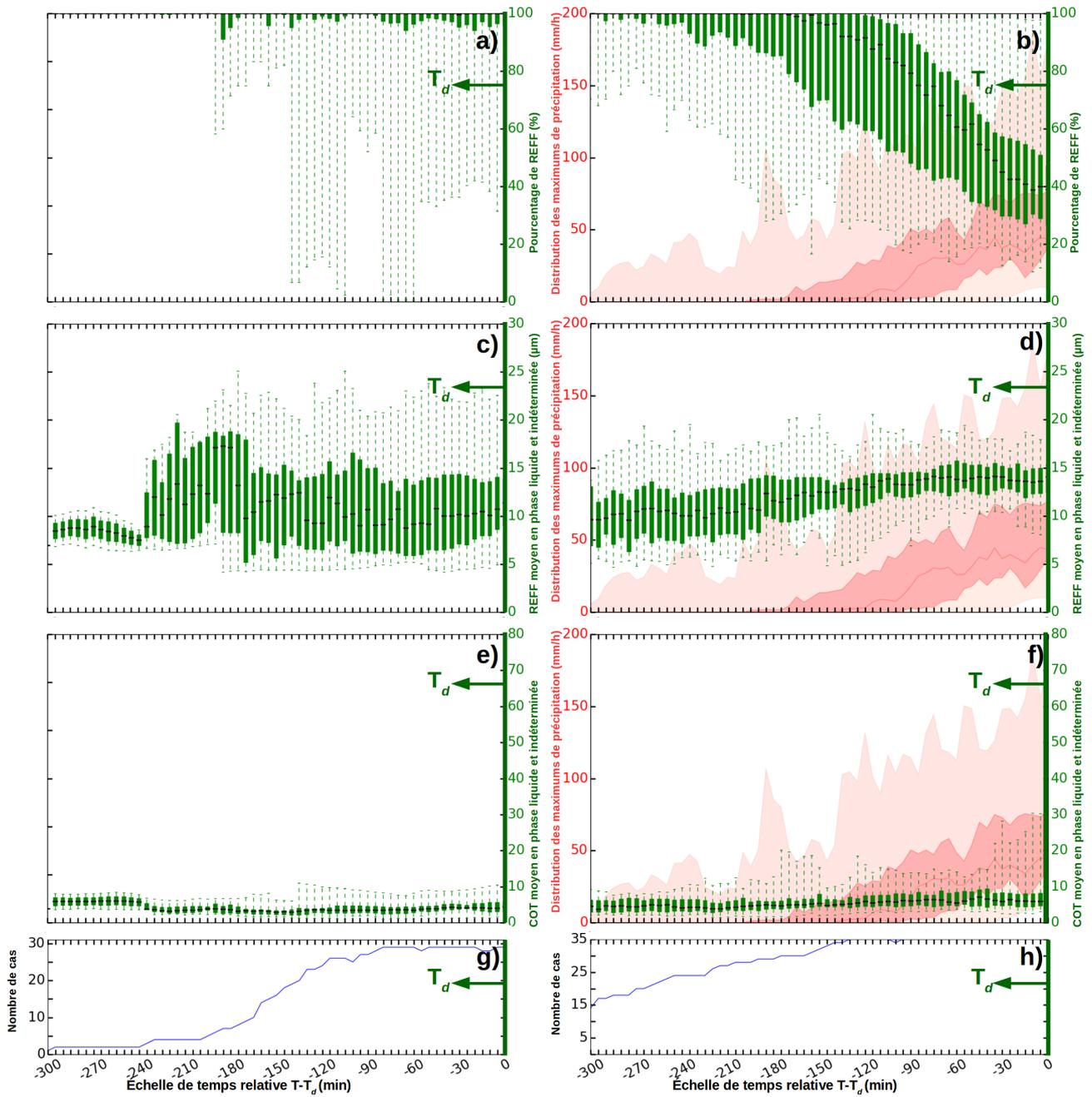


FIGURE 4.26 – Identique à la Figure 4.25 pour les inversions en phase liquide et indéterminée

4.7. ANALYSE TEMPORELLE DE CAS NON PRÉCIPITANTS ET COMPARAISONS AVEC LES CAS PRÉCIPITANTS

Les pourcentages d'inversion de REFF1.6 en phase glace (Figure 4.25-a, b) sont cohérents avec l'analyse précédente de la phase pour l'ensemble de la couverture nuageuse des nuages suivis (Figure 4.24). Nous avons pour les 31 cas non précipitants seulement 14 cas d'étude à T_d avec des REFF1.6 en phase glace (Figure 4.25-g) et la proportion de REFF1.6 en phase glace parmi les inversions de REFF pour ces cas d'étude est très variables (Figure 4.25-a). Les médianes pour ces diagrammes en boîtes varient entre 0% et 20% entre -180 minutes et le T_d avec des écarts interquartiles pouvant dépasser les 40% sur cette période (Figure 4.25-a). Pour ces cas d'étude, les REFF1.6 en phase glace ne montre pas de tendances particulières (Figure 4.25-c) et l'on remarque que les moyennes de COT sont faibles avec une médiane de 2 à T_d et des valeurs de Q3 ne dépassant pas 5 (Figure 4.25-e). Pour les 35 cas précipitants, on retrouve une légère augmentation progressive des REFF1.6 en phase glace parmi l'ensemble des inversions de REFF pour la synchronisation T_d . L'écart interquartile se réduit à 10% et la valeur médiane se rapproche de 60% à T_d (Figure 4.25-b). Nous retrouvons également sur la période de -180 minutes à T_d , une augmentation des valeurs moyenne de COT1.6 en phase glace avec une médiane et un Q3 qui dépasse la valeur 37 et 47 respectivement à T_d (Figure 4.25-f). Les moyennes de REFF1.6 en phase glace stagne avec des médianes entre 18 et 22 μm sur la période allant de -180 minutes à T_d (Figure 4.25-d).

L'analyse de la Figure 4.26-a confirme la présence pour les cas sans précipitations d'une majorité de REFF1.6 en phase liquide et indéterminée avec des valeurs médianes proches de 100%. Pour les autres cas avec précipitations, on observe une diminution progressive de la proportion de REFF1.6 en phase liquide et indéterminée (Figure 4.26-b) avec une diminution marquée : la médiane passe de 100% à 40% sur la période de -180 minutes à T_d . Il faut noter que l'on a combiné pour cette figure les inversions en phase liquide et phase indéterminée ce qui renforce l'analyse précédente faite à la Figure 4.24 pour la classification de phase. En dehors de la période d'intensification des précipitations, les nuages avec précipitations sont classés en phase liquide et indéterminée comme les nuages sans précipitations. Pour les moyennes de COT1.6 en phase liquide et indéterminée, on observe des valeurs généralement inférieures à 5 pour les cas non précipitants (Figure 4.26-e) ce qui n'est pas très différent des cas précipitants (Figure 4.26-f) malgré un écart interquartile plus large et la présence de valeurs supérieures à 10 sur une période de 120 minutes avant T_d . Les moyennes de REFF1.6 en phase liquide et indéterminée ne montrent pas de tendances particulières même si elles sont globalement inférieures aux moyennes de REFF1.6 en phase glace (Figure 4.26-c, d). Pour les cas non précipitants, l'écart interquartile se situe entre 5 μm et 12 μm et les valeurs médianes oscillent autour de 10 μm sans tendance monotone (Figure 4.26-c). Pour les 35 cas précipitants, les moyennes de REFF1.6 en phase liquide indéterminée sont plutôt stables avec des valeurs médianes qui n'augmentent que de 2 à 3 μm sur l'ensemble de la période d'analyse.

Globalement, la classification de phase montre une période de glaciation des nuages précipitants qui correspond à la période de diminution des moyennes de CTT, aux nuages d'altitude plus élevée et plus opaques dans le produit CT, à une augmentation des moyennes de COT1.6 en phase glace. Les 31 cas non précipitants mettent en évidence l'absence de ce type de tendance pour des systèmes nuageux plus chauds de valeurs moyennes faibles de COT. La synchronisation T_d affecte les composites de valeurs observés à travers les diagrammes en boîte créés à partir des cas d'étude pour tous les paramètres étudiés et particulièrement les moyennes de REFF1.6 en phase glace où il n'y a pas une tendance simple par rapport au T_{seuil} mais plutôt une stabilisation des valeurs sur la période de fortes précipitations.

La sous-section suivante décrit les résultats obtenus avec la synchronisation T_d pour les valeurs de CPAR.

4.7.3 Analyse du CPAR

Nous analysons le CPAR pour les cas précipitants et les cas non précipitants comme les autres paramètres à travers les diagrammes en boîte et la synchronisation T_d .

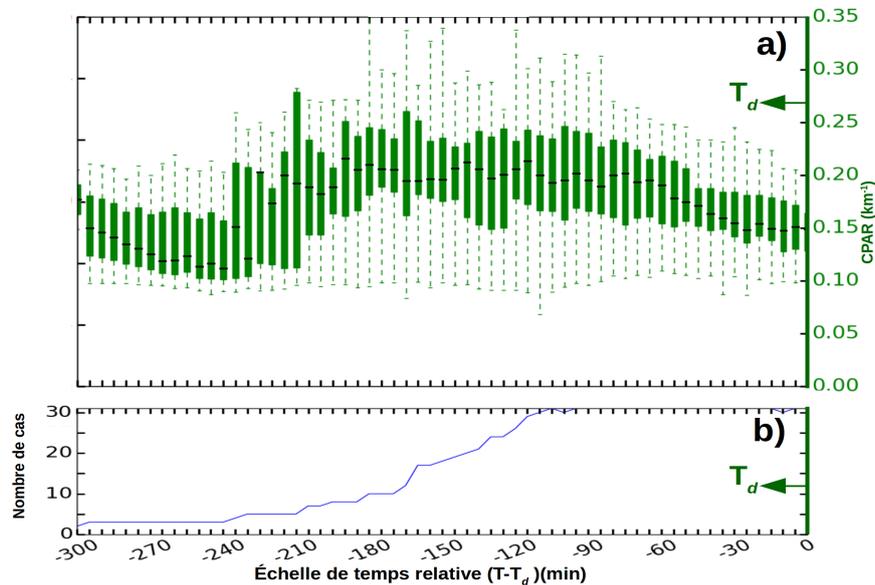


FIGURE 4.27 – Analyse temporelle des CPAR pour les 31 cas non précipitants. a) diagrammes en boîte des valeurs de CPAR pour la synchronisation T_d . b) nombre de cas considérés dans la construction des diagrammes en boîte de a), il s'agit du nombre de cas où l'on a estimé un CPAR

4.7. ANALYSE TEMPORELLE DE CAS NON PRÉCIPITANTS ET COMPARAISONS AVEC LES CAS PRÉCIPITANTS

Les diagrammes en boîte des valeurs de CPAR pour les cas 31 cas non précipitants montrent une faible diminution du CPAR sur une période réduite d'une heure (Figure 4.27-a). Ainsi, la médiane reste proche de 0.2 de -180 minutes à -120 minutes. Sur cette période, les valeurs de Q1 et Q3 sont proches de 0.18 km^{-1} et 0.24 km^{-1} respectivement. Nous observons une période de faible diminution des CPAR entre -60 minutes et le T_d avec des valeurs médianes de 0.19 km^{-1} à -60 minutes et 0.15 km^{-1} au T_d . Les nuages des cas non précipitants sont principalement des nuages bas ou des nuages semi-transparents et leurs formes sont variables ce qui rend difficile l'interprétation du CPAR.

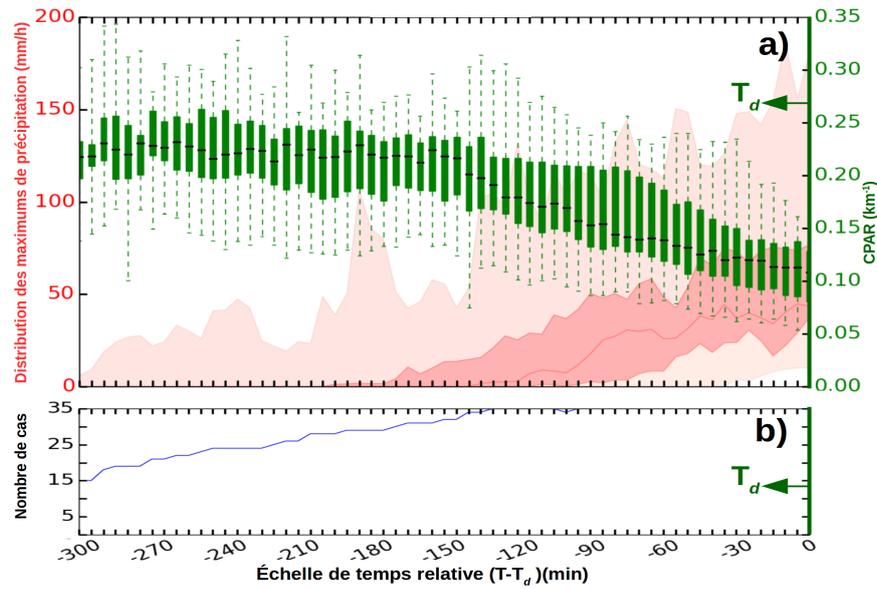


FIGURE 4.28 – Analyse temporelle des CPAR pour les 35 cas précipitants. a) diagrammes en boîte des valeurs de CPAR pour la synchronisation T_d superposés à la distribution des maximums de précipitation. b) nombre de cas impliqués dans la construction des diagrammes en boîte de a).

Pour les 35 cas précipitants, nous observons à partir des diagrammes en boîte une période de diminution des valeurs de CPAR plus longue et plus marquée (Figure 4.28). La diminution des valeurs de CPAR commence 180 minutes avant le T_d et continue jusqu'au T_d dans l'échelle de temps $T-T_d$. Nous avons une valeur médiane proche de 0.22 km^{-1} à -180 minutes, la médiane passe à 0.18 km^{-1} à -120 minutes et à environ 0.14 km^{-1} à -60 minutes pour finir à une valeur entre 0.10 km^{-1} et 0.11 km^{-1} (Figure 4.28-a). Une analyse similaire peut être faite avec les valeurs de Q1 et de Q3. Par rapport à la Figure 4.27 pour les cas non précipitants, la période de diminution des valeurs de CPAR s'étale sur au moins deux heures ce qui mène à des valeurs plus faibles que pour les cas non précipitants.

Nous pouvons rappeler que le T_d correspond à un temps où l'on détecte une seule cellule

4.7. ANALYSE TEMPORELLE DE CAS NON PRÉCIPITANTS ET COMPARAISONS AVEC LES CAS PRÉCIPITANTS

isolée d'une taille comprise entre 3500 km² et 15000 km². Nous avons évoqué précédemment l'intérêt du CPAR pour les paramétrisations de l'entraînement de l'air et sa sensibilité à la fusion des cellules nuageuses. La faible diminution sur une période réduite du CPAR pour les cas non précipitants peut résulter de la sensibilité du CPAR à la fusion des cellules nuageuses suivies. Cependant, la diminution du CPAR est plus longue et correspond à la période d'intensification des précipitations pour les 35 cas précipitants même synchronisés avec le T_d qui ne sépare pas efficacement les périodes avec précipitations des périodes sans précipitations. Pour les cas non précipitants, une analyse du CPAR des nuages cirrus distinctement des nuages bas permettrait d'identifier les processus de formation des nuages bas non précipitants, ce qui nécessite toutefois une détection efficace des nuages cirrus avec SEVIRI.

4.8 Synthèse et conclusion

Nous avons appliqué une méthodologie de suivi et de détection de systèmes nuageux isolés au sens d'un masque binaire ciel clair/nuage pour extraire le comportement temporel à 5 minutes de résolution d'un ensemble de cas précipitants et non précipitants. Contrairement à certaines études, l'analyse effectuée ne se limite pas à une détection au préalable des parties froides convectives mais prend en compte également l'environnement nuageux et le ciel clair. Un ensemble de cas d'étude a été choisi par une procédure automatique. Pour extraire un comportement temporel à partir de l'ensemble de ces cas d'étude, on les a synchronisés à partir de temps pris pour référence. Ces temps de référence avaient pour but de permettre l'observation de l'évolution temporelle des propriétés des nuages de fortes précipitations. L'effet du choix du temps de référence pour la synchronisation temporelle a été investigué, à travers un temps de référence défini à partir d'un seuil fixé d'intensité des précipitations (36 mm/h) (le T_{seuil}), une valeur maximale de précipitation sous les systèmes nuageux suivis pour toute la durée de suivi (le T_{max}) et un temps de référence correspondant à la détection des systèmes (taille de la cellule nuageuse entre 3500 km² et 15000 km²) dans notre méthode de suivi (le T_d). Les deux temps de référence basés sur les précipitations ont permis de montrer qu'il existe d'importantes différences quand on analyse l'évolution d'une composition de valeurs issues de cas d'études dont les durées de suivi, l'intensité des précipitations et les durées des périodes de précipitations sont hétérogènes.

L'analyse qualitative pour l'ensemble des cas d'études d'une typologie des nuages utilisée pour la prévision immédiate dans un cadre opérationnel pour la météorologie, de la classification de phase au sommet des nuages, des valeurs moyennes d'épaisseur optique (COT), de rayon effectif (REFF), de température (CTT) et du ratio périmètre/surface (CPAR) peut se décliner de plusieurs manières :

- Une comparaison entre les paramètres mentionnés ci-dessus à synchronisation temporelle identique des nuages précipitants
- L'analyse des effets de la synchronisation temporelle pour chaque paramètre
- L'observation des différences entre des cas d'étude sans précipitations et avec précipitations

Les temps de référence utilisés ne représentent pas la même étape d'évolution des nuages suivis. Le temps de référence basé sur un seuil de précipitations délimite nettement les périodes de faibles précipitations des périodes d'intenses précipitations bien que ce soit un seuil arbitraire. L'utilisation des autres temps de référence à pour effet d'augmenter la variabilité des composites de valeurs moyennes de REFF, COT, CTT, et du CPAR dans l'échelle de temps relative au temps de référence quand on analyse un ensemble de cas d'étude. Ainsi, l'analyse de ces paramètres en utilisant une synchronisation tempo-

relle basée sur un maximum de précipitations a montré une grande hétérogénéité de ces grandeurs mais également une forte variabilité de l'intensité des précipitations des cas d'étude précipitants entre eux. Il est donc difficile de définir des seuils pertinents à un temps donné, indépendamment du choix de la synchronisation temporelle pour définir des précurseurs des fortes précipitations. Malgré cela, pour les cas précipitants et pour chaque synchronisation temporelle utilisée dans notre travail, on observe sur une période identifiée d'intensification des précipitations :

- Une période de glaciation au sommet des nuages avec des proportions médianes en phase glace au sommet des systèmes nuageux suivis dépassant progressivement les 50%
- Un refroidissement avec des valeurs moyennes de CTT allant progressivement vers des valeurs inférieures à 240 K
- L'apparition en proportion croissante de nuages plus hauts et plus opaques dans la typologie des nuages
- Une diminution des valeurs médianes de CPAR sur environ 2h
- Une augmentation des valeurs moyennes de COT pour les parties glacées des nuages

Cette analyse a été complétée et confirmée par l'étude de cas non précipitants où nous n'avons pas observé ce type d'évolution temporelle. L'analyse des moyennes de REFF en phase glace a montré la présence de petits cristaux (valeurs moyennes de $REFF < 15 \mu m$) au début des périodes d'intensification des précipitations, mais l'évolution temporelle de ces valeurs est complexe. On peut rappeler que Senf *et al.* (2015); Rosenfeld *et al.* (2008) font l'hypothèse d'un lien entre courant ascendant fort et petit cristaux de glace au sommet des nuages. Senf et Deneke (2017) observent même une diminution de REFF en phase glace au moment des fortes précipitations. L'analyse des valeurs moyennes de REFF à l'échelle de l'ensemble des parties glacées des nuages reste donc difficile en l'absence d'information sur l'intensité des courants verticaux. Toutefois, les REFF et les COT ont été utilisés pour estimer indirectement à travers une estimation du contenu intégré en eau les précipitations (Roebeling et Holleman, 2009). De par l'utilisation de trois synchronisations temporelles différentes, nous interprétons pour ces cas d'étude les différences dans l'évolution des valeurs moyennes de COT en phase glace, des fractions de nuage en phase glace, des moyennes de CTT, et des proportions de type de nuage comme étant causées par les différences d'intensité et de durée des périodes de précipitations entre les cas étudiés.

Grâce à notre méthodologie de suivi, nous avons analysé l'environnement direct des parties glacées les plus convectives ne correspondant pas aux zones de précipitations au sol sous les nuages à travers l'étude des parties des systèmes nuageux suivis en phase liquide et indéterminée. La prise en compte de ces parties nuageuses permet de mieux observer l'évolution de la proportion en phase glace au sommet des nuages et l'apparition des

types spécifiques de nuages par rapport à un suivi limité aux parties convectives. Comme mentionnée au chapitre 2, la prise en compte d'un paramètre de glaciation horizontale au sommet des nuages s'est avérée utile pour détecter des systèmes convectifs associés à des chutes de grêle et des tornades (Cintineo *et al.*, 2013) et a même été intégré dans un modèle probabiliste de prévision des tempêtes (Cintineo *et al.*, 2014). Nous confirmons dans notre analyse de cas l'intérêt de ce type de paramètre pour les fortes précipitations. Nous avons également mis en évidence l'absence de tendances simples des moyennes de REFF pour les parties de la couverture nuageuse en phase liquide et indéterminée, autour des zones de précipitations. L'analyse des REFF en phase liquide et indéterminée a surtout été motivé pour l'étude des processus microphysiques chauds mais ne nous a pas permis de détecter clairement les processus de coalescence ou de grossissement par condensation des gouttelettes. Par ailleurs, l'analyse de ces parties nuageuses permet de montrer que les parties froides précipitantes des systèmes nuageux se forment dans un environnement où il y a initialement des nuages bas, de faible opacité en phase liquide mais également des nuages semi-transparents que l'on peut suspecter être des cirrus. Les cirrus représentent un véritable défi dans l'analyse des systèmes convectifs. En effet, il est tout à fait possible d'avoir un développement convectif sous des nuages de type cirrus (Mecikalski *et al.*, 2013). Le masque nuageux utilisé dans notre méthode n'est pas adapté pour ces situations complexes. Cependant, il est relativement simple d'adapter notre méthodologie de suivi temporel à d'autres masques comme par exemple un masque de détection des sommets protubérants des systèmes convectifs (Bedka *et al.*, 2010).

L'inclusion de l'étude du CPAR a été motivée par l'analyse dans les études précédentes de paramètres morphologiques comme la surface des nuages, le diamètre ou le rayon équivalent de l'enclume des nuages convectifs, l'évolution de la dimension fractale (Machado *et al.*, 1998; Machado et Laurent, 2004; Batista-Tomás *et al.*, 2016; Senf *et al.*, 2015; Senf et Deneke, 2017; Kolios et Feidas, 2013) ou encore par son lien probable avec l'entraînement (Turner, 1963; de Rooy *et al.*, 2013). Comme pour les moyennes de CTT, les valeurs de CPAR décroissent pour toutes les synchronisations temporelles utilisées dans ce travail simultanément à une augmentation de l'intensité des précipitations. Ce paramètre est sensible dans notre étude de cas à la transition d'un état sans précipitations vers une phase d'intensification des précipitations. Au-delà même de son interprétation physique, l'évolution du CPAR peut donc être envisagée comme un précurseur potentiel de l'intensification des précipitations au même titre que la température ou la glaciation des nuages.

La comparaison avec des cas non précipitants a surtout servi à confirmer nos observations pour les cas précipitants. Néanmoins, les cas non précipitants correspondent à des situations variées de nuages fins de divers types. L'interprétation de l'évolution du CPAR

est donc difficile pour ces cas d'étude. En effet, la morphologie des nuages de type cirrus est très différente des autres nuages (Batista-Tomás *et al.*, 2016) ce qui limite l'intérêt du CPAR pour ces cas d'étude. Il faut mentionner que nous n'avons pas utilisé de critères particuliers pour classer ces cas d'étude et l'absence de précipitations est la seule motivation de leurs inclusions dans notre analyse.

Nous avons utilisé un moyen simple de montrer que les paramètres étudiés dans ce travail sont sensibles à la manière dont la convection se déclenche à travers la simulation de cellule convectives idéalisées avec le modèle de méso-échelle RAMS. En faisant uniquement varier les conditions de déclenchement de la convection, on a constaté en analysant le sommet des nuages simulés que les valeurs de CPAR, la proportion de phase glace au sommet, les valeurs moyennes de températures et les valeurs moyennes de REFF en phase glace sont sensibles aux conditions de déclenchement de la convection. Cela renforce ce que nous avons évoqué pour les valeurs moyennes de REFF en phase glace : l'ajout dans l'ensemble de nos analyses d'information sur la stabilité de l'air environnant les nuages suivis et sur l'intensité des courants ascendants pourrait permettre d'identifier des processus microphysiques et macrophysiques au sommet des nuages indirectement reliés aux précipitations.

L'étude des cas que nous avons effectué présente également l'intérêt d'étudier les propriétés microphysiques, optiques et morphologiques à haute résolution temporelle au sommet des nuages pour définir de possibles précurseurs des précipitations. L'observation de tendances temporelles particulières est prometteuse pour la construction de précurseurs des fortes précipitations. Cette étude nous permet aussi de poser de nouvelles questions sur l'évolution temporelle des nuages précipitants et nous amène à la conclusion générale et aux perspectives de ce travail.

Chapitre 5

Conclusion générale et perspectives

L'ensemble du travail qui a été présenté comporte deux aspects principaux :

- Le développement d'une méthodologie originale de suivi des nuages qui prend en compte l'environnement des systèmes précipitants.
- Une analyse d'un ensemble de cas d'étude qui constituent une base de données originale bien que limitée à des situations de jours pour l'étude des systèmes fortement précipitants au dessus de la France. Les observations spatiales sélectionnées et les produits dérivés à 5 minutes de résolution temporelle qui ont servi à nos analyses constituent par ailleurs une base de données relativement unique.

Nous présentons ici les conclusions générales sur ces deux aspects et les pistes de futurs travaux qui pourraient être envisagées pour compléter et poursuivre ce travail.

Sommaire

5.1 Conclusion générale	152
5.2 Perspectives	158
5.2.1 Vers une base de données de suivis de nuages sur l'Europe	158
5.2.2 Combinaisons de méthodes de suivi	159
5.2.3 Vers d'autres temps de références, d'autres analyses temporelles et d'autres satellites	164

5.1 Conclusion générale

La problématique de notre travail était de comprendre l'évolution des systèmes fortement précipitants aux moyennes latitudes (France) et de mettre en évidence les processus associés à travers l'analyse de l'évolution temporelle des propriétés microphysiques et macrophysiques des nuages déduites de l'imagerie satellitaire géostationnaire. Plus généralement, nos études s'intéressaient à mettre en évidence et à comprendre les liens possibles entre ces processus et la formation des fortes précipitations. Nous nous sommes

également intéressés à la possibilité de définir des précurseurs de ces précipitations. Il fallait donc pouvoir analyser l'évolution temporelle des nuages et mettre au point une méthode rapide et originale pour suivre l'évolution des nuages par satellite géostationnaire. Le développement de cette méthode de suivi n'était au départ pas envisagé, mais il s'est avéré indispensable au cours de nos travaux afin de pouvoir suivre précisément les systèmes précipitants dans leur environnement. Une manière d'observer l'évolution d'un ensemble de nuages différents est de les synchroniser temporellement en définissant un temps de référence. Nous avons utilisé plusieurs temps de référence afin d'évaluer l'impact de ce choix sur les composites d'évolution des propriétés nuageuses. Une deuxième raison est l'identification d'une manière plus certaine des périodes d'intensification des précipitations. A partir de ces différentes composites nous avons analysé l'évolution des propriétés des nuages au moment de la transition entre une période sans précipitations et une période d'intensification des précipitations.

Dans la littérature, comme évoqué au chapitre 2, nous pouvons rappeler que les méthodes de suivi sont spécifiques aux MCS ou en rapport avec des étapes de développement comme l'initiation de la convection et souvent limitées aux parties froides des nuages sans analyse des processus microphysiques chauds (Machado *et al.*, 1998; Mecikalski et Bedka, 2006; Sieglaff *et al.*, 2011; Mathon et Laurent, 2001). Nous pouvons aussi rappeler que notre travail à partir de l'imageur SEVIRI s'effectue sur des propriétés observées au sommet des nuages et l'observation de la glaciation horizontale du nuage à ces hauteurs, utile pour détecter les événements intenses (Cintineo *et al.*, 2013), nécessite l'analyse d'une surface nuageuse suffisamment large non restreinte aux parties froides. Pour illustrer notre propos, nous pouvons mentionner que Cintineo *et al.* (2013) utilisent la méthode de suivi de Sieglaff *et al.* (2013) moins dépendante de critères de température de même que Senf et Deneke (2017) considèrent dans leur travail une certaine surface (de 9 pixels) pour analyser la phase au sommet. Par ailleurs, suite à une collaboration avec le professeur Garrett du Department of Atmospheric Sciences de l'University of Utah de Salt Lake City, nous nous sommes intéressés également aux interactions entre les nuages précipitants et le ciel clair environnant. Comme évoqué au chapitre 1, le lien entre la dynamique des systèmes convectifs (développement vertical, courant ascendant, entraînement, déentraînement) et les processus microphysique sont important et a orienté ce travail vers des nuages isolés pour étudier leurs formes. Dans ces conditions, nous avons choisi de développer une méthode moins restreinte à des critères fixes de température ou des pré-sélections de nuages convectifs mais dépendantes de critères de taille et de pluie au sol. Cette méthode se base donc sur un large ensemble de types de nuages dans le produit opérationnel CT du SAFNWC et sur une analyse de l'environnement permettant de mieux détecter le ciel clair environnant pour suivre des nuages isolés. L'autre point de la technique de suivi est l'ordre chronologique inversé et la méthode de recouvrement entre deux images que

nous utilisons. Ce choix associé à une fréquence temporelle élevée de 5 minutes limite les problèmes possibles d'ajustements parfois manuels pour le suivi des nuages (Senf *et al.*, 2015; Mecikalski *et al.*, 2016b) et permet d'éviter les problèmes des méthodes à seuil de recouvrement comme la perte des petites cellules nuageuses au cours du temps (Arnaud *et al.*, 1992).

Au-delà même de la détection des nuages, notre méthode de suivi peut être adaptée relativement facilement à d'autres types de données. Nous avons illustré cela au chapitre 4 dans la section 4.6 en appliquant notre méthode à d'autres données comme des sorties de modèles. Nous avons pu alors suivre de la même manière les nuages simulés par le modèle de méso-échelle RAMS. Les méthodes de suivi comme la nôtre ont également un intérêt pour l'imagerie radar (Moseley *et al.*, 2013) et pour les sorties de modèles de prévisions où les champs de précipitations peuvent être analysés à des échelles plus larges (Arbogast *et al.*, 2016). L'évaluation des méthodes de suivi reste complexe (Lakshmanan et Smith, 2010). Notre méthodologie est limitée aux situations pour lesquelles on peut observer du ciel clair autour des nuages ce qui n'est pas toujours le cas sur de très grandes zones. De plus, Mecikalski *et al.* (2013) ont montré l'existence de développements convectifs sous des cirrus : de telles situations ne sont pas efficacement identifiées par le masque nuageux utilisé. Nous avons limité dans ce travail le suivi à des systèmes d'une certaine taille entre 3500km² et 15000km² uniquement au début de la détection. Ces seuils inspirés par Morel et Senesi (2002a) restent arbitraires. Comme le montrent les résultats de Arbogast *et al.* (2016) sur les sorties du modèle AROME (Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle), les surfaces de précipitations ont des tailles variées pour des systèmes frontaux ou des systèmes convectifs. On peut alors réfléchir à une extension de notre méthode de suivi pour de futurs travaux à des échelles spatiales plus fines ou plus grandes.

L'automatisation de notre méthode de détection et de suivi des systèmes présentant un environnement proche en ciel clair, nous a permis d'étudier une série de cas d'études avec et sans précipitations à une résolution temporelle de 5 minutes rarement utilisée sur l'Europe (Senf *et al.*, 2015; Senf et Deneke, 2017). La prise en compte des précipitations par le produit opérationnel PANTHERE issu du réseau de radars sols de Météo France est un point clef de ce travail car il n'y a, à la connaissance de l'auteur de cette thèse, que peu d'études de systèmes convectifs par satellite géostationnaire intégrant une estimation de précipitations à partir du sol. Pour donner un exemple, Senf *et al.* (2015) se basent plutôt sur des bases de données ponctuelles d'événements de fortes précipitations comme celle de Dotzek *et al.* (2009). Cette base de données s'appuie sur des informations issues des médias traditionnels, de volontaires qui rapportent des événements intenses et sur les bulletins des services météorologiques nationaux. Elle fournit uniquement des informations ponctuelles à une précision temporelle variable (Dotzek *et al.*, 2009). On ne dispose donc

pas d'historiques des précipitations en utilisant ces informations. Ainsi, l'utilisation des radars reste essentielle pour la prévision immédiate et les études relatives à l'initiation de la convection, par ailleurs souvent définie à partir d'un seuil sur les réflectivités radars (Roberts et Rutledge, 2003; Mecikalski et Bedka, 2006). De plus, les radars sols servent à évaluer les méthodes de prévision immédiate basées sur le refroidissement au sommet des nuages pour les satellites géostationnaires (Hartung *et al.*, 2013). Dans notre travail, les données de précipitations au sol sous les nuages suivis nous ont permis d'identifier les périodes avec et sans précipitations. Nous avons utilisé l'analyse du maximum de ces valeurs à chaque instant pour détecter les périodes d'intensification des précipitations. À partir des suivis des cas d'études et des données de précipitations associées, nous nous sommes posés la question sur la manière dont on pouvait extraire un comportement temporel à partir de nuages différents dont les périodes de développement sont hétérogènes tout comme les périodes de précipitations intenses. Il a donc fallu réfléchir à la manière dont on synchronise temporellement les suivis. Il existe plusieurs manières de synchroniser des suivis de nuages différents : Senf et Deneke (2017) utilisent par exemple le temps correspondant au maximum de refroidissement pendant chaque suivi et Mecikalski *et al.* (2011) se basent sur le temps de détection de l'initiation de la convection. Nous avons fait le choix dans ce travail de ne pas se limiter à une seule manière de synchroniser nos suivis pour observer l'impact de ce choix sur l'évolution des propriétés composites des nuages, toujours en lien direct avec les précipitations. Nous avons utilisé trois temps différents : un temps T_{seuil} basé sur un seuil de taux de précipitations de 36 mm/h, un temps T_{max} basé sur le maximum de taux de précipitations pendant le suivi et un temps de référence T_d correspondant à la détection des systèmes (taille des nuages entre 3500 km² et 15000 km²) dans notre méthode de suivi. Ces temps de référence ne correspondent pas à des étapes identiques du développement des nuages précipitants et c'est la raison pour laquelle nous les avons utilisés. Le T_{seuil} et le T_{max} basés sur les précipitations au sol nous donnent deux points de vue différents : le T_{seuil} est proche de la transition entre l'absence de pluie et les premières précipitations, le T_{max} est directement lié à la fin de l'intensification des précipitations. Le T_d correspond à un développement significatif du nuage en terme de taille du point de vue du satellite géostationnaire et nous a servi à la comparaison des cas avec et sans précipitations. A partir de cela, nous avons étudié à l'échelle du masque nuageux utilisé pour déterminer les suivis, les valeurs moyennes d'épaisseur optique (COT), de rayons effectifs (REFF) et de températures au sommet de nuage (CTT) tout en prenant en compte la phase au sommet des nuages car elle a été utilisée récemment pour détecter des systèmes convectifs intenses (Cintineo *et al.*, 2013) et impacte l'inversion des REFF et des COT dans l'algorithme SEV06-CLD. Le rapport du périmètre des nuages sur leurs surfaces (CPAR) a été intégré à notre étude en raison des liens possibles de ce paramètre avec un processus lié à la dynamique des nuages convectifs : l'entraînement de l'air au bord des nuages (de Rooy *et al.*, 2013). Par ailleurs, nous avons également analysé l'évolu-

tion de la typologie du produit type de nuage (CT) du SAFNWC car elle est directement utilisée pour la météorologie opérationnelle par les prévisionnistes de Météo-France. Ces paramètres ont été étudiés car ils sont relatifs aux processus microphysiques, aux propriétés optiques des nuages, à la dynamique de la convection ou présentent un intérêt pour la météorologie opérationnelle comme on peut le constater à travers de nombreux travaux (Rosenfeld *et al.*, 2008; Mecikalski *et al.*, 2016b; Machado et Laurent, 2004; de Rooy *et al.*, 2013; Sieglaff *et al.*, 2011; Cintineo *et al.*, 2014; Berendes *et al.*, 2008).

L'analyse qualitative de cas d'étude que nous avons réalisée s'est faite en trois points :

- L'observation des effets de la synchronisation temporelle. Nous avons comparé l'évolution de chaque paramètre dans des échelles temporelles relatives au T_{seuil} , au T_{max} et au T_d
- L'observation des paramètres étudiés par rapport aux périodes de précipitations
- Une comparaison des cas avec et sans précipitations

Nous avons ainsi observé des différences notables quand on change de synchronisation temporelle. L'utilisation du T_{max} et du T_d a montré une plus grande variabilité des valeurs moyennes de REFF, COT et du CTT entre les cas d'étude par rapport au T_{seuil} . Le même effet a été noté pour le CPAR, les proportions en phase glace au sommet des nuages et la typologie des nuages étudiés. Les observations sont donc affectées par le choix de la synchronisation temporelle. Une analyse des distributions des valeurs maximales de précipitations au sol sous les nuages montre également des intensités de précipitations au sol hétérogènes entre les cas d'études. Ainsi, on observe une répartition de ces valeurs très différente d'une synchronisation temporelle à une autre, en utilisant T_{max} , T_{seuil} et T_d . De plus, la durée des périodes de précipitations est variable d'un cas d'étude à l'autre. La plus grande variabilité des valeurs moyennes, des valeurs de CPAR et les différences dans l'analyse de la phase et la typologie des nuages sont causées par la synchronisation temporelle choisie : le T_{max} et T_d sont par rapport au T_{seuil} moins proches temporellement de la transition entre un état sans précipitations et une période d'intensification des précipitations. Cette interprétation est confirmée par le deuxième point de notre analyse : nous avons observé pour les trois synchronisations choisies, une évolution temporelle particulière des paramètres étudiés sur les périodes d'intensification des précipitations. Ainsi, à partir d'une étude de cas précipitants, en identifiant une période d'intensification des précipitations pour toutes les synchronisations temporelles choisies, nous avons observé :

- Un refroidissement des nuages avec des valeurs moyennes de CTT passant progressivement en dessous de 240 K pour une grande partie des cas
- Une glaciation horizontale progressive au sommet des nuages avec une valeur médiane des proportions en phase glace passant de moins de 10% à plus de 50 % à la fin de la période de précipitations
- Une augmentation du COT moyen pour les parties glacées des nuages avec des

valeurs médianes supérieures à 20

- L’augmentation en proportion des nuages opaques et de hautes altitudes dans la typologie du produit CT du SAFNWC
- La présence de petits cristaux de glace au début de la période d’intensification des précipitations avec des valeurs médianes des moyennes de REFF en phase glace en dessous de $15 \mu\text{m}$ au début de la période d’intensification des précipitations
- Une diminution progressive du CPAR vers des valeurs en dessous de 0.15 km^{-1} , pour la majorité des cas précipitants, sur environ 2 heures pendant la période d’intensification des précipitations

Le troisième point de notre analyse, à travers une comparaison entre des cas avec et sans précipitations, montre l’absence de ce type d’évolution temporelle en l’absence de précipitations. Ces observations sont cohérentes avec des résultats de travaux antérieurs sur la phase (Cintineo *et al.*, 2013, 2014), la température (Sieglaff *et al.*, 2011; Hartung *et al.*, 2013) et le COT (Mecikalski *et al.*, 2011). De plus, Senf et Deneke (2017) observent des cristaux de glace de petites tailles au moment des fortes précipitations à travers une analyse de REFF et reprend une hypothèse émise initialement par Rosenfeld *et al.* (2008) sur le lien entre petits cristaux de glace et courants ascendants intenses pour les systèmes convectifs. Cela peut expliquer la présence des faibles valeurs moyennes de REFF et l’absence d’augmentation forte de ces valeurs. Le CPAR que nous avons introduit de par son lien possible avec l’entraînement indiquerait une isolation plus prononcée du cœur du nuage convectif et une probabilité d’intenses précipitations sur de petites zones plus importantes. Nous tenons à rester prudents sur ces hypothèses et nous pensons qu’il est préférable d’introduire d’autres informations indépendantes en complément de nos observations. Ces informations pourraient traduire l’état de stabilité ou d’instabilité de l’air à travers des mesures indépendantes du satellite géostationnaire de CAPE (Convective available Energy) et de CIN (Convective INhibition), de profils verticaux issus des radiosondages ou encore des mesures des courants ascendants. L’analyse de cas simulés par RAMS en changeant les conditions de déclenchement de la convection confirme cela en montrant que ces conditions ont un impact significatif sur les propriétés des nuages en leurs sommets.

Nous avons suivi 35 cas précipitants et 31 cas sans précipitations. Nos analyses demeurent limitées par la taille de la base d’étude et une augmentation de ce nombre de cas pour déterminer un comportement temporel typique des nuages convectifs aux latitudes moyennes. L’analyse du CPAR apporte des informations nouvelles sur la dynamique des nuages en lien avec les précipitations. Cependant, nous avons dû limiter notre étude de cas aux seuls nuages se développant dans des conditions de ciel clair pour le calcul du CPAR et que de fait les fortes précipitations pouvant se produire dans d’autres situations n’ont pas été étudiées. La prise en considération de l’effet de la synchronisation temporelle

nous fait réfléchir sur la détermination de seuils pour la prévision immédiate ou l'analyse de processus microphysiques. Pour donner un exemple, le seuil de $14 \mu\text{m}$ proposé par Rosenfeld *et al.* (2008) pour détecter la coalescence des gouttes ne sera pas observé au même moment quand on change de synchronisation temporelle dans une étude de cas. Le lien entre propriétés microphysiques et formation des précipitations reste difficile à établir, en particulier en présence de glace. Nous restons limités à l'analyse du sommet des nuages bien qu'il existe des situations multi-couches (nuage avec une couche de glace au sommet et une couche d'eau liquide en dessous par exemple) (Watts *et al.*, 2011; Sourdeval *et al.*, 2016). Nos observations montrent des comportements temporels particuliers pendant l'intensification des précipitations et sont encourageantes pour la construction d'indices précurseurs des fortes précipitations. La section suivante présente les perspectives et les futurs travaux possibles pour l'amélioration de la méthodologie de suivi et l'analyse des propriétés des nuages convectifs et précipitants.

5.2 Perspectives

5.2.1 Vers une base de données de suivis de nuages sur l'Europe

Dans le cadre de l'International Cloud Working Group (ICWG), l'amélioration de la prise en compte des données de radars sols en tandem avec l'utilisation des satellites est une des recommandations principales (Wu *et al.*, 2017). Une autre recommandation est l'extension des études des systèmes convectifs à des zones plus larges notamment grâce à l'amélioration à 10 minutes de la fréquence d'observation des images des satellites géostationnaires de la dernière génération (Wu *et al.*, 2017). Il faut pour répondre à cela, une stratégie d'élaboration de nouvelles bases de données de suivi des nuages fournissant un historique de l'évolution de leurs propriétés en complément des bases existantes comme celle de Dotzek *et al.* (2009). Dans ce cadre, nous pouvons rappeler que nous avons effectué notre analyse de cas d'étude sur une région limitée centrée sur la France. Une manière simple sans générer de nouvelles données pour détecter plus de cas serait d'étendre cette région au moins à l'Europe entière. Le principal problème est la disponibilité d'une estimation de précipitations à partir de radars sols.

Le développement du projet OPERA (Operational Program for Exchange of Weather Radar Information) (Huuskonen *et al.*, 2014) qui englobe plus de 30 pays et qui contient 200 radars opérationnels dans le but de fournir une mosaïque de données de réflectivité radar sur l'Europe pourrait permettre de combler ce manque. Actuellement, les informations brutes des radars sont déjà disponibles à Météo France toutes les 15 minutes à 3 km de résolution spatiale. On pourrait alors étendre notre analyse à l'ensemble de la zone couverte par ce réseau de radars mais il faudrait évaluer l'impact d'une résolution

temporelle de 15 minutes car celle-ci peut être insuffisante.

En plus de l'apport de nouvelles données radars, on peut également améliorer la technique de suivi des nuages pour l'adapter à des échelles spatiales différentes, à des suivis spécifiques de zones convectives ou la combiner à d'autres méthodes pour, entre autres, observer plus finement l'environnement des systèmes convectifs.

5.2.2 Combinaisons de méthodes de suivi

Nous avons mentionné précédemment le fait que les zones de précipitations ont des tailles variables suivant la nature des systèmes étudiés. Les méthodologies de suivi de nuages par satellite sont nombreuses et applicables à des échelles spatiales variées comme on l'a présenté au chapitre 2. Il y a également des méthodes de suivi pour les cellules convectives dans l'imagerie issue des radars (Moseley *et al.*, 2013). Notre méthode de suivi est basée sur un masque nuageux large englobant l'environnement du cœur convectif des systèmes suivis mais rien ne nous empêche d'effectuer de nouveaux suivis de parties plus petites et spécifiques des nuages. Pour illustrer ce propos, nous avons pour un cas d'étude du 6 juin 2013 parmi nos 35 cas précipitants, effectué un suivi supplémentaire d'une surface de précipitations sous le nuage.

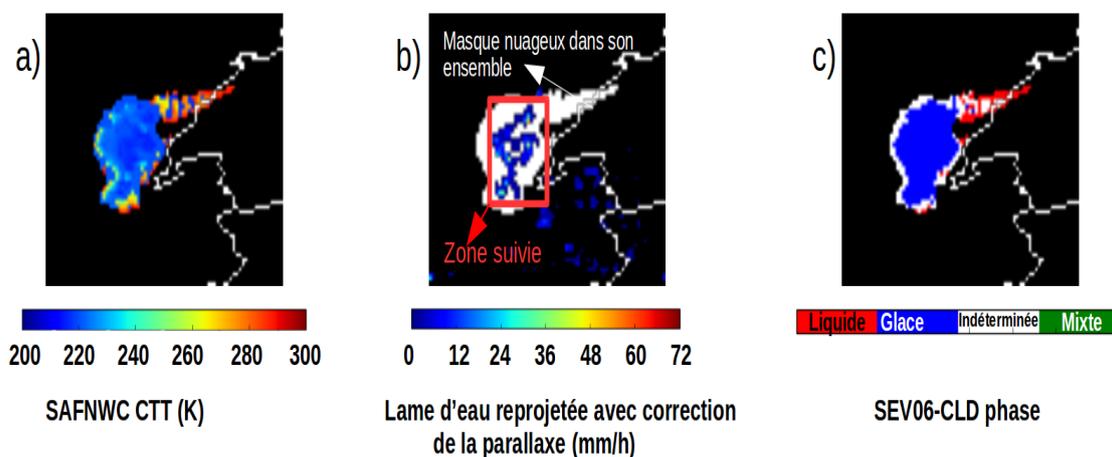


FIGURE 5.1 – Un cas d'étude du 06/06/2013 à 13H10 UTC. a) CTT du SAFNWC pour la surface nuageuse suivie. b) Surface nuageuse du premier suivi effectué (en blanc), superposé aux précipitations corrigées de la parallaxe par rapport au nuage. Le rectangle rouge (corrigé de la parallaxe pour la figure) représente le second suivi déterminé par la surface de précipitation à 13H10. c) la phase au sommet du nuage suivi de SEV06-CLD

Nous avons donc repris le suivi initial de ce cas d'étude représenté à 13H10 UTC sur la Figure 5.1. La zone blanche de la Figure 5.1-b représente la surface nuageuse considérée

dans notre suivi de départ. Puis nous avons appliqué un autre suivi spécifique à la surface de précipitations quasi identique dans la manière de suivre des nuages à l'exception des différences suivantes :

- Le masque binaire de suivi pour la méthode recouvrement correspond à la surface de précipitations sous le nuage
- Une boîte encadrante est déterminée à chaque pas de temps par la surface de précipitations. On donne un exemple de cette boîte (le rectangle rouge) sur la Figure 5.1-b à 13H10 UTC
- La boîte encadrante est déterminée exclusivement par la surface de précipitations. Cette boîte n'est donc pas fixe, elle évolue en taille au cours du temps et se déplace avec la surface de précipitations. Elle tient également compte de la correction de la parallaxe du nuage. Pour cela, elle est systématiquement agrandie suivant cette correction pour prendre en considération la partie de la surface nuageuse du premier suivi la plus proche de la surface de précipitations sous le nuage.
- Nous considérons pour ce nouveau suivi uniquement la surface nuageuse dans la boîte encadrant la zone de précipitations.

Le nouveau suivi centré sur la surface de précipitations se fait "à l'intérieur" du premier suivi que nous avons déterminé avec notre méthode initiale et toujours dans l'ordre chronologique inverse. Il s'agit donc bien d'une combinaison de méthodes de suivi : on suit d'abord le nuage avec la méthode basée sur SEVIRI, puis on extrait par un suivi indépendant d'une cellule de précipitations à partir de données PANTHERE, la partie du nuage la plus proche de cette cellule de précipitations. On extrait de cette manière la partie nuageuse proche des précipitations jusqu'au tout premier pixel de précipitation sous le nuage. Il s'agit ici d'un simple exemple de ce que l'on pourrait faire pour combiner notre méthode avec d'autres méthodes de suivi à partir de radars sols. De même nous pourrions envisager de combiner notre approche avec des méthodes centrées sur le développement de la convection rapide comme celle permettant le suivi du "Rapid Thunderstorm Development" (RDT) de Météo-France (F. Autonés, 2016) car dans la dernière version de cette technique, le choix des seuillages de température est configurable par l'utilisateur. Cependant, nous pouvons combiner d'autres méthodes de suivi et de détection avec notre méthode uniquement si elles sont à de plus petites échelles spatiales. Une autre possibilité serait d'intégrer des méthodes de détermination de vents ou de déplacements apparents en plus de notre méthode actuelle de suivi des nuages en se basant sur les travaux de Bley *et al.* (2016).

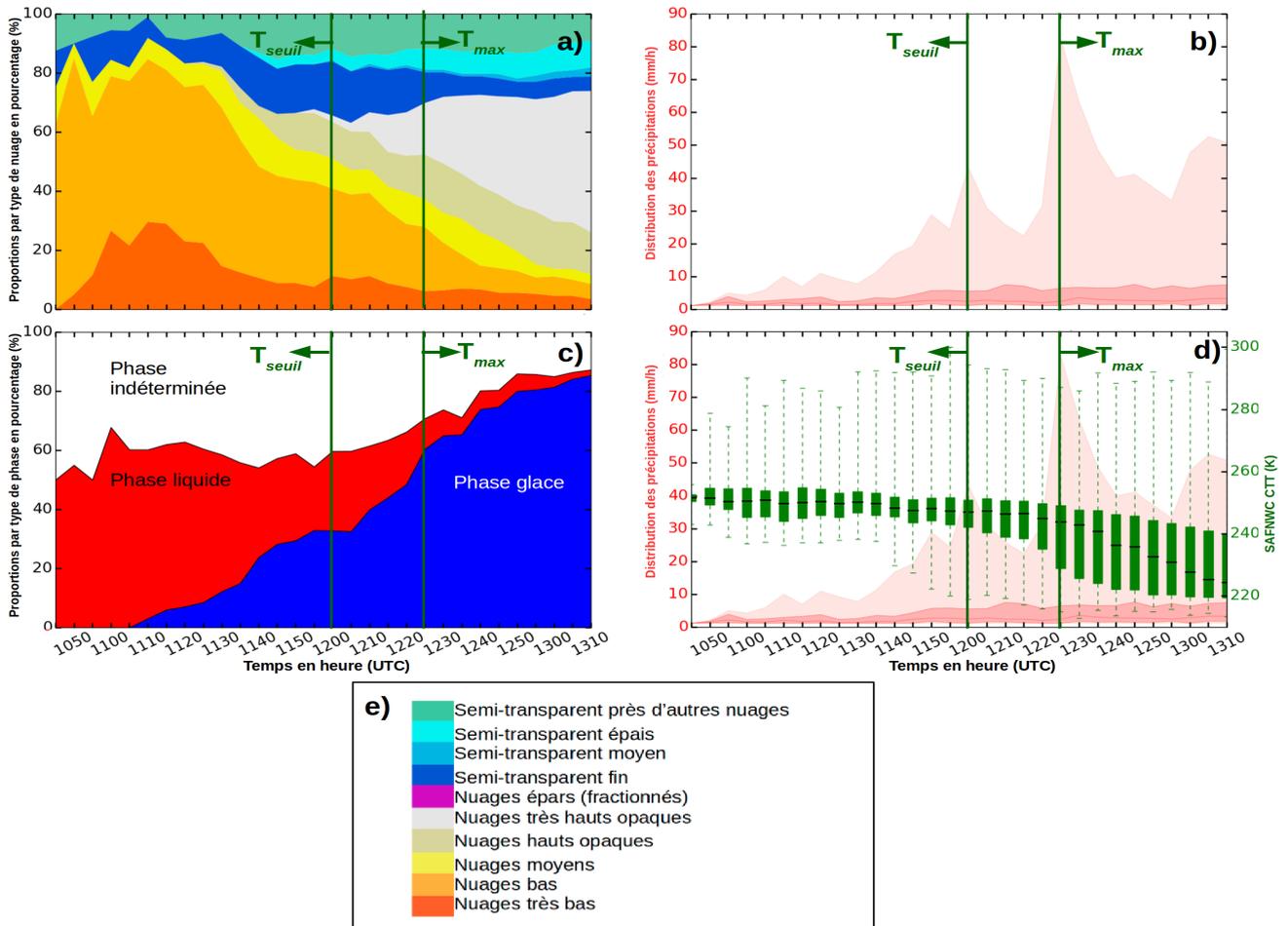


FIGURE 5.2 – Le nouveau suivi sur la zone autour des précipitations pour le cas d'étude du 06/06/2013. a) les proportions en pourcentage des types de nuage de la typologie du SAFNWC dans la nouvelle zone suivie. b) La distribution des précipitations de la cellule de précipitation suivie. c) Les proportions en phase glace, liquide et indéterminée du produit phase de SEV06-CLD. d) les diagrammes en boîte des valeurs de CTT de la zone restreinte autour de la cellule de précipitation suivie. Il ne s'agit plus de valeurs moyennes mais de l'intégrité des valeurs car on a ici un seul cas d'étude. Nous avons indiqué le T_{seuil} et le T_{max} de la cellule de précipitation suivie. e) Légende de couleur pour a).

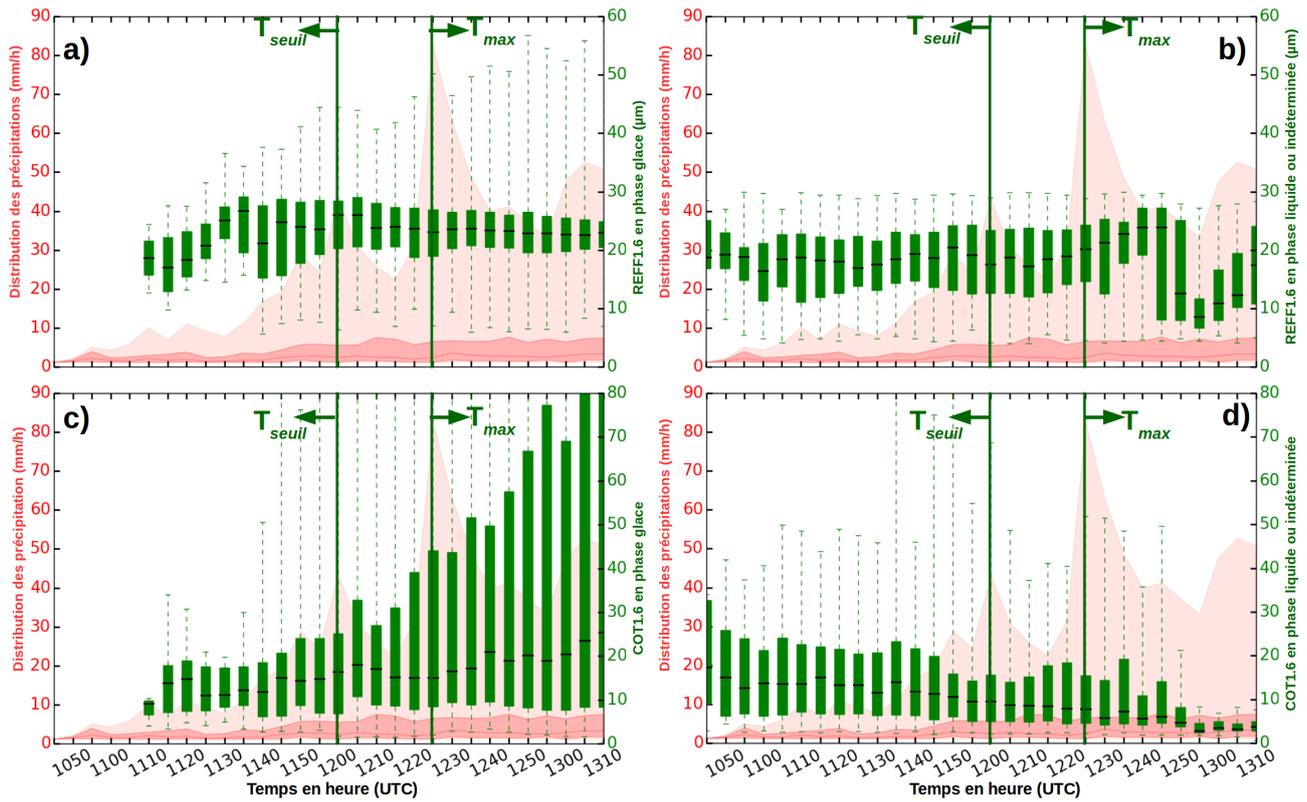


FIGURE 5.3 – *Le nouveau suivi sur la zone autour des précipitations pour le cas d'étude du 06/06/2013. a) les diagrammes en boîtes des valeurs de REFF1.6 de SEV06-CLD dans la nouvelle zone suivie pour la partie en phase glace. b) identique à a) pour la partie en phase liquide ou indéterminée. c) les diagrammes en boîte des valeurs de COT1.6 de dans la nouvelle zone suivie pour la partie en phase glace. d) identique à c) pour la partie en phase liquide ou indéterminée. Pour les diagrammes en boîtes, il ne s'agit plus de valeurs moyennes mais de l'intégralité des valeurs sur la zone suivie car on a ici un seul cas d'étude. Nous avons indiqué le T_{seuil} et le T_{max} de la cellule de précipitation suivie.*

Comme pour toutes nos analyses précédentes, nous pouvons suivre les précipitations, les REFF, les COT, la température, la phase et la typologie de la partie du nuage la plus proche de la cellule de précipitations pour le cas d'étude de test présenté. La Figure 5.2-a montre l'évolution de la typologie des nuages pour le suivi de la zone particulière autour des précipitations. La Figure 5.2-b montre la distribution des précipitations de la cellule à partir des données PANTHERE. Il s'agit dans cette présentation de l'ensemble des valeurs de précipitations et le maximum de cette distribution correspond au maximum de précipitation de la zone suivie. On peut donc redéfinir un T_{seuil} et un T_{max} que nous avons indiqué sur les Figures 5.2 et 5.3. Nous avons présenté également l'évolution de la phase de SEV06-CLD en proportion de la partie nuageuse suivie (Figure 5.2-c). Les diagrammes en boîtes des valeurs de CTT du SAFNWC sont représentés sur la Figure 5.2-d. On retrouve globalement le même type de comportement que pour les 35 cas d'études précipitants

avec une glaciation progressive, l'apparition progressive de nuages hauts et opaques, une diminution de la température après le T_{seuil} . On remarque cependant dès le début du développement des valeurs de CTT proches de 245 K de la cellule de précipitations ce qui indique que l'on suit les parties convectives du nuage sans avoir besoin de seuillage particulier. Il faut souligner ici que la zone suivie est extrêmement réduite à 10H45 UTC puisque cette zone ne fait que 8 pixels autour du premier pixel de précipitations. On est donc bien à une échelle spatiale très différente de ce que nous avons réalisé précédemment. De la même manière, on a présenté les diagrammes en boîte des valeurs de REFF1.6 en phase glace et en phase liquide ou indéterminée (Figure 5.3-a, b) et la même chose pour les COT1.6 de SEV06-CLD (Fig5.3-c, d). On retrouve une augmentation des épaisseurs optiques en phase glace, une augmentation légère mais rapide des rayons effectifs en phase glace avant le T_{seuil} et une stabilisation de la plupart des valeurs après ce temps entre 20 μm et 25 μm . Il n'y a donc pas d'augmentation significatives des rayons effectifs en phase glace. Les valeurs en phase liquide ou indéterminée de COT1.6 et REFF1.6 ne montrent pas de tendances particulières. On note tout de même la présence de valeurs supérieures à 20 μm tout au long du suivi. Il ne s'agit ici que d'un exemple pour un seul cas d'étude et une seule cellule de précipitations. On pourrait étendre ce type d'analyse à l'ensemble de nos cas précipitants pour confirmer ces observations. Malgré cela, ce cas d'étude conforte le fait que les parties convectives froides en phase glace au sommet sont les plus proches des zones de précipitations au sol. Ce type d'approche qui combine une analyse temporelle d'un système nuageux et des zones précipitantes les plus proches pourrait permettre de mieux comprendre le lien entre la taille des zones précipitantes, l'intensité des précipitations et de la convection à travers des paramètres comme le CPAR des zones précipitantes et du système nuageux.

On a effectué ici une combinaison de deux suivis. Il est tout aussi envisageable de continuer ce type de combinaison pour une multitude de méthodologies à petites échelles spatiales. Un des avantages d'une combinaison de suivis est de mieux identifier dans quelles conditions se développent les nuages précipitants au début des premières précipitations. Même à une petite échelle spatiale comme le suivi présenté ici, nous remarquons tout de même la présence de nuage très bas et chauds autour des premières précipitations. Nous pensons que ce type de multi-analyse pourrait permettre d'améliorer les travaux sur les méthodologies de détection des parties convectives nuageuses que nous avons mentionné au chapitre 2 de ce manuscrit et de raffiner l'analyse de l'évolution des rayons effectifs.

5.2.3 Vers d'autres temps de références, d'autres analyses temporelles et d'autres satellites

Nous avons construit pour ce travail des évolutions composites de systèmes précipitants à partir de divers cas d'études en les synchronisant temporellement sur la base de différents temps de référence. Ces temps de référence peuvent être construits de multiples manières et il est assez simple d'en imaginer une multitude. On pourrait par exemple tout à fait utiliser un gradient de température comme Senf et Deneke (2017). Par rapport à nos observations sur les cas d'études, on peut compléter notre travail par l'utilisation de temps de référence basés par exemple sur les proportions de nuage en phase glace et les valeurs de COT. Nous pourrions ainsi déterminer si ces temps de référence marquent le début des précipitations ou leurs intensifications à venir. D'autres analyses temporelles peuvent également s'effectuer au cas par cas, comme ce que l'on a initié avec le calcul des gradients de CPAR au chapitre 4 et que l'on pourrait étendre pour les autres paramètres et valeurs. Une piste d'analyse est l'étude des délais entre les temps de référence au cas par cas. Toutes ces analyses sont complémentaires entre elles et pourraient permettre d'aller au-delà de ce travail vers l'élaboration de probabilités de fortes précipitations pour la prévision immédiate ou servir de base pour les comparaisons avec des modèles comme RAMS, Méso-NH (Mésoscale non hydrostatic model) ou AROME. Notre travail incorpore peu d'analyses des sorties de modèle. Une comparaison pourrait être mise en place entre les paramètres que nous avons étudiés avec SEVIRI et les sorties d'un modèle comme RAMS ou méso-NH (cela nécessite un couplage avec des modèles de transfert radiatif pour simuler les canaux de SEVIRI). L'idée serait simplement de générer SEV06-CLD et les produits du SAFNWC à partir des canaux simulés de SEVIRI et d'effectuer ensuite une analyse temporelle. Ce type de travail pourrait par exemple permettre une analyse simultanée de la dynamique des nuages et des rayons effectifs au sommet et permettre de confirmer ou infirmer les hypothèses émises par Senf et Deneke (2017); Rosenfeld *et al.* (2008) sur les processus microphysiques.

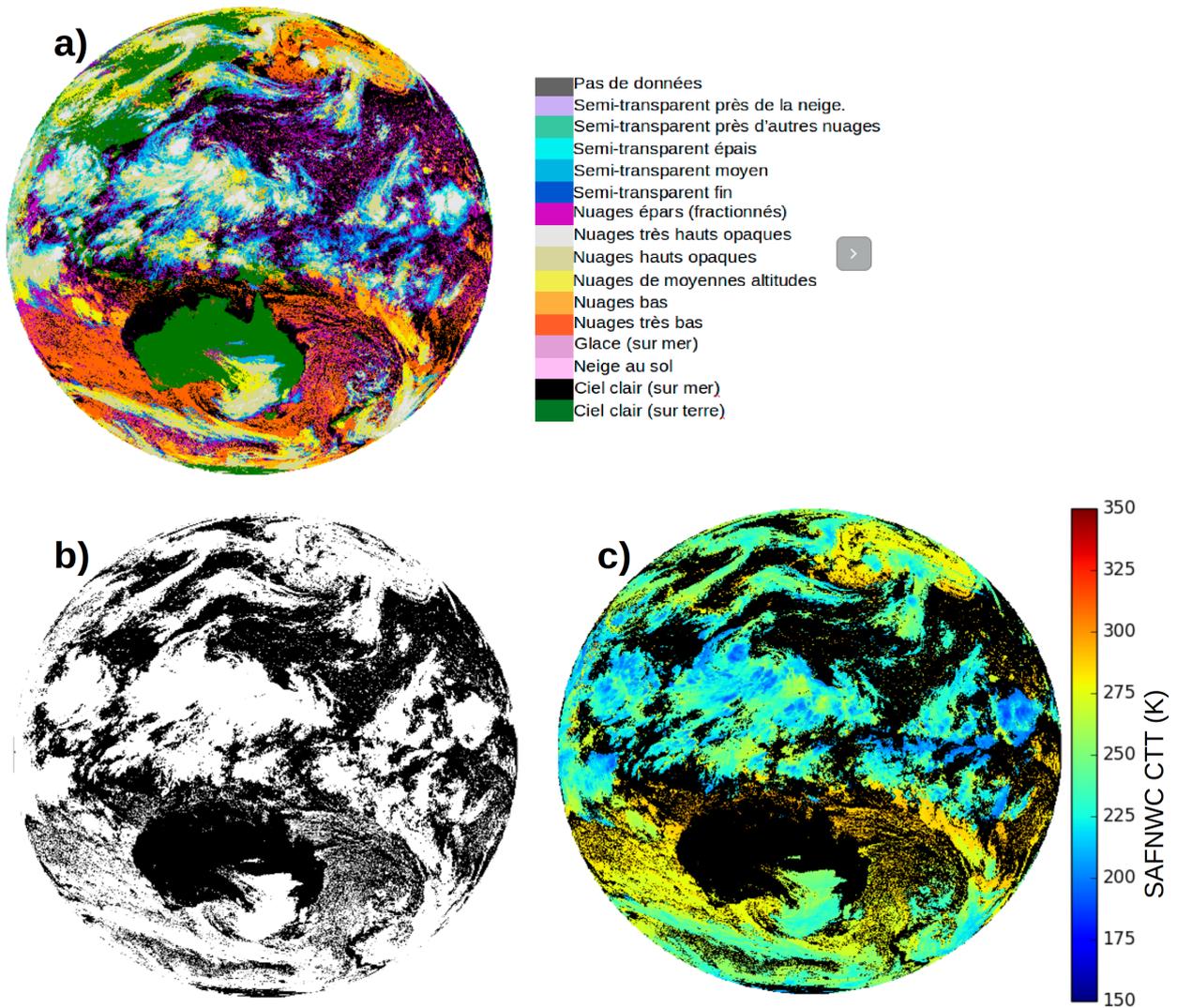


FIGURE 5.4 – Quelques produits du SAFNWC sur Himawari 8 à partir de AHI pour le 20/08/2017 à 12H00 UTC. a) La typologie du produit CT du SAFNWC et sa légende de couleur. b) Le masque nuageux binaire du même type que pour nos suivis de cas d'étude. Nous avons déterminé ce masque en excluant le type nuage épars (fractionnés) de CT. c) La température au sommet des nuages (CTT) du SAFNWC.

Les satellites géostationnaires de nouvelle génération japonais et américains, Himawari 8 et GOES-R embarquent des imageurs ayant des caractéristiques techniques plus avancées que SEVIRI. Pour donner un exemple, l'instrument AHI (Advanced Himawari Imager) comporte 16 canaux, une résolution spatiale qui peut pour certains canaux atteindre 500 mètres, une résolution temporelle de 10 minutes en mode standard et un mode rapide sur le Japon à 2.5 minutes. Himawari 8 est déjà opérationnel depuis 2015 et il permettrait d'étendre notre travail à des résolutions temporelles et spatiales encore plus fines pour la détermination de précurseurs des fortes pluies, des processus microphysiques et macrophysiques au sommet des nuages. Les systèmes précipitants sur l'Asie-pacifique sont très différents de ceux observés en Europe pendant les périodes de mousson et il faudrait une adaptation de la méthodologie de suivi. Néanmoins, des techniques de détection de l'initiation de la convection à petite échelle spatiale sont déjà en développement (Lee *et al.*, 2017). L'utilisation de AHI serait également un moyen d'adapter notre méthode de suivi et d'analyse temporelle en vue du lancement de Meteosat Third Génération (MTG) vers 2021 qui comportera un imageur similaire le Flexible Combined Imager (FCI). Le suivi de nuages par notre méthodologie est en fait techniquement déjà possible à partir de l'instrument AHI, la Figure 5.4 illustre quelques produits du SAFNWC dont la typologie et les valeurs de CTT pour le 20/08/2017 à 12H00 UTC. Il est donc parfaitement envisageable de tester notre technique de suivi sur ce satellite pour de futurs travaux.

Nous avons évoqué au chapitre 2, à travers la Figure 2.6, l'importance de la combinaison d'information comme la température et le REFF dans les travaux de Rosenfeld *et al.* (2008) pour déterminer les processus microphysiques de formation de la pluie ou pour améliorer les modèles satellitaires conceptuels de développement des cumulonimbus comme celui de Hartung *et al.* (2013) présenté à la Figure 2.7 de ce manuscrit. Les satellites défilants peuvent apporter en plus d'une description temporelle des nuages précipitants par les satellites géostationnaires des informations variées suivant les instruments embarqués. Le travail de Nakajima *et al.* (2010b) illustre cela par l'analyse combinée des réflectivités radars de l'instrument CPR (Cloud Profiling Radar) du satellite défilant Cloudsat et des épaisseurs optiques de MODIS pour des nuages affectés de valeurs spécifiques de REFF. Nous avons repris à la Figure 5.5 quelques résultats de Nakajima *et al.* (2010b) montrant la transition vers les précipitations. La combinaison de ce type d'analyse avec notre méthodologie de suivi permettrait d'identifier les processus microphysiques. Par ailleurs, les futurs instruments actifs et passifs sur satellites défilants comme le lidar-Doppler Aladin de la mission ADM-Aeolus, l'Atmospheric Lidar (ATLID) et le Multi-Spectral Imager (MSI) de la mission EarthCARE pourront permettre d'apporter des informations sur le profil vertical de contenus en eau (IWC et LWC), de REFF et sur l'estimation des vents ascendants essentielles pour détecter les processus macrophysiques et microphysiques intervenant pour la formation des précipitations.

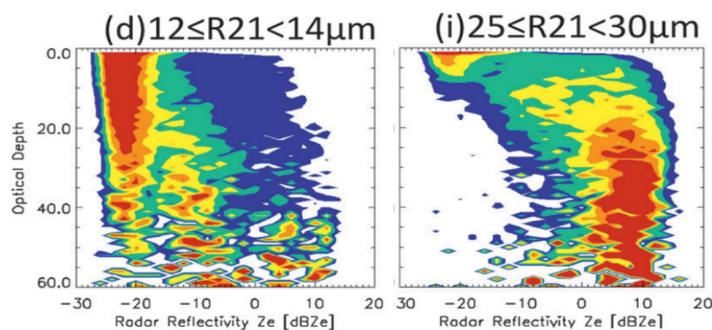


FIGURE 5.5 – *Figures tirées des travaux de Nakajima et al. (2010b) des épaisseurs optiques de MODIS en fonction de l'occurrence de la réflectivité radar issue de CPR sur Cloudsat pour des nuages d'eau liquide. La couleur rouge indique une forte fréquence des valeurs. (d) pour les parties nuageuses ayant des valeurs de REFF à partir du canal de MODIS à 2.1 μm ($R21$) entre 12 et 14 μm . (i) pour $R21$ entre 25 et 30 μm*

La méthodologie de détection et de suivi des systèmes nuageux isolés que nous avons développée a permis de poser les fondements nécessaires à l'analyse d'informations multi-sources à haute résolution temporelle pour l'étude des processus nuageux et l'évaluation des modèles. A travers l'ensemble de notre travail, nous avons montré l'intérêt d'une telle analyse pour la prévision immédiate, pour la mise en place future d'indicateurs des précipitations intenses et pour l'étude des processus à partir de l'observation des propriétés microphysiques et macrophysiques au sommet des nuages convectifs et précipitants. L'ensemble des perspectives que nous venons d'évoquer trouvera un cadre d'application particulièrement favorable dans les années à venir grâce à la disponibilité de données géostationnaires offrant des informations spectrales de plus en plus complètes et à des résolutions spatio-temporelles toujours croissantes. Les enjeux sur le traitement et l'archivage de ces données d'observations et de modélisations seront sans doute au moins aussi importants d'où la nécessité d'anticiper très en amont les besoins techniques en support à ces analyses.

Bibliographie

- Ackerman, S. A., K. I. Strabala, W. P. Menzel, R. A. Frey, C. C. Moeller et L. E. Gumley. 1998, «Discriminating clear sky from clouds with MODIS», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 103, n° D24, doi :10.1029/1998JD200032, p. 32 141–32 157, ISSN 2156-2202.
- Adler, R. F. et D. D. Fenn. 1979, «Thunderstorm Vertical Velocities Estimated from Satellite Data», *J. Appl. Meteor.*, vol. 36, n° 9, doi :10.1175/1520-0469(1979)036<1747:TVVEFS>2.0.CO;2, p. 1747–1754.
- Adler, R. F. et A. J. Negri. 1988, «A Satellite Infrared Technique to Estimate Tropical Convective and Stratiform Rainfall», *Journal of Applied Meteorology*, vol. 27, n° 1, doi :10.1175/1520-0450(1988)027<0030:ASITTE>2.0.CO;2, p. 30–51.
- American Meteorological Society. 2017a, «Bergeron-findeisen_process. Glossary of Meteorology», [disponible en ligne : http://glossary.ametsoc.org/wiki/Bergeron-findeisen_process].
- American Meteorological Society. 2017b, «rain. Glossary of Meteorology», [disponible en ligne : <http://glossary.ametsoc.org/wiki/Rain>].
- Arakawa, A. 2004, «The cumulus parameterization problem : Past, present, and future», *Journal of Climate*, vol. 17, n° 13, doi :10.1175/1520-0442(2004)017<2493:RATCPP>2.0.CO;2, p. 2493–2525.
- Arbogast, P., O. Pannekoucke, L. Raynaud, R. Lalanne et E. Mémin. 2016, «Object-oriented processing of CRM precipitation forecasts by stochastic filtering», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 142, n° 700, doi :10.1002/qj.2871, p. 2827–2838, ISSN 1477-870X.
- Arnaud, Y., M. Desbois et J. Maizi. 1992, «Automatic Tracking and Characterization of African Convective Systems on Meteosat Pictures», *Journal of Applied Meteorology*, vol. 31, n° 5, doi :10.1175/1520-0450(1992)031<0443:ATACOA>2.0.CO;2, p. 443–453.

- Atlas, D. 2002, «Radar Calibration : Some Simple Approaches», *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 83, n° 9, doi :10.1175/1520-0477(2002)083<1313:RCSSA>2.3.CO;2, p. 1313–1316.
- Barnes, W. L., T. S. Pagano et V. V. Salomonson. 1998, «Prelaunch characteristics of the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) on EOS-AM1», *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 36, n° 4, doi :10.1109/36.700993, p. 1088–1100, ISSN 0196-2892.
- Batista-Tomás, A. R., O. Díaz, A. J. Batista-Leyva et E. Altshuler. 2016, «Classification and dynamics of tropical clouds by their fractal dimension», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 142, n° 695, doi :10.1002/qj.2699, p. 983–988, ISSN 1477-870X.
- Baum, B. A., W. P. Menzel, R. A. Frey, D. C. Tobin, R. E. Holz, S. A. Ackerman, A. K. Heidinger et P. Yang. 2012, «MODIS Cloud-Top Property Refinements for Collection 6», *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 51, n° 6, doi : 10.1175/JAMC-D-11-0203.1, p. 1145–1163.
- Baum, B. A., P. Yang, A. J. Heymsfield, C. G. Schmitt, Y. Xie, A. Bansemer, Y.-X. Hu et Z. Zhang. 2011, «Improvements in Shortwave Bulk Scattering and Absorption Models for the Remote Sensing of Ice Clouds», *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 50, n° 5, doi :10.1175/2010JAMC2608.1, p. 1037–1056.
- Bedka, K., J. Brunner, R. Dworak, W. Feltz, J. Otkin et T. Greenwald. 2010, «Objective Satellite-Based Detection of Overshooting Tops Using Infrared Window Channel Brightness Temperature Gradients», *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 49, n° 2, doi :10.1175/2009JAMC2286.1, p. 181–202.
- Bedka, K. M. et J. R. Mecikalski. 2005, «Application of Satellite-Derived Atmospheric Motion Vectors for Estimating Mesoscale Flows», *Journal of Applied Meteorology*, vol. 44, n° 11, doi :10.1175/JAM2264.1, p. 1761–1772.
- Berendes, T. A., J. R. Mecikalski, W. M. MacKenzie, K. M. Bedka et U. S. Nair. 2008, «Convective cloud identification and classification in daytime satellite imagery using standard deviation limited adaptive clustering», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 113, n° D20, doi :10.1029/2008JD010287, p. n/a–n/a, ISSN 2156-2202. D20207.
- Bley, S., H. Deneke et F. Senf. 2016, «Meteosat-Based Characterization of the Spatiotemporal Evolution of Warm Convective Cloud Fields over Central Europe», *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 55, n° 10, doi :10.1175/JAMC-D-15-0335.1, p. 2181–2195.

- Boer, E. R. et V. Ramanathan. 1997, «Lagrangian approach for deriving cloud characteristics from satellite observations and its implications to cloud parameterization», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 102, n° D17, doi :10.1029/97JD00930, p. 21 383–21 399, ISSN 2156-2202.
- Boschetti, L., P. Brivio et J. Gregoire. 2003, «The use of Meteosat and GMS imagery to detect burned areas in tropical environments», *Remote Sensing of Environment*, vol. 85, n° 1, doi :https://doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00189-X, p. 78 – 91, ISSN 0034-4257.
- Braham Jr., R. R. et P. Squires. 1974, «Cloud Physics—1974», *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 55, n° 6, doi :10.1175/1520-0477(1974)055<0543:CP>2.0.CO;2, p. 543–586.
- Brandes, E. A. 1975, «Optimizing Rainfall Estimates with the Aid of Radar», *Journal of Applied Meteorology*, vol. 14, n° 7, doi :10.1175/1520-0450(1975)014<1339:OREWTA>2.0.CO;2, p. 1339–1345.
- Byers, H. R. et R. R. Braham. 1949, *The Thunderstorm : Report of the Thunderstorm Project*, U.S. Govt. Printing Office Washington D.C., USA, 287 p..
- Carvalho, L. M. V. et C. Jones. 2001, «A Satellite Method to Identify Structural Properties of Mesoscale Convective Systems Based on the Maximum Spatial Correlation Tracking Technique (MASCOTTE)», *Journal of Applied Meteorology*, vol. 40, n° 10, doi :10.1175/1520-0450(2001)040<1683:ASMTIS>2.0.CO;2, p. 1683–1701.
- Cho, H.-M., Z. Zhang, K. Meyer, M. Lebsock, S. Platnick, A. S. Ackerman, L. Di Girolamo, L. C.-Labonnote, C. Cornet, J. Riedi et R. E. Holz. 2015, «Frequency and causes of failed MODIS cloud property retrievals for liquid phase clouds over global oceans», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 120, n° 9, doi :10.1002/2015JD023161, p. 4132–4154, ISSN 2169-8996. 2015JD023161.
- Cintineo, J. L., M. J. Pavolonis, J. M. Sieglaff et A. K. Heidinger. 2013, «Evolution of Severe and Nonsevere Convection Inferred from GOES-Derived Cloud Properties», *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 52, n° 9, doi :10.1175/JAMC-D-12-0330.1, p. 2009–2023.
- Cintineo, J. L., M. J. Pavolonis, J. M. Sieglaff et D. T. Lindsey. 2014, «An Empirical Model for Assessing the Severe Weather Potential of Developing Convection», *Weather and Forecasting*, vol. 29, n° 3, doi :10.1175/WAF-D-13-00113.1, p. 639–653.
- Cotton, W. R., R. A. Pielke Sr., R. L. Walko, G. E. Liston, C. J. Tremback, H. Jiang, R. L. McAnelly, J. Y. Harrington, M. E. Nicholls, G. G. Carrio et J. P. McFadden. 2003,

- «RAMS 2001 : Current status and future directions», *Meteorology and Atmospheric Physics*, vol. 82, n° 1, doi :10.1007/s00703-001-0584-9, p. 5–29, ISSN 1436-5065.
- Dawe, J. T. et P. H. Austin. 2013, «Direct entrainment and detrainment rate distributions of individual shallow cumulus clouds in an LES», *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 13, n° 15, doi :10.5194/acp-13-7795-2013, p. 7795–7811.
- Delrieu, G., J. D. Creutin et H. Andrieu. 1995, «Simulation of Radar Mountain Returns Using a Digitized Terrain Model», *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 12, n° 5, doi :10.1175/1520-0426(1995)012<1038:SORMRU>2.0.CO;2, p. 1038–1049.
- Derrien, M. et H. Le Gléau. 2005, «MSG/SEVIRI cloud mask and type from SAFNWC», *International Journal of Remote Sensing*, vol. 26, n° 21, doi :10.1080/01431160500166128, p. 4707–4732.
- Derrien, M. et H. Le Gléau. 2010, «Improvement of cloud detection near sunrise and sunset by temporal-differencing and region-growing techniques with real-time SEVIRI», *International Journal of Remote Sensing*, vol. 31, n° 7, doi :10.1080/01431160902926632, p. 1765–1780.
- Dixon, M. et G. Wiener. 1993, «TITAN : Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis, and Nowcasting—A Radar-based Methodology», *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 10, n° 6, doi :10.1175/1520-0426(1993)010<0785:TTITAA>2.0.CO;2, p. 785–797.
- Dotzek, N., P. Groenemeijer, B. Feuerstein et A. M. Holzer. 2009, «Overview of ESSL’s severe convective storms research using the European Severe Weather Database ESWD», *Atmospheric Research*, vol. 93, n° 1, doi :https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2008.10.020, p. 575 – 586, ISSN 0169-8095. 4th European Conference on Severe Storms.
- E.A.O COMET. 1996, «Anticipating convective storm structure and evolution.CD-ROM», CD-ROM. E.A.O COMET Program.
- Emmanuel, K. A. 1994, *Atmospheric convection*, Oxford University Press, 580 p..
- F. Autonés, J. M. 2016, «Algorithm Theoretical Basis Document for Convection products», document technique, EUMETSAT/SAFNWC/Météo France. [disponible en ligne : <http://www.nwcsaf.org/web/guest/scientific-documentation>].
- Figueras i Ventura, J. et P. Tabary. 2013, «The New French Operational Polarimetric Radar Rainfall Rate Product», *J. Appl. Meteor. Climatol.*, vol. 52, n° 8, doi :10.1175/JAMC-D-12-0179.1, p. 1817–1835.

- Fiolleau, T. et R. Roca. 2013, «An Algorithm for the Detection and Tracking of Tropical Mesoscale Convective Systems Using Infrared Images From Geostationary Satellite», *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 51, n° 7, doi :10.1109/TGRS.2012.2227762, p. 4302–4315, ISSN 0196-2892.
- Fiorio, C. et J. Gustedt. 1996, «Two linear time Union-Find strategies for image processing», *Theoretical Computer Science*, vol. 154, n° 2, doi :https://doi.org/10.1016/0304-3975(94)00262-2, p. 165 – 181, ISSN 0304-3975.
- Glenn, I. B. et S. K. Krueger. 2017, «Connections matter : Updraft merging in organized tropical deep convection», *Geophysical Research Letters*, vol. 44, n° 13, doi :10.1002/2017GL074162, p. 7087–7094, ISSN 1944-8007. 2017GL074162.
- Griffith, C. G., W. L. Woodley, P. G. Grube, D. W. Martin, J. Stout et D. N. Sikdar. 1978, «Rain Estimation from Geosynchronous Satellite Imagery—Visible and Infrared Studies», *Monthly Weather Review*, vol. 106, n° 8, doi :10.1175/1520-0493(1978)106<1153:REFGSI>2.0.CO;2, p. 1153–1171.
- Gunthe, S. S., S. M. King, D. Rose, Q. Chen, P. Roldin, D. K. Farmer, J. L. Jimenez, P. Artaxo, M. O. Andreae, S. T. Martin et U. Pöschl. 2009, «Cloud condensation nuclei in pristine tropical rainforest air of Amazonia : size-resolved measurements and modeling of atmospheric aerosol composition and CCN activity», *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 9, n° 19, doi :10.5194/acp-9-7551-2009, p. 7551–7575.
- Habib, E., G. Lee, D. Kim et G. J. Ciach. 2010, *Ground-Based Direct Measurement*, American Geophysical Union, ISBN 9781118670231, p. 61–77, doi :10.1029/2010GM000953.
- Hagen, M., B. Bartenschlager et U. Finke. 1999, «Motion characteristics of thunderstorms in southern Germany», *Meteorological Applications*, vol. 6, n° 3, doi : 10.1017/S1350482799001164, p. 227–239, ISSN 1469-8080.
- Hall, D. K., G. A. Riggs, V. V. Salomonson, N. E. DiGirolamo et K. J. Bayr. 2002, «MODIS snow-cover products», *Remote Sensing of Environment*, vol. 83, n° 1, doi : https://doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00095-0, p. 181 – 194, ISSN 0034-4257.
- Hamada, A. et Y. N. Takayabu. 2016, «Convective cloud top vertical velocity estimated from geostationary satellite rapid-scan measurements», *Geophysical Research Letters*, vol. 43, n° 10, doi :10.1002/2016GL068962, p. 5435–5441, ISSN 1944-8007. 2016GL068962.
- Hamann, U., A. Walther, B. Baum, R. Bennartz, L. Bugliaro, M. Derrien, P. N. Francis, A. Heidinger, S. Joro, A. Kniffka, H. Le Gléau, M. Lockhoff, H.-J. Lutz, J. F. Meirink, P. Minnis, R. Palikonda, R. Roebeling, A. Thoss, S. Platnick, P. Watts et G. Wind.

- 2014, «Remote sensing of cloud top pressure/height from SEVIRI : analysis of ten current retrieval algorithms», *Atmospheric Measurement Techniques*, vol. 7, n° 9, doi : 10.5194/amt-7-2839-2014, p. 2839–2867.
- Hansen, J. E. et J. W. Hovenier. 1974, «Interpretation of the Polarization of Venus», *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 31, n° 4, doi :10.1175/1520-0469(1974)031<1137:IOTPOV>2.0.CO;2, p. 1137–1160.
- Hartung, D. C., J. M. Sieglaff, L. M. Counce et W. F. Feltz. 2013, «An Intercomparison of UW Cloud-Top Cooling Rates with WSR-88D Radar Data», *Weather and Forecasting*, vol. 28, n° 2, doi :10.1175/WAF-D-12-00021.1, p. 463–480.
- He, L., X. Ren, Q. Gao, X. Zhao, B. Yao et Y. Chao. 2017, «The connected-component labeling problem : A review of state-of-the-art algorithms», *Pattern Recognition*, vol. 70, n° Supplement C, doi :<https://doi.org/10.1016/j.patcog.2017.04.018>, p. 25 – 43, ISSN 0031-3203.
- Heidinger, W. C. S., A. K. 2010, «ABI cloud mask algorithm theoretical basis document», document technique, NOAA/NESDIS/Center for Satellite Applications and Research (STAR. [disponible en ligne : https://www.star.nesdis.noaa.gov/goesr/docs/ATBD/Cloud_Mask.pdf].
- Henken, C. C., M. J. Schmeits, H. Deneke et R. A. Roebeling. 2011, «Using MSG-SEVIRI Cloud Physical Properties and Weather Radar Observations for the Detection of Cb/TCu Clouds», *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 50, n° 7, doi :10.1175/2011JAMC2601.1, p. 1587–1600.
- Houze, R. A. 1993, *Cloud dynamics*, International Geophysics Series, Academic Press, 573 p..
- Huuskonen, A., E. Saltikoff et I. Holleman. 2014, «The Operational Weather Radar Network in Europe», *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 95, n° 6, doi : 10.1175/BAMS-D-12-00216.1, p. 897–907.
- ICARE/AERIS. 2017, «Algorithm details : SEV06-CLD project», doi :10.25326/1. [disponible en ligne à <https://dx.doi.org/10.25326/1>].
- Johnson, J. T., P. L. MacKeen, A. Witt, E. D. W. Mitchell, G. J. Stumpf, M. D. Eilts et K. W. Thomas. 1998, «The Storm Cell Identification and Tracking Algorithm : An Enhanced WSR-88D Algorithm», *Weather and Forecasting*, vol. 13, n° 2, doi : 10.1175/1520-0434(1998)013<0263:TSCIAT>2.0.CO;2, p. 263–276.
- King, M., S.-C. Tsay, S. Platnick, M. Wand et K.-N. Liou. 1997, «Cloud Retrieval Algorithms for MODIS : Optical Thickness, Effective Particle Radius, and Thermodynamic

- Phase», document technique, NASA goddard space flight center. [disponible en ligne : https://modis-images.gsfc.nasa.gov/_docs/atbd_mod05.pdf].
- King, M. D., S. Platnick, P. Yang, G. T. Arnold, M. A. Gray, J. C. Riedi, S. A. Ackerman et K.-N. Liou. 2004, «Remote Sensing of Liquid Water and Ice Cloud Optical Thickness and Effective Radius in the Arctic : Application of Airborne Multispectral MAS Data», *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 21, n° 6, doi : 10.1175/1520-0426(2004)021<0857:RSOLWA>2.0.CO;2, p. 857–875.
- King, M. D., P. Steven, H. P. A., A. Thomas, M. G. Eric, W. Gala et B. Wind. 2008, «Collection 005 Change Summary for the Modis Cloud Optical Property(06_OD) Algorithm», document technique, NASA. [disponible en ligne : https://modis-images.gsfc.nasa.gov/_docs/C005CloudOpticalPropertiesver3.3.pdf].
- Kirstetter, P.-E., N. Viltard et M. Gosset. 2013, «An error model for instantaneous satellite rainfall estimates : evaluation of BRAIN-TMI over West Africa», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 139, n° 673, doi :10.1002/qj.1964, p. 894–911, ISSN 1477-870X.
- Kogan, Y. 2013, «A Cumulus Cloud Microphysics Parameterization for Cloud-Resolving Models», *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 70, n° 5, doi :10.1175/JAS-D-12-0183.1, p. 1423–1436.
- Kolios, S. et H. Feidas. 2010, «A warm season climatology of mesoscale convective systems in the Mediterranean basin using satellite data», *Theoretical and Applied Climatology*, vol. 102, n° 1, doi :10.1007/s00704-009-0241-7, p. 29–42, ISSN 1434-4483.
- Kolios, S. et H. Feidas. 2013, «An automated nowcasting system of mesoscale convective systems for the Mediterranean basin using Meteosat imagery. Part I : System description», *Meteorological Applications*, vol. 20, n° 3, doi :10.1002/met.1282, p. 287–295, ISSN 1469-8080.
- Kummerow, C., Y. Hong, W. S. Olson, S. Yang, R. F. Adler, J. McCollum, R. Ferraro, G. Petty, D.-B. Shin et T. T. Wilheit. 2001, «The Evolution of the Goddard Profiling Algorithm (GPROF) for Rainfall Estimation from Passive Microwave Sensors», *Journal of Applied Meteorology*, vol. 40, n° 11, doi :10.1175/1520-0450(2001)040<1801:TEOTGP>2.0.CO;2, p. 1801–1820.
- Kummerow, C., W. S. Olson et L. Giglio. 1996, «A simplified scheme for obtaining precipitation and vertical hydrometeor profiles from passive microwave sensors», *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 34, n° 5, doi :10.1109/36.536538, p. 1213–1232, ISSN 0196-2892.

- Lakshmanan, V. et T. Smith. 2010, «An Objective Method of Evaluating and Devising Storm-Tracking Algorithms», *Weather and Forecasting*, vol. 25, n° 2, doi :10.1175/2009WAF2222330.1, p. 701–709.
- Le Gléau, H. 2016, «Algorithm Theoretical Basis Document for the Cloud Product Processors of the NWC/GEO», document technique, EUMETSAT/SAFNWC/Météo France. [disponible en ligne : <http://www.nwcsaf.org/web/guest/scientific-documentation>].
- Lee, S., H. Han, J. Im, E. Jang et M.-I. Lee. 2017, «Detection of deterministic and probabilistic convection initiation using Himawari-8 Advanced Himawari Imager data», *Atmospheric Measurement Techniques*, vol. 10, n° 5, doi :10.5194/amt-10-1859-2017, p. 1859–1874.
- Leese, J. A., C. S. Novak et B. B. Clark. 1971, «An Automated Technique for Obtaining Cloud Motion from Geosynchronous Satellite Data Using Cross Correlation», *Journal of Applied Meteorology*, vol. 10, n° 1, doi :10.1175/1520-0450(1971)010<0118:AATFOC>2.0.CO;2, p. 118–132.
- Lensky, I. M. et D. Rosenfeld. 2006, «The time-space exchangeability of satellite retrieved relations between cloud top temperature and particle effective radius», *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 6, n° 10, doi :10.5194/acp-6-2887-2006, p. 2887–2894.
- Lensky, I. M. et D. Rosenfeld. 2008, «Clouds-Aerosols-Precipitation Satellite Analysis Tool (CAPSAT)», *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 8, n° 22, doi :10.5194/acp-8-6739-2008, p. 6739–6753.
- Lepore, C., D. Veneziano et A. Molini. 2015, «Temperature and CAPE dependence of rainfall extremes in the eastern United States», *Geophysical Research Letters*, vol. 42, n° 1, doi :10.1002/2014GL062247, p. 74–83, ISSN 1944-8007. 2014GL062247.
- Liou, K. 2002, *An introduction to Atmospheric Radiation, International Geophysics*, vol. 84, Academic Press, 583 p..
- Liou, K.-N. et S.-C. Ou. 1989, «The role of cloud microphysical processes in climate : An assessment from a one-dimensional perspective», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 94, n° D6, doi :10.1029/JD094iD06p08599, p. 8599–8607, ISSN 2156-2202. URL <http://dx.doi.org/10.1029/JD094iD06p08599>.
- Liu, J., C. Liu, X. Gu et D. Qin. 2015, «Detection of rapidly developing convection using rapid scan data from a geostationary satellite», *Remote Sensing Letters*, vol. 6, n° 8, doi :10.1080/2150704X.2015.1062160, p. 604–612.
- Liu, Z., D. Ostrenga, B. Vollmer, B. Deshong, K. Macritchie, M. Greene et S. Kempler. 2017, «Global Precipitation Measurement Mission Products and Services at the NASA

- GES DISC», *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 98, n° 3, doi :10.1175/BAMS-D-16-0023.1, p. 437–444.
- Llasat, M.-C. 2001, «An objective classification of rainfall events on the basis of their convective features : application to rainfall intensity in the northeast of Spain», *International Journal of Climatology*, vol. 21, n° 11, doi :10.1002/joc.692, p. 1385–1400, ISSN 1097-0088.
- Loftus, A. M., D. B. Weber et C. A. D. III. 2008, «Parameterized Mesoscale Forcing Mechanisms for Initiating Numerically Simulated Isolated Multicellular Convection», *Monthly Weather Review*, vol. 136, n° 7, doi :10.1175/2007MWR2133.1, p. 2408–2421.
- Lovejoy, S. 1982, «Area-Perimeter Relation for Rain and Cloud Areas», *Science*, vol. 216, n° 4542, doi :10.1126/science.216.4542.185, p. 185–187, ISSN 0036-8075.
- Löffler-Mang, M. et J. Joss. 2000, «An Optical Disdrometer for Measuring Size and Velocity of Hydrometeors», *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 17, n° 2, doi :10.1175/1520-0426(2000)017<0130:AODFMS>2.0.CO;2, p. 130–139.
- Machado, L. A. T. et H. Laurent. 2004, «The Convective System Area Expansion over Amazonia and Its Relationships with Convective System Life Duration and High-Level Wind Divergence», *Monthly Weather Review*, vol. 132, n° 3, doi :10.1175/1520-0493(2004)132<0714:TCSAEO>2.0.CO;2, p. 714–725.
- Machado, L. A. T., W. B. Rossow, R. L. Guedes et A. W. Walker. 1998, «Life Cycle Variations of Mesoscale Convective Systems over the Americas», *Monthly Weather Review*, vol. 126, n° 6, doi :10.1175/1520-0493(1998)126<1630:LCVOMC>2.0.CO;2, p. 1630–1654.
- Maddox, R. A. 1980, «Mesoscale Convective Complexes», *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 61, n° 11, doi :10.1175/1520-0477(1980)061<1374:MCC>2.0.CO;2, p. 1374–1387.
- Malardel, S. 2009, *Fondamentaux de Météorologie*, 2^e éd., CÉPADUÈS-ÉDITIONS, 728 p..
- Marshak, A., S. Platnick, T. Várnai, G. Wen et R. F. Cahalan. 2006, «Impact of three-dimensional radiative effects on satellite retrievals of cloud droplet sizes», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 111, n° D9, doi :10.1029/2005JD006686, p. n/a–n/a, ISSN 2156-2202. D09207.
- Marshall, J. S., R. C. Langille et W. M. K. Palmer. 1947, «Measurement of rainfall by radar», *Journal of Meteorology*, vol. 4, n° 6, doi :10.1175/1520-0469(1947)004<0186:MORBR>2.0.CO;2, p. 186–192.

- Marshall, J. S. et W. M. K. Palmer. 1948, «The distribution of raindrops with size», *Journal of Meteorology*, vol. 5, n° 4, doi :10.1175/1520-0469(1948)005<0165:TDORWS>2.0.CO;2, p. 165–166.
- Mathon, V. et H. Laurent. 2001, «Life cycle of Sahelian mesoscale convective cloud systems», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 127, n° 572, doi : 10.1002/qj.49712757208, p. 377–406, ISSN 1477-870X.
- Matricardi, M. 2010, «A principal component based version of the RTTOV fast radiative transfer model», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 136, n° 652, doi :10.1002/qj.680, p. 1823–1835, ISSN 1477-870X.
- Mecikalski, J. R. et K. M. Bedka. 2006, «Forecasting Convective Initiation by Monitoring the Evolution of Moving Cumulus in Daytime GOES Imagery», *Monthly Weather Review*, vol. 134, n° 1, doi :10.1175/MWR3062.1, p. 49–78.
- Mecikalski, J. R., K. M. Bedka, S. J. Paech et L. A. Litten. 2008, «A Statistical Evaluation of GOES Cloud-Top Properties for Nowcasting Convective Initiation», *Monthly Weather Review*, vol. 136, n° 12, doi :10.1175/2008MWR2352.1, p. 4899–4914.
- Mecikalski, J. R., C. P. Jewett, J. M. Apke et L. D. Carey. 2016a, «Analysis of Cumulus Cloud Updrafts as Observed with 1-Min Resolution Super Rapid Scan GOES Imagery», *Monthly Weather Review*, vol. 144, n° 2, doi :10.1175/MWR-D-14-00399.1, p. 811–830.
- Mecikalski, J. R., W. M. M. Jr., M. Koenig et S. Muller. 2010a, «Cloud-Top Properties of Growing Cumulus prior to Convective Initiation as Measured by Meteosat Second Generation. Part I : Infrared Fields», *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 49, n° 3, doi :10.1175/2009JAMC2344.1, p. 521–534. URL <https://doi.org/10.1175/2009JAMC2344.1>.
- Mecikalski, J. R., W. M. M. Jr., M. König et S. Muller. 2010b, «Cloud-Top Properties of Growing Cumulus prior to Convective Initiation as Measured by Meteosat Second Generation. Part II : Use of Visible Reflectance», *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 49, n° 12, doi :10.1175/2010JAMC2480.1, p. 2544–2558.
- Mecikalski, J. R., P. Minnis et R. Palikonda. 2013, «Use of satellite derived cloud properties to quantify growing cumulus beneath cirrus clouds», *Atmospheric Research*, vol. 120, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2012.08.017>, p. 192 – 201, ISSN 0169-8095.
- Mecikalski, J. R., D. Rosenfeld et A. Manzato. 2016b, «Evaluation of geostationary satellite observations and the development of a 1-2h prediction model for future storm

- intensity», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 121, n° 11, doi : 10.1002/2016JD024768, p. 6374–6392, ISSN 2169-8996. 2016JD024768.
- Mecikalski, J. R., P. D. Watts et M. Koenig. 2011, «Use of Meteosat Second Generation optimal cloud analysis fields for understanding physical attributes of growing cumulus clouds», *Atmospheric Research*, vol. 102, n° 1, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2011.06.023>, p. 175 – 190, ISSN 0169-8095.
- Menzel, W. P., R. A. Frey et B. A. Baum. 2015, «Cloud Top Properties and Cloud phase Algorithm Theoretical Basis Document», document technique, NASA goddard Space flight Center. [disponible en ligne : https://modis-images.gsfc.nasa.gov/_docs/MOD06-ATBD_2015_05_01.pdf].
- Meyers, M. P., R. L. Walko, J. Y. Harrington et W. R. Cotton. 1997, «New RAMS cloud microphysics parameterization. Part II : The two-moment scheme», *Atmospheric Research*, vol. 45, n° 1, doi :[https://doi.org/10.1016/S0169-8095\(97\)00018-5](https://doi.org/10.1016/S0169-8095(97)00018-5), p. 3 – 39, ISSN 0169-8095.
- Mitrescu, C., T. L'Ecuyer, J. Haynes, S. Miller et J. Turk. 2010, «CloudSat Precipitation Profiling Algorithm—Model Description», *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 49, n° 5, doi :10.1175/2009JAMC2181.1, p. 991–1003.
- Morel, C. et S. Senesi. 2002a, «A climatology of mesoscale convective systems over Europe using satellite infrared imagery. I : Methodology», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 128, n° 584, doi :10.1256/003590002320603485, p. 1953–1971, ISSN 1477-870X.
- Morel, C. et S. Senesi. 2002b, «A climatology of mesoscale convective systems over Europe using satellite infrared imagery. II : Characteristics of European mesoscale convective systems», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 128, n° 584, doi : 10.1256/003590002320603494, p. 1973–1995, ISSN 1477-870X.
- Morrison, H., J. A. Curry et V. I. Khvorostyanov. 2005, «A New Double-Moment Microphysics Parameterization for Application in Cloud and Climate Models. Part I : Description», *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 62, n° 6, doi :10.1175/JAS3446.1, p. 1665–1677.
- Morton, B. R., F. R. S. Sir Geoffrey Taylor et J. S. Turner. 1956, «Turbulent gravitational convection from maintained and instantaneous sources», *Proceedings of the Royal Society of London A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, vol. 234, n° 1196, doi :10.1098/rspa.1956.0011, p. 1–23, ISSN 0080-4630.

- Moseley, C., P. Berg et J. O. Haerter. 2013, «Probing the precipitation life cycle by iterative rain cell tracking», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 118, n° 24, doi :10.1002/2013JD020868, p. 13,361–13,370, ISSN 2169-8996.
- Moseley, C., C. Hohenegger, P. Berg et J. O. Haerter. 2016, «Intensification of convective extremes driven by cloud-cloud interaction», *Nature Geosci*, vol. 9, n° 10, p. 748–752, ISSN 1752-0894.
- Nakajima, T. et M. D. King. 1990, «Determination of the Optical Thickness and Effective Particle Radius of Clouds from Reflected Solar Radiation Measurements. Part I : Theory», *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 47, n° 15, doi :10.1175/1520-0469(1990)047<1878:DOTOTA>2.0.CO;2, p. 1878–1893.
- Nakajima, T. Y., K. Suzuki et G. L. Stephens. 2010a, «Droplet growth in warm water clouds observed by the a-train. part i : Sensitivity analysis of the modis-derived cloud droplet sizes», *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 67, n° 6, doi : 10.1175/2009JAS3280.1, p. 1884–1896.
- Nakajima, T. Y., K. Suzuki et G. L. Stephens. 2010b, «Droplet growth in warm water clouds observed by the a-train. part ii : A multisensor view», *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 67, n° 6, doi :10.1175/2010JAS3276.1, p. 1897–1907.
- Negri, A. J. et R. F. Adler. 1981, «Relation of Satellite-Based Thunderstorm Intensity to Radar-Estimated Rainfall», *Journal of Applied Meteorology*, vol. 20, n° 3, doi :10.1175/1520-0450(1981)020<0288:ROSBTI>2.0.CO;2, p. 288–300.
- Nešpor, V. et B. Sevruk. 1999, «Estimation of Wind-Induced error of rainfall gauge measurements using a numerical simulation», *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 16, n° 4, doi :10.1175/1520-0426(1999)016<0450:EOWIEO>2.0.CO;2, p. 450–464.
- Nisi, L., P. Ambrosetti et L. Clementi. 2014, «Nowcasting severe convection in the Alpine region : the COALITION approach», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 140, n° 682, doi :10.1002/qj.2249, p. 1684–1699, ISSN 1477-870X.
- Organisation Météorologique Mondiale. 2017a, «International cloud atlas, cumulonimbus», [disponible en ligne à <https://cloudatlas.wmo.int/cumulonimbus-cb.html>].
- Organisation Météorologique Mondiale. 2017b, «International cloud atlas, cumulonimbus calvus», [disponible en ligne à <https://cloudatlas.wmo.int/species-cumulonimbus-calvus-cb-cal.html>].

- Organisation Météorologique Mondiale. 2017c, «International cloud atlas, cumulonimbus capitallus», [disponible en ligne à <https://cloudatlas.wmo.int/species-cumulonimbus-capillatus-cb-cap.html>].
- Pavolonis, M. J. 2010a, «ABI cloud type/phase algorithm theoretical basis document. NOAA/NESDIS/Center for Satellite Applications and Research (STAR), 60 pp.», document technique, NOAA/NESDIS/Center for Satellite Applications and Research (STAR).
- Pavolonis, M. J. 2010b, «Advances in Extracting Cloud Composition Information from Spaceborne Infrared Radiances—A Robust Alternative to Brightness Temperatures. Part I : Theory», *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 49, n° 9, doi : 10.1175/2010JAMC2433.1, p. 1992–2012.
- Pavolonis, M. J. et A. K. Heidinger. 2004, «Daytime Cloud Overlap Detection from AVHRR and VIIRS», *Journal of Applied Meteorology*, vol. 43, n° 5, doi :10.1175/2099.1, p. 762–778.
- Pavolonis, M. J., A. K. Heidinger et T. Uttal. 2005, «Daytime Global Cloud Typing from AVHRR and VIIRS : Algorithm Description, Validation, and Comparisons», *Journal of Applied Meteorology*, vol. 44, n° 6, doi :10.1175/JAM2236.1, p. 804–826.
- Penide, G., A. Protat, V. V. Kumar et P. T. May. 2013, «Comparison of Two Convective/Stratiform Precipitation Classification Techniques : Radar Reflectivity Texture versus Drop Size Distribution–Based Approach», *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 30, n° 12, doi :10.1175/JTECH-D-13-00019.1, p. 2788–2797.
- Pereda, J. G. et X. Calbet. 2016, «Algorithm Theoretical Basis Document for the Wind product processors of the NWC/GEO», document technique, EUMETSAT/SAFNWC/AEMET. [disponible en ligne : <http://www.nwcsaf.org/web/guest/scientific-documentation>].
- Platnick, S. 2000, «Vertical photon transport in cloud remote sensing problems», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 105, n° D18, doi :10.1029/2000JD900333, p. 22919–22935.
- Platnick, S., M. D. King, S. A. Ackerman, W. P. Menzel, B. A. Baum, J. C. Riedi et R. A. Frey. 2003, «The MODIS cloud products : algorithms and examples from Terra», *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 41, n° 2, doi :10.1109/TGRS.2002.808301, p. 459–473, ISSN 0196-2892.
- Platnick, S., M. D. King, K. G. Meyer, G. Wind, N. Amarasinghe, B. Marchant, G. T. Arnold, Z. Zhang, P. A. Hubanks, B. Ridgway et J. Riedi. 2015, «MODIS

- Cloud Optical Properties USER GUIDE for the Collection 6 Level-2 MOD06/MYD06 Product and Associated Level-3 Datasets», [disponible en ligne : <https://modis-atmosphere.gsfc.nasa.gov/sites/default/files/ModAtmo/C6MOD06OPUserGuide.pdf>].
- Platnick, S., J. Y. Li, M. D. King, H. Gerber et P. V. Hobbs. 2001, «A solar reflectance method for retrieving the optical thickness and droplet size of liquid water clouds over snow and ice surfaces», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 106, n° D14, doi :10.1029/2000JD900441, p. 15 185–15 199, ISSN 2156-2202.
- Platnick, S., K. G. Meyer, M. D. King, G. Wind, N. Amarasinghe, B. Marchant, G. T. Arnold, Z. Zhang, P. A. Hubanks, R. E. Holz, P. Yang, W. L. Ridgway et J. Riedi. 2017, «The MODIS Cloud Optical and Microphysical Products : Collection 6 Updates and Examples From Terra and Aqua», *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 55, n° 1, doi :10.1109/TGRS.2016.2610522, p. 502–525, ISSN 0196-2892.
- Poulsen, C. A., R. Siddans, G. E. Thomas, A. M. Sayer, R. G. Grainger, E. Campmany, S. M. Dean, C. Arnold et P. D. Watts. 2012, «Cloud retrievals from satellite data using optimal estimation : evaluation and application to ATSR», *Atmospheric Measurement Techniques*, vol. 5, n° 8, doi :10.5194/amt-5-1889-2012, p. 1889–1910.
- Prigent, C. 2010, «Precipitation retrieval from space : An overview», *Comptes Rendus Geoscience*, vol. 342, n° 4, p. 380 – 389, ISSN 1631-0713. Atmosphère vue de l'espace.
- Pruppacher, H. R. et J. D. Klett. 1997, *Microphysics of Clouds and Precipitation*, 2^e éd., Kluwer Academic Publishers, 954 p..
- Renard, F., P.-M. Chapon et J. Comby. 2012, «Assessing the accuracy of weather radar to track intense rain cells in the Greater Lyon area, France», *Atmospheric Research*, vol. 103, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2011.08.008>, p. 4 – 19, ISSN 0169-8095. Rainfall in the urban context : forecasting, risk and climate change.
- Roberts, R. D. et S. Rutledge. 2003, «Nowcasting Storm Initiation and Growth Using GOES-8 and WSR-88D Data», *Weather and Forecasting*, vol. 18, n° 4, doi :10.1175/1520-0434(2003)018<0562:NSIAGU>2.0.CO;2, p. 562–584.
- Roca, R. et V. Ramanathan. 2000, «Scale Dependence of Monsoonal Convective Systems over the Indian Ocean», *Journal of Climate*, vol. 13, n° 7, doi :10.1175/1520-0442(2000)013<1286:SDOMCS>2.0.CO;2, p. 1286–1298.
- Roebeling, R. A., A. J. Feijt et P. Stammes. 2006, «Cloud property retrievals for climate monitoring : Implications of differences between Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) on METEOSAT-8 and Advanced Very High Resolution Radiometer

- (AVHRR) on NOAA-17», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 111, n° D20, doi :10.1029/2005JD006990, p. n/a–n/a, ISSN 2156-2202. D20210.
- Roebeling, R. A. et I. Holleman. 2009, «SEVIRI rainfall retrieval and validation using weather radar observations», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 114, n° D21, doi :10.1029/2009JD012102, p. n/a–n/a, ISSN 2156-2202. D21202.
- de Rooy, W. C., P. Bechtold, K. Fröhlich, C. Hohenegger, H. Jonker, D. Mironov, A. Pier Siebesma, J. Teixeira et J.-I. Yano. 2013, «Entrainment and detrainment in cumulus convection : an overview», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 139, n° 670, doi :10.1002/qj.1959, p. 1–19, ISSN 1477-870X.
- de Rooy, W. C. et P. A. Siebesma. 2010, «Analytical expressions for entrainment and detrainment in cumulus convection», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 136, n° 650, doi :10.1002/qj.640, p. 1216–1227, ISSN 1477-870X.
- Rosenfeld, D. et G. Gutman. 1994, «Retrieving microphysical properties near the tops of potential rain clouds by multispectral analysis of AVHRR data», *Atmospheric Research*, vol. 34, n° 1, doi :https://doi.org/10.1016/0169-8095(94)90096-5, p. 259 – 283, ISSN 0169-8095. 11th conference on clouds and precipitation.
- Rosenfeld, D. et I. M. Lensky. 1998, «Satellite–Based Insights into Precipitation Formation Processes in Continental and Maritime Convective Clouds», *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 79, n° 11, doi :10.1175/1520-0477(1998)079<2457:SBIIPF>2.0.CO;2, p. 2457–2476.
- Rosenfeld, D., W. L. Woodley, A. Lerner, G. Kelman et D. T. Lindsey. 2008, «Satellite detection of severe convective storms by their retrieved vertical profiles of cloud particle effective radius and thermodynamic phase», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 113, n° D4, doi :10.1029/2007JD008600, p. n/a–n/a, ISSN 2156-2202. D04208.
- Rossow, W. B. et R. A. Schiffer. 1999, «Advances in Understanding Clouds from ISCCP», *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 80, n° 11, doi :10.1175/1520-0477(1999)080<2261:AIUCFI>2.0.CO;2, p. 2261–2287.
- Saleeby, S. M. et W. R. Cotton. 2004, «A Large-Droplet Mode and Prognostic Number Concentration of Cloud Droplets in the Colorado State University Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). Part I : Module Descriptions and Supercell Test Simulations», *Journal of Applied Meteorology*, vol. 43, n° 1, doi :10.1175/1520-0450(2004)043<0182:ALMAPN>2.0.CO;2, p. 182–195.

- Saleeby, S. M. et S. C. van den Heever. 2013, «Developments in the CSU-RAMS Aerosol Model : Emissions, Nucleation, Regeneration, Deposition, and Radiation», *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 52, n° 12, doi :10.1175/JAMC-D-12-0312.1, p. 2601–2622.
- Saunders, R., J. Hocking, D. Rundle, P. Rayer, S. Havemann, M. Matricardi, A. Geer, C. Lupu, P. Brunel et J. Vidot. 2017, «RTTOV-12 Science and validation report v1.0», document technique, EUMETSAT/SAFNWP. [disponible en ligne : <http://www.nwcsaf.org/web/guest/scientific-documentation>].
- Saunders, R., M. Matricardi et P. Brunel. 1999, «An improved fast radiative transfer model for assimilation of satellite radiance observations», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 125, n° 556, doi :10.1002/qj.1999.49712555615, p. 1407–1425, ISSN 1477-870X.
- Schmetz, J., P. Pili, S. Tjemkes, D. Just, J. Kerkmann, S. Rota et A. Ratier. 2002, «An Introduction to Meteosat Second Generation (MSG)», *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 83, n° 7, doi :10.1175/1520-0477(2002)083<0977:AITMSG>2.3.CO;2, p. 977–992.
- Seity, Y., P. Brousseau, S. Malardel, G. Hello, P. Bénard, F. Bouttier, C. Lac et V. Masson. 2011, «The AROME-france convective-scale Operational Model», *Monthly Weather Review*, vol. 139, n° 3, doi :10.1175/2010MWR3425.1, p. 976–991.
- Senf, F. et H. Deneke. 2017, «Satellite-Based Characterization of Convective Growth and Glaciation and Its Relationship to Precipitation Formation over Central Europe», *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 56, n° 7, doi :10.1175/JAMC-D-16-0293.1, p. 1827–1845.
- Senf, F., F. Dietzsch, A. Hünerbein et H. Deneke. 2015, «Characterization of Initiation and Growth of Selected Severe Convective Storms over Central Europe with MSG-SEVIRI», *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 54, n° 1, doi :10.1175/JAMC-D-14-0144.1, p. 207–224.
- Sheppard, B. E. 1990, «Effect of Irregularities in the Diameter Classification of Raindrops by the Joss-Waldvogel Disdrometer», *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 7, n° 1, doi :10.1175/1520-0426(1990)007<0180:EOIITD>2.0.CO;2, p. 180–183.
- Sieglauff, J. M., L. M. Cronce et W. F. Feltz. 2014, «Improving Satellite-Based Convective Cloud Growth Monitoring with Visible Optical Depth Retrievals», *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 53, n° 2, doi :10.1175/JAMC-D-13-0139.1, p. 506–520.

- Sieglaff, J. M., L. M. Counce, W. F. Feltz, K. M. Bedka, M. J. Pavolonis et A. K. Heidinger. 2011, «Nowcasting Convective Storm Initiation Using Satellite-Based Box-Averaged Cloud-Top Cooling and Cloud-Type Trends», *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 50, n° 1, doi :10.1175/2010JAMC2496.1, p. 110–126.
- Sieglaff, J. M., D. C. Hartung, W. F. Feltz, L. M. Counce et V. Lakshmanan. 2013, «A Satellite-Based Convective Cloud Object Tracking and Multipurpose Data Fusion Tool with Application to Developing Convection», *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 30, n° 3, doi :10.1175/JTECH-D-12-00114.1, p. 510–525.
- Siewert, C. W., M. Koenig et J. R. Mecikalski. 2010, «Application of Meteosat second generation data towards improving the nowcasting of convective initiation», *Meteorological Applications*, vol. 17, n° 4, doi :10.1002/met.176, p. 442–451, ISSN 1469-8080.
- Sinkevich, A. A. et T. W. Krauss. 2014, «Changes in thunderstorm characteristics due to feeder cloud merging», *Atmospheric Research*, vol. 142, doi :http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2013.06.007, p. 124 – 132, ISSN 0169-8095. The 16th International Conference on Clouds and Precipitation.
- Sourdeval, O., L. C.-Labonnote, A. J. Baran, J. Mülmenstädt et G. Brogniez. 2016, «A methodology for simultaneous retrieval of ice and liquid water cloud properties. Part 2 : Near-global retrievals and evaluation against A-Train products», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 142, n° 701, doi :10.1002/qj.2889, p. 3063–3081, ISSN 1477-870X.
- Squires, P. et J. S. Turner. 1962, «An entraining jet model for cumulo-nimbus updraughts», *Tellus*, vol. 14, n° 4, doi :10.3402/tellusa.v14i4.9569, p. 422–434.
- Stengel, M., P. Undén, M. Lindskog, P. Dahlgren, N. Gustafsson et R. Bennartz. 2009, «Assimilation of SEVIRI infrared radiances with HIRLAM 4D-var», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 135, n° 645, doi :10.1002/qj.501, p. 2100–2109, ISSN 1477-870X.
- Stout, J. S., D. W. Martin et D. N. Sikdar. 1979, «Estimating GATE Rainfall with Geosynchronous Satellite Images», *Monthly Weather Review*, vol. 107, n° 5, doi :10.1175/1520-0493(1979)107<0585:EGRWGS>2.0.CO;2, p. 585–598.
- Strabala, K. I., S. A. Ackerman et W. P. Menzel. 1994, «Cloud Properties inferred from 8-12 μm Data», *Journal of Applied Meteorology*, vol. 33, n° 2, doi :10.1175/1520-0450(1994)033<0212:CPIFD>2.0.CO;2, p. 212–229.
- Tabary, P. 2007, «The New French Operational Radar Rainfall Product. Part I : Methodology», *Weather and Forecasting*, vol. 22, n° 3, doi :10.1175/WAF1004.1, p. 393–408.

- Tabary, P., A.-A. Boumahmoud, H. Andrieu, R. J. Thompson, A. J. Illingworth, E. L. Bouar et J. Testud. 2011, «Evaluation of two “integrated” polarimetric Quantitative Precipitation Estimation (QPE) algorithms at C-band», *Journal of Hydrology*, vol. 405, n° 3, doi :<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.05.021>, p. 248 – 260, ISSN 0022-1694.
- Tabary, P., J. Desplats, K. D. Khac, F. Eideliman, C. Gueguen et J.-C. Heinrich. 2007, «The New French Operational Radar Rainfall Product. Part II : Validation», *Weather and Forecasting*, vol. 22, n° 3, doi :[10.1175/WAF1005.1](https://doi.org/10.1175/WAF1005.1), p. 409–427.
- Takemi, T. 2007, «Environmental stability control of the intensity of squall lines under low-level shear conditions», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 112, n° D24, doi :[10.1029/2007JD008793](https://doi.org/10.1029/2007JD008793), p. n/a–n/a, ISSN 2156-2202. D24110.
- Tang, G., Z. Zeng, D. Long, X. Guo, B. Yong, W. Zhang et Y. Hong. 2016, «Statistical and Hydrological Comparisons between TRMM and GPM Level-3 Products over a Midlatitude Basin : Is Day-1 IMERG a Good Successor for TMPA 3B42V7?», *Journal of Hydrometeorology*, vol. 17, n° 1, doi :[10.1175/JHM-D-15-0059.1](https://doi.org/10.1175/JHM-D-15-0059.1), p. 121–137.
- Tao, W.-K., J. J. Shi, S. S. Chen, S. Lang, P.-L. Lin, S.-Y. Hong, C. Peters-Lidard et A. Hou. 2011, «The impact of microphysical schemes on hurricane intensity and track», *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, vol. 47, n° 1, doi :[10.1007/s13143-011-1001-z](https://doi.org/10.1007/s13143-011-1001-z), p. 1–16, ISSN 1976-7951.
- Tokay, A., D. B. Wolff et W. A. Petersen. 2014, «Evaluation of the New Version of the Laser-Optical Disdrometer, OTT Parsivel2», *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 31, n° 6, doi :[10.1175/JTECH-D-13-00174.1](https://doi.org/10.1175/JTECH-D-13-00174.1), p. 1276–1288.
- Turner, J. S. 1963, «The motion of buoyant elements in turbulent surroundings», *Journal of Fluid Mechanics*, vol. 16, n° 1, doi :[10.1017/S0022112063000549](https://doi.org/10.1017/S0022112063000549), p. 1–16.
- Tuttle, J. D. et G. B. Foote. 1990, «Determination of the Boundary Layer Airflow from a Single Doppler Radar», *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 7, n° 2, doi :[10.1175/1520-0426\(1990\)007<0218:DOTBLA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1990)007<0218:DOTBLA>2.0.CO;2), p. 218–232.
- Velasco, I. et J. M. Fritsch. 1987, «Mesoscale convective complexes in the Americas», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 92, n° D8, doi :[10.1029/JD092iD08p09591](https://doi.org/10.1029/JD092iD08p09591), p. 9591–9613, ISSN 2156-2202.
- Ventura, J. et P. Tabary. 2013, «The New French Operational Polarimetric Radar Rainfall Rate Product», *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 52, n° 8, doi :[10.1175/JAMC-D-12-0179.1](https://doi.org/10.1175/JAMC-D-12-0179.1), p. 1817–1835.
- Vermote, E. F., D. Tanre, J. L. Deuze, M. Herman et J. J. Morcette. 1997, «Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, 6S : an overview», *IEEE*

- Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 35, n° 3, doi :10.1109/36.581987, p. 675–686, ISSN 0196-2892.
- Vila, D. A., L. A. T. Machado, H. Laurent et I. Velasco. 2008, «Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters (ForTraCC) Using Satellite Infrared Imagery : Methodology and Validation», *Weather and Forecasting*, vol. 23, n° 2, doi :10.1175/2007WAF2006121.1, p. 233–245.
- Viltard, N., C. Burlaud et C. D. Kummerow. 2006, «Rain Retrieval from TMI Brightness Temperature Measurements Using a TRMM PR–Based Database», *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 45, n° 3, doi :10.1175/JAM2346.1, p. 455–466.
- Walker, J. R., W. M. M. Jr., J. R. Mecikalski et C. P. Jewett. 2012, «An Enhanced Geostationary Satellite–Based Convective Initiation Algorithm for 0–2-h Nowcasting with Object Tracking», *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 51, n° 11, doi :10.1175/JAMC-D-11-0246.1, p. 1931–1949.
- Walko, R., W. Cotton, M. Meyers et J. Harrington. 1995, «New RAMS cloud microphysics parameterization part I : the single-moment scheme», *Atmospheric Research*, vol. 38, n° 1, doi :[http://dx.doi.org/10.1016/0169-8095\(94\)00087-T](http://dx.doi.org/10.1016/0169-8095(94)00087-T), p. 29 – 62, ISSN 0169-8095.
- van der Walt, S., J. L. Schönberger, J. Nunez-Iglesias, F. Boulogne, J. D. Warner, N. Yager, E. Gouillart et T. Yu. 2014, «scikit-image : Image processing in Python», *CoRR*, vol. abs/1407.6245. URL <http://arxiv.org/abs/1407.6245>.
- Watts, P. D., R. Bennartz et F. Fell. 2011, «Retrieval of two-layer cloud properties from multispectral observations using optimal estimation», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 116, n° D16, doi :10.1029/2011JD015883, p. n/a–n/a, ISSN 2156-2202. D16203.
- Weisman, M. L. et J. B. Klemp. 1982, «The Dependence of Numerically Simulated Convective Storms on Vertical Wind Shear and Buoyancy», *Monthly Weather Review*, vol. 110, n° 6, doi :10.1175/1520-0493(1982)110<0504:TDONSC>2.0.CO;2, p. 504–520.
- Weisman, M. L. et J. B. Klemp. 1986, *Characteristics of Isolated Convective Storms*, American Meteorological Society, Boston, MA, ISBN 978-1-935704-20-1, p. 331–358, doi :10.1007/978-1-935704-20-1_15.
- Whelpdale, D. M. et R. List. 1971, «The Coalescence process in raindrop growth», *Journal of Geophysical Research*, vol. 76, n° 12, doi :10.1029/JC076i012p02836, p. 2836–2856, ISSN 2156-2202.

- Williams, M. et R. A. Houze, Jr. 1987, «Satellite-Observed Characteristics of Winter Monsoon Cloud Clusters», *Monthly Weather Review*, vol. 115, n° 2, doi :10.1175/1520-0493(1987)115<0505:SOCOWM>2.0.CO;2, p. 505–519.
- Wilson, J. W. et E. A. Brandes. 1979, «Radar Measurement of Rainfall—A Summary», *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 60, n° 9, doi :10.1175/1520-0477(1979)060<1048:RMORS>2.0.CO;2, p. 1048–1058.
- Wolters, E. L. A., H. M. Deneke, B. J. J. M. van den Hurk, J. F. Meirink et R. A. Roebeling. 2010, «Broken and inhomogeneous cloud impact on satellite cloud particle effective radius and cloud-phase retrievals», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 115, n° D10, doi :10.1029/2009JD012205, p. n/a–n/a, ISSN 2156-2202. D10214.
- Wolters, E. L. A., R. A. Roebeling et A. J. Feijt. 2008, «Evaluation of Cloud-Phase Retrieval Methods for SEVIRI on Meteosat-8 Using Ground-Based Lidar and Cloud Radar Data», *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 47, n° 6, doi : 10.1175/2007JAMC1591.1, p. 1723–1738.
- Wu, D. L., B. A. Baum, Y.-S. Choi, M. J. Foster, K.-G. Karlsson, A. Heidinger, C. Poulsen, M. Pavolonis, J. Riedi, R. Roebeling, S. Sherwood, A. Thoss et P. Watts. 2017, «Toward Global Harmonization of Derived Cloud Products», *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 98, n° 2, doi :10.1175/BAMS-D-16-0234.1, p. ES49–ES52.
- Wu, K., E. Otoo et A. Shoshani. 2005, «Optimizing connected component labeling algorithms», [disponible en ligne : <http://repositories.cdlib.org/lbnl/LBNL-56864>].
- Wyser, K. 1998, «The effective radius in ice clouds», *Journal of Climate*, vol. 11, n° 7, doi :10.1175/1520-0442(1998)011<1793:TERIIC>2.0.CO;2, p. 1793–1802.
- Yuan, J. et R. A. Houze, Jr. 2010, «Global Variability of Mesoscale Convective System Anvil Structure from A-Train Satellite Data», *Journal of Climate*, vol. 23, n° 21, doi : 10.1175/2010JCLI3671.1, p. 5864–5888.
- Zhang, Z., A. S. Ackerman, G. Feingold, S. Platnick, R. Pincus et H. Xue. 2012, «Effects of cloud horizontal inhomogeneity and drizzle on remote sensing of cloud droplet effective radius : Case studies based on large-eddy simulations», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 117, n° D19, doi :10.1029/2012JD017655, p. n/a–n/a, ISSN 2156-2202. D19208.
- Zhang, Z. et S. Platnick. 2011, «An assessment of differences between cloud effective particle radius retrievals for marine water clouds from three MODIS spectral bands», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 116, n° D20, doi : 10.1029/2011JD016216, p. n/a–n/a, ISSN 2156-2202. D20215.

- Zhang, Z., F. Werner, H.-M. Cho, G. Wind, S. Platnick, A. S. Ackerman, L. D. Girolamo, A. Marshak et K. Meyer. 2017, «A framework for quantifying the impacts of sub-pixel reflectance variance and covariance on cloud optical thickness and effective radius retrievals based on the bi-spectral method», *AIP Conference Proceedings*, vol. 1810, n° 1, doi :10.1063/1.4975502, p. 030 002.
- Zinner, T., H. Mannstein et A. Tafferner. 2008, «Cb-TRAM : Tracking and monitoring severe convection from onset over rapid development to mature phase using multi-channel Meteosat-8 SEVIRI data», *Meteorology and Atmospheric Physics*, vol. 101, n° 3, doi :10.1007/s00703-008-0290-y, p. 191–210, ISSN 1436-5065.

Annexe A

Article soumis au Journal of Applied Meteorology and Climatology de L'American Meteorological Society

Article soumis au Journal of Applied Meteorology and Climatology de l'American Meteorological Society s'intitulant : "Prediction of the onset of heavy rain using SEVIRI cloud observations" par Maximilien Patou, Jérôme Vidot, Jérôme Riedi, Guillaume Penide et Timothy Jim Garrett. Cet article est actuellement en cours d'évaluation.

1 **Prediction of the onset of heavy rain using SEVIRI cloud observations**

2 Maximilien Patou*

3 *Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université de Lille, Sciences et Technologies, Villeneuve*
4 *d'Ascq, France.*

5 Jérôme Vidot

6 *Centre de Météorologie spatiale, Météo France, Lannion, France*

7 Jérôme Riédi

8 *Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université de Lille, Sciences et Technologies, Villeneuve*
9 *d'Ascq, France.*

10 Guillaume Penide

11 *Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université de Lille, Sciences et Technologies, Villeneuve*
12 *d'Ascq, France.*

13 Timothy J. Garrett

14 *Department of Atmospheric Sciences, University of Utah, Salt Lake City, UT, USA.*

15 *Corresponding author address: Maximilien Patou, Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Univer-
16 sité de Lille, Sciences et Technologies, Villeneuve d'Ascq, France.

17 E-mail: maximilien.patou@ed.univ-lille1.fr

ABSTRACT

18 Thunderstorms and strong precipitation events can be highly variable in
19 space and time and therefore challenging to forecast. Geostationary satellites
20 are particularly well suited for study of their occurrence and development.
21 This paper describes a methodology for tracking temporal trends in the de-
22 velopment of these systems using a combination of ground based radar rain-
23 fall product and cloud fields derived from the Meteosat Second Generation's
24 (MSG) Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI). Cloud mi-
25 crophysical and radiative properties and the cloud perimeter to area ratio are
26 used to characterize the temporal evolution of 35 cases of isolated convective
27 development. For synchronizing temporal trends between cases, two refer-
28 ence times are used: when precipitating clouds reach a rain intensity thresh-
29 old; and the time of the maximum of rain intensity during the cloud lifecycle.
30 A decreasing period of cloud perimeter to area ratio before heavy rainfall is
31 observed for both synchronization techniques suggesting this parameter could
32 be a predictor of heavy rain occurrence. However, the choice of synchroniza-
33 tion time does impact significantly the observed trend of cloud properties. An
34 illustration of how this approach can be applied to cloud resolving models is
35 presented to evaluate their ability to simulate cloud processes.

36 **1. Introduction**

37 Heavy rainfall associated with hail and flash flooding can have devastating impacts on a broad
38 range of human activities (Adachi et al. 2013). Accurate short-range forecasts of thunderstorms
39 are necessary to provide the public with early warnings of these events (Zinner et al. 2008). Re-
40 searchers looking at convective cloud systems in past decades have applied a range of approaches
41 to track and characterize their evolution for the purpose of short-range forecasting (nowcasting)
42 (Sieglaff et al. 2011), thunderstorm classification (Cintineo et al. 2013), Mesoscale Convective
43 System (MCS) life cycle characterization (McAnelly and Cotton 1989; Roca et al. 2017) and cu-
44 mulonimbus detection (Henken et al. 2011).

45 MCS detection using meteorological satellites (Machado et al. 1998; Carvalho and Jones 2001;
46 Vila et al. 2008) usually relies upon identifying regions where the infrared brightness temperature
47 passes a threshold generally below 241 K (Maddox 1980). An area overlapping technique (Mathon
48 and Laurent 2001) has been applied recently at high temporal resolution to track the rapid evolution
49 of convective areas (Liu et al. 2015). While such tracking techniques have mostly been applied
50 to tropical areas, they have also been successfully extended to mid-latitudes (Morel and Senesi
51 2002a; Kolios and Feidas 2013). Machado and Laurent (2004) used a similar tracking technique
52 to show a maximum in cloud area expansion of Tropical MCS close to the time of maximum
53 precipitation. Such studies remain, however, limited to the MCS lifecycle and to deep convection
54 analysis.

55 Other studies have looked at specific stages of cloud development for nowcasting applications.
56 Using the SEVIRI infrared $10.8 \mu m$, water vapor (infrared $6.2 \mu m$) and visible and High Resolu-
57 tion Visible (HRV) channels, Zinner et al. (2008) focused on cumulonimbus cloud at mid-latitudes
58 to develop the so-called Cumulonimbus Tracking And Monitoring (Cb-TRAM) algorithm. In Cb-

59 TRAM, temporal information and SEVIRI channel thresholds are used to define the stages of
60 cloud development. This method identifies convective initiation from the temporal variation of
61 cloud area in HRV imagery and cooling in the water vapor channel. Other convective and storm
62 initiation nowcasting methodologies are based on relative cooling rates of developing convective
63 cells during the early stages of development (Roberts and Rutledge 2003; Mecikalski and Bedka
64 2006; Mecikalski et al. 2008, 2010a,b; Sieglaff et al. 2011, 2014; Mecikalski et al. 2015). The
65 time of convective initiation as defined by the first occurrence of a radar reflectivity greater than
66 35 dBZ (Roberts and Rutledge 2003; Mecikalski and Bedka 2006) is used as a reference time
67 for cloud property temporal analyses. Mecikalski et al. (2011) studied trends in cloud Effective
68 Radius (REFF), Cloud Optical Thickness (COT) and cloud top pressure for a 30 minute period
69 15 to 45 minutes before convective initiation. They observed that, as cumuli deepen, COT values
70 increase and cloud top pressure decreases but that trends in REFF are not monotonic.

71 Satellite derived cloud properties such as REFF, COT, cloud top thermodynamic phase and
72 Cloud Top Temperature (CTT) have also been used by several authors to analyze convective cloud
73 evolution. Lensky and Rosenfeld (2006, 2008) and Rosenfeld et al. (2008) showed a correlation
74 between CTT and REFF as a function of aerosol content and updraft strength. Cintineo et al.
75 (2013) studied two classes of storm (severe and non-severe) and showed that temporal trends of
76 these parameters can be used to extend severe-weather-warning lead times. Senf et al. (2015) com-
77 pared SEVIRI COT and ice REFF retrievals with cloud anvil edge velocity and average cloud-top
78 vertical velocities. They used the time of maximum cloud top cooling rate for temporal synchro-
79 nization to extract temporal trends from nine study cases. Their analysis of REFF retrievals showed
80 that larger ice crystal REFF values are present for clouds tops with lower vertical velocities. This
81 work also showed that the rate of spread of cloud anvils provides information on the strength of
82 convective updrafts. This analysis was recently extended to more than 100 cloud anvil cases (Senf

83 and Deneke 2017) confirming that smaller ice crystal REFF values occur during strong rainfall
84 periods and that high radar reflectivities occur before the time of the maximum in the cloud top
85 cooling rate. Moreover, cloud morphology was also studied, especially cloud Perimeter (P) and
86 Area (A). Perimeter and area data have been used to estimate the fractal dimension (D) of regions
87 with clouds and rain (Lovejoy 1982). On average, $P \propto A^{\frac{D}{2}}$ where $D \simeq 4/3$ although Batista-Toms
88 et al. (2016) showed that the fractal dimension changes over the course of a transition from cumu-
89 lonimbus to cirrus. A/P ratio was directly introduced by Vila and Machado (2004) and interpreted
90 as the compactness of cloud to characterize the shape and internal structure of convective systems.

91 The aforementioned studies highlight that temporal analysis of cloud top morphology, cloud top
92 microphysics and radiative properties can be used to characterize the development of convective
93 clouds. However, many of these studies have not included a combined temporal analysis of pre-
94 cipitation at the ground and cloud top observations from geostationary satellite. We propose in
95 this work an approach to analyze precipitating cloud development from geostationary satellite and
96 ground based radar data observations. In particular, we propose a combined analysis of temporal
97 trends in REFF, COT, CTT, cloud top phase, the Cloud Perimeter to Area Ratio (CPAR) and the
98 maximum of rainfall values at the ground. The objective is to evaluate whether the evolution of
99 cloud parameters derived from geostationary satellite carries information that could be used to an-
100 ticipate the onset of heavy precipitation. The data used in this study, tracking methods and the case
101 study selection are described in Section 2. We present in Section 3 a temporal analysis of 35 study
102 cases and discuss a preliminary illustration of how such analyses could be used to evaluate cloud
103 resolving models. Conclusion, limitations of this approach, and future prospects are provided in
104 section 4.

105 **2. Observational data**

106 *a. Data and products*

107 For our analyses, we use data from the Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SE-
108 VIRI) onboard the geostationary Meteosat Second Generation (MSG) satellites (Schmetz et al.
109 2002). A high temporal resolution is necessary to resolve finer details in convective cloud devel-
110 opment (Adler and Fenn 1979; Cintineo et al. 2013). For this, we use the Rapid Scan Service
111 (RSS) of SEVIRI which provides a five minutes temporal resolution and a spatial resolution over
112 France of approximately four to five kilometers. From these high temporal resolution observations
113 we generate a Cloud Mask (CM), a Cloud Typing (CT) and four parameters describing cloud prop-
114 erties (REFF, COT, CTT and the cloud top phase). Cloud detection and typing are obtained using
115 the European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT) Satel-
116 lite Application Facility on Support to Nowcasting and Very Short Range Forecasting (SAFNWC)
117 cloud-mask and cloud type product as described by Derrien and Le Gléau (2005, 2010). The algo-
118 rithms use multispectral thresholding techniques to detect cloudy pixels and classify clouds. An
119 example of the SAFNWC cloud type product over France is shown in Fig.1a. Our cloud tracking
120 method uses a simple binary mask (cloud cover of interest) to detect cloud shape and area. This
121 binary mask (Fig.1b) is a selection of all cloud types excluding for the fractional clouds corre-
122 sponding to partially cloudy pixels (represented in pink in Fig.1a).

123 Two algorithms are used to provide REFF, COT, CTT and cloud top phase. The 2016 ver-
124 sion of the SAFNWC package software (Le Gléau 2016) is used to retrieve CTT and cloud types
125 in this study. For REFF and COT values, we used Visible/infrared 1.6 μm retrievals from the
126 SEV06-CLD cloud product distributed by ICARE/AERIS (2017). The SEV06-CLD product is an
127 adaptation for SEVIRI of the operational Collection 6 MODIS (MOD06/MYD06) cloud optical

128 and microphysical retrieval algorithm (Platnick et al. 2001, 2003) and the GOES-16 cloud top
129 properties algorithm (Heidinger and Pavolonis 2009; Heidinger et al. 2010). The SEV06-CLD al-
130 gorithm, similarly to the MODIS algorithm, follows the approach of Nakajima and King (1990) to
131 infer cloud optical thickness and particle size. This approach uses look-up table of pre-calculated
132 reflectance pairs in the visible (0.6 and 0.8 μm) and near-infrared (1.6 μm) for discrete values
133 of COT and REFF. The reflectance in the visible range is mainly sensitive to the optical thickness
134 while the reflectance at 1.6 μm is affected by water/ice particle absorption and therefore carries in-
135 formation on the particle size and thermodynamic phase. Cloud top phase information is retrieved
136 by using an infrared bi-spectral method adapted for SEVIRI similar to the method described in
137 Platnick et al. (2003). A similar method has been evaluated previously by Wolters et al. (2008) us-
138 ing SEVIRI observations, ground-based lidar and cloud radar data. Due to the day-time limitation
139 of SEV06-CLD COT and REFF retrievals, we have only used data collected when the SEVIRI
140 solar zenith angle $\leq 70^\circ$. Note also that because of SEVIRI's coarser spatial resolution compare
141 to MODIS, the COT and REFF retrievals are more prone to biases in case of heterogeneous cloud
142 cover (Zhang and Platnick (2011); Zhang et al. (2012)).

143 To provide an estimate of rainfall intensity during the cloud life cycle, we have used the Météo-
144 France rain accumulation PANTHERE product (Tabary 2007) that is based on the French ground-
145 based radar network. This product has the same temporal resolution (5 minutes) as SEVIRI RSS
146 and provides an accumulation of rain over the past 5 min at a spatial resolution of 1km. The PAN-
147 THERE product is based on a reflectivity (Z) to rain rate (R) conversion using a Z-R like relation-
148 ship corrected for partial beam blocking and other artifacts (Tabary 2007). Derivation of a 5 min
149 rain accumulation is made by using a cross-correlation advection field to mitigate undersampling
150 effects. Details, improvement and validation against rain gauges can be found in Tabary (2007);
151 Tabary et al. (2007); Renard et al. (2012) and Figueras i Ventura and Tabary (2013). Collocation

152 of the PANTHERE product with SEVIRI cloud products is performed by simple aggregation of
153 rain data into the nearest neighbor SEVIRI grid to obtain spatially coherent information (Fig.1c).
154 Here, we limit our analysis to an area over France (Fig.1 a–d) due to the PANTHERE product
155 availability. EUMETSAT Red-Green-Blue (RGB) false color composite imagery (Fig.1d) is used
156 as a complement to manually analyze the presence of clouds and clear sky conditions for the 35
157 cases studied in section 3.

158 *b. Cloud object tracking methodology*

159 We wish to establish the history leading up to a precipitation event by considering the devel-
160 opment of the entire cloud system, without needing to specify a priori a temperature threshold.
161 We have developed a cloud tracking method specifically designed to estimate cloud perimeter
162 corresponding to the interface between isolated clouds and their clear sky surroundings. In this
163 method, we avoid the use of a specific cloud top temperature criterion as much as possible to
164 include analysis of the preconvective environment and the period without precipitation. This
165 method is not designed to detect convective clouds but to analyze mean cloud top properties of the
166 SEV06-CLD product and cloud morphology on specific periods of precipitation intensification.
167 For this, we tried to remain as general as possible in our cloud selection and only discard the
168 fractional cloud type of the SAFNWC product: fractional cloud type pixels represent difficult
169 borderline cases for cloud detection and there are generally no retrievals of COT, REFF, CTT and
170 cloud top phase where there is broken cloud cover.

171 Our cloud object tracking method is based on automatic overlap and segmentation techniques
172 performed in three steps. The first step identifies the cloud cover considered in our tracking
173 technique, the second step is devoted to the tracking procedure and the last step establishes a
174 quality index for the tracking. Starting from the cloud cover shown in Fig.1b and reproduced

175 in Fig.2a, we make a distinction between each cloud cell at each time step by applying a
176 connected-component labeling algorithm for binary mask inputs available in the Scikit-image
177 Python library (Wu et al. 2005; van der Walt et al. 2014). This algorithm allows us to detect cloud
178 objects. When a detected cloud cell object reaches a size range between 3500 km^2 and 15000
179 km^2 , a first guess bounding box (FBB) is defined around that object. The size of this bounding
180 box is increased by 15 pixels in all directions to define a tracking box represented on Fig.2c. The
181 choice of a $3500\text{-}15000 \text{ km}^2$ area range is inspired by (Morel and Senesi 2002a) where Morel and
182 Senesi (2002b) used an area of $1000\text{-}10000 \text{ km}^2$ to track MCS systems over France, we expanded
183 this area to consider both the cloud system and its clear sky surroundings.

184

185 The second step consists of temporally connecting all cloud cells. This is performed using
186 an area overlap-based technique for successive images similar to previous studies (Mathon and
187 Laurent 2001; Zinner et al. 2008; Liu et al. 2015). Because SEVIRI RSS data has a short refresh
188 period of 5 minutes this approach is especially efficient (Liu et al. 2015). Clouds can be tracked
189 in successive images provided there is an intersection of their areas. However, as explained by
190 Arnaud et al. (1992), a cloud does not generally stay as a single connected object during a tracking
191 procedure. Using the largest intersection surface between two successive images can artificially
192 reduce the cloud system apparent lifetime (Mathon and Laurent 2001).

193

194 To address these concerns, we have adopted a cloud tracking strategy where we first ana-
195 lyze cloud evolution by searching backward in time, i.e. two consecutive images correspond
196 to an image at time T and an image at time $T-5$ minutes. Second, the tracking procedure is
197 initiated and performed only within the tracking box defined in the detection procedure (Fig.2c).
198 The tracking box is a time-invariant area and sets the boundaries where the cloud is tracked. A

199 reverse chronological order is used to track a cloud object among the entire set of objects detected
200 within the tracking box during the daytime. As shown in Fig.3, dashed lines indicate the previous
201 location of cloud cells, and gray areas correspond to the overlap between adjoining time steps. A
202 cloud object is preserved even for a single intersecting pixel between two consecutive cloud cells
203 so as to increase the duration of the tracking period.

204

205 The use of a fixed tracking box to track clouds comes from a trade-off between a need to
206 detect cloud system development within the clear surroundings and a desire for a tracking
207 technique that does not rely on the detection of convective clouds based on cloud top temperature
208 criteria. The time of the tracking box corresponds to the time at which the cloud object reaches
209 the size range between 3500 km^2 and 15000 km^2 . It is important to keep in mind that we use
210 a reverse chronological order to track cloud systems. Therefore, this time corresponds to the
211 beginning of the tracking procedure and the latest moment of cloud development on the period
212 analyzed. The size range criterion is only applied at this specific time and not imposed at other
213 time steps.

214

215 Our tracking method is designed to detect complex situations when a cloud object outside
216 of the tracking box extends across the tracking box border to contaminate the interior of the
217 tracking area. To deal with these situations, we consider the number of intersecting pixels between
218 two consecutive cloud cells (Fig.4). A threshold of ten pixels of overlap between consecutive
219 cloud objects categorizes these cases as either A for an overlap area less than 10 pixels or B for
220 overlap area greater than or equal to 10 pixels. Classification as either case A or B is done for
221 each time step and for all clouds straddling the edges of the tracking box. Once these clouds are
222 classified, they are deleted entirely for cases A (Fig.4, Case A) or their corresponding overlap

223 area are preserved for cases B (Fig.4, Case B). The occurrence of clouds near the borders of
224 the tracking box tends to be temporary and we continue to track clouds even for these complex
225 situations.

226 As a final step, an index for tracking quality is defined at each time step. It is set to zero in the
227 absence of clouds on the edges of the tracking box, to 1 if there is at least one instance of case
228 A and no case B, and to 2 if at least one case B is detected. A tracking quality index of zero
229 indicates local, isolated clouds development and weak displacement in the tracking box. We want
230 to highlight that the tracking box and quality index definition are only designed to detect isolated
231 cloud system when cloud perimeter can be computed. The tracking quality index is useful to
232 estimate the quality of perimeter, area or CPAR estimates. A quality index greater than 1 indicates
233 that we have poor quality of these estimates. However, the tracked box is not adapted to study
234 cloud systems associated with the fastest horizontal displacement.

235 *c. Cases study selection and classification*

236 A tracked cloud is automatically flagged as "valid" and selected if the tracking duration is greater
237 than two hours (Fig.5.a). Tracked clouds identified as being valid do not contribute to another
238 cloud tracking. Cloud perimeter is then estimated in pixel number from the binary cloud mask.
239 Perimeter estimation is converted to kilometers using a fixed pixel length of 4.5 km which pro-
240 vides a reasonable estimate, especially given it is perimeter temporal trends that are considered.
241 The Cloud Perimeter to Area Ratio (CPAR) is defined as P/A where P and A are respectively
242 the total perimeter and the total area for the tracked cloud objects in the tracking box. REFF,
243 COT, cloud phase, CTT, CPAR and the maximum of rain for each time step are evaluated for
244 tracked clouds (Fig.5.b). The maximum of precipitation is converted for further analysis to units
245 of mm h^{-1} . Classification of tracked cloud objects is made based on the occurrence and amount

246 of rain, the quality index, and the local orography (Fig.5.c). We identify tracked clouds with a
247 rain accumulation $> 3\text{mm}$ over 5 minutes and with quality index values of zero as "strong isolated
248 rainfall events" separately from other rainy events. All tracked cloud systems with an index quality
249 different from 0 corresponding to non-isolated cloud systems are filtered to study only cloud mor-
250 phology of isolated cloud systems surrounded by clear sky. Thirty-five case studies over France
251 were selected using the aforementioned method described in Fig.5. Fig.6 shows the locations of
252 the tracking boxes for the selected cases.

253 Daily weather reports and weather regional warnings from Météo-France were analyzed to con-
254 firm the presence of storm in tracked cloud systems regions. (See Appendix A for details)

255 **3. Temporal analysis of case studies over France**

256 *a. Reference time synchronization based on the rainfall product*

257 Because the tracked systems we consider have different lifetimes and occur at different times
258 of the day, it is necessary to synchronize them to an arbitrary reference time in order to obtain
259 a statistical representation of their lifecycle. The choice of this reference time is particularly
260 important as it impacts our ability to highlight temporal behavior around specific stages of cloud
261 development.

262
263 Two times are defined to synchronize the evolution of each of the the 35 tracked clouds:
264 The time of the maximum value of rain rates during cloud evolution (T_{max}); and the time of the
265 first occurrence of a rain rate value reaching an instantaneous threshold of 36 mm h^{-1} (T_{thresh}).
266 The synchronizations are performed on maximum, minimum, median, the first Quartile (Q1), the
267 third Quartile (Q3) and interquartile range (IQR) sequences by interpolating the variables onto

268 two relative time scales: $T-T_{max}$ and $T-T_{thresh}$. This is similar to the approach used by Senf and
269 Deneke (2017).

270

271 For each time step, a tracked cloud is associated with a precipitation area at the ground
272 composed of a set of rain rate values. In this study, we only consider the maximum value of
273 this set of rain rates for each time step. Fig.7 shows the temporal evolution of the statistical
274 distribution of these maximum values derived from the PANTHERE product for the tracked
275 ensemble. The use of T_{thresh} and T_{max} is aimed at two different purposes. T_{thresh} is based on
276 a fixed threshold of rain intensity and is suited for separation of periods of weak and high rain
277 intensity (Fig.7b). It allows for study of cloud evolution soon after precipitation onset at a stage
278 where rainfall invigoration processes are likely to occur. T_{max} on the other hand, is defined from
279 the maximum in the rain rate value and therefore marks the end of a period of increasing rain
280 intensity (Fig.7a).

281

282 Maximum rain rates are highly heterogeneous, with instantaneous values ranging between
283 36 mm h^{-1} and 180 mm h^{-1} at T_{max} (Fig.7a). There are clear differences in the IQR during
284 the -120 minutes to 0 minute period shown in Fig.7. For example, at -60 minutes the IQR is
285 about 2.4 mm h^{-1} using T_{thresh} synchronization (Fig.7b) while it is 25.2 mm h^{-1} using T_{max}
286 synchronization (Fig.7a). Differences can also be found in the evolution of extreme values.
287 Maximum values reach 33.6 mm h^{-1} and 144 mm h^{-1} respectively for the T_{thresh} and T_{max}
288 synchronizations. These differences are explained by the heterogeneity of the rain period, rain
289 intensity and tracking duration between study cases.

290

291 The cases among the total of 35 that are being tracked at any given time, relative to the

292 T_{thresh} and T_{max} synchronization, are represented in Fig.7c–d. Statistical distributions in Fig.7a–b
293 are calculated from these tracked cases. For example, the distribution of maximum values of rain
294 rate calculated at -120 minutes using T_{max} synchronization is derived from 33 study cases (see
295 Fig.7c at -120 minutes). Clouds are tracked over periods with or without rain and the number
296 of tracked cases exhibiting precipitation (not shown) is dependent on whether or not T_{max} and
297 T_{thresh} is chosen. For example, at -90 minutes, 15 tracked clouds exhibit precipitation using T_{max}
298 synchronization versus five clouds using T_{thresh} synchronization.

299 *b. Analysed mean of REFF, COT, CTT and cloud top phase*

300 In order to assign an equal weight to each individually tracked cloud when performing analysis
301 of temporal behavior of REFF, COT and CTT of the ensemble, we first compute the mean
302 values of these cloud properties for each tracked cloud system and then perform the time
303 synchronization. Mean value calculations depend on selection of the cloud area of interest in the
304 tracking procedure. We consider cloud systems without any a priori selection of convective parts
305 by using cloud top temperature thresholding. In principle, this approach allows for the cloud top
306 phase transition to be observed at earlier stages so as not track only cloud anvils.

307
308 Cloud phase classification from SEV06-CLD identifies each cloudy pixel as being either
309 liquid water, undetermined phase, or ice phase. Manual inspection of this classification from
310 SEV06-CLD alongside CTT evolution reveals that area of rainfall are located close to parts
311 of the tracked system with the coldest CTT and either an ice or undetermined phase. This
312 observation is supported by the temporal decrease in mean CTT prior to heavy rainfall Fig.8.
313 One hour before T_{thresh} , the median of CTT distributions is approximately 279 K and it is
314 approximately 260 K at T_{thresh} (Fig.8b). One hour after T_{thresh} at +60 minutes, the median

315 value is 245 K (Fig.8b). It appears that the onset of heavy precipitation is associated with
316 rapid cloud top cooling. The same conclusion is obtained using T_{max} temporal synchronization
317 (Fig.8a) although less clearly seen due to a higher IQR. Nonetheless, faster cloud top cooling
318 is associated with increasing rain intensity, consistent with previous cloud top cooling observa-
319 tions (Negri and Adler 1981; Roberts and Rutledge 2003; Senf et al. 2015; Senf and Deneke 2017).

320

321 Cloud top phase classification is used to analyze mean ice REFF values separately. Fig.9
322 shows the fraction of ice REFF retrievals (relative to total number of successful REFF retrievals
323 (Fig.9a–b), the mean ice crystal REFF (Fig.9c–d) and mean ice cloud COT (Fig.9e–f). From the
324 percentage of ice REFF retrievals, there is an increase in the ice phase fractional area at cloud
325 top concurrent with an increase in rain intensity. Median values for the fraction of ice (based on
326 successful REFF retrievals) are greater than 50% after T_{thresh} and correspond to the occurrence of
327 strong rainfall at T_{max} . While not surprising, this point illustrates the potential of such analysis for
328 studies of the lead time between cloud top glaciation and the onset of precipitation.

329

330 The temporal rate of change in the ice cloud fraction at cloud top retrieved using geosta-
331 tionary satellites has previously been used in a probabilistic model to assess the potential for
332 the development of severe weather in developing convection (Cintineo et al. 2014). Moreover,
333 Cintineo et al. (2013) have demonstrated that this parameter skillfully discriminates between
334 severe and nonsevere events classified using weather reports of tornadoes and hail but this study
335 does not include a temporal analysis of precipitation during cloud lifecycle. Although our analysis
336 is not limited to the coldest convective parts of clouds, the ice REFF percentage distribution
337 presented here confirms the occurrence of a glaciation period observed by previous studies of
338 cloud anvils evolution (Senf et al. 2015; Senf and Deneke 2017). The percentage of undetermined

339 phase REFF retrievals (not shown) is not negligible. It is between 10 and 30 % when ice REFF
340 percentage increase and precipitation areas was not be observed for clouds classified as liquid
341 water clouds.

342 The mean REFF of ice clouds (Fig.9c–d) is more challenging to interpret. Using the T_{thresh}
343 synchronization, mean ice REFF Q1 and Q3 values are respectively 14 μm and 22 μm at -30
344 minutes and 19 μm and 24 μm at 0 minutes. For T_{max} synchronization, the Q1 to Q3 range is 18
345 to 26 μm at -30 minutes and 19 to 26 μm at 0 minutes. Relatively small ice crystals are observed
346 1h before T_{thresh} and T_{max} for at least half of the tracked cases (Fig.9g–h). Median values of
347 the mean cloud top temperature distribution (not plotted) associated with these ice crystals lie
348 generally between 240 K and 260 K 30 minutes before both T_{max} and T_{thresh} and between 230K
349 and 240 K 30 minutes after the two reference times.

350
351 Observations of smaller ice crystals before T_{max} or T_{thresh} tend to be consistent with the
352 hypothesis that stronger updrafts during the growth period of convective clouds lead to smaller
353 ice crystals at cloud top (Rosenfeld et al. 2008; Senf et al. 2015; Mecikalski et al. 2016b; Senf
354 and Deneke 2017). An independent measure of updraft intensity would be needed to support this
355 hypothesis even though cloud top cooling can be used as a good proxy of updraft strength (Adler
356 and Fenn 1979; Hamada and Takayabu 2016).

357
358 We have observed that there are increasing mean COT values over a one hour period around
359 T_{thresh} and T_{max} (Fig.9e–f). Using the T_{thresh} synchronization, Q1 and Q3 values for mean ice
360 COT are 6 and 13 respectively at 30 minutes before T_{thresh} and 12 and 25 at 0 minutes. Using
361 T_{max} synchronization, the Q1 and Q3 changes from 14 and 24 respectively to 19 and 46 for
362 the same period (Fig.9e). Median values of the mean COT values continue to increase steadily

363 until 40 minutes after T_{thresh} and 30 minutes after T_{max} . An increase in COT values has been
 364 observed in previous studies of convective clouds using alternative synchronization techniques
 365 (Senf et al. 2015; Mecikalski et al. 2011). In this work, mean values of COT and REFF associated
 366 with liquid water cloud top phase classification have been calculated in a similar manner as in
 367 Fig.9 (not shown). These distributions do not show particular temporal trends in the Q1 and Q3
 368 values or median values relative to the T_{thresh} or T_{max} reference times. Nonetheless, increases
 369 in mean values of the described parameters generally correspond to higher rain intensities
 370 and to an increasing IQR. The IQR is generally higher for T_{max} synchronization than T_{thresh}
 371 synchronization.

372 *c. Cloud Perimeter to Area Ratio analysis*

373 The study of CPAR is motivated by an analysis of mixing processes for cumulus convection.
 374 For plumes and thermals, perimeter to area ratio is proportional to the inverse of radius (Squires
 375 and Turner 1962) and has been used as a starting point in entrainment and detrainment parameter-
 376 izations (Turner 1963; Dawe and Austin 2013; de Rooy et al. 2013).

377
 378 The pioneering work of Turner (1963) proposed that entrainment is proportional to the
 379 product of the cloud updraft velocity and the perimeter of the cloud horizontal cross-section
 380 yielding the result that the fractional entrainment at a given height is inversely proportional to the
 381 cloud radius (assuming that the cloud is cylindrical). Following de Rooy and Siebesma (2010) and
 382 de Rooy et al. (2013) (equation 10 in this paper) the entrainment rate per unit height is given by :
 383 $\varepsilon = \frac{P}{A} \frac{u}{w}$, where P and A are respectively the perimeter and the area at a given height of the plume
 384 or thermal, w the updraft velocity and u the net entrainment velocity across the perimeter. u/w is
 385 nearly constant although with different values for plumes and thermals, according to laboratory

386 water tank experiments (Morton et al. 1956; Turner 1963). Thus, $\varepsilon \propto CPAR$. Low CPAR implies
387 reduced entrainment that might mix dry stable air with the humid buoyant unstable air in clouds
388 that is required for precipitation production. Effectively, the cores of clouds with low CPAR are
389 more isolated per unit area from their clear sky environment and should be expected to have a
390 higher probability of intense precipitation production.

391
392 Clouds are neither pure plumes nor thermals, and mixing processes at cloud boundaries are
393 complex (Dawe and Austin 2013; de Rooy et al. 2013; Glenn and Krueger 2017). Despite these
394 limitations, CPAR can be viewed as a measure of the overall magnitude of the mixing interface of
395 a cloud system with its clear sky surroundings. Small cumuli merge to form larger cells during
396 thunderstorm development (Byers and Braham 1949) reducing CPAR and leading to increased
397 probability of rain production (Sinkevich and Krauss 2014; Moseley et al. 2016).

398
399 Fig.10 shows box and whisker plots of CPAR for both T_{max} and T_{thresh} synchronization.
400 For the 35 cases, tracking quality indexes are less than 2 for at least 100 minutes prior to the
401 chosen reference time. The Q1 and Q3 values of the CPAR distribution decrease over a period
402 between 60 minutes before T_{thresh} when the median is 0.21 km^{-1} and 50 minutes after T_{thresh}
403 when the median is 0.12 km^{-1} . A similar decrease is observed for the T_{max} reference but with
404 more variation of the median values and a larger IQR: median values decrease from 0.21 to 0.13
405 km^{-1} between -80 minutes and + 10 minutes.

406
407 Periods of decreasing CPAR correspond to rain intensification and cloud top glaciation
408 (Fig.9). The decreases in CPAR are particularly strong during the period of anvil formation and
409 tend to be lowest when rain rates are highest. Fig.11 represents a scatter plot of the maximum

410 of rain rate values at T_{max} as a function of the CPAR difference 30 minutes before T_{thresh} and 30
411 minutes after T_{thresh} for 28 cases when this period is defined. This specific period of one hour is
412 not defined for five cases because of shorter tracking and rain periods. Fig.11 confirms that CPAR
413 values decrease prior to intense rain for all of the 28 cases even if the maximum of rain rate at
414 T_{max} is very heterogeneous. Thus, it appears that decreasing CPAR could be a predictor of heavy
415 rain onset.

416 *d. RAMS simulations*

417 We apply our cloud tracking and temporal analysis methodology to cloud resolving model sim-
418 ulations over France. The purpose of this work is to analyze how convection in a cloud resolving
419 model impacts the CPAR values, mean ICE REFF values, cloud phase classification and mean
420 CTT values as well as to examine the feasibility of using our tracking methodology. To achieve
421 this, we use the CSU RAMS model (Regional Atmospheric Modeling System; Cotton et al. (2003);
422 Saleeby and van den Heever (2013)), which is a state of the art 3D non-hydrostatic Eulerian nu-
423 merical research model developed and maintained by the van den Heever Group at the Colorado
424 State University Department of Atmospheric Science.

425 Three idealized simulations were initialized within a horizontally homogeneous mid-latitude en-
426 vironment as described by Weisman and Klemp (1982) and Takemi (2007). Horizontal resolution
427 is 4 km. We consider a 100×100 pixels grid and the vertical resolution was stretched from 50
428 m close to the ground to 400 m in the upper troposphere on a total of 62 levels. We used cyclic
429 boundary conditions during the 6-hours simulations. The CSU RAMS model uses a 2-moment
430 bulk microphysical parameterization scheme (Walko et al. 1995; Meyers et al. 1997; Saleeby and
431 Cotton 2004) with eight hydrometeors: drizzle, cloud water, rain, pristine ice, snow, aggregates,
432 graupel, and hail, that allow to represent in details the various microphysical processes: nucle-

433 ation, freezing, vapor deposition, collection, coalescence, riming, sedimentation, melting, colli-
 434 sional breakup. Weisman and Klemp (1982) used analytical functions to initialize vertical profiles
 435 of potential temperature (θ_{env}) and relative humidity (RH) of a typical mid-latitude environment
 436 prior to the development of strong convective storms:

$$\theta_{env}(z) = \begin{cases} \theta_0 + (\theta_{tr} - \theta_0) \left(\frac{z}{z_{tr}}\right)^{\frac{5}{4}}, & \text{where } z \leq z_{tr} \\ \theta_{tr}(z) \exp\left(\frac{g}{c_p T_{tr}}(z - z_{tr})\right), & \text{where } z > z_{tr} \end{cases} \quad (1)$$

$$RH(z) = \begin{cases} 1 - 0.75 \left(\frac{z}{z_{tr}}\right)^{\frac{5}{4}}, & \text{where } z \leq z_{tr} \\ 0.25 - 2 \times 10^{-5} \times (z - z_{tr}), & \text{where } z > z_{tr} \end{cases} \quad (2)$$

437

438 z_{tr} , T_{tr} and θ_{tr} are the altitude, temperature, and potential temperature at the tropopause
 439 respectively. θ_0 is the surface potential temperature. Here, we fixed for the 3 simulations,
 440 identical environmental conditions. The surface temperature is set at 300 K, and the tropopause
 441 altitude at 12 km with a temperature and potential temperature of 213 K and 343 K, respectively.
 442 Following Takemi (2007), the low level moisture (below 1.5 km) was increased to a constant
 443 value of 16 g kg^{-1} in order to represent a well-mixed boundary layer. The westerly wind profile
 444 decreased from 10 m s^{-1} at the ground to 2 m s^{-1} at 2.5 km in altitude and was constant above.
 445 Therefore, the environmental convective available potential energy (CAPE) was 3600 J kg^{-1}
 446 for each of three simulations before triggering convection allowing to focus the study on the
 447 impact of the convection triggering mechanism only. In order to create the ascent necessary to
 448 trigger deep convection, we introduced (i) a warm bubble for the first simulation, (ii) low-level
 449 wind convergence for the second simulation and (iii) idealized orographic forcing for the third
 450 simulation. Each of these mechanisms has been adjust to trigger deep convection within the same
 451 64 km^2 geographic area and below 1.5 km in altitude. The warm bubble is represented by a

452 perturbation of the potential temperature and moisture profiles of +2 K and +10 %, respectively;
453 up to an altitude of 1.5 km and over a surface area of 64 km². Low-level wind convergence
454 (Loftus et al. 2008) is characterized by a divergence amplitude of -10^{-6}s^{-1} at the surface, linearly
455 decreasing to zero at 1.5 km in altitude for an area of 64 km². Orographic forcing is represented
456 by a Witch of Agnesi curve that mimics a 64 km² smooth hill shape reaching a maximum height
457 at 1500 m altitude. We examine only cloud top in the RAMS simulations to more closely mimic
458 SEVIRI satellite observations. In RAMS, the layer corresponding to the cloud top is defined by a
459 threshold of 0.02 g kg⁻¹ on the water mixing ratio. When this threshold is reached (from top to
460 bottom), the model layer between this level and the next one below is considered as the cloud top
461 in the analysis. Cloud effective radius is retrieved using the parameterization of Wyser (1998).
462 The cloud top is considered glaciated if the liquid water content of the cloud top layer is 0 g m⁻³.

463
464 Fig.12 shows the CPAR, mean of the ice clouds REFF, the percentage of ice REFF re-
465 trievals at cloud top and the mean of CTT for each of the three cloud simulations. Temporal
466 synchronization of the simulations is based on time when the instantaneous rain rate reaches 36
467 mm h⁻¹ similar to the T_{thresh} used previously. We observed an increase in mean ice REFF. The
468 percentage of ice crystals at cloud top increases towards 100 % while mean CTT and CPAR
469 decrease at the same time prior to the reference time (Fig.12). This period is between 5 and
470 10 minutes, which is short compared to what is noted from satellite observations. However,
471 RAMS simulations was not performed to establish a direct comparison with satellite observations
472 and preconvective environment is not simulated. How convection is triggered in the model can
473 introduce differences in temporal evolution for the simulated parameters. A period of 10 minutes
474 was observed to reach the complete glaciation at the top of clouds (Fig.12b) for the warm bubble
475 simulation (i) and orographic forcing simulation (iii). The maximum of the rain rate is about 49

476 mm h⁻¹ for the first and >100 mm h⁻¹ for the second simulation and is associated with larger
477 mean ice crystals of 63 μm (Fig.12d). These simulations show the potential of using similar
478 cloud tracking techniques for observations and simulations especially for understanding the role
479 of environmental conditions that trigger convection on rainfall enhancement.

480 **4. Conclusion, limitations and future prospects**

481 In this study, we have developed a methodology to detect, track, select and analyze the evolution
482 of precipitating cloud systems during fair weather conditions over France. We analyzed 35
483 cases as a first step towards building a large database of rainfall events that includes cloud
484 field properties observed by MSG/SEVIRI. We applied this tracking method to three RAMS
485 simulations to illustrate how various convective triggering processes in models result in differing
486 temporal evolution of the cloud properties that are observable by high temporal resolution of
487 geostationary satellites.

488
489 Our investigation has been restricted to a qualitative analysis of ice REFF, COT, CTT,
490 cloud top phase and CPAR estimation for both simulations and study cases. The evolution of
491 these parameters has been examined for convective cloud and storm characterization (Machado
492 et al. (1998); Machado and Laurent (2004); Vila and Machado (2004); Mecikalski et al. (2011);
493 Cintineo et al. (2013); Senf et al. (2015); Batista-Toms et al. (2016); Bley et al. (2016)). In this
494 work, we have considered mean values of REFF, CTT, COT for each of the thirty-five tracked
495 cloud systems without using a cloud top temperature based tracking technique. The cloud phase
496 classification from the SEV06-CLD product is used to analyze separately the glaciated top of
497 cloud for COT and REFF values. First, a tracking and detection procedure was introduced to
498 identify isolated cloud trajectories from SEVIRI. Then, precipitating clouds were identified using

499 a ground based radar rain product. In addition, three RAMS model simulations of clouds have
500 been presented to illustrate an application of our method to cloud resolving model data. Temporal
501 evolution of CPAR, mean of ice REFF and cloud phase at cloud tops is observed prior the onset
502 of precipitation in RAMS simulations by changing the way to trigger deep convection.

503

504 For analysis of cloud property evolution, we introduced two reference times determined
505 from the observed rain rates defined by a threshold of 36 mm h^{-1} and by the time of maximum
506 rain rate value during the cloud evolution, the first aimed at the study of the onset of precipitation
507 at the early stages of cloud development and the second at the asymptotic behavior of cloud
508 properties as they reach the point of a maximum rain intensity. These reference times have been
509 defined to elucidate trends in observable cloud properties prior to heavy precipitation. Relative to
510 the two reference times, we have observed from the composite of 35 synchronized cases:

- 511 • A period of growth and glaciation with a decrease of CPAR and mean CTT values and an
512 increase in ice fraction at cloud top.
- 513 • Smaller mean ice REFF values between $15 \mu\text{m}$ and $20 \mu\text{m}$
- 514 • An increase in mean COT values within the glaciated portion of the cloud top.

515 The choice in reference time used for synchronization of the 35 cases affects the calculated
516 composite behavior of the cloud evolution. A smoother evolution of mean cloud properties and
517 CPAR is observed when using the time for the reference time the time of first occurrence of the
518 rain rate reaching 36 mm h^{-1} . The use of this reference time divides the tracked cloud lifecycle
519 into two distinct periods of weak rainfall and intense rainfall. CPAR decreases over a period of
520 two hours until the point of the maximum of rain rate during the cloud lifecycle suggesting that
521 CPAR may be indicative of a "phase transition" in the cloud system from a non-precipitating

522 to a precipitating state. Roebeling and Holleman (2009) have showed that REFF and COT can
523 be indirectly used to estimate instantaneous rain rates. We observe that a period of increase
524 of these parameters together with higher variability are indeed associated to rainfall intensity
525 enhancement. We propose that higher heterogeneity in mean COT, mean REFF and ice fraction
526 during periods of heavy rain may be due to the disparity of the occurrence of significant rainfall
527 between each cases.

528
529 Our analysis is limited to 35 isolated cloud systems during day-time fair weather condi-
530 tions; Météo France meteorological information and warnings indicate large numbers of strong
531 rainfall events occurring at night. Mecikalski et al. (2013) previously showed that cirrus anvils
532 in a preconvective environment are very common. This presents a limitation to the study of
533 cloud top evolution from space prior the onset of precipitation. The cloud cover used in our
534 tracking technique is not adapted to properly detect multi-layer situations and their respective
535 cloud evolution. However, our methodology could easily be adapted for use with methods that
536 employ different binary cloud masks, cloud typing (Berendes et al. 2008) or overshooting top
537 detection (Bedka et al. 2010). The data used in our paper are only available every five minutes;
538 a higher resolution of one minute would add significant information to study convective clouds
539 (Mecikalski et al. 2016a).

540 We have also shown the feasibility of applying a satellite cloud tracking technique to the study
541 of convective cloud top in idealized simulations. This work opens interesting perspectives for
542 a combined analysis of environmental conditions that trigger convections, cloud dynamical
543 processes such as strong updraft, entrainment, and cloud vertical development and cloud top
544 properties such as CPAR, REFF, CTT, COT and cloud phase classification. For future studies,

545 we expect to have a larger number of cases and simulations to evaluate the temporal evolution of
546 cloud top properties and CPAR as a precursor of heavy rainfall periods.

547 **References**

548 Adachi, A., T. Kobayashi, H. Yamauchi, and S. Onogi, 2013: Detection of potentially hazardous
549 convective clouds with a dual-polarized C-band radar. *Atmos. Meas. Tech.*, **6** (10), 2741–2760,
550 doi:10.5194/amt-6-2741-2013.

551 Adler, R. F., and D. D. Fenn, 1979: Thunderstorm Vertical Velocities Estimated from Satellite
552 Data. *J. Appl. Meteor.*, **36** (9), 1747–1754, doi:10.1175/1520-0469(1979)036<1747:TVVEFS>
553 2.0.CO;2.

554 Arnaud, Y., M. Desbois, and J. Maizi, 1992: Automatic Tracking and Characterization of African
555 Convective Systems on Meteosat Pictures. *Journal of Applied Meteorology*, **31** (5), 443–453,
556 doi:10.1175/1520-0450(1992)031<0443:ATACOA>2.0.CO;2.

557 Batista-Toms, A. R., O. Daz, A. J. Batista-Leyva, and E. Altshuler, 2016: Classification and dy-
558 namics of tropical clouds by their fractal dimension. *Quarterly Journal of the Royal Meteorolog-
559 ical Society*, **142** (695), 983–988, doi:10.1002/qj.2699, URL <http://dx.doi.org/10.1002/qj.2699>.

560 Bedka, K., J. Brunner, R. Dworak, W. Feltz, J. Otkin, and T. Greenwald, 2010: Objective
561 Satellite-Based Detection of Overshooting Tops Using Infrared Window Channel Brightness
562 Temperature Gradients. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **49** (2), 181–202,
563 doi:10.1175/2009JAMC2286.1.

564 Berendes, T. A., J. R. Mecikalski, W. M. MacKenzie, K. M. Bedka, and U. S. Nair, 2008: Convec-
565 tive cloud identification and classification in daytime satellite imagery using standard deviation

566 limited adaptive clustering. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **113** (D20), n/a–n/a,
567 doi:10.1029/2008JD010287, d20207.

568 Bley, S., H. Deneke, and F. Senf, 2016: Meteosat-Based Characterization of the Spatiotemporal
569 Evolution of Warm Convective Cloud Fields over Central Europe. *Journal of Applied Meteorol-*
570 *ogy and Climatology*, **55** (10), 2181–2195, doi:10.1175/JAMC-D-15-0335.1.

571 Byers, H. R., and R. R. Braham, 1949: *The Thunderstorm: Report of the Thunderstorm Project*.
572 U.S. Govt. Printing Office Washington D.C., USA, 287 pp.

573 Carvalho, L. M. V., and C. Jones, 2001: A Satellite Method to Identify Structural Proper-
574 ties of Mesoscale Convective Systems Based on the Maximum Spatial Correlation Track-
575 ing Technique (MASCOTTE). *Journal of Applied Meteorology*, **40** (10), 1683–1701, doi:
576 10.1175/1520-0450(2001)040<1683:ASMTIS>2.0.CO;2.

577 Cintineo, J. L., M. J. Pavolonis, J. M. Sieglaff, and A. K. Heidinger, 2013: Evolution of Severe
578 and Nonsevere Convection Inferred from GOES-Derived Cloud Properties. *Journal of Applied*
579 *Meteorology and Climatology*, **52** (9), 2009–2023, doi:10.1175/JAMC-D-12-0330.1.

580 Cintineo, J. L., M. J. Pavolonis, J. M. Sieglaff, and D. T. Lindsey, 2014: An Empirical Model for
581 Assessing the Severe Weather Potential of Developing Convection. *Weather and Forecasting*,
582 **29** (3), 639–653, doi:10.1175/WAF-D-13-00113.1.

583 Cotton, W. R., and Coauthors, 2003: RAMS 2001: Current status and future directions. *Meteorol-*
584 *ogy and Atmospheric Physics*, **82** (1), 5–29, doi:10.1007/s00703-001-0584-9.

585 Dawe, J. T., and P. H. Austin, 2013: Direct entrainment and detrainment rate distributions of
586 individual shallow cumulus clouds in an LES. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **13** (15),
587 7795–7811, doi:10.5194/acp-13-7795-2013.

588 de Rooy, W. C., and P. A. Siebesma, 2010: Analytical expressions for entrainment and detrain-
589 ment in cumulus convection. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **136 (650)**,
590 1216–1227, doi:10.1002/qj.640.

591 de Rooy, W. C., and Coauthors, 2013: Entrainment and detrainment in cumulus convection: an
592 overview. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **139 (670)**, 1–19, doi:10.1002/
593 qj.1959.

594 Derrien, M., and H. Le Gléau, 2005: MSG/SEVIRI cloud mask and type from SAFNWC. *Inter-
595 national Journal of Remote Sensing*, **26 (21)**, 4707–4732, doi:10.1080/01431160500166128.

596 Derrien, M., and H. Le Gléau, 2010: Improvement of cloud detection near sunrise and sunset
597 by temporal-differencing and region-growing techniques with real-time SEVIRI. *International
598 Journal of Remote Sensing*, **31 (7)**, 1765–1780, doi:10.1080/01431160902926632.

599 Figueras i Ventura, J., and P. Tabary, 2013: The New French Operational Polarimetric
600 Radar Rainfall Rate Product. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **52 (8)**, 1817–1835, doi:10.1175/
601 JAMC-D-12-0179.1.

602 Glenn, I. B., and S. K. Krueger, 2017: Connections matter: Updraft merging in organized
603 tropical deep convection. *Geophysical Research Letters*, **44 (13)**, 7087–7094, doi:10.1002/
604 2017GL074162, 2017GL074162.

605 Hamada, A., and Y. N. Takayabu, 2016: Convective cloud top vertical velocity estimated from
606 geostationary satellite rapid-scan measurements. *Geophysical Research Letters*, **43 (10)**, 5435–
607 5441, doi:10.1002/2016GL068962, 2016GL068962.

608 Heidinger, A. K., and M. J. Pavolonis, 2009: Gazing at Cirrus Clouds for 25 Years through a
609 Split Window. Part I: Methodology. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **48** (6),
610 1100–1116, doi:10.1175/2008JAMC1882.1.

611 Heidinger, A. K., M. J. Pavolonis, R. E. Holz, B. A. Baum, and S. Berthier, 2010: Using CALIPSO
612 to explore the sensitivity to cirrus height in the infrared observations from NPOESS/VIIRS
613 and GOES-R/ABI. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **115** (D4), n/a–n/a, doi:
614 10.1029/2009JD012152, d00H20.

615 Henken, C. C., M. J. Schmeits, H. Deneke, and R. A. Roebeling, 2011: Using MSG-SEVIRI Cloud
616 Physical Properties and Weather Radar Observations for the Detection of Cb/TCu Clouds. *Jour-*
617 *nal of Applied Meteorology and Climatology*, **50** (7), 1587–1600, doi:10.1175/2011JAMC2601.
618 1.

619 ICARE/AERIS, 2017: Algorithm details: SEV06-CLD project. [Available online at [https://dx.doi.](https://dx.doi.org/10.25326/1)
620 [org/10.25326/1](https://dx.doi.org/10.25326/1)], doi:10.25326/1.

621 Kolios, S., and H. Feidas, 2013: An automated nowcasting system of mesoscale convective sys-
622 tems for the Mediterranean basin using Meteosat imagery. Part I: System description. *Meteoro-*
623 *logical Applications*, **20** (3), 287–295, doi:10.1002/met.1282.

624 Le Gléau, H., 2016: Algorithm Theoretical Basis Document for the Cloud Product Processors of
625 the NWC/GEO. Tech. rep., EUMETSAT/SAFNWC/Météo France, 114 pp. [Available online at
626 <http://www.nwcsaf.org/web/guest/scientific-documentation>].

627 Lensky, I. M., and D. Rosenfeld, 2006: The time-space exchangeability of satellite retrieved rela-
628 tions between cloud top temperature and particle effective radius. *Atmospheric Chemistry and*
629 *Physics*, **6** (10), 2887–2894, doi:10.5194/acp-6-2887-2006.

- 630 Lensky, I. M., and D. Rosenfeld, 2008: Clouds-Aerosols-Precipitation Satellite Analysis
631 Tool (CAPSAT). *Atmospheric Chemistry and Physics*, **8** (22), 6739–6753, doi:10.5194/
632 acp-8-6739-2008.
- 633 Liu, J., C. Liu, X. Gu, and D. Qin, 2015: Detection of rapidly developing convection using rapid
634 scan data from a geostationary satellite. *Remote Sensing Letters*, **6** (8), 604–612, doi:10.1080/
635 2150704X.2015.1062160.
- 636 Loftus, A. M., D. B. Weber, and C. A. D. III, 2008: Parameterized Mesoscale Forcing Mechanisms
637 for Initiating Numerically Simulated Isolated Multicellular Convection. *Monthly Weather Re-*
638 *view*, **136** (7), 2408–2421, doi:10.1175/2007MWR2133.1.
- 639 Lovejoy, S., 1982: Area-Perimeter Relation for Rain and Cloud Areas. *Science*, **216** (4542), 185–
640 187, doi:10.1126/science.216.4542.185.
- 641 Machado, L. A. T., and H. Laurent, 2004: The Convective System Area Expansion over Amazo-
642 nia and Its Relationships with Convective System Life Duration and High-Level Wind Diver-
643 gence. *Monthly Weather Review*, **132** (3), 714–725, doi:10.1175/1520-0493(2004)132<0714:
644 TCSAEO>2.0.CO;2.
- 645 Machado, L. A. T., W. B. Rossow, R. L. Guedes, and A. W. Walker, 1998: Life Cycle Variations
646 of Mesoscale Convective Systems over the Americas. *Monthly Weather Review*, **126** (6), 1630–
647 1654, doi:10.1175/1520-0493(1998)126<1630:LCVOMC>2.0.CO;2.
- 648 Maddox, R. A., 1980: Mesoscale Convective Complexes. *Bulletin of the American Meteorological*
649 *Society*, **61** (11), 1374–1387, doi:10.1175/1520-0477(1980)061<1374:MCC>2.0.CO;2.

- 650 Mathon, V., and H. Laurent, 2001: Life cycle of Sahelian mesoscale convective cloud systems.
651 *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **127 (572)**, 377–406, doi:10.1002/qj.
652 49712757208.
- 653 McAnelly, R. L., and W. R. Cotton, 1989: The Precipitation Life Cycle of Mesoscale Convective
654 Complexes over the Central United States. *Monthly Weather Review*, **117 (4)**, 784–808, doi:
655 10.1175/1520-0493(1989)117<0784:TPLCOM>2.0.CO;2.
- 656 Mecikalski, J. R., and K. M. Bedka, 2006: Forecasting Convective Initiation by Monitoring the
657 Evolution of Moving Cumulus in Daytime GOES Imagery. *Monthly Weather Review*, **134 (1)**,
658 49–78, doi:10.1175/MWR3062.1.
- 659 Mecikalski, J. R., K. M. Bedka, S. J. Paech, and L. A. Litten, 2008: A Statistical Evaluation of
660 GOES Cloud-Top Properties for Nowcasting Convective Initiation. *Monthly Weather Review*,
661 **136 (12)**, 4899–4914, doi:10.1175/2008MWR2352.1.
- 662 Mecikalski, J. R., C. P. Jewett, J. M. Apke, and L. D. Carey, 2016a: Analysis of Cumulus
663 Cloud Updrafts as Observed with 1-Min Resolution Super Rapid Scan GOES Imagery. *Monthly*
664 *Weather Review*, **144 (2)**, 811–830, doi:10.1175/MWR-D-14-00399.1.
- 665 Mecikalski, J. R., W. M. M. Jr., M. Koenig, and S. Muller, 2010a: Cloud-Top Properties of
666 Growing Cumulus prior to Convective Initiation as Measured by Meteosat Second Generation.
667 Part I: Infrared Fields. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **49 (3)**, 521–534, doi:
668 10.1175/2009JAMC2344.1.
- 669 Mecikalski, J. R., W. M. M. Jr., M. Knig, and S. Muller, 2010b: Cloud-Top Properties of Growing
670 Cumulus prior to Convective Initiation as Measured by Meteosat Second Generation. Part II:

671 Use of Visible Reflectance. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **49** (12), 2544–
672 2558, doi:10.1175/2010JAMC2480.1.

673 Mecikalski, J. R., P. Minnis, and R. Palikonda, 2013: Use of satellite derived cloud properties
674 to quantify growing cumulus beneath cirrus clouds. *Atmospheric Research*, **120**, 192 – 201,
675 doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2012.08.017.

676 Mecikalski, J. R., D. Rosenfeld, and A. Manzato, 2016b: Evaluation of geostationary satellite
677 observations and the development of a 1-2h prediction model for future storm intensity. *Jour-
678 nal of Geophysical Research: Atmospheres*, **121** (11), 6374–6392, doi:10.1002/2016JD024768,
679 2016JD024768.

680 Mecikalski, J. R., P. D. Watts, and M. Koenig, 2011: Use of Meteosat Second Generation optimal
681 cloud analysis fields for understanding physical attributes of growing cumulus clouds. *Atmo-
682 spheric Research*, **102** (1), 175 – 190, doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2011.06.023.

683 Mecikalski, J. R., J. K. Williams, C. P. Jewett, D. Ahijevych, A. LeRoy, and J. R. Walker, 2015:
684 Probabilistic 01-h Convective Initiation Nowcasts that Combine Geostationary Satellite Obser-
685 vations and Numerical Weather Prediction Model Data. *Journal of Applied Meteorology and
686 Climatology*, **54** (5), 1039–1059, doi:10.1175/JAMC-D-14-0129.1.

687 Meyers, M. P., R. L. Walko, J. Y. Harrington, and W. R. Cotton, 1997: New rams cloud micro-
688 physics parameterization. part ii: The two-moment scheme. *Atmospheric Research*, **45** (1), 3 –
689 39, doi:https://doi.org/10.1016/S0169-8095(97)00018-5.

690 Morel, C., and S. Senesi, 2002a: A climatology of mesoscale convective systems over Europe
691 using satellite infrared imagery. I: Methodology. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological
692 Society*, **128** (584), 1953–1971, doi:10.1256/003590002320603485.

- 693 Morel, C., and S. Senesi, 2002b: A climatology of mesoscale convective systems over Europe
694 using satellite infrared imagery. II: Characteristics of European mesoscale convective systems.
695 *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **128 (584)**, 1973–1995, doi:10.1256/
696 003590002320603494.
- 697 Morton, B. R., F. R. S. Sir Geoffrey Taylor, and J. S. Turner, 1956: Turbulent gravitational
698 convection from maintained and instantaneous sources. *Proceedings of the Royal Society
699 of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, **234 (1196)**, 1–23, doi:
700 10.1098/rspa.1956.0011.
- 701 Moseley, C., C. Hohenegger, P. Berg, and J. O. Haerter, 2016: Intensification of convective ex-
702 tremes driven by cloud-cloud interaction. *Nature Geosci*, **9 (10)**, 748–752.
- 703 Nakajima, T., and M. D. King, 1990: Determination of the Optical Thickness and Effective Particle
704 Radius of Clouds from Reflected Solar Radiation Measurements. Part I: Theory. *Journal of the
705 Atmospheric Sciences*, **47 (15)**, 1878–1893, doi:10.1175/1520-0469(1990)047<1878:DOTOTA>
706 2.0.CO;2.
- 707 Negri, A. J., and R. F. Adler, 1981: Relation of Satellite-Based Thunderstorm Intensity to
708 Radar-Estimated Rainfall. *Journal of Applied Meteorology*, **20 (3)**, 288–300, doi:10.1175/
709 1520-0450(1981)020<0288:ROSBTI>2.0.CO;2.
- 710 Platnick, S., M. D. King, S. A. Ackerman, W. P. Menzel, B. A. Baum, J. C. Riedi, and R. A. Frey,
711 2003: The MODIS cloud products: algorithms and examples from Terra. *IEEE Transactions on
712 Geoscience and Remote Sensing*, **41 (2)**, 459–473, doi:10.1109/TGRS.2002.808301.
- 713 Platnick, S., J. Y. Li, M. D. King, H. Gerber, and P. V. Hobbs, 2001: A solar reflectance method
714 for retrieving the optical thickness and droplet size of liquid water clouds over snow and ice

715 surfaces. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **106 (D14)**, 15 185–15 199, doi:10.
716 1029/2000JD900441.

717 Renard, F., P.-M. Chapon, and J. Comby, 2012: Assessing the accuracy of weather radar to track
718 intense rain cells in the Greater Lyon area, France. *Atmospheric Research*, **103**, 4 – 19, doi:
719 <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2011.08.008>, rainfall in the urban context: forecasting, risk
720 and climate change.

721 Roberts, R. D., and S. Rutledge, 2003: Nowcasting Storm Initiation and Growth Using GOES-8
722 and WSR-88D Data. *Weather and Forecasting*, **18 (4)**, 562–584, doi:10.1175/1520-0434(2003)
723 018(0562:NSIAGU)2.0.CO;2.

724 Roca, R., T. Fiolleau, and D. Bouniol, 2017: A Simple Model of the Life Cycle of Mesoscale
725 Convective Systems Cloud Shield in the Tropics. *Journal of Climate*, **30 (11)**, 4283–4298, doi:
726 10.1175/JCLI-D-16-0556.1.

727 Roebeling, R. A., and I. Holleman, 2009: SEVIRI rainfall retrieval and validation using weather
728 radar observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **114 (D21)**, n/a–n/a, doi:
729 10.1029/2009JD012102, d21202.

730 Rosenfeld, D., W. L. Woodley, A. Lerner, G. Kelman, and D. T. Lindsey, 2008: Satellite detection
731 of severe convective storms by their retrieved vertical profiles of cloud particle effective radius
732 and thermodynamic phase. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **113 (D4)**, n/a–n/a,
733 doi:10.1029/2007JD008600, d04208.

734 Saleeby, S. M., and W. R. Cotton, 2004: A Large-Droplet Mode and Prognostic Number Concen-
735 tration of Cloud Droplets in the Colorado State University Regional Atmospheric Modeling Sys-

736 tem (RAMS). Part I: Module Descriptions and Supercell Test Simulations. *Journal of Applied*
737 *Meteorology*, **43** (1), 182–195, doi:10.1175/1520-0450(2004)043<0182:ALMAPN>2.0.CO;2.

738 Saleeby, S. M., and S. C. van den Heever, 2013: Developments in the CSU-RAMS Aerosol Model:
739 Emissions, Nucleation, Regeneration, Deposition, and Radiation. *Journal of Applied Meteorol-*
740 *ogy and Climatology*, **52** (12), 2601–2622, doi:10.1175/JAMC-D-12-0312.1.

741 Schmetz, J., P. Pili, S. Tjemkes, D. Just, J. Kerkmann, S. Rota, and A. Ratier, 2002: An Introduc-
742 tion to Meteosat Second Generation (MSG). *Bulletin of the American Meteorological Society*,
743 **83** (7), 977–992, doi:10.1175/1520-0477(2002)083<0977:AITMSG>2.3.CO;2.

744 Senf, F., and H. Deneke, 2017: Satellite-based characterization of convective growth and glaciation
745 and its relationship to precipitation formation over central europe. *Journal of Applied Meteorol-*
746 *ogy and Climatology*, **56** (7), 1827–1845, doi:10.1175/JAMC-D-16-0293.1.

747 Senf, F., F. Dietzsch, A. Hnerbein, and H. Deneke, 2015: Characterization of Initiation and Growth
748 of Selected Severe Convective Storms over Central Europe with MSG-SEVIRI. *Journal of Ap-*
749 *plied Meteorology and Climatology*, **54** (1), 207–224, doi:10.1175/JAMC-D-14-0144.1.

750 Sieglaff, J. M., L. M. Cnonce, and W. F. Feltz, 2014: Improving Satellite-Based Convective Cloud
751 Growth Monitoring with Visible Optical Depth Retrievals. *Journal of Applied Meteorology and*
752 *Climatology*, **53** (2), 506–520, doi:10.1175/JAMC-D-13-0139.1.

753 Sieglaff, J. M., L. M. Cnonce, W. F. Feltz, K. M. Bedka, M. J. Pavolonis, and A. K. Heidinger,
754 2011: Nowcasting Convective Storm Initiation Using Satellite-Based Box-Averaged Cloud-Top
755 Cooling and Cloud-Type Trends. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **50** (1), 110–
756 126, doi:10.1175/2010JAMC2496.1.

757 Sinkevich, A. A., and T. W. Krauss, 2014: Changes in thunderstorm characteristics due to feeder
758 cloud merging. *Atmospheric Research*, **142**, 124–132, doi:[http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.](http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2013.06.007)
759 [2013.06.007](http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2013.06.007), the 16th International Conference on Clouds and Precipitation.

760 Squires, P., and J. S. Turner, 1962: An entraining jet model for cumulo-nimbus updraughts. *Tellus*,
761 **14 (4)**, 422–434, doi:10.3402/tellusa.v14i4.9569.

762 Tabary, P., 2007: The New French Operational Radar Rainfall Product. Part I: Methodology.
763 *Weather and Forecasting*, **22 (3)**, 393–408, doi:10.1175/WAF1004.1.

764 Tabary, P., J. Desplats, K. D. Khac, F. Eideliman, C. Gueguen, and J.-C. Heinrich, 2007: The New
765 French Operational Radar Rainfall Product. Part II: Validation. *Weather and Forecasting*, **22 (3)**,
766 409–427, doi:10.1175/WAF1005.1.

767 Takemi, T., 2007: Environmental stability control of the intensity of squall lines under low-level
768 shear conditions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **112 (D24)**, n/a–n/a, doi:10.
769 [1029/2007JD008793](https://doi.org/10.1029/2007JD008793), d24110.

770 Turner, J. S., 1963: The motion of buoyant elements in turbulent surroundings. *Journal of Fluid*
771 *Mechanics*, **16 (1)**, 116, doi:10.1017/S0022112063000549.

772 van der Walt, S., J. L. Schönberger, J. Nunez-Iglesias, F. Boulogne, J. D. Warner, N. Yager,
773 E. Guillard, and T. Yu, 2014: scikit-image: Image processing in Python. *CoRR*, **abs/1407.6245**,
774 URL <http://arxiv.org/abs/1407.6245>.

775 Vila, D., and L. Machado, 2004: Shape and radiative properties of convective systems observed
776 from infrared satellite images. *International Journal of Remote Sensing*, **25 (21)**, 4441–4456,
777 doi:10.1080/01431160410001726085.

- 778 Vila, D. A., L. A. T. Machado, H. Laurent, and I. Velasco, 2008: Forecast and Tracking the
779 Evolution of Cloud Clusters (ForTraCC) Using Satellite Infrared Imagery: Methodology and
780 Validation. *Weather and Forecasting*, **23** (2), 233–245, doi:10.1175/2007WAF2006121.1.
- 781 Walko, R., W. Cotton, M. Meyers, and J. Harrington, 1995: New rams cloud microphysics pa-
782 rameterization part i: the single-moment scheme. *Atmospheric Research*, **38** (1), 29 – 62, doi:
783 [https://doi.org/10.1016/0169-8095\(94\)00087-T](https://doi.org/10.1016/0169-8095(94)00087-T).
- 784 Weisman, M. L., and J. B. Klemp, 1982: The Dependence of Numerically Simulated Convective
785 Storms on Vertical Wind Shear and Buoyancy. *Monthly Weather Review*, **110** (6), 504–520,
786 doi:10.1175/1520-0493(1982)110<0504:TDONSC>2.0.CO;2.
- 787 Wolters, E. L. A., R. A. Roebeling, and A. J. Feijt, 2008: Evaluation of Cloud-Phase Retrieval
788 Methods for SEVIRI on Meteosat-8 Using Ground-Based Lidar and Cloud Radar Data. *Journal*
789 *of Applied Meteorology and Climatology*, **47** (6), 1723–1738, doi:10.1175/2007JAMC1591.1.
- 790 Wu, K., E. Otoo, and A. Shoshani, 2005: Optimizing connected component labeling algorithms.
791 [available online at <http://www.escholarship.org/uc/item/7jg5d1zn>].
- 792 Wyser, K., 1998: The effective radius in ice clouds. *Journal of Climate*, **11** (7), 1793–1802, doi:
793 10.1175/1520-0442(1998)011<1793:TERIIC>2.0.CO;2.
- 794 Zhang, Z., A. S. Ackerman, G. Feingold, S. Platnick, R. Pincus, and H. Xue, 2012: Effects of
795 cloud horizontal inhomogeneity and drizzle on remote sensing of cloud droplet effective radius:
796 Case studies based on large-eddy simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*,
797 **117** (D19), n/a–n/a, doi:10.1029/2012JD017655, d19208.

798 Zhang, Z., and S. Platnick, 2011: An assessment of differences between cloud effective particle
799 radius retrievals for marine water clouds from three MODIS spectral bands. *Journal of Geo-*
800 *physical Research: Atmospheres*, **116 (D20)**, n/a–n/a, doi:10.1029/2011JD016216, d20215.

801 Zinner, T., H. Mannstein, and A. Tafferner, 2008: Cb-TRAM: Tracking and monitoring se-
802 vere convection from onset over rapid development to mature phase using multi-channel
803 Meteosat-8 SEVIRI data. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **101 (3)**, 191–210, doi:
804 10.1007/s00703-008-0290-y.

805 *Acknowledgments.* This work was supported by the Programme National de Télédétection Spa-
806 tiale (PNTS, <http://www.insu.cnrs.fr/pnts>), grant PNTS-2016-12. SEVIRI cloud type and cloud
807 top temperature data were obtained using the software from EUMETSAT's Nowcasting and Very
808 Short Range Forecasting Satellite Applications Facility (NWCSAF). We thank two anonymous
809 reviewers and Hartwig Deneke, whose comments helped to improve this manuscript.

810 APPENDIX A

811 Météo–France Daily Reports Reanalyses (DRR) and Weather Regional Warnings (WRW) are
812 manually analyzed if available near the tracked cloud systems. DRR is a reanalysis of daily
813 France weather including temperature records and rain accumulation over 6 hours. We use the
814 DRR to perform a visualization of the 35 tracked cases mainly to check occurrence of storm, hail
815 and strong rainfall. There are four levels of Météo–France WRW. Level 1 indicates no potentially
816 dangerous phenomena. Level 2 indicates potentially dangerous weather but not an unusual
817 forecast. Level 3 indicates a dangerous forecast with unusual meteorological phenomena where
818 damages and casualties are likely to happen. The maximum level is used when exceptionally
819 intense meteorological phenomena are confirmed. The Météo–France WRW does not only

820 concern heavy rainfall, the warning scale is also issued in the event of such dangerous weather
821 phenomena as strong winds, flooding, hail or heatwaves. Hence, we have chosen to use the DRR
822 and WRW only as a complement to rainfall product to check the occurrence of storm inside
823 the tracking box. Temperature records of DRR indicate summer days for these 35 cases with
824 maximum surface temperature exceeding 24°C in all cases. DRR data confirm the presence of
825 thunderstorm, heavy rainfall or hail near the tracked cloud objects. The majority of the 35 tracked
826 cases are classified as level 2 of WRW. Case study tracking periods, rain periods, and information
827 from DDR and WRW are available in Table A1.

828

829 Table A1

830 **LIST OF TABLES**

831 **Table A1.** Météo France weather, tracking time, rain period and orography information of
832 the 35 cases. 40

Table A1. Météo France weather, tracking time, rain period and orography information of the 35 cases.

Case	Date	Mountainous area	DDR	Level of WRW	Tracking time (UTC)	Rain period (UTC)
1	23 Apr 2011	no	Thunderstorm	2	1355–1615	1505–1615
2	23 Apr 2011	no	Thunderstorm	2	1205–1530	1320–1530
3	24 Apr 2011	no	Thunderstorm	2	0955–1305	1200–1305
4	25 Apr 2011	no	Thunderstorm	2	0850–1305	1110–1305
5	27 Apr 2011	yes	Unstable clouds	2	0845–1105	1005–1105
6	30 Apr 2011	yes	Convective clouds	2	0800–1220	1025–1220
7	25 May 2012	yes	Severe thunderstorm, hail	2	0800–1340	1215–1340
8	26 May 2012	yes	Thunderstorm, hail, strong rain	2	1025–1410	1145–1410
9	26 May 2012	yes	Thunderstorm, hail, strong rain	2	1005–1505	1140–1505
10	26 May 2012	yes	Thunderstorm	2	0800–1650	1135–1650
11	28 Jun 2012	yes	Thunderstorm	2	1155–1650	1405–1650
12	19 Aug 2012	yes	Thunderstorm, strong rain	2	0800–1505	1150–1505
13	06 Jun 2013	yes	Thundershower	2	0940–1430	1230–1430
14	06 Jun 2013	yes	Thundershower	2	0800–1140	1025–1140
15	06 Jun 2013	yes	-	2	0825–1310	1035–1310
16	07 Jun 2013	no	-	2	0810–1540	1125–1540
17	07 Jun 2013	no	Instability, rain	2	0945–1440	1220–1440
18	16 Jun 2013	yes	Thunderstorm, wind	2	1020–1630	1255–1630
19	09 Apr 2014	yes	Thunderstorm	2	0800–1230	1105–1230
20	10 Jun 2014	yes	Thunderstorm	2	1135–1430	1230–1430
21	11 Jun 2014	yes	Thundershower	2	0800–1300	1125–1300
22	12 Jun 2014	yes	Thunderstorm	2	0915–1140	1110–1140
23	12 Jun 2014	yes	Thunderstorm	2	0800–1315	1100–1315
24	12 Jun 2014	yes	Thunderstorm	2	0800–1305	1115–1305
25	16 Jul 2014	yes	Thunderstorm	-	0800–1205	0945–1205
26	24 Jul 2014	no	Thunderstorm	2	0800–1140	1005–1140
27	24 Jul 2014	yes	Thunderstorm	2	0905–1245	1040–1245
28	05 Jun 2015	no	Local thunderstorm	2	1150–1655	1350–1655
29	05 Jun 2015	yes	Thunderstorm	2	0800–1445	1200–1445
30	07 Aug 2015	yes	heat wave	2	0800–1640	1155–1640
31	23 Aug 2015	yes	moderate rain, wind	2	0800–1030	0800–1030
32	22 Jun 2016	yes	thunderstorm	1	0800–1635	1400–1635
33	15 Aug 2016	yes	thundershower	2	0905–1520	1205–1520
34	27 Aug 2016	no	-	-	0800–1345	1135–1345
35	27 Aug 2016	yes	thunderstorm	3	0925–1605	1240–1605

833 **LIST OF FIGURES**

834 **Fig. 1.** a) SAFNWC Cloud type product, b) Cloud mask generated with selection of all cloud types
835 excluding fractional clouds, c) PANTHERE accumulated rain over five minutes projected
836 onto the SEVIRI RSS grid , d) EUMETSAT Red-Green-Blue (RGB) natural color image
837 following the Rosenfeld et al. (2008) method. All data are for 1630 UTC 23 April 2011. . . . 43

838 **Fig. 2.** Schematic view of the detection of an isolated cloud during day time. Example on April 23,
839 2011 at 1600 UTC of isolated cloud detection under fair weather conditions and the box area
840 determination method for tracking the cloud. a) Cloud cover colored in white considered in
841 the tracking procedure. b) Labeled image to detect cloud objects and First Bounding Box
842 (FBB) detection of isolated cloud. c) Increasing of the FBB to define the tracking box where
843 the tracking is performed. 44

844 **Fig. 3.** Schematic view of the area-overlap based tracking method. The tracking procedure is per-
845 formed in the time invariant tracking box. The reverse chronological order is used to deter-
846 mine cloud system evolution. This tracking technique is limited to cloud systems surrounded
847 by clear sky within the tracking box. 45

848 **Fig. 4.** Complex situations with cloud contamination on the border of the tracking box. Case A: A
849 small tracked cloud cell overlaps with another large size cloud cell outside the tracking box.
850 Case B : The cloud mask used as input classifies a large cloud cell within the tracked cloud
851 set and a large cloud cell outside the tracking box as the same cloud object. A threshold of
852 intersection area (gray area) between the cloud object at time T and the cloud contamination
853 at time T- 5 minutes on the tracking box border (blue area) is used to continue to track the
854 cloud cell. 46

855 **Fig. 5.** Automatic cloud tracking selection and classification, only weather information is added
856 manually. 47

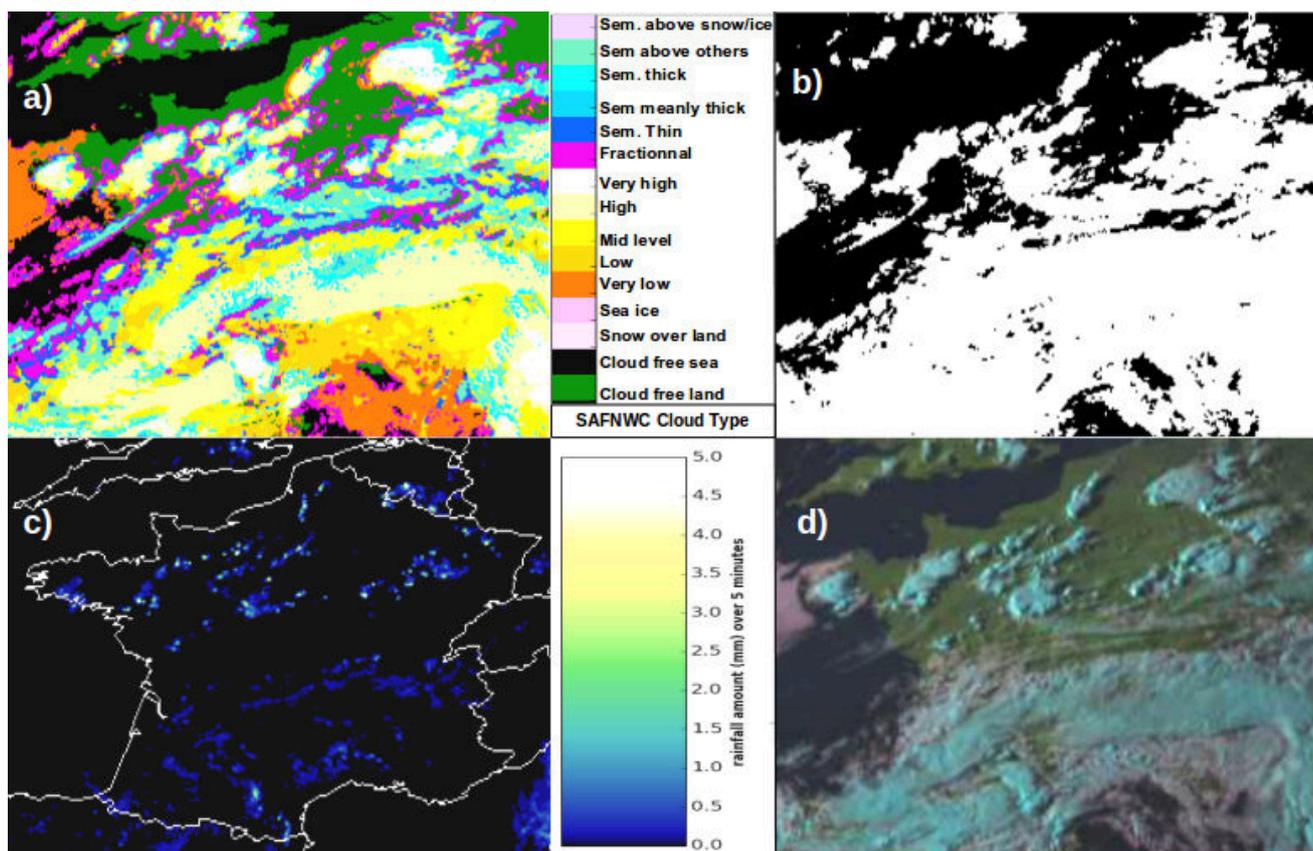
857 **Fig. 6.** Elevation map of France with tracking boxes of the 35 study cases. Colored boxes corre-
858 spond to tracking boxes. 48

859 **Fig. 7.** Temporal behavior of maximum of rain rates values for the 35 selected cases. Time scale
860 is defined according to the chosen reference time. a) T_{max} time synchronization. b) T_{thresh}
861 time synchronization. T_{max} and T_{thresh} are represented by green lines. The interquartile
862 range and the area between the maximum and the minimum curves are colored in light red
863 and pink, respectively. The red curve represents the median values. They are indicated by
864 black arrows on a). c) and d) represent the evolution of the number of cases that are tracked
865 relative to the T_{max} time synchronization and T_{thresh} time synchronization respectively. . . . 49

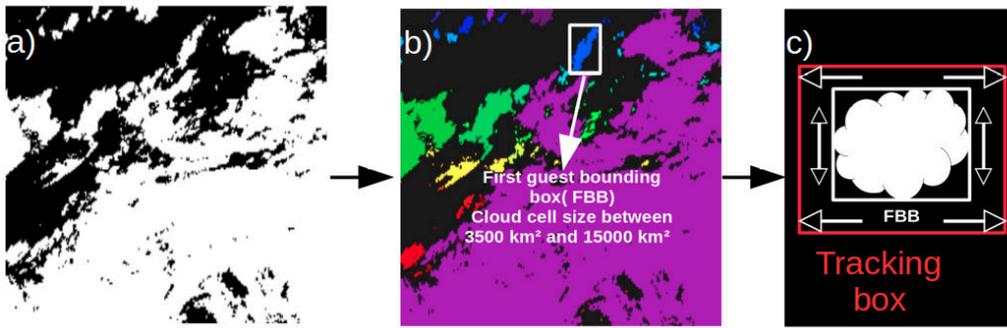
866 **Fig. 8.** Temporal evolution of box and whiskers plot of mean of SAFNWC CTT for the 35 study
867 cases. The interquartile range is represented by a green box where median values correspond
868 to black lines and dotted vertical lines lie between the maximum and minimum of the distri-
869 bution in the box and whisker plot representations. Maximum rainfall distribution of Fig.7
870 is plotted in background. a) T_{thresh} time synchronization. b) T_{max} time synchronization. c)
871 and d) as for Fig.7c) and d) respectively. From a statistical point of view, this is the number
872 of cases used to construct the mean CTT distribution. 50

873 **Fig. 9.** As in Fig.8 but for a) and b) percentage values of REFF retrievals classified as ice crystals
874 and for c) and d) the mean ice REFF values , for e) and f) mean ice COT values. g) and h)
875 represent the evolution of the number of cases presenting ice REFF and ice COT retrievals
876 at cloud top. This is the numbers of cases among the 35 study cases involved in these

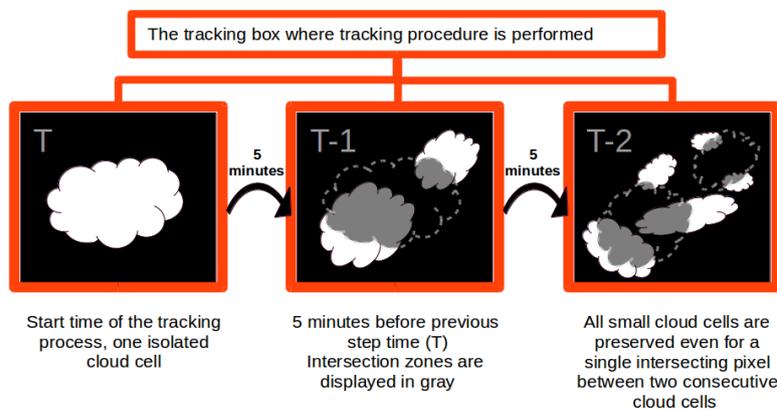
877	statistical distributions. Note that these numbers are generally low during cloud lifecycle	
878	because not all tracked clouds exhibit ice crystals at the same time. The first column of	
879	figures is synchronized with T_{max} and the second with T_{thresh} as indicated by green arrows.	51
880	Fig. 10. As in Fig.8 but for CPAR values. a) T_{max} synchronization. b) T_{thresh} synchronization. c) and	
881	d) represent the evolution of the number of cases for which the CPAR calculation is feasible.	52
882	Fig. 11. Scatter plot of the maximum of rain rate at T_{max} as a function of the difference of CPAR at	
883	$T_{thresh}+30$ minutes and $T_{thresh}-30$ minutes standardized by the CPAR at T_{thresh} for 28 cases	
884	when the period of 30 minutes before the T_{thresh} to 30 minutes after the T_{thresh} is defined.	53
885	Fig. 12. Three RAMS idealized cloud simulations with different deep convection triggering. The	
886	legend indicates the triggering of convection used: (i) a warm bubble is used (solid lines),	
887	(ii) a low-level wind convergence is used (dashed lines), and (iii) an idealized orographic	
888	forcing is used (dotted lines). Red colored curves are the maximum of the instantaneous	
889	rain rate of simulated clouds. Black curves correspond to cloud top parameters: a) CPAR	
890	Estimation, b) percentage of ice REFF at cloud top, c) mean of CTT and d) mean of ice	
891	REFF. All simulations are synchronized with T_{thresh} as indicated by green arrows.	54



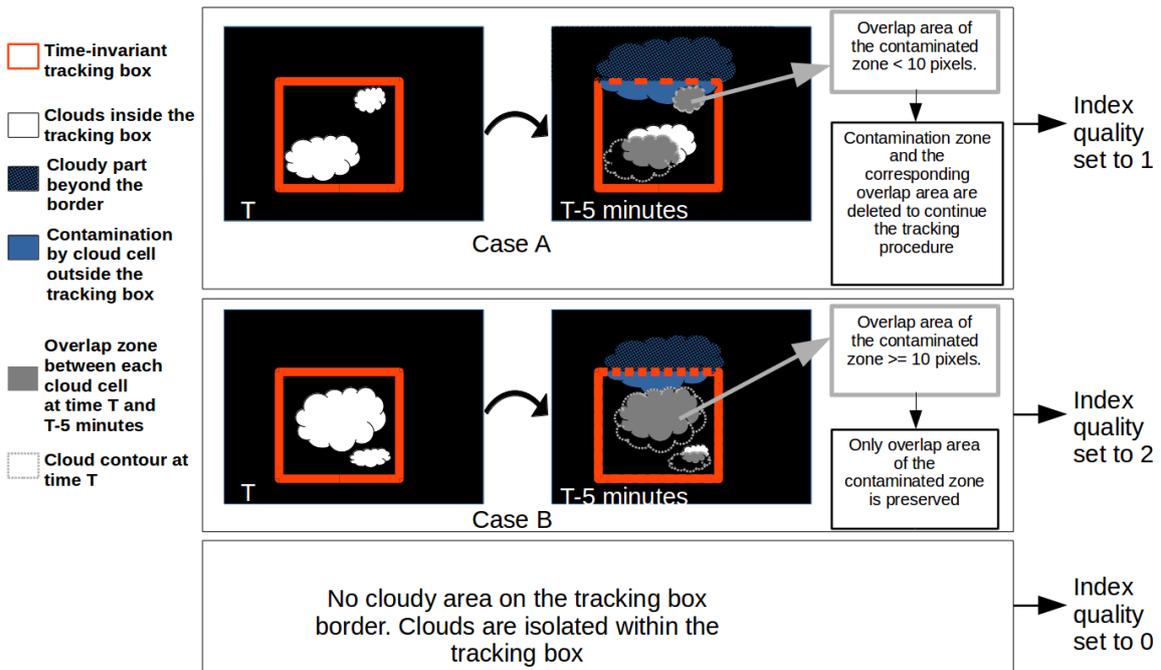
892 FIG. 1. a) SAFNWC Cloud type product, b) Cloud mask generated with selection of all cloud types excluding
 893 fractional clouds, c) PANTHERE accumulated rain over five minutes projected onto the SEVIRI RSS grid , d)
 894 EUMETSAT Red-Green-Blue (RGB) natural color image following the Rosenfeld et al. (2008) method. All
 895 data are for 1630 UTC 23 April 2011.



896 FIG. 2. Schematic view of the detection of an isolated cloud during day time. Example on April 23, 2011
 897 at 1600 UTC of isolated cloud detection under fair weather conditions and the box area determination method
 898 for tracking the cloud. a) Cloud cover colored in white considered in the tracking procedure. b) Labeled image
 899 to detect cloud objects and First Bounding Box (FBB) detection of isolated cloud. c) Increasing of the FBB to
 900 define the tracking box where the tracking is performed.



901 FIG. 3. Schematic view of the area-overlap based tracking method. The tracking procedure is performed in
 902 the time invariant tracking box. The reverse chronological order is used to determine cloud system evolution.
 903 This tracking technique is limited to cloud systems surrounded by clear sky within the tracking box.



904 FIG. 4. Complex situations with cloud contamination on the border of the tracking box. Case A: A small
 905 tracked cloud cell overlaps with another large size cloud cell outside the tracking box. Case B : The cloud mask
 906 used as input classifies a large cloud cell within the tracked cloud set and a large cloud cell outside the tracking
 907 box as the same cloud object. A threshold of intersection area (gray area) between the cloud object at time T
 908 and the cloud contamination at time T- 5 minutes on the tracking box border (blue area) is used to continue to
 909 track the cloud cell.

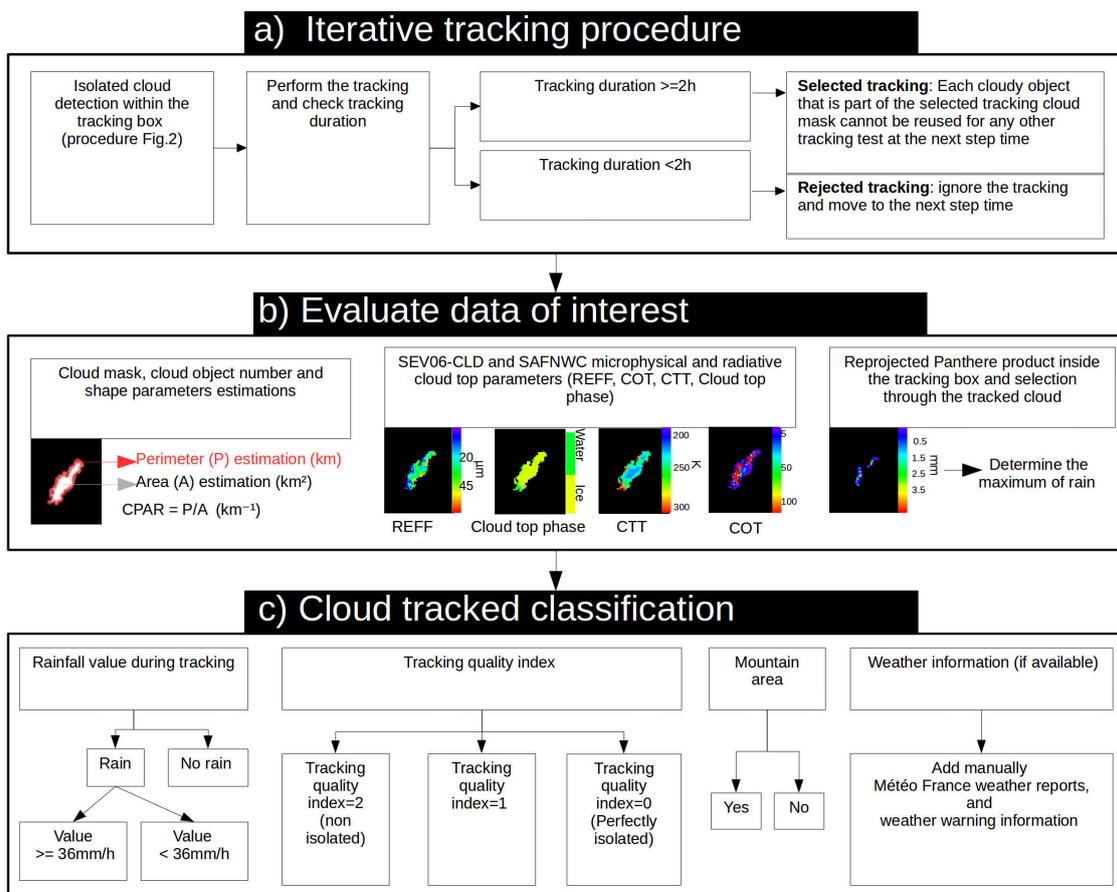
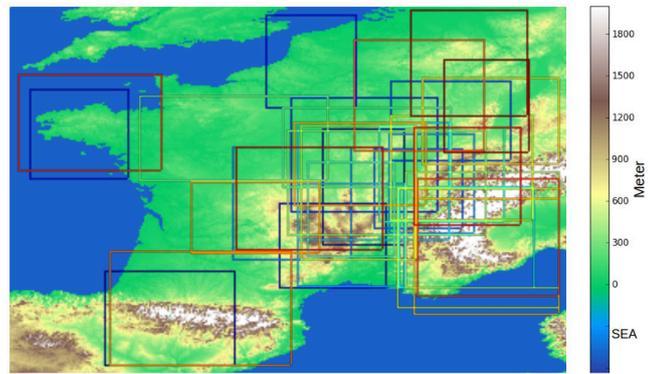
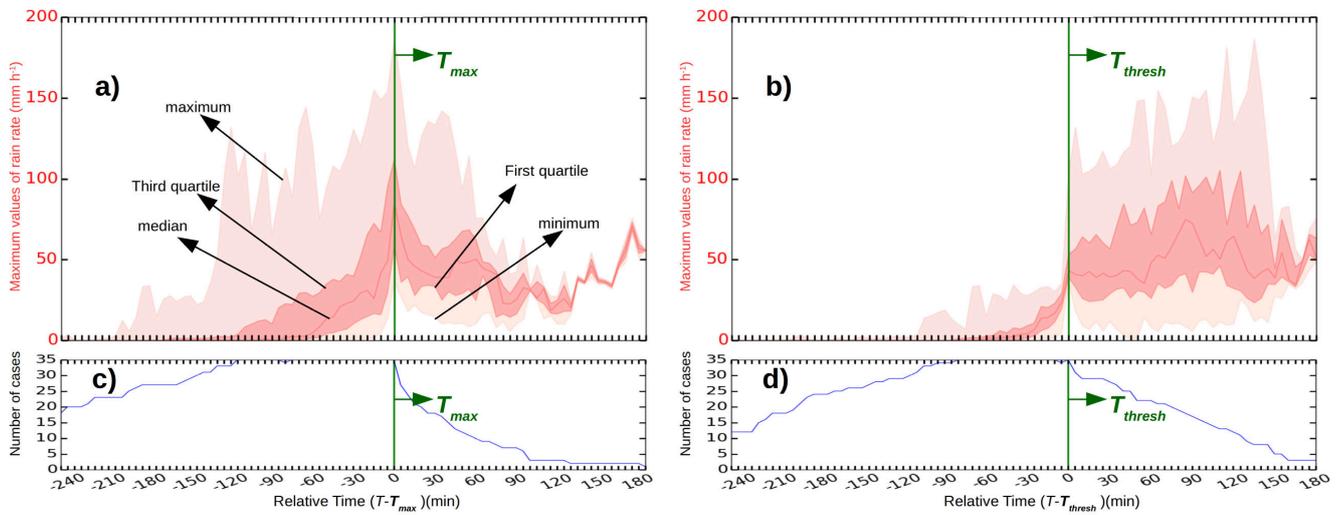


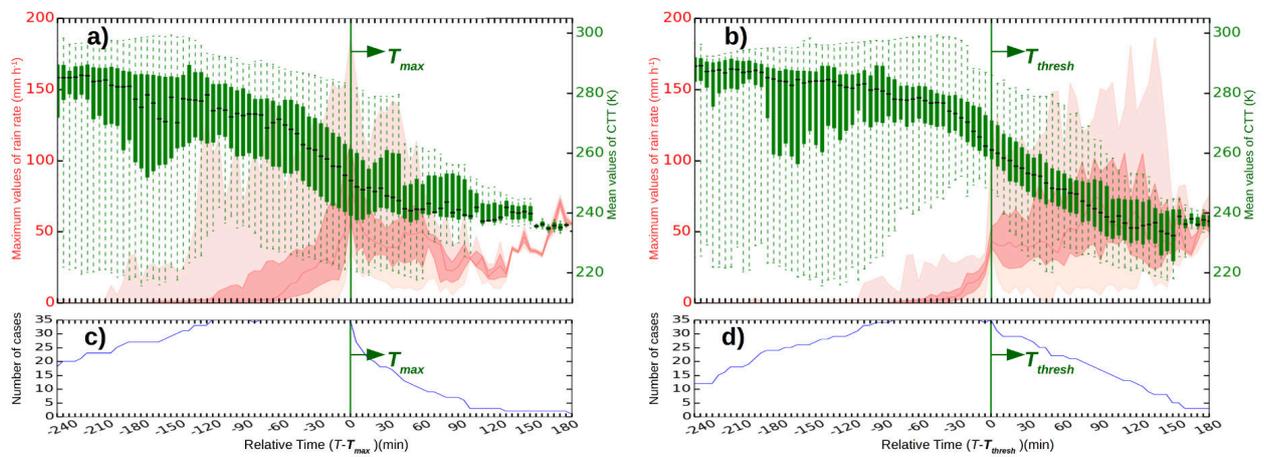
FIG. 5. Automatic cloud tracking selection and classification, only weather information is added manually.



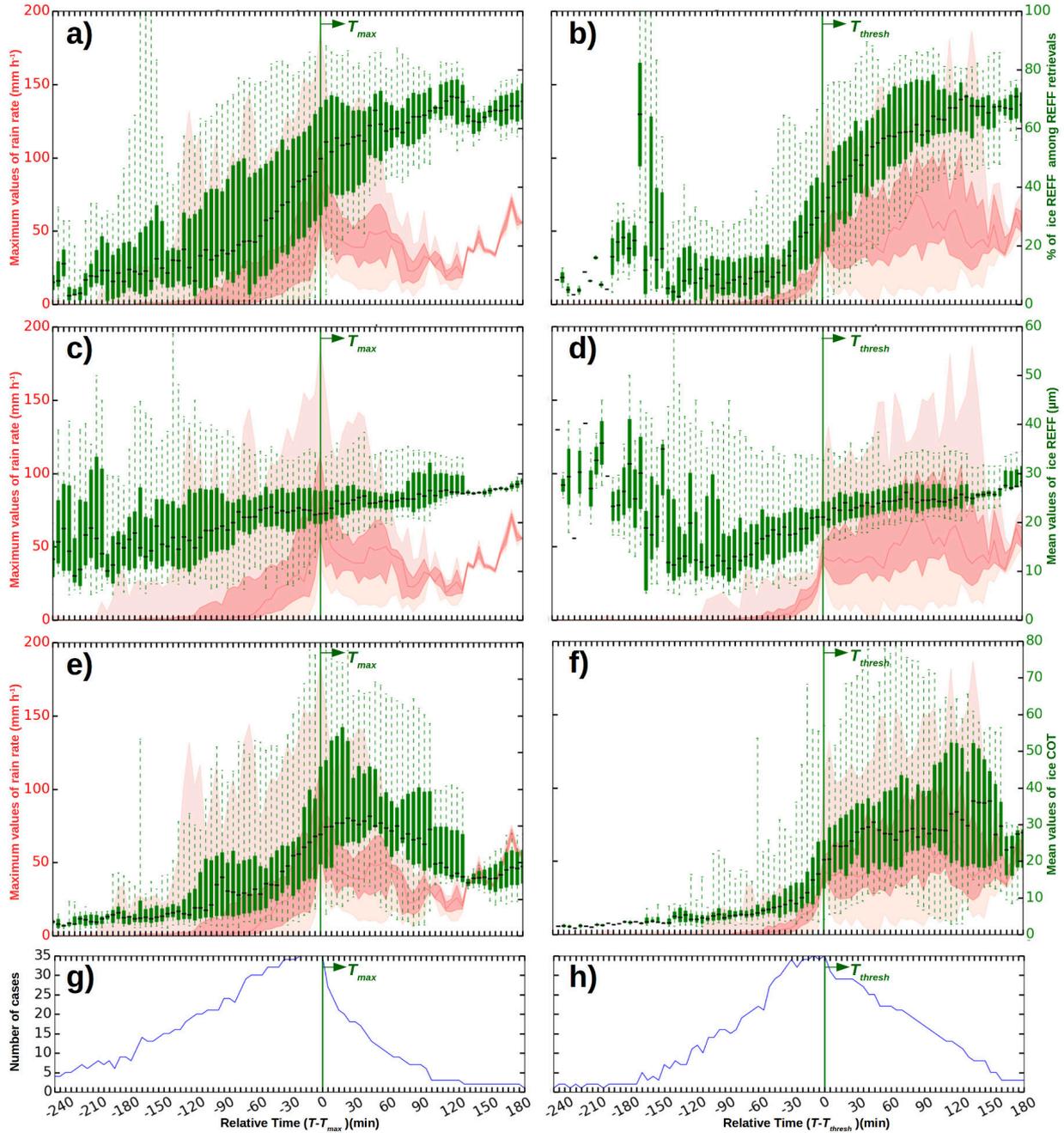
910 FIG. 6. Elevation map of France with tracking boxes of the 35 study cases. Colored boxes correspond to
911 tracking boxes.



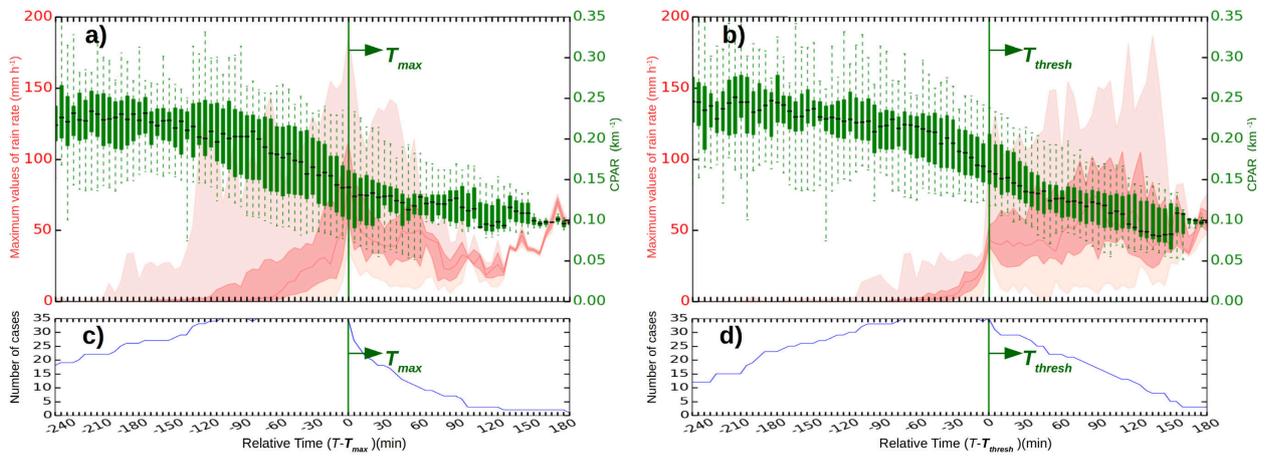
912 FIG. 7. Temporal behavior of maximum of rain rates values for the 35 selected cases. Time scale is defined
 913 according to the chosen reference time. a) T_{max} time synchronization. b) T_{thresh} time synchronization. T_{max}
 914 and T_{thresh} are represented by green lines. The interquartile range and the area between the maximum and the
 915 minimum curves are colored in light red and pink, respectively. The red curve represents the median values.
 916 They are indicated by black arrows on a). c) and d) represent the evolution of the number of cases that are
 917 tracked relative to the T_{max} time synchronization and T_{thresh} time synchronization respectively.



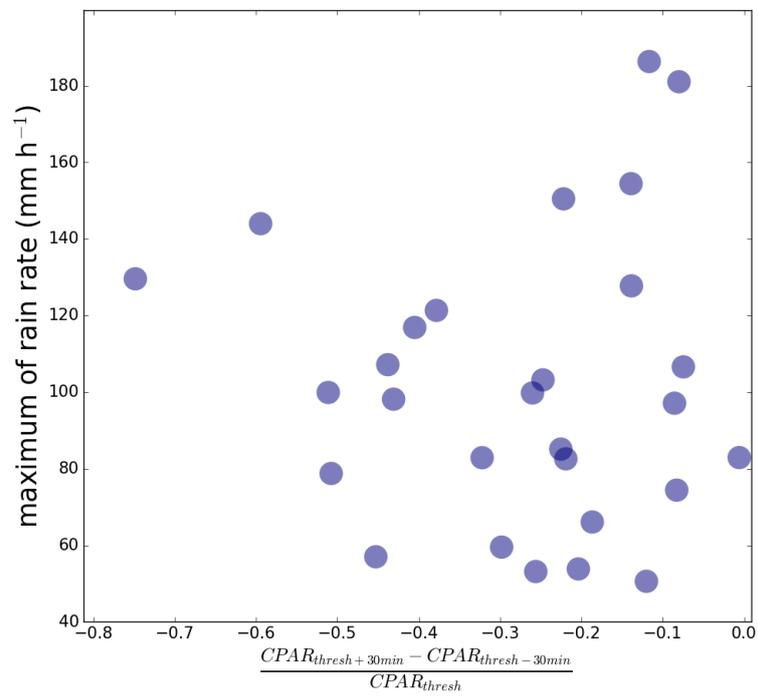
918 FIG. 8. Temporal evolution of box and whiskers plot of mean of SAFNWC CTT for the 35 study cases. The
 919 interquartile range is represented by a green box where median values correspond to black lines and dotted verti-
 920 cal lines lie between the maximum and minimum of the distribution in the box and whisker plot representations.
 921 Maximum rainfall distribution of Fig.7 is plotted in background. a) T_{thresh} time synchronization. b) T_{max} time
 922 synchronization. c) and d) as for Fig.7c) and d) respectively. From a statistical point of view, this is the number
 923 of cases used to construct the mean CTT distribution.



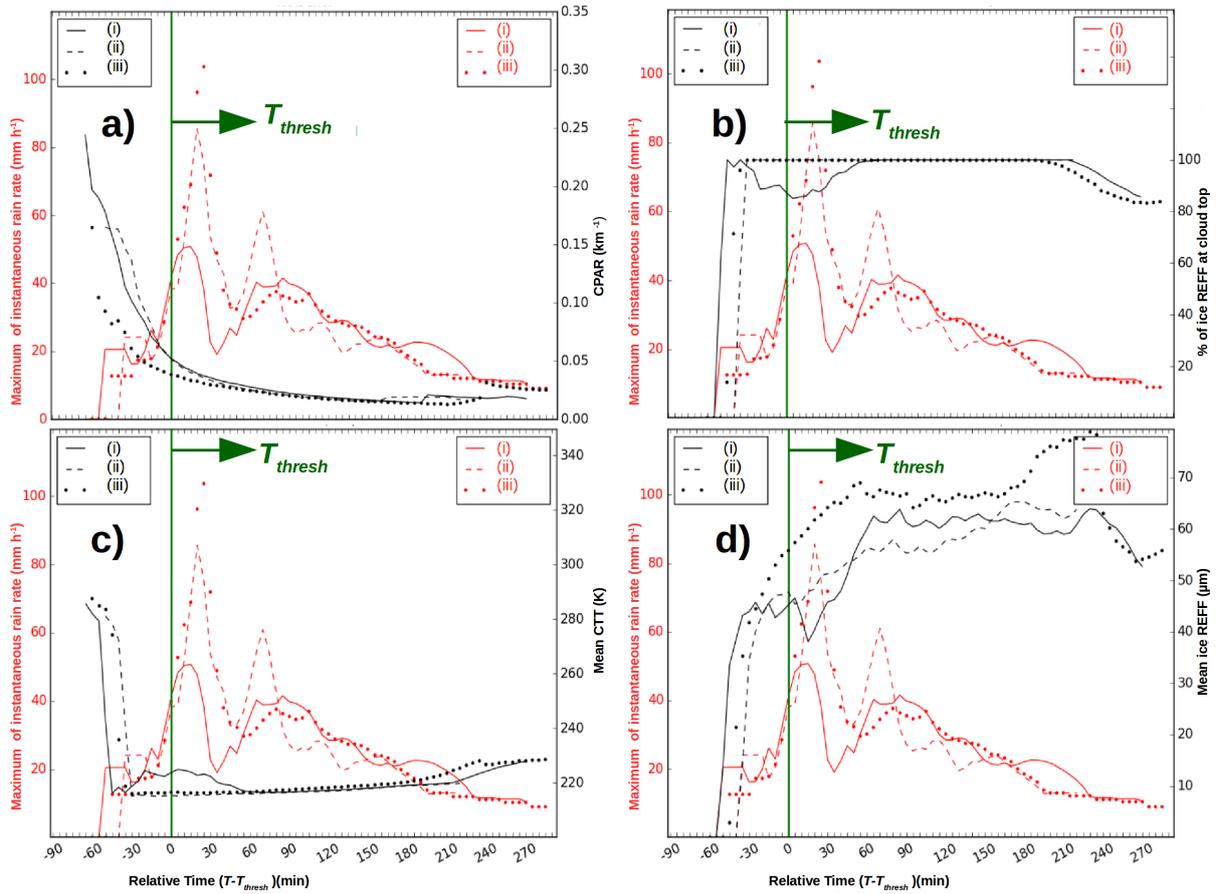
924 FIG. 9. As in Fig.8 but for a) and b) percentage values of REFF retrievals classified as ice crystals and for c)
 925 and d) the mean ice REFF values, for e) and f) mean ice COT values. g) and h) represent the evolution of the
 926 number of cases presenting ice REFF and ice COT retrievals at cloud top. This is the numbers of cases among
 927 the 35 study cases involved in these statistical distributions. Note that these numbers are generally low during
 928 cloud lifecycle because not all tracked clouds exhibit ice crystals at the same time. The first column of figures is
 929 synchronized with T_{max} and the second with T_{thresh} as indicated by green arrows.



930 FIG. 10. As in Fig.8 but for CPAR values. a) T_{max} synchronization. b) T_{thresh} synchronization. c) and d)
 931 represent the evolution of the number of cases for which the CPAR calculation is feasible.



932 FIG. 11. Scatter plot of the maximum of rain rate at T_{max} as a function of the difference of CPAR at $T_{thresh}+30$
 933 minutes and $T_{thresh}-30$ minutes standardized by the CPAR at T_{thresh} for 28 cases when the period of 30 minutes
 934 before the T_{thresh} to 30 minutes after the T_{thresh} is defined.



935 FIG. 12. Three RAMS idealized cloud simulations with different deep convection triggering. The legend indi-
 936 cates the triggering of convection used: (i) a warm bubble is used (solid lines), (ii) a low-level wind convergence
 937 is used (dashed lines), and (iii) an idealized orographic forcing is used (dotted lines). Red colored curves are the
 938 maximum of the instantaneous rain rate of simulated clouds. Black curves correspond to cloud top parameters:
 939 a) CPAR Estimation, b) percentage of ice REFF at cloud top, c) mean of CTT and d) mean of ice REFF. All
 940 simulations are synchronized with T_{thresh} as indicated by green arrows.