



HAL
open science

La mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Jean Claude Bergès

► **To cite this version:**

Jean Claude Bergès. La mesure des précipitations tropicales et subtropicales. Océan, Atmosphère. Université de Paris, 2021. Français. NNT: . tel-03188624v1

HAL Id: tel-03188624

<https://hal.science/tel-03188624v1>

Submitted on 2 Apr 2021 (v1), last revised 24 Feb 2022 (v2)

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

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

Université de Paris
École doctorale Science des Sociétés ED-624
Laboratoire PRODIG

La mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Par Jean Claude Bergès

Thèse de doctorat en géographie du développement

Dirigée par Gilles Arnaud-Fassetta
et par Pierre Camberlin

Présentée et soutenue publiquement le 16 mars 2021

Devant un jury composé de :

Patrick Fargès, Professeur des Universités, Université de Paris, Président
Agnès Bégué, Directrice de Recherche, CIRAD, Rapportrice
Vincent Dubreuil, Professeur des Universités, Université Rennes-2, Rapporteur
Marielle Gosset, Chargée de Recherche, IRD, Examinatrice
Nadège Martiny, Maître de Conférences, Université de Bourgogne, Examinatrice
Christine Raimond, Directrice de Recherche, CNRS, Examinatrice
Gilles Arnaud-Fassetta, Professeur des Universités, Université de Paris,
Codirecteur de thèse
Pierre Camberlin, Professeur des Universités, Université de Bourgogne,
Codirecteur de thèse

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Titre : Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Mot-clés : Pluie, Télédétection, Micro-ondes, Algorithmes, Impacts socio-économiques

Les sciences de l'atmosphère ont connu une mutation profonde dans les années 1980 avec l'apparition d'un système de satellites météorologiques et la montée en puissance de moyens de traitement. Aussi, les méthodes d'estimation des pluies ont progressivement évolué en relation avec la mise en place de ces nouveaux dispositifs d'observation. Malgré la grande variabilité, dans l'espace et dans le temps, des phénomènes pluvio-gènes, plusieurs produits opérationnels de mesure des précipitations sont aujourd'hui disponibles. Toutefois ces produits peuvent diverger notablement et leur degré de fiabilité reste difficile à évaluer.

Pour analyser la source de ces divergences, ce travail présente synthétiquement ces méthodes de mesure. En premier lieu, des rappels de la physique des précipitations permettront d'évoquer la diversité des divers phénomènes précipitants et de leurs environnements atmosphériques. Puis, à travers quelques exemples d'utilisation, sera mis en évidence la relation entre les échelles spatio-temporelles de résolution et les contraintes opérationnelles associées à un type d'application. Le dispositif de mesure sera ensuite traité dans deux parties. La première sur le dispositif sol traitera aussi bien des mesures directes que de celle fondées sur des propriétés radio-électriques des hydrométéores. La seconde sur les capteurs satellitaires traitera du radar, des micro-ondes passives et de l'infrarouge thermique. Dans ces deux parties les algorithmes d'interprétation des mesures indirectes seront discutés. Enfin, diverses procédures d'élaboration des produits opérationnels seront analysées. La conclusion met en évidence la nécessaire spécialisation des produits de précipitations dont l'efficacité dépend d'un contexte d'exploitation, tenant compte à la fois des caractéristiques physiques du domaine considéré et de la nature de l'information attendue par l'exploitant.

Title : Tropical and subtropical precipitation measurement

Keywords : Rainfall, Remote sensing, Microwave, Algorithm, Socio-economic impact

During the eighties, atmospheric sciences have experimented a deep change, induced by weather satellite system and new computing facilities. Obviously quantitative precipitation estimation (QPE) methods have been part of this evolution. Despite the high space and time variability of rainfall events, several QPE operational products are now available. However these products show significant differences and their accuracy is an open issue.

These well known discrepancies motivated an in-deep QPE methods description. First of all, the rainfall process physical basis are recalled with a focus on various phenomena scale. Then some example of QPE operational use are presented in order to make visible their different expectations on delivered data. The measurement system is described in two parts : ground-based and satellite-based. The first one includes both raingauges and radioelectric indirect measurements and the second deals with radar, passive microwave and thermal infrared. In these parts data analysis algorithms are discussed. Then the algorithm trees of the main QPE procedures are presented. We conclude on the future of QPE products which should be specialized on an operational frame. This frame should take into account the main precipitation type, the user requirements and the available technical facilities.

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier mes deux co-directeurs, Gilles Arnaud-Fassetta et Pierre Camberlin, pour la grande gentillesse et l'infinie patience dont ils ont fait preuve en face d'un auteur particulièrement anxieux et irrésolu.

Ce travail est le fruit d'une expérience dans l'élaboration de produits opérationnels de précipitations. J'ai eu la chance d'être en charge, à deux reprises, du développement et de l'exploitation de stations de réception directe de satellites météorologiques et je n'aurais pas pu mener à bien ces tâches sans l'appui d'équipes qui m'ont secondé. Au centre AGRHYMET de Niamey, Laurent Cunin m'a apporté son expérience sur les systèmes de traitement et, pour sa part, Fatou Tall s'est investie dans l'exploitation des résultats. Le système de réception et de traitement du GDR MSG-ATR, installé dans les locaux de l'Université Paris Diderot, était d'une conception beaucoup plus ambitieuse et j'ai été considérablement aidé dans les développements logiciels par Franck Chopin.

Mon séjour à Afrique de l'Ouest a été l'occasion d'évaluer, en conditions réelles, l'impact des produits dérivés des données satellitaires. J'ai une reconnaissance particulière pour Mohamed S. Boulahaya, alors directeur d'ACMAD, qui m'a beaucoup apporté par son approche originale de la diffusion de l'information météorologique. Dans un domaine voisin, je tiens à remercier l'aide que m'ont fourni des membres du CIRAD, Francis Forest, Christian Baron, Joëlle Chiffaud et Jacques Mestres. Enfin les discussions avec Stancy Hoff et Joy Hecht, contractants de l'USAID, ont été d'un intérêt particulier pour cerner l'influence des informations environnementales sur les politiques publiques.

L'expérience AMMA, puis le projet Megha-Tropiques, m'ont permis de reprendre, dans un nouveau contexte, des travaux sur l'estimation des pluies qui avaient été précédemment ébauchés. Je dois tout d'abord remercier Michel Desbois qui m'a accueilli au LMD ainsi qu'Isabelle Jobard, Rémy Roca et Jean Yves Granpeix qui, à des degrés divers, m'ont aidé à comprendre les relations entre approches statistiques et modélisations physiques. La collaboration avec Nicolas Viltard puis avec Marielle Gosset a été, pour moi, l'occasion d'une approche concrète des problématiques d'emboîtement d'échelles à travers l'exploitation des données radar. Ma réflexion sur les précipitations doit beaucoup à des échanges que j'ai pu avoir avec Thierry Lebel et Abdou Ali, d'abord au centre AGRHYMET, et, une dizaine d'années plus tard, dans le cadre AMMA.

Mes activités scientifiques se sont déroulées au sein de l'UMR PRODIG qui a su favoriser une grande diversité d'approches. Le soutien de Marie-Françoise Courel, première directrice de l'unité, a été souvent décisif, comme lors de la création du GDR MSG-ATR. Dans le cadre de cette unité, je participe aux travaux de l'équipe de géographie physique, maintenant hébergée sur le site de l'Université de Paris, où j'ai toujours trouvé un amical appui et, tout particulièrement, auprès de Salem Dahech qui m'a apporté une aide autant discrète qu'efficace.

Enfin, ce travail n'aurait pas été entrepris sans Gérard Beltrando qui m'a incité à reprendre mes précédents résultats en les intégrant dans une perspective plus large. Je ne peux que regretter son absence et espérer, par cette thèse, continuer son approche de la climatologie des géographes.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Liste des principaux acronymes et sigles

AGRHYMET	AGRONomie HYdrologie METéorologie
AMMA	Analyse Multiscale de la Mousson Africaine
AMSU	<i>Advanced MSU</i>
ATMS	<i>Advanced Technology Microwave Sounder</i>
CAPE	<i>Convective Available Potential Energy</i>
CGMS	<i>Coordination Group for Meteorological Satellite</i>
CILSS	Comité Inter-états pour la Lutte contre la Sécheresse au Sahel
CIN	<i>Convection INhibition layer</i>
CMORPH	<i>Cpc MORPHing technique</i>
CORDEX	<i>Coordinated Climat Downscaling EXperiment</i>
CPC	<i>Climate Prediction Center</i>
CRU	<i>Climate Research Unit</i>
DMSP	<i>Defence Meteorological Satellite Program</i>
DPR	<i>Dual-frequency Precipitation Radar</i>
DWD	<i>Deutscher WetterDienst</i>
ECMWF	<i>European Center for Medium range Weather Forecast</i>
EPSAT	Estimation des Précipitations par SATellite
EUMETSAT	<i>European METeorological SATellites</i>
FEWS	<i>Famine Early Warning System</i>
GATE	<i>GEWEX Atlantic Tropical Experiment</i>
GEWEX	<i>Global Energy and Water cycle EXchange</i>
GHCN	<i>Global Historical Climatology Network</i>
GMI	<i>Gpm Microwave Imager</i>
GOES	<i>Geostationary Operational Environmental Satellite</i>
GPCC	<i>Global Precipitation Climatology Center</i>
GPCP	<i>Global Precipitation ClimatologyProgram</i>
GPI	<i>Goes Precipitation Index</i>
GPM	<i>Global Precipitation Measurement</i>
GPROF	<i>Goddard PROFiler</i>
GSFC	<i>Goddard Space Flight Center</i>
GSM	<i>Global System for Mobile Communications</i>
GSOD	<i>Global Summary Of the Day</i>
IMERG	<i>Integrated Multi-satellitE Retrievals for Gpm</i>
INPE	<i>Instituto Nacional de Pesquisa Espacias</i>
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
LMD	<i>Laboratoire de Météorologie Dynamique</i>
LIS	<i>Lightning Imager Sensor</i>
JAXA	<i>Japanese Aerospace eXploration Agency</i>
JMA	<i>Japanese Meteorological Agency</i>
MSG	Météosat de Seconde Génération
MSU	<i>Microwave Sounding Unit</i>
NASA	<i>National Aeronautic and Space Administration</i>

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCDC	<i>National Climatic Data Center</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Predictions</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NPOESS	<i>National Polar Orbiting Environmental Satellite System</i>
NPP	<i>Npoess Preparatory Project</i>
OMI	<i>Organisation Météorologique Internationale</i>
OMM	<i>Organisation Météorologique Mondiale</i>
OMS	<i>Organisation Mondiale de la Santé</i>
OPGC	<i>Observatoire de Physique du Globe de Clermont</i>
PERSIAN-CSS	<i>Precipitation Estimation from Remotely Sensed Imagery using an Artificial Neural Network-Cloud Classification System</i>
PMM	<i>Precipitation Measurement Missions</i>
SEVIRI	<i>Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager</i>
SSM/I	<i>Special Sensor Microwave I</i>
TIROS	<i>Television and InfraRed Observation Satellite</i>
TOGA-COARE	<i>Tropical Ocean Global Atmosphere – Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment</i>
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measurement Mission</i>
VIRS	<i>Visible InfraRed Scanner</i>

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Sommaire

2.0 Introduction	7
2.1 Physique des précipitations	12
2.1.1 Mécanismes fondamentaux	13
2.1.2 Systèmes convectifs à méso-échelle	19
2.1.3 Effets du relief sur les précipitations	23
2.2 Enjeux du suivi des précipitations	27
2.2.1 Cycle de l'eau et modifications anthropogéniques du climat	28
2.2.2 Sécurité alimentaire en Afrique de l'Ouest	35
2.2.3 Gestion des risques hydroclimatiques et sanitaires	42
2.3 Mesure des précipitations depuis la surface	46
2.3.1 Dispositifs de mesure ponctuelle des précipitations	47
2.3.2 Méthodes de spatialisation	53
2.3.3 Radars météorologiques	57
2.3.4 Impact des liaison GSM sur le dispositif d'observation	62
2.4 Système d'observation par satellites	67
2.4.1 Radars de précipitations satellitaires	68
2.4.2 Micro-ondes passives	72
2.4.3 Radiomètres visibles et infrarouges	78
2.4.4 Relations entre intensité de précipitations et température de brillance	84
2.5 Procédures d'estimation des précipitations	93
2.5.1 Extraction de caractéristiques dynamiques à partir des géostationnaires	94
2.5.2 Exploitation des propriétés multispectrales des géostationnaires	103
2.5.3 Algorithmes micro-ondes purs	111
2.5.4 Produits opérationnels et synthèses de diverses sources	117
2.6 Conclusions et perspectives	129
Bibliographie	135
Table des tableaux	156
Table des figures	161
Table des matières	273

2.0 Introduction

Climatologie et spatialisation des précipitations

La caractérisation des zones climatiques est une question dont l'émergence est tardive dans l'histoire des sciences. Alors que la mesure d'un cumul quotidien de pluie sur un site repose sur un instrument dont l'usage est immémorial, peu d'intérêt a été apporté à la répartition spatio-temporelle des précipitations. Lorsque Hooke propose, en 1663, d'établir un réseau d'observatoires pour réaliser une histoire du temps, la pluviométrie ne fait pas partie des paramètres collectés (Charles, 2006). Dans sa théorie de la terre, ouvrage de synthèse en géographie physique dont la première édition est publiée en 1749, Buffon n'aborde la question des pluies qu'à travers les trombes, phénomènes extrêmes dangereux pour la navigation. L'enjeu majeur pour la météorologie concerne alors les transports océaniques et ces préoccupations se concrétisent dans la conférence maritime de Bruxelles qui, en 1853, posera les bases du premier système uniforme d'observations météorologiques à la mer. Cette conférence aura un rôle fondamental dans le développement de la météorologie puisqu'elle a permis le développement d'un réseau mondial qui sera coordonné par l'OMI (Organisation Météorologique Internationale), puis par l'OMM qui lui succède en 1950. Significatif d'un intérêt alors secondaire pour les phénomènes pluviogènes, la carte mondiale des pluies, établie par Vuillemin en 1867 (figure 2.0.a), en présente une distribution très grossière. Ce caractère approximatif est particulièrement sensible sur l'Europe où l'information pluviométrique était pourtant facile à obtenir.

L'expansion coloniale, à la fin du XIX^e siècle, s'accompagne d'un intérêt pour le développement de cultures de rentes. Au Sénégal, le baron Roger avait déjà créé, en 1822, un jardin d'essai à Richard-Troll pour expérimenter l'acclimatation de nouvelles plantes. Avec l'extension du domaine colonial se pose la question de l'implantation de nouvelles cultures qui puisse être valorisées économiquement et, dans ce contexte, décrire la répartition des précipitations devient un enjeu majeur. La communication de De Martonne (1898) sur la pluviométrie en Afrique de l'Est est représentative de ce nouveau centre d'intérêt. Dans cette étude, il fonde ses résultats sur les relevés mensuels de 38 stations réparties dans le bassin du Nil blanc. Ces données sont hétérogènes et couvrent de manière incomplète la période 1880-1897, limitation qui est reconnue par l'auteur. Aussi, il les regroupe par classes et latitude pour étudier leur cycle annuel. Il est en mesure de mettre en évidence un schéma simplifié d'alternance de saisons sèches et humides qu'il met en relation avec les angles zénithaux solaires. La qualité de la spatialisations (figure 2.0.b) souffre, bien sûr, du caractère disparate du jeu de données. Néanmoins, la comparaison avec l'atlas de Vuillemin, d'une part, et avec les estimations GPCC, d'autre part, permet de mesurer le caractère innovant de ce travail. Le produit GPCC (*Global Precipitation Climatology Center*) est un produit global, uniquement basé sur les postes pluviométriques, qui sera décrit plus avant dans ce texte. Le cumul annuel moyen a été calculée sur la période 1950-1980 qui correspond à un optimum dans la densité de stations sol disponibles. Les deux cartes n'ont pas à être identiques mais leur proximité, dans les zones où De Martonne dispose de données, est remarquable. Les valeurs estimées sont proches sur la côte de l'actuelle Tanzanie et les gradients pluviométriques associés aux hauts sommets d'Afrique de l'Est apparaissent clairement. Par ailleurs, bien que les cumuls de 1897 soient globalement plus faibles que ceux extraits du GPCC, la répartition en grandes zones est cohérente entre ces deux estimations.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Par ses objectifs et ses méthodes, la publication de De Martonne inaugure une nouvelle problématique et l'étude de la climatologie des pluies se fera par des procédures très proches jusqu'à la rupture des années 1980. Les satellites d'observation météorologique et les moyens de calcul suscitera alors un renouveau des sciences de l'atmosphère et la question de la mesure des précipitations sera alors abordée d'une manière tout à fait différente.

Structures d'accueil

Ce texte se veut une introduction aux méthodes actuelles de mesure des précipitations. Dans cette introduction, un intérêt particulier sera porté aux zones intertropicales, d'une part, et à l'exploitation des satellites météorologiques, d'autre part. Sous sa forme actuelle, il dérive d'une présentation sur les nouveaux produits de la NASA qui a été faite devant la section de climatologie du CNFG en mars 2019 (Bergès, 2019). Il s'agissait alors de discuter non seulement des méthodes d'accès à la base de données mais également des fondements théoriques de ces méthodes. Cette présentation a été étendue pour couvrir plus largement le champ des mesures de précipitations tout en gardant une place centrale à ces produits qui présentent un haut degré de sophistication en regard du niveau actuel des connaissances.

Ce travail trouve son origine au Centre Régional AGRHYMET (Niamey, Niger) où, en tant que responsable de la télédétection, j'avais à assurer l'élaboration et la diffusion de produits de télédétection auprès de divers utilisateurs. Mais la réflexion méthodologique et les développements algorithmiques ont été poursuivis dans le cadre de deux unités de recherche, PRODIG (Pole de Recherche pour la Diffusion et l'Organisation de l'Information Géographique) et le LMD (Laboratoire de Météorologie Dynamique). Avoir l'opportunité de travailler avec deux unités a été l'occasion de confronter deux cultures scientifiques et de dépasser la relation simpliste où le physicien est en charge du modèle et le géographe de l'évaluation des impacts. Ces collaborations entre organismes ont été facilitées par deux actions trans-disciplinaires : l'expérience AMMA (Analyse Multiscale de la Mousson Africaine) et le GDR MSG-ATR.

Plan du texte

Le texte aborde la nature du phénomène, l'utilisation potentielle de l'information pluviométrique, le dispositif de mesure et enfin les méthodes de traitement. Il est organisé en cinq parties. La première partie porte sur la physique du phénomène en se limitant aux propriétés pertinentes pour l'estimation des pluies. Elle prétend pas être une présentation complète des théories actuelles sur les précipitations et, ainsi, les questions de circulation générale ne sont pas abordées.

La deuxième partie est consacrée aux utilisations potentielles des mesures de précipitation. L'accent est mis sur les applications opérationnelles où l'impact de l'information est plus faciles à évaluer que dans de actions purement scientifiques. Cette partie ne prétend pas à l'exhaustivité et s'approche plus d'une anthologie plus que d'un inventaire. Sur l'ensemble des domaines d'utilisation cités, l'accent est mis sur la nature de l'information météorologique qui peut constituer une aide à la décision plutôt que sur celle qui permettrait d'analyser un processus. Cette distinction apparaît clairement en agrométéorologie tropicale où, bien que les processus de terrain présentent une grande variabilité spatiale et justifient d'une restitution à échelle fine, les acteurs dans le domaine de la lutte antiacridienne ou de l'aide alimentaire, ont besoin d'une information plus agrégée mais fiable et rapidement diffusée.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Les deux parties suivantes traitent du dispositif de mesure. Bien que l'intérêt initial ait porté sur les outils de télédétection les méthodes de mesure sol sont tout d'abord traitées. Ce dispositif d'observation est en rapide évolution. À côté d'un réseau de pluviomètres qui est aujourd'hui en rétractation bien qu'il soit le seul à fournir une mesure réellement directe du phénomène, de nouvelles méthodes se développent. Les informations deviennent plus indirectes et plus hétérogènes, mais en contrepartie de nouveaux paramètres sont accessibles. L'observation satellitaire, pour sa part, est en constante extension et la continuité de l'observation des phénomènes précipitants est considérée aujourd'hui comme un enjeu majeur. L'évolution rapide de ce dispositif pose toutefois le problème de la continuité des estimations sur les séries de données et impose une grande fluidité aux systèmes élaborant des produits opérationnels.

La cinquième partie est consacrée aux algorithmes de traitement. Il y a une certaine artificialité à séparer données et traitement puisque les données brutes sont rarement exploitées directement mais à travers des procédures de calibration et de conversion parfois très élaborées. Une distinction, assez subjective, a été opérée entre ce qui est directement lié à la physique de la mesure et ce qui revient à une combinaison de sources diverses. Il y a également une part de subjectivité dans la sélection des méthodes présentées. Le point nodal de la présentation est la description d'IMERG (*Integrated Multi-satellitE Retrieval for Gpm*), le produit de synthèse du GPM. Les algorithmes intermédiaires le constituant ont été traités ainsi que des algorithmes alternatifs utilisant des données similaires. Cette présentation est complétée par celles de produits élaborés pour des objectifs sensiblement différents de ceux de la NASA.

Apport personnels

Parmi les méthodes présentées trois sont des créations personnelles. Les deux premières concernant l'extraction de paramètres dynamiques à partir de l'infrarouge sont décrites en 2.5.1 et ont fait l'objet de publications. La troisième, EPSAT-SG qui se trouve en 2.5.2, a son origine dans un premier travail que nous avons réalisé en 2003 sur la régression non linéaire appliquée aux données Météosat et a été développée dans le cadre du LMD à titre de contribution à l'expérience AMMA. J'ai été aidé dans cette tâche par F. Chopin qui l'a notamment transférée au centre de données Icare où elle a été produite en routine. Cette méthode, qui constituait un nouvel algorithme satellitaire de la base de données de l'expérience, a été produite pendant plusieurs années sur une base opérationnelle.

Une autre part d'apport personnel notable repose sur l'exploitation de deux bases de données originales mettant en relation données micro-ondes et infrarouge thermique. La base de données croisant réflectivité radar et infrarouge fonde les résultats présentés en 2.4.4 et celle mettant en relation les données MSG avec les estimations GMI est utilisée en 2.4.4 et 2.5.2. Ces bases ne sont en rien redondantes avec les sources d'informations primaires qui se révèlent difficiles à exploiter dans un contexte exploratoire à cause du volume de données et leur conception résulte d'un équilibre entre la compacité et la complétude.

Mais l'originalité principale de la démarche se situe dans sa visée de couvrir l'ensemble du domaine de la mesure des précipitations. Les ouvrages traitant du sujet comme celui récemment publié par Levizzani *et al.* (2020) sont en réalité des collections d'articles souvent rédigés par des responsables de

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

programmes. Ce type d'ouvrage présente une information complète et actuelle de ces programmes mais souffre de deux limitations. En premier lieu, il existe un risque potentiel de conflit d'intérêt et l'analyse scientifique peut être affectée par les besoins de communication. Mais surtout, ces ouvrages, constitués d'une juxtaposition d'interventions, ne réalisent pas de synthèse et, pour cette raison, mettent plus en avant les enjeux des programmes présentés et que ceux, plus globaux, de la thématique.

Sources de données

Parmi les sources de données traitées dans ce travail, la principale est constituée par la base GPM (*Global Precipitation Mission*). Cette base maintenue par la NASA et ouverte en libre accès est une source non seulement pour les produits de précipitations mais également pour les données de télédétection en micro-ondes, actives ou passives. Cette base complète la base TRMM qui est également exploitée dans ce travail.

Parmi les autres bases de données pluviométriques celles des produits globaux GPCP (*Global Precipitation Climatology Program*) et GPCC (*Global Precipitation Climatology Center*) sont largement utilisées. La base GPCC a une importance particulière parce qu'elle est constituée uniquement par synthèse des postes pluviométriques, les relevés de stations pluviométriques ayant cette particularité d'être la seule source de données faisant l'objet d'une rétention quasi-systématique. Les bases de données gérées par le NCDC (*National Climatic Data Center*) reposent, à une échelle planétaire, presque exclusivement sur le réseau synoptique qui est, d'une part, peu dense et, d'autre part, entaché d'erreur pour les cumuls de précipitations.

Les données infrarouge thermique proviennent du satellite MSG. Obtenir ces données du centre d'archivage Eumetsat est un processus long compte tenu du rapport entre le flot de données et les capacités de transmission. Cette procédure est tout à fait adaptée à l'analyse d'une situation mais beaucoup moins au traitement de série chronologiques d'image. Aussi les données MSG ont été obtenues à partir de l'archive de l'OPGC (*Observatoire de Physique du Globe de Clermont*) qui, outre l'archivage, offre la possibilité originale d'un traitement à proximité de l'archive. L'équipe de l'OPGC déploie un effort considérable pour maintenir cette archive et en garantir l'accès.

Les informations aérologiques sont extraites de la base NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*) qui est fournie sur une maille de 2.5°, 17 niveaux de pression et une répétitivité de 6 h. Outre ses facilités réelles de manipulation, cette base est adaptée aux analyses à l'échelle synoptique ou planétaire. Par ailleurs sa résolution grossière présente l'intérêt de la stabilité statistique, importante dans certaines régions continentales où le réseau d'observation est très lacunaire. De nouveaux produits de réanalyse comme MERRA (*Modern Era Retrospective analysis for Research and Applications*) sont disponibles pour appréhender des phénomènes de méso-échelle β . Mais cette échelle n'est pas nécessairement appropriée aux études sur les précipitations dans la mesure où elle correspond à celle de la convection profonde qui, par son mécanisme interne, modifie les flux environnants. En pareil cas, la validité des données dépend de la capacité des modèles globaux à modéliser ces phénomènes météorologiques, ce qui est, à ce jour, un enjeu scientifique. À l'exception des produits NCEP, qui sont utilisés ici de manière semi-quantitative, les sources de données font l'objet de discussions dans le corps du texte, aussi bien sur leurs bases physiques que sur les algorithmes de productions.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

L'altimétrie provient de la base SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*). Les données de radar sol ont été acquises par un équipement du MIT (*Massachusetts Institute of Technology*) et font partie de la base de données de l'expérience MT2010-Niamey à laquelle j'ai participé. Les autres données, utilisées plus occasionnellement, sont décrites au fil du texte.

Sauf mention contraire, les cartes utilisent la projection cylindrique équidistante, linéaire en latitude et longitude.

2.1 Physique des précipitations

Il pourrait être envisagé de traiter de la mesure des précipitations par une approche purement statistique sans se référer aux bases physiques. Et, dans les faits, la communauté des hydrologues a initialement abordé ce sujet sans liaison avec celle des météorologues dont l'intérêt principal était orienté vers la prévision. Mais ignorer les mécanismes générateurs, ne permet pas de dépasser le constat de propriétés géostatistiques déconcertantes en regard d'autres paramètres naturels et, pour ce motif, la présentation des méthodes de mesure commencera par une brève introduction à la physique des précipitations. Cette présentation se focalise sur les propriétés des phénomènes pluvio-gènes susceptibles d'avoir un impact sur la conception d'un dispositif de mesure. Aussi elle contournera la question de leur répartition et ne traitera pas de leur place dans la circulation générale.

Seront tout d'abord exposées, les caractéristiques globales de distribution des intensités de pluie calculées à partir des données d'un radar spatial. L'apport de cet instrument pour les études climatologiques provient de sa capacité à fournir une mesure de réflectivité homogène, en relation directe avec les précipitations instantanées sur l'ensemble de sa zone de couverture. Ces données permettent de mettre en évidence le caractère exponentiel de la distribution et sa variabilité spatiale qui sont en relation directe avec les difficultés que présente la mesure des quantités d'eau précipitées. Ensuite le mécanisme de base des précipitations sera décrit avec une emphase sur les facteurs d'inhibition qui empêchent le flux de chaleur latente de se convertir instantanément en précipitations. Puis la distinction entre les deux classes de précipitations, stratiforme et convective, sera introduite en se fondant sur leur environnement aérologique. Cette distinction était déjà un point important de la théorie des fronts polaires, développée par l'école norvégienne au début du XX^e siècle, qui est toujours utilisée comme outil de communication bien que dépassée en plusieurs aspects. Enfin deux mécanismes qui s'avèrent critiques pour l'estimation des pluies seront détaillés : la convection profonde et le renforcement orographique.

Un historique des théories développées autour de la convection profonde dépasserait cette partie introductive. La présentation se limitera à mettre en évidence les facteurs qui déterminent sa variabilité et qui, par là, sont susceptibles d'orienter aussi bien les dispositifs de collecte que les méthodes de traitement. Mesurer les précipitations générées est particulièrement important dans les zones tropicales où, d'une part, elle constitue la source principale des apports en eau pluviale et où, d'autre part, le dispositif d'observation sol est souvent très lacunaire. Mais la prise en compte de ces phénomènes, aussi bien dans un contexte d'observation que de modélisation, est un défi à cause de l'emboîtement d'échelle qu'elle suppose. Aux échelles spatio-temporelles les plus fines la convection peut être vue comme un processus chaotique, les zones d'ascendance étant des phénomènes locaux qui durent moins d'une heure. Pourtant à des échelles plus grossières apparaît une organisation des systèmes convectifs et ces systèmes peuvent durer plusieurs jours et s'étendre sur des milliers de kilomètres. De nouvelles méthodes d'observation et les simulations numériques en ont permis une meilleure compréhension et l'hypothèse RKW est présentée pour illustrer la place des théories physiques dans cette démarche. Dans un contexte d'estimation quantitative des précipitations, ces théories permettent de préciser les échelles de variabilité spatio-temporelles. Que la restitution des intensités de pluies instantanées soit un objectif difficile à atteindre ne signifie pas que des indicateurs plus synthétiques ne puissent être élaborés. Et la

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

validité du principe d'ergodicité est la problématique sous-jacente de la conception des produits d'estimation des pluies.

L'impact du relief sur les systèmes pluvio-gènes sera évoqué à travers quelques mécanismes sans prétendre à l'exhaustivité. Cette partie vise à montrer que la topographie n'induit pas une classe de phénomène pluvio-gènes spécifiques mais est susceptible d'agir par divers processus sur les systèmes précipitants qui vont très au-delà du schéma d'un simple soulèvement d'un flot laminaire. L'importance des phénomènes orographiques pour la mesure des précipitations est double. En premier lieu parce que les intensités de précipitations peuvent être considérablement renforcées. Ainsi les records de quantités de pluie sur diverses périodes se trouvent systématiquement associés à des reliefs. En deuxième lieu, cette modulation intervenant de manière très localisée mais rémanente, les estimateurs statistiques qui utilisent des propriétés de stationnarité peuvent ne plus être valides. Ces phénomènes pouvaient être jugés secondaires tant que l'information pluviométrique était restituée avec une résolution spatio-temporelle très grossière, mais la diminution de la taille des mailles des produits s'accompagne d'exigences de précision accrues et, dans ce contexte, la prise en compte des effets orographiques est un enjeu majeurs pour la nouvelle génération de produits de précipitations.

Pour illustrer les concepts présentés, il est fait référence à diverses sources de données : synthèse de relevés de postes pluviométriques, produits globaux de précipitations intégrant eux même plusieurs sources de données, radars sol ou satellite, réanalyses de modèles de prévision numérique du temps. Ces sources seront décrites dans les chapitres suivants, leurs méthodes d'estimation et les biais associés discutés.

2.1.1 Mécanismes fondamentaux

La pluie participe du cycle de l'eau et de l'énergie dans l'atmosphère dont elle constitue vraisemblablement l'élément le plus fluctuant et le plus difficile à appréhender dans sa totalité. Alors que les autres phénomènes contribuant à ce cycle, rayonnement reçu et émis, évaporation, flux atmosphériques et océaniques présentent une continuité spatio-temporelle, la pluie se caractérise par son intermittence et une échelle de variation beaucoup plus fine.

Distribution des pluies

Dans ce cycle, évaporation et précipitations sont les deux mécanismes de transfert de l'eau entre la surface et l'atmosphère, mais il existe une profonde dissymétrie entre ces deux flux dans leurs intensités et leurs fréquences et, à une échelle planétaire, la répartition spatiale de ces deux paramètres diffère profondément. En figure 2.1.1.a ont été représentés les cumuls pluviométriques pour l'année 2005, fournie par un programme de mesure des précipitations, ainsi que l'évaporation potentielle provenant de produits de ré-analyse. Ce dernier paramètre est estimé à partir du rayonnement, du vent au sol, de l'humidité et de la température. La circulation atmosphérique générale induit une répartition des précipitations en fonction de la latitude qui présente un maximum très marqué à l'équateur et deux maxima locaux aux moyennes latitudes. En contraste l'évaporation potentielle présente une répartition uni-modale, décroissant de l'équateur vers les pôles. Les grilles de restitution de ces deux produits ont

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

des tailles très similaires et, pourtant, les précipitations présentent des gradients beaucoup plus forts particulièrement visibles sur le golfe du Bengale.

En analysant des séries de données de produits globaux d'estimation des pluies, Trenberth et Zhang (2018) ont évalué à 6.9 % la probabilité d'enregistrer une intensité de pluie supérieure à 0.2 mm/h à l'échelle planétaire. Cette probabilité est plus élevée sur les zones maritimes que sur les continents. Mais alors que l'évaporation est un phénomène continu de l'ordre de grandeur de quelques millimètres par jour, il n'est pas exceptionnel qu'un cumul de précipitations quotidien puisse dépasser 100 mm. Cette répartition statistique des pluies est également très hétérogène dans l'espace. La figure 2.1.1.b, extraite de cette étude, montre l'intensité de précipitations moyenne en fonction de la latitude. Même à ce niveau très agrégé, les discontinuités spatiales apparaissent avec un maximum de fréquence sur les zones équatoriales. Ce maximum est d'autant plus marqué que ne sont considérées que les intensités de précipitations les plus élevées.

Au-delà de la fréquence, la distribution des intensités de précipitations met en évidence l'extrême variabilité de ce paramètre. La figure 2.1.1.c a été obtenue en cumulant sept années de données de TRMM/PR, un radar de précipitations satellitaire. Ce appareil, qui sera décrit plus en détail au chapitre 4, couvre les latitudes comprises entre 35 N et 35 S. Son taux de revisite est très faible et, pour obtenir des résultats stables, l'ensemble des données acquises sur les surfaces continentales pour la période 2002-2008 a été traitée, ce qui représente plusieurs centaines de millions d'observations élémentaires. L'histogramme des intensités de précipitations est tracé avec une échelle logarithmique en ordonnée qui fait apparaître la proximité entre cette distribution empirique et une loi de puissance. Ce résultat est très général et a été analysé par Martinez et Neelin (2019) qui, travaillant à partir d'un réseau de radars sol, modélisent la probabilité de P, cumul quotidien de précipitations, par la formule :

$$\text{Prob}(P) = A P^{-\tau} \exp(P/PL)$$

où A et τ sont des paramètres de distribution et PL un seuil de cumul maximal.

L'échelle globale n'est pas la seule échelle pertinente de variabilité des précipitations et, à l'effet des échelles spatiales fines, s'ajoute celui des fortes disparités temporelles. Pour évaluer la variabilité spatiale des paramètres τ et A, les distributions d'intensité de précipitations ont été calculées à partir de la même base de données utilisée pour la figure 2.1.1.c. Malgré la taille de la base le type de distribution pose une difficulté en termes d'échantillonnage. Les précipitations sont rares et les précipitations intenses encore plus. Aussi, les données ont été agrégées spatialement sur une maille de 2.5°. Dans la modélisation des distributions le dernier terme sera ignoré. En effet il a été introduit pour éviter qu'un cumul pluviométrique ne dépasse le compte intégré en eau précipitable. Or, pour des motifs qui seront exposés en 2.1.2, introduire cette contrainte n'est pas nécessaire pour les atmosphères tropicales. Cette hypothèse rend l'estimation des paramètres τ et A élémentaire. Les distributions une fois calculées, une régression linéaire simple permet de déterminer les deux paramètres de la distribution. Ces paramètres sont cartographiés en figure 2.1.1.d, le coefficient multiplicatif A est un facteur d'échelle directement corrélé au cumul de pluie, alors que τ caractérise la forme de la distribution. La valeur de ce dernier coefficient sera d'autant plus élevée qu'une part importante du cumul sera concentrée sur quelques événements extrêmes. La tendance générale est que cette concentration sera la plus forte lorsque les cumuls sont les plus faible mais cette relation n'est pas

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

systématique. En présence de fort dénivelés, le paramètre τ augmente sans que A ne diminue. Ce phénomène est visible sur la cordillère andine, les sommets d'Afrique de l'Est ou le massif de l'Himalaya. Cette tendance n'est pas dominante sur le Continent maritime où des cumuls différents sont associés à des formes de distribution similaires.

La forme de ces distributions montre combien la mesure des précipitations est sensible aux erreurs d'échantillonnage. Non seulement la pluie est un phénomène rare mais encore les cumuls pluviométriques dépendront plus de quelques événements les plus importants que de l'ensemble des précipitations de petite ou moyenne amplitude. La difficulté de cette mesure sera d'autant donc plus grande que la valeur du paramètre τ sera plus élevée. Il serait intéressant de poursuivre l'exploitation de cette base en croisant les échelles d'espace et de temps. Mais cette démarche purement statistique est limitée pour des motifs de stabilité des résultats et de taille d'échantillon. Ceci amène à prendre en compte le processus de formation des précipitations pour mieux décrire les contraintes inhérentes à la mesure des quantités de pluie.

Mécanisme des précipitations

Le mécanisme de base des précipitations est simple, une masse d'air est amenée jusqu'à une altitude où la vapeur d'eau qu'elle contient se condense et les hydrométéores ainsi formés s'agrègent jusqu'à atteindre la taille qui leur permette de revenir au sol sous forme de pluie. Cet énoncé élémentaire amène plusieurs questions, sur les conditions aérologiques qui permettent les ascendances, sur la teneur en vapeur d'eau des masses d'air et sur les processus d'agrégation. La présentation succincte du processus qui suit vise à mettre en relation caractéristiques physique et échelles de variabilité observée, les informations provenant de l'ouvrage de Triplet et Roche (1977) qui détaille ces mécanismes.

Hors de tout effet d'entraînement, une petite masse d'air, dénommée par la suite paquet, qui s'élève verra sa température baisser du fait de la diminution de pression et son mouvement ne pourra se maintenir que si sa température reste supérieure à celle de l'air environnant. Si ce paquet d'air est saturé en humidité la baisse de température sera partiellement compensée par la libération de chaleur latente associée à la condensation. Ces propriétés de flottabilité relative vont être représentées par des diagrammes repérant les profils d'atmosphère verticaux en température et en humidité, en fonction de la pression. En France l'égramme 761 est couramment utilisé, d'autres pays adoptant des représentations sensiblement différentes comme le *Skew-T*, ces diagrammes ayant en commun une échelle logarithmique pour les pressions en ordonnée et des lignes isothermes inclinées à 45° en abscisse. Ils ont été conçus pour pointer les informations issues d'un radiosondage et pour en faciliter l'interprétation immédiate (Herlofson, 1947). Ils fournissent des éléments d'évaluation des conditions de flottabilité relative d'un paquet d'air par rapport aux couches qui lui sont inférieures et supérieures et ils permettent donc de réaliser une prévision immédiate des mouvements verticaux d'atmosphère. Sur ces diagrammes, pour chaque niveau de pression sont tracées la température et le point de rosée. Cette valeur est la température correspondant à la saturation en vapeur d'eau du paquet d'air qui, par définition, est toujours inférieure ou égale à la température réelle. Pour aider à l'interprétation, adiabatiques sèches et humides ainsi que valeurs du rapport de mélange sont également tracées. Pour simuler les températures atteintes par un paquet d'air à une pression donnée lors de son ascension, l'adiabatique sèche est tout d'abord utilisée jusqu'au niveau de pression où elle rencontre la ligne de rapport de mélange tracée à partir de sa température de point de rosée. Son point de saturation étant

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

alors atteint, l'adiabatique humide est utilisée au lieu de l'adiabatique sèche. Le point important est comment se situent ces températures simulées par rapport aux températures réelles mesurées. Un écart positif correspond à une situation d'instabilité, où le paquet pourra poursuivre son ascension, et un écart négatif à une stabilité.

En figure 2.1.1.e est représenté un cas d'instabilité extrême, celui d'un radiosondage effectué lors du passage de l'ouragan Katrina sur la Nouvelle-Orléans en août 2005. Dans cette situation un paquet d'air en surface s'élève librement le profil de température en basse couche correspondant à l'adiabatique sèche, atteint son point de saturation à 850 hPa et poursuit son mouvement ascendant sur l'adiabatique humide. L'écart entre cette adiabatique humide et les températures de radiosondage est de l'ordre de 5 °C, ce qui indique des flux verticaux rapides. La figure 2.1.1.f présente des données de la même station de radiosondage dans des circonstances différentes, la région ayant enregistré des pluies légères ce jour-là. Comme dans la situation précédente la saturation se produit vers 850 hPa mais, jusqu'à 750 hPa, les températures réelles sont supérieures à celle du paquet d'air soulevée. Ensuite le signe de l'écart s'inverse mais reste inférieur à celui mesuré lors de l'épisode Katrina. Cette forme de profil, très fréquent dans l'atmosphère, consiste en une couche de stabilité surmontée d'une couche d'instabilité, le niveau de transition étant appelé niveau de convection libre. Le niveau de flottabilité neutre désigne celui où l'adiabatique humide rejoint à nouveau la courbe des températures. Les interprétations précédentes des diagrammes peuvent être synthétisées par deux indices : le CAPE (*Convective Available Potential Energy*) et le CIN (*Convective INhibition*). Le premier indice est une évaluation de la quantité d'énergie que la colonne d'atmosphère peut fournir pour soutenir des mouvements ascendants et le second une évaluation de l'énergie à fournir pour surmonter les subsidences induites par le profil vertical d'atmosphère en basse couche. Ces indices sont représentés graphiquement par les surfaces comprises entre la courbe des températures mesurées et celle des températures simulées, depuis le sol jusqu'au niveau de convection libre pour le CIN et depuis le niveau de convection libre jusqu'au niveau de flottabilité neutre pour le CAPE.

Pour efficace qu'elle soit en termes de prévision immédiate, la précédente représentation est très simplifiée puisqu'elle ne renseigne que sur des conditions de flottabilité relative sans échange avec la masse d'air environnante ni flux. En particulier, elle ne rend pas compte des interactions entre la surface terrestre et l'atmosphère. Or, du fait des discontinuités de surface, la partie la plus basse de l'atmosphère aura un écoulement plus turbulent que laminaire et constitue la couche limite atmosphérique (Le Treut, 1992). Elle sera très différente entre les milieux océaniques et continentaux à cause de la plus grande rugosité de ces derniers ainsi que d'un cycle thermique diurne beaucoup plus prononcé. L'épaisseur de cette couche limite dépend de la vitesse du vent au sol, de la nature de la surface et de l'énergie radiative et son épaisseur varie de quelques dizaines de mètres pendant l'hiver arctique à 2000 m ou 3000 m sous les tropiques. Elle se termine par une couche d'inversion où la température augmente avec l'altitude et, en atmosphère calme, cette couche concentre diverses particules émises par le sol.

La plupart des formations nuageuses ne sont pas associées à des précipitations et celles-ci ne peuvent se former que si les hydrométéores croissent jusqu'à une taille suffisante. Compte tenu de leur petite taille, ces particules atteignent leur vitesse limite au bout de quelques mètres. Pour obtenir un ordre de grandeur, la formule empirique proposée par Ulbrich (1983) peut être utilisée.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Selon cette formule, v , la vitesse d'une goutte d'eau, est fonction de D , son diamètre :

$$v = 3.78 D^{0.67}$$

où v est exprimé en m/s et D en mm

Cette formule indique des vitesses de chute très faible pour des particules d'une taille de 20 μm qui constituent les nuages. Même dans une situation de subsidence, où les courants ascendants ne compensent plus la force gravitationnelle, ces petites gouttes d'eau vont s'évaporer instantanément en atteignant les couches basses et plus chaudes de l'atmosphère. Ceci explique que les cumulus de beau temps présentent une surface inférieure plate et décroissent par leurs sommets.

Pour qu'un phénomène pluviogène puisse se déclencher, la condensation doit donc s'accompagner d'un phénomène d'agrégation des hydrométéores. Différents mécanismes de microphysique des nuages entrent ici en jeu. Un point à souligner est que, à la suite du processus de condensation, l'eau peut rester en état de surfusion, des gouttes d'eau liquide étant observées jusqu'à des températures de 233 K. Cette coexistence entre deux phases joue un rôle dans l'initiation des précipitations. L'effet Bergeron met en jeu des hydrométéores coexistants en phase solide et liquide et un transfert de matière vers les cristaux de glace par évaporation puis sublimation. Pour sa part, la coalescence est produite par l'agitation et la rencontre de particules solides ou liquide. Le point important est que ces mécanismes nécessitent un brassage au sein d'une couche nuageuse suffisamment épaisse et donc un dégagement d'énergie pour provoquer ce processus d'agrégation.

Les expériences de pluies provoquées visent à initier ce processus en introduisant des noyaux de condensation artificiels dans un environnement d'hydrométéores en surfusion. Dans une expérience menée au sud-est de l'Australie, Manton *et al.* (2017) se sont intéressés à l'efficacité des procédures d'ensemencement des nuages orographiques en hiver. Ils ont pointé une augmentation sensible des chutes de neige, de l'ordre de 10 % lorsque la densité de noyaux injectés est élevée, mais insistent sur la difficulté à quantifier cet effet à partir d'un seul réseau de pluviomètres du fait de l'extrême variabilité de ces phénomènes. Dans le cadre d'un programme de recherche visant à optimiser les méthodes d'ensemencement appliquées aux Émirats Arabes Unis, Tonttila *et al.* (2020) ont modélisé l'impact de l'introduction de particules dans des stratocumulus pour initier les précipitations. Leur modèle reproduit bien une augmentation des précipitations après introduction de noyaux de condensation mais seulement si la densité est suffisamment élevée.

Pluies stratiformes et convectives

La contribution de l'école norvégienne de météorologie à la compréhension des mécanismes générateurs de précipitation a été à la fois précoce et fondamentale (Bjerknes, 1920). Cette école a proposé un modèle de circulation atmosphérique selon lequel les pluies seraient générées par la rencontre de deux masses d'air différant par la température et l'humidité et dont la surface de séparation en biseau soulève l'air chaud et humide. L'apport original a été d'inscrire ce processus dans une théorie de la circulation générale où les perturbations des zones tempérées proviennent de la rencontre entre des masses d'air équatoriales et polaires. La figure 2.1.1.g reprend le schéma idéalisé proposé par Bjerknes et Solberg (1922), qui montre les deux zones de précipitations associées au

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

déplacement de ces masses d'air, la zone associée au front chaud étant plus étendue que celle associée au front froid. Ces deux zones diffèrent également par les formations nuageuses : stratiformes pour le front chaud et cumuliformes pour le front froid.

Ce modèle conceptuel des fronts polaires a depuis été dépassé, notamment parce qu'un dispositif d'observation, plus complet que celui disponible au début du XX^e siècle, n'a pas pu mettre en évidence des fronts continus. Bien qu'il soit aujourd'hui remplacé par le concept de rail de dépression (*conveyor-belt*), utilisé dès 1980 par Carlson, il garde son intérêt pour avoir ouvert la voie à la prévision des perturbations en fournissant un premier mécanisme explicatif. Sans viser la quantification des cumuls de pluie, le modèle des fronts polaires décrit deux types de systèmes pluviogènes : des pluies continues associées au front chaud, d'une part, et des pluies orageuses associées au front froid, d'autre part. Même si le mécanisme frontal n'est pas aussi général que celui décrit dans cette première théorie, des orages pouvant se former sans qu'apparaissent de fronts organisés, une grande partie des pluies enregistrées aux latitudes moyennes provient de soulèvements verticaux. En termes d'observations ces pluies seront associées à un couvert nuageux formé de nimbostratus et présenteront une homogénéité spatio-temporelle plus grande que celle rencontrée dans les phénomènes pluvio-orageux. Cette différence de structure apparaît clairement dans la figure 2.1.1.h composée à partir du canal visible haute résolution MSG/SEVIRI le 9 juillet 2017 à 15:30 TU. Ce soir-là, le nord de la France a connu une série d'orages violents provoquant des dégâts significatifs à Paris et Nantes qui ont chacune enregistré plus de 50 mm de pluie en quelques heures. L'image, prise en fin d'après-midi, met en évidence la texture du couvert nuageux par les ombres portées. Le système actif sur Nantes présente une granulométrie apparente liée aux différences d'altitudes des sommets de nuages qui le compose ainsi qu'un front très tranché à l'Est comme en témoigne la taille de l'ombre générée. Par contraste, la figure 2.1.1.i présente la situation du 23 novembre 2019 à 12:45 TU où le nord de la France a connu des pluies continues. Le manteau nuageux beaucoup plus homogène indique des pluies stratiformes.

Les systèmes pluvio-orageux constituent la source principale d'apport en eau pluviale aux basses latitudes qui ne connaissent pas d'ascendance à l'échelle synoptique qui soient suffisantes pour générer les précipitations stratiformes frontales des moyennes latitudes. Ce phénomène est causé par la faiblesse de la force de Coriolis qui s'annule sur l'équateur et par la faiblesse des gradients thermiques horizontaux aux échelles larges. Pour l'illustrer, sur la figure 2.1.1.j ont été représentées les vitesses verticales à échelle synoptique extraites du produit de ré-analyse NCEP/NCAR pour l'année 2016. Les courbes ont été calculées pour deux mailles situées sur le méridien origine, la première à l'équateur et la seconde à 45 N. Le graphique du haut représente ces valeurs sur un pas de temps de 6 heures et celui du bas représente ces mêmes valeurs auxquelles a été appliqué un filtre de moyenne mobile de 72 h. Il apparaît clairement que les valeurs extrêmes de ce paramètre sont plus fortes à 45 N qu'à l'équateur, et aussi que cette différence est accentuée par le lissage temporel. Non seulement les ascendances à échelle synoptiques sont plus faibles à l'équateur mais elles ne sont pas maintenues dans le temps. Compte tenu des vitesses très faibles de ces mouvements, qui ne dépassent pas 3 cm/s, ces ascendances ne peuvent créer de conditions favorables aux précipitations que par une action prolongée, condition qui est n'est pas satisfaite dans la zone inter-tropicale.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

2.1.2 Systèmes convectifs à méso-échelle

Les pluies convectives concernent des systèmes d'extensions spatiales et de durées très diverses, depuis les averses isolées jusqu'aux cyclones tropicaux. Un observateur au sol les différencie aisément des précipitations frontales par leur caractère soudain et une durée plus brève. Compte tenu de leur impact sur les activités humaines, les systèmes pluvio-orageux à méso-échelle ont suscités un intérêt particulier. Ces systèmes de convection profonde, dont le sommet atteint ou dépasse l'altitude de tropopause, sont maintenus par des flux rapides et complexes qui rendent difficiles non seulement la prise en compte de ces phénomènes par les modèles numériques du temps mais également leur observation. Les nuages d'orage présentent un aspect très caractéristique avec un fort développement vertical et un sommet en enclume et sont répertoriés depuis longtemps. Hamilton *et al.* (1945) ont publié une climatologie des systèmes pluvio-orageux sur l'Afrique centrale. Mais ce n'est qu'avec l'apparition des radars météorologiques, dans les années 1950, que des données objectives ont pu être acquises sur leur structure interne. Les dispositifs de collecte d'informations étaient initialement isolés et la connaissance de ces phénomènes a progressé avec les premières expériences coordonnant des dispositifs d'observation. Ainsi l'expérience GATE (*GARP Atlantic Tropical Experiment*) réalisée en 1974 dans l'Atlantique Sud a joué un rôle majeur pour la compréhension de ces phénomènes et ses résultats ont été exploités pendant les années suivantes (Polvavarapu et Austin, 1979, Parikh et Ball, 1980).

Variabilité fondamentale de la convection profonde

En termes de mécanismes générateurs, les précipitations convectives peuvent être définies comme étant provoquées par des phénomènes non hydrostatiques (Houze, 2004), d'autres facteurs intervenant que le profil vertical de température et d'humidité. Une autre définition peut se faire en terme d'échelle, les mécanismes des précipitations convectives se résolvent à la méso-échelle gamma alors que les précipitations stratiformes frontales relèvent de l'échelle synoptique. Ceci ne signifie pas que les précipitations convectives ne soient que locales, au contraire elles peuvent dépasser en extension et, encore plus, en quantité d'eau apportée les phénomènes stratiformes purs. Mais en pareil cas, ces systèmes sont un conglomérat de phénomènes précipitants élémentaires dont certains ont des caractéristiques voisines des systèmes stratiformes frontaux tout en différant par la genèse et l'environnement. Suivant leur mécanisme générateur, les pluies pourront relever d'échelles de résolution très différentes et ceci aura un impact direct sur les méthodes de mesure.

Dans les systèmes convectifs, les flux mis en jeu ne se ramènent pas uniquement à la flottabilité relative des masses d'air et ces phénomènes ne peuvent être compris qu'en prenant également en compte les transferts horizontaux. Une des conséquences immédiates est que le déplacement de ces systèmes se fera sans relation immédiate avec celui du flux d'air environnant. Une autre conséquence réside dans la distribution spatiale des intensités de précipitations. Puisque des transferts horizontaux interviennent aux échelles fines pour alimenter les cellules actives, les pluies convectives présenteront une hétérogénéité spatiale très supérieure à celle des pluies stratiformes. Enfin l'organisation tridimensionnelle des phénomènes pluvio-orageux explique que les cumuls de précipitations enregistrés puissent être localement très supérieurs au contenu de la colonne d'atmosphère en eau précipitable. La figure 2.1.2.a représente ce paramètre le 9 juillet 2017 à 12:00 TU tel qu'extrait du produit de réanalyse

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

NCEP/NCAR. Le même jour Météo-France a enregistré à Nantes un cumul de 61 mm sur une station, alors que l'aéroport n'a reçu que 20 mm. Cette situation n'est en rien exceptionnelle et se rencontre même dans des situations où le renforcement orographique est inexistant. La comparaison de cette figure avec l'imagerie MSG (figure 2.1.1.h) met en évidence le complexe jeu d'interaction d'échelle. Pas plus que le contenu en eau précipitable ne rend directement compte du développement de systèmes nuageux observés par le satellite, cette observation ne rend compte au niveau du pixel des précipitations effectives.

Une précipitation convective peut être de courte durée (Sumner, 1988) lorsqu'elle provient d'un cumulus isolé d'une épaisseur comprise entre 2000 m et 4000 m. En pareil cas l'évaporation des gouttes d'eau entre la base du nuage et la surface crée une masse d'air froid qui joue alors un rôle inhibant pour la convection. Les observations radars effectuées dès 1949 sur les systèmes pluvio-orageux de grande extension ont montré que ceux-ci ne sont pas constitués de cellules convectives pérennes mais d'une succession temporelle de noyaux de convection durant de 30 min à 60 min. Ce fonctionnement induit plusieurs échelles d'analyse des phénomènes convectifs. Lebel *et al.* (1997) ont étudié la variabilité spatiale des précipitations générées par les lignes de grains sahélienne en utilisant un réseau dense de pluviographes.

Un exemple de ligne de grains en Afrique de l'Ouest

Les figures 2.1.2.b, 2.1.2.c et 2.1.2.d montrent un tel phénomène observé par un satellite géostationnaire sur un pas de temps horaire, de 14:00 TU à 16:00 TU. Ces images, du 7 juillet 2019, ont été obtenues à partir de la température de brillance à 10.8 μm du capteur MSG/SEVIRI. Le contraste est très net entre les sols et les formations nuageuses pluvio-gènes qui sont discriminées par l'isotherme 273 K. Les gradients de température en front de système convectif sont particulièrement importants, de l'ordre de 60 K en 50 km. Le système à 7 W est représentatif des lignes de grains sahéliennes. D'une extension nord-sud d'un millier de kilomètres, il se propage vers l'ouest et présente des gradients de température plus forts à l'ouest qu'à l'est. La plupart des systèmes sont en phase de croissance, tant en surface qu'en altitude. Ceci est cohérent avec le cycle diurne de la convection qui atteint son maximum en fin d'après-midi. Cette croissance est particulièrement importante pour un système isolé, situé à 10N/2W, qui, deux heures après sa formation, couvre déjà une zone de près de 5000 km². Les données de réanalyses NCEP/NCAR évaluent la température de tropopause pour ce jour et cette région à 194 K et il est remarquable qu'au centre des systèmes convectifs se trouvent des zones plus froides que la tropopause. Ce phénomène de dépassement du niveau supérieur de la troposphère (*overshooting*) est causé par la vitesse des flux ascendants qui entraîne des masses d'air humide dans la stratosphère contribuant ainsi à son hydratation (Dauhut *et al.*, 2018). Liu et Zipser (2005) en ont étudié la fréquence et la répartition à partir de cinq années de données du satellite TRMM. Ils ont montré que ce phénomène, qui concerne 0.2 % des situations de convection, est plus continental que maritime, avec des dépassements enregistrés jusqu'à 3000 m au-dessus de la tropopause.

Guichard *et al.* (2010) ont comparé les précipitations et évaporations simulées par plusieurs modèles numériques à méso-échelle sur une série de systèmes pluvio-orageux survenus fin août 2005 sur l'Afrique de l'Ouest pendant la phase de collecte de l'expérience AMMA. Leurs conclusions sont mitigées sur la capacité de prévision d'un tel événement. Bien que ces modèles reproduisent le déplacement des systèmes convectifs ils divergent sur des paramètres aussi importants que l'extension

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

spatiale et l'heure. Ils pointent également les difficultés liées au déficit du dispositif d'observations et en particulier celles associées à la restitution du champ de précipitations par les produits satellitaires.

La modélisation des systèmes convectifs et le rôle de la goutte froide

L'apport de la modélisation numérique a été décisif pour la compréhension de la convection profonde. Ainsi, s'interrogeant sur les conditions de maintien des systèmes convectifs, Rotunno *et al.* (1988) ont émis l'hypothèse, dénommée RKW d'après ces auteurs, d'un nécessaire équilibre entre la goutte d'air froid créée par l'évaporation sous le nuage, d'une part, et le cisaillement de vent en basse couche, d'autre part. Isolément chacun de ces facteurs est de nature à empêcher le maintien des pluies convectives, mais leur combinaison le favorise. Ces auteurs ont fondé leur résultat sur une des premières simulations tridimensionnelles des lignes de grains. Ils ont montré l'importance d'un cisaillement dans les premiers 3000 m depuis la surface, la vitesse du vent par rapport à la ligne de grains devant décroître avec l'altitude. D'après ces auteurs la condition optimale pour le maintien d'un système convectif réside dans un équilibre. La différence des vitesses de vent entre la base et le sommet de la goutte froide doit être du même ordre de grandeur que celle de la subsidence induite par cette même goutte froide. La figure 2.1.2.e, extraite de leur article présente un schéma de ce phénomène. On remarquera que la création d'une nouvelle cellule se crée en front de la ligne de grains et que la progression apparente se fait donc en direction opposée au flux de surface. Un autre point important de cette théorie est d'accorder un rôle moteur à la goutte froide et à l'onde de gravité qu'elle génère. Ces résultats ont été revus (Weisman et Rotunno, 2004), modérant le rôle de la condition d'équilibre qui pourrait n'être pas strictement nécessaire au maintien de systèmes convectifs à méso-échelle. Mais cette étude reste significative du rôle que joue la simulation numérique pour orienter analyse et observation des phénomènes pluvio-orageux.

D'autres modélisations des systèmes convectifs à méso-échelle ont été proposées, mais le rôle de la goutte froide comme un mécanisme contribuant à leur formation et à leur propagation est aujourd'hui largement reconnu (Houze, 2004). À partir d'imagerie radar sur des lignes de grains tropicales fournies par l'expérience GATE, Ganache et Houze (1982) ont observé qu'elles sont constituées de deux parties. Une première partie turbulente correspondant à la convection profonde et suivie d'une deuxième partie présentant des caractéristiques proches des précipitations frontales des moyennes latitudes. Une interprétation de ce phénomène est que, lorsque les cellules convectives sont suffisamment proches et actives, alors les gouttes froides qu'elles génèrent fusionnent et jouent un rôle analogue au front froid des précipitations stratiformes. La figure 2.1.2.f, extraite de leur publication, présente un schéma d'une ligne de grains où les zones de fortes réflectivité radar figurent en noir. Ce système présente un couvert nuageux continu à l'altitude de tropopause à l'exception des zones correspondant aux cellules mures qui disposent de suffisamment d'énergie pour dépasser ce niveau. Entre autres auteurs, Lafore et Montcrieff (1989) ont réalisé des simulations de lignes de grains qu'ils ont confronté à des observations réalisées en Afrique de l'Ouest. Ils ont pu notamment reproduire le tourbillon à méso-échelle qui se crée en arrière de la ligne des cellules convectives.

Les cyclones tropicaux se forment à partir de systèmes convectifs à méso-échelle et la partie stratiforme pourrait être un élément central de cette transformation selon Bister et Emanuel (1997). Ils ont interprété les données des radars aéroportés de l'expérience TEXMEX sur l'origine du cyclone Guillermo à partir d'un orage tropical. Ils observent, à partir d'un premier vol, la création d'une zone

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

de précipitation stratiforme avec une bande brillante en observation radar à 4400 m. Cette zone est associée à un tourbillon avec des vitesses de vents maximales à 2000 m. Les images satellites mettent en évidence par la suite l'apparition de zones de convection en périphérie. Lors du vol suivant, réalisé 14 h après, montre l'extension vers la surface, à travers la couche limite, de ce tourbillon et des vitesses de vents beaucoup plus fortes.

Stabilité des atmosphères tropicales et initiation de la convection

À une échelle synoptique, le déclenchement et le maintien de la convection profonde dépendra des deux indices décrits précédemment : CAPE et CIN. Dans une étude réalisée à partir de 44 ans de données NCEP/NCAR, Riemann-Campe *et al.* (2009) ont analysé la répartition et l'évolution de ces deux paramètres. Globalement le CAPE dépasse le CIN d'un ordre de grandeur, sa valeur moyenne est de 300 J/kg alors que celle du CIN est de 20 J/kg. En latitude, le CAPE présente une distribution unimodale avec un maximum très marqué sur l'équateur alors que la distribution du CIN est bimodale, avec deux maxima locaux sur les tropiques. Ils observent une augmentation générale du CAPE au cours du temps et une évolution moins marquée du CIN, ce qui est en accord avec l'hypothèse d'une plus grande fréquence des événements de forte intensité de précipitations. Ces caractéristiques de distribution apparaissent très clairement sur la figure 2.1.2.g où les valeurs moyennes du CAPE, extraites des ré-analyses NCEP/NCAR, ont été tracées pour les mois de janvier et juillet 2013. Globalement le déplacement de la zone de maximum de CAPE suit l'équateur météorologique mais des différences régionales sont notable. Alors que, sur le continent africain et l'Atlantique sud, des valeurs élevées sont associées à un gradient très marqué, ce gradient est beaucoup plus faible en pacifique est. La Sibérie orientale et les plaines du nord des États-Unis montrent des valeurs de l'indice élevées jusqu'aux moyennes latitudes. Cet indice fournit plus d'information sur l'intensité des phénomènes pluvio-orageux que sur les quantités d'eau apportées et, même en zone intertropicale où les pluies proviennent principalement de la convection profonde, il n'existe pas de relation immédiate entre cet indice et le cumul de précipitations. La figure 2.1.2.h, où les estimations de précipitations par le produit global GPCP ont été extraits pour les même périodes que l'indice CAPE, illustre la complémentarité des sources d'informations provenant des données aérologiques et des estimations pluviométriques. Cet écart entre les deux indicateurs est représentatif des difficultés rencontrées pour déduire des cumuls de précipitations à partir d'indicateur aérologiques à méso-échelle.

La démarche précédente est néanmoins purement statistique et ne répond pas à la question de l'initiation de la convection profonde dans la mesure où la couche d'inhibition stabilise l'atmosphère. Ainsi, la théorie RKW porte sur le maintien et l'extension d'un système déjà constitué mais ne fournit pas d'éléments explicatifs sur son origine. Une partie de la complexité de cette question repose sur le fait qu'il existe une dissymétrie entre CAPE et CIN. Alors que le premier indice reflète une accumulation progressive de chaleur latente dans l'atmosphère, le second doit prendre en compte les propriétés de la couche limite qui est très sensible au cycle diurne ainsi qu'à des facteurs d'échange entre la surface et l'atmosphère. Ce deuxième indice est donc d'une modélisation d'autant plus difficile que le démarrage de ces phénomènes convectifs est rapide et, par-là, difficile à observer. L'affaiblissement de l'inhibition de convection pour que le système pluvio-orageux puisse se développer relève d'un mécanisme de catalyse météorologique dont les causes peuvent être multiples.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Après le lancement du satellite TRMM, l'expérience LBA (*Large scale Biosphere Analysis*) a été organisée en 1997 dans le bassin amazonien. Exploitant des séries de données d'images radar, Lima et Wilson (2008) ont suivi le cycle de vie des systèmes convectifs. Ils ont observé que le processus d'initiation prédominant était dépendant de l'heure locale. Associé à des reliefs en fin de matinée, il était enclenché par les rafales produites par les gouttes froides en début d'après-midi et, en fin d'après-midi, se situait dans les zones de collision entre ces zones d'air froid. Cette étude met en évidence une organisation de la convection amazonienne où la création de nouvelles cellules suit un processus plus complexe que celui des lignes de grains. Ces résultats précisent ceux de Laurent et al. (2002) qui, travaillant sur une zone plus étendue du Brésil à partir d'imagerie infrarouge, avait mis en évidence le rôle du relief dans l'origine des systèmes convectifs à méso-échelle.

Dans d'autres environnements le mécanisme de déclenchement peut être très différent et le rôle de la couche limite dans l'initiation de la convection en milieu aride a été mis en évidence par Couvreur *et al.* (2012) qui ont pu exploiter une situation observée exhaustivement au cours de l'expérience AMMA. Cette situation se caractérise par l'importance du flux de chaleur sensible et une forte hétérogénéité des températures sur des sols secs. L'absence d'effet de l'onde africaine d'est est également notable. En s'appuyant sur une modélisation des tourbillons générés, les auteurs avancent que le facteur déterminant est l'épaississement de la couche limite qui atteint le niveau de convection libre. Ces résultats de modélisations rejoignent les analyses des données d'observations effectuées par Taylor *et al.* (2010) au cours de cette même expérience. Ils mettent en avant le rôle de l'humidité du sol, les initiations se produisant dans des zones à fort gradient. Dans la zone de l'expérience AMMA, comme dans celle de l'expérience LBA, les états de surface interviennent dans le démarrage du processus alors que son extension et son intensité sont modulés par la quantité d'énergie disponible qui relève de mécanismes d'une autre échelle.

2.1.3 Effets du relief sur les précipitations

L'effet du relief sur les phénomènes précipitants peut être de première importance comme le montre la figure 2.1.3.a. Les cumuls de précipitations sur l'année 2013 ont été représentés sur la même figure que les altitudes. Ces données de précipitations proviennent du réseau Aphrodite (*Asian Precipitation High Resolved Observational Data Integration Toward Evaluation of water resources*), qui collecte les données de postes pluviométriques sur l'est de l'Asie et, à partir de ces données, diffuse un produit sur une maille de 0.05° . Il est notable que les cumuls de pluie les plus importants, dépassant 3000 mm par an, sont toujours associés à des caractéristiques altimétriques. Les Ghats occidentaux (Inde), la chaîne de l'Arkan (Birmanie) et Mindanao (Philippines), qui ont enregistré le maximum de précipitations, illustrent le modèle intuitif de la chaîne littorale d'une mer tropicale. Toutefois la relation entre relief, vents à méso-échelle, humidité de l'air, d'une part, et quantité de précipitations, d'autre part, n'a pas le caractère aussi systématique que le laisserait attendre cette constatation. D'autres côtes aux caractéristiques topographiques similaires ne présentent pas des cumuls aussi élevés. Or, si le phénomène dominant était le soulèvement d'une masse d'air thermodynamiquement stable par une variation d'altitude, alors ces régions devraient connaître des cumuls plus élevés du fait de la rotation des flux au cours de l'année. Certaines présentations des phénomènes pluviogènes classent les précipitations en trois classes : frontales, convectives et orographiques. Cette approche ne sera pas

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

adoptée ici dans la mesure où les précipitations purement orographiques, ne représente qu'une petite partie des phénomènes induits par le relief sur les pluies. Ainsi Roe (2005) décrivant les résultats d'une campagne d'observations intensives sur les Alpes constate qu'un fort dénivelé et des vents également fort ne suffisent pas à générer des précipitations significatives, les événements enregistrés correspondant à l'intensification d'un phénomène pluviogène par le relief.

Vitesse du vent, dénivelé et échelle de temps microphysique

Deux facteurs vont contrôler cette modulation des précipitations par le relief et introduire un effet de non-linéarité : la relation de la vitesse du flux avec la hauteur du relief, d'une part, et avec le temps des processus microphysiques, d'autre part. La première relation a été étudiée par Smolarkiewicz et Rotunno (1989). Modélisant les phénomènes aérologiques à Hawaï (USA), ils ont montré l'importance de l'indice de Froude, rapport de la vitesse du vent par le dénivelé, pour décrire le comportement des flux. Alors que pour les hautes valeurs, il se crée une ascendance et une onde à partir de la crête vers la partie sous le vent, pour les faibles valeurs, l'énergie ne permet pas de dépasser le relief. En pareil cas, si le relief est de faible extension, il est alors contourné et des tourbillons apparaissent dans la partie sous le vent et, sinon, un renversement se produit qui, en fin de journée, génère une onde de gravité se propageant depuis le relief vers le lit du vent.

Alors que le processus de changement d'état de l'eau est rapide, l'agrégation des hydrométéores en particules d'une taille suffisante pour précipiter se fait plus lentement et la question est de savoir si l'avection aura une durée suffisante pour que ce dernier processus puisse s'effectuer. Cette question du temps microphysique est particulièrement sensible pour les effets orographiques parce qu'ils sont associés à la composante horizontale du flux qui est beaucoup plus rapide que la composante verticale. Jiang et Smith (2003) ont développé un modèle simple de ces transformations dans le cas du soulèvement d'un flot laminaire. Leur résultats montrent des effets d'interactions des différents paramètres qui ne permettent pas de fixer des seuils de déclenchement des précipitations. Ainsi au-delà d'une valeur dépendant de la topologie, l'augmentation de la vitesse de vent aura un effet inhibant sur les précipitations. Ils évoquent également l'effet des aérosols, et donc indirectement des activités humaines, sur ces processus. Enfin, si les effets orographiques se situe dans une autre échelle de temps par rapport aux transformations microphysiques, alors les distributions de taille de gouttes de pluie vont être différentes. Cette constatation amène à questionner la validité des procédures d'estimation au fondement statistique qui n'intègrent pas les discontinuité spatiales induites par le relief.

Un exemple d'effet du relief : l'Asie du sud-est

Le rôle de l'orographie sur l'initiation de la convection a été évoqué précédemment dans une étude sur l'Amazonie brésilienne. Analysant les événements convectifs sur la péninsule indienne à partir des données du radar TRMM, Romatschke et Houze (2011) distinguent plusieurs types de phénomènes modulés différemment par le relief. Ils distinguent trois zones : l'est de Hymalaya et la côte birmane où des cumuls de précipitations élevés sont associés à une part stratiforme de l'ordre de 50 %, l'ouest de l'Hymalaya où les systèmes présentent un développement vertical important mais sont associés à des intensités de précipitations moindres et ne présentent pas de part stratiforme significative et les Ghats orientaux qui ont des caractéristiques intermédiaires. Dans ce dernier cas les fortes pluies sont générées par des systèmes presque exclusivement convectifs. Ceci provient que les précipitations sont

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

causées par un grand nombre de système convectifs qui n'ont pas l'extension spatiale nécessaire pour développer un tourbillon à méso-échelle et les pluies stratiformes associées.

Ces différents modes d'action du relief sur les phénomènes pluviogènes apparaissent en figure 2.1.3.b qui montre des comportements très contrastés selon l'heure locale. Cette figure a été obtenue à partir de sept années de données du radar TRMM/PR et les intensités moyennes de précipitations ont été calculées en appliquant un filtre dépendant de l'heure solaire. De la sorte quatre cartes ont été produites qui correspondent à des intervalles de six heures. Lorsque l'effet orographique est créé par une chaîne littorale proche de la mer, le pic d'activité se situe dans l'après midi ce qui correspond à l'heure de maximum de convection. Les Ghats occidentaux, Mindanao, Ceylan et le plateau du Long-Bian (Vietnam) sont caractéristiques de cette situation. Un tout autre phénomène se manifeste à l'est de l'Himalaya où le maximum de précipitation se produit entre minuit et six heures du matin et n'est pas localisé sur les crêtes mais dans la vallée du Brahmapoutre. Un tel phénomène est vraisemblablement généré par l'onde de gravité issue d'un renversement de flux sur les contreforts himalayens. À l'ouest de l'Himalaya deux maxima aux structures linéaires apparaissent en après midi et en fin de nuit. Leur position est légèrement décalée, la ligne des maxima de fin de nuit se trouvant au sud de celle de l'après midi. Une combinaison des deux causes précitées, convection de crête et onde de gravité, pourrait expliquer ce phénomène. A l'est du golfe du Bengale, le maximum de pluie intervient dans la matinée. D'après Hirose et Nakamura (2005), ceci correspond au pic de précipitations des milieux maritimes et dans cette zone, où le contenu en eau précipitable est exceptionnellement élevé, des précipitations purement océaniques étendues sont renforcées par l'effet orographique.

Impact des faibles dénivelés

Le relief peut être actif avec des dénivelés beaucoup faibles que ceux évoqués précédemment. Passarelli et Boehme (1983) ont étudié l'effet de la topographie sur les précipitations au nord-est des États-Unis. Les collines littorales, bien que culminant à 300 m – 500 m, ont un impact notable sur les quantités de précipitations avec une augmentation moyenne de 20 % à 60 % pour les pentes au vent. Discutant de la base physique de cette modulation, les auteurs proposent un mécanisme fondé sur l'ensemencement des nuages d'origine orographique de basse altitude par les hydrométéores provenant du système frontal les surmontant.

Pour leur part Kirshbaum *et al.* (2007) ont développé un modèle numérique d'initiation de la convection par les reliefs littoraux. Ce modèle, validé à partir d'observations radar sur l'Oregon (USA), génère des bandes de convection perpendiculaires au relief. Ce type d'organisation des amas convectifs a été également décrit sur les Cévennes par Miniscloux *et al.* (2001).

Houze (2004) a réalisé une revue des modes d'action de la topographie sur les pluies où il met en avant la variété des mécanismes impliqués. Ces divers mécanismes vont contraindre la répartition spatiale des précipitation mais dans une relation parfois plus complexe que la simple orientation du versant par rapport au lit du vent. Et dans ce contexte, l'observation jouera un rôle déterminant ne serait-ce que pour paramétrer les modèles. Dans un travail inaugural, Bergeron (1961) a montré, en s'appuyant sur un réseau de pluviographes dense, que même des reliefs de l'ordre de 60 m étaient susceptibles de doubler un cumul de pluie. Il tire de ces résultats une conclusion pessimiste :

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

« I venture to state that in no country is the official network of rainfall stations dense enough to give even just a summary picture of the precipitation conditions »

Depuis 1961, le dispositif d'observation a évolué, radar sol et satellites constituant de nouvelles sources de données, plus abondantes mais également indirectes. En même temps, l'accroissement des capacités de calcul permet de passer de modèles conceptuels à des modèles numériques. Restituer la distribution d'un champ de précipitations modifié par le relief est une question scientifique ouverte qui nécessitera vraisemblablement de combiner mesures et modélisations.

2.2 Enjeux du suivi des précipitations

Il est un lieu commun d'avancer que l'influence des pluies est considérable sur de nombreux phénomènes naturels ou les activités humaines. Pour autant cette affirmation laisse de côté la question de l'impact de l'information pluviométrique dans des processus d'analyse ou de décision et de la nature même de l'information attendue. Cette dernière question est plus complexe qu'il ne paraît parce que les méthodes de restitution des précipitations ont toutes un caractère statistique et que la valeur centrale des distributions estimées n'est pas toujours le paramètre le plus pertinent.

Différents contextes d'utilisation des produits de précipitations sont présentés pour mettre en évidence la dépendance qui existe entre les critères de qualité de l'information pluviométrique et les domaines d'exploitation. Avant d'aborder la description des méthodes d'élaboration de ces produits, le présent chapitre vise à expliciter leurs visées spécifiques et à justifier l'existence de diverses sources par la diversité des objectifs.

Le premier champ d'analyse abordé sera celui des études climatologiques par la problématique, déjà ancienne, de la rétroaction de la végétation sur les précipitations et celle, plus récente, du changement climatique induit par les gaz à effet de serre. Pour ces deux cas d'étude, le critère de qualité principal est la disponibilité de séries de données, aussi longues que possible, ne présentant pas de biais associé à l'évolution du dispositif d'observation. Mais les échelles des phénomènes étudiés se traduisent par des contraintes différentes sur la constitution des jeux de données. L'influence des états de surface sur les régimes de pluie est un phénomène local concernant les surfaces continentales. Ceci permet de considérer comme pertinent un indicateur produit à partir des postes pluviométriques, ce qui offre dans les meilleurs des cas des séries de données plus que séculaires. En ce qui concerne la deuxième problématique, les séries pluviométriques interviennent dans l'observation directe des changements et, peut-être avec plus d'importance, dans le processus de paramétrisation des modèles globaux de circulation. Pour cet objectif une couverture globale de la planète est impérative et les produits de précipitations doivent impérativement intégrer l'information satellitaire ce qui limite la profondeur temporelle aux 30 ou 40 dernières années. Pour ces deux problématiques, les premières études s'appuyaient sur des produits très agrégés dans l'espace et dans le temps. Outre la facilité de manipulation de la base de données, ce niveau d'agrégation offre l'avantage d'une plus grande stabilité des estimations. Pour autant, il n'y a pas d'argument objectif permettant de privilégier une échelle de restitution et c'est dans cette incertitude que s'inscrit l'enjeu de la conception des produits de suivi sur le long terme des précipitations.

L'utilisation des données pluviométriques dans le domaine de l'agrométéorologie est ensuite abordée à travers trois thématiques concernant l'Afrique de l'Ouest, suivi des cultures pluviales, des pâturages et des infestations acridiennes. Elles sont toutes trois prises en charge par le système de suivi AGRHYMET, qui a pour mission d'élaborer et diffuser une information à visée opérationnelle vers le monde rural et les services nationaux d'appui. Les précipitations jouent un rôle central dans ces trois thématiques mais de manière très différente. L'enjeu du suivi des cultures pluviales est d'établir des prévisions de rendements et des bilans de fin de campagne afin de préparer diverses interventions sur les marchés dont le déclenchement de l'aide alimentaire. Le suivi repose sur des modèles de bilan hydrique spécifiques aux environnements soudano-sahéliens. L'exigence de précision sur les produits

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

de précipitations de ces modèles est variable. Ils sont peu sensibles aux fortes ou très faibles précipitations et beaucoup plus aux précipitations moyennes. Du fait de l'effet tampon du sol, il y a peu d'intérêt à agréger des périodes plus courtes que cinq jours mais la maille de la grille importe, agréger spatialement s'accompagnant de sur-estimation des rendements. Apparemment les méthodes employées pour le pastoralisme sont proches puisqu'elles reposent, pour partie, sur un bilan hydrique permettant d'évaluer le disponible fourrager. Mais outre le fait que ce modèle est simplifié, compte tenu des incertitudes sur les compositions floristiques et les sols dans le domaine pastoral sahélien, l'enjeu de l'information est différent. Il s'agit avant tout d'identifier, de manière aussi précoce que possible, les zones où le couvert herbacé ne pourrait se développer à la suite d'un déficit pluviométrique pour aider à la gestion des parcours et prévenir d'éventuels conflits. Le modèle de bilan hydrique plus simple que celui utilisé pour les cultures est aussi plus robuste aux erreurs d'estimation des pluies mais cette l'information pluviométrique doit être obtenue plus rapidement. Enfin l'appui à la lutte antiacridienne est un domaine où une information qualitative sur les précipitations en milieu désertique doit être fournie dans des délais aussi brefs que possible. La difficulté est ici de fournir des informations dans des zones presque dépourvues de stations au sol et où les phénomènes physiques sont mal connus.

Enfin l'impact de l'information pluviométrique pour la gestion des risques est discuté à travers trois classes d'applications et, là encore, une grande diversité apparaît dans les exigences de qualité des produits. Lors des événements de précipitations exceptionnelles, le besoin de fournir aux services de sécurité civile des indications sur les zones les plus touchées a suscité la création de produits aux temps de latence très court. Ces contraintes temporelles sont moins fortes pour les modèles hydrologiques de prévision de crue ou pour ceux de prévention des glissements de terrain. En revanche ces modèles ont une plus grande exigence de précision avec une sensibilité particulière aux pluies modulées par les variations d'altitude. Cette exigence a des conséquences non seulement en termes de résolution spatiale mais également en termes de prise en compte du renforcement orographique par les algorithmes d'estimation.

La conception d'un produit d'estimation des pluies nécessite d'arbitrer entre des exigences parfois contradictoires. Certains arbitrages sont partagés avec d'autres domaines statistiques : la rapidité d'obtention se fait au détriment de la précision parce que certaines données ne sont pas encore disponibles, assurer la continuité d'une série de données ne permet pas d'intégrer un nouveau dispositif d'observation et utiliser un niveau d'agrégation plus fin se fait au détriment de la précision. Mais une autre classe d'arbitrage concerne le type dominant de précipitations et son extension spatio-temporelle, ce qui conduit à concevoir des méthodes d'estimation à portée régionale. Dans ce contexte, des produits très divers sont disponibles et les exercices d'inter-comparaison prennent toute leur importance. Toutefois, un point à souligner est que les résultats de ces expériences d'inter-comparaison n'ont pas de caractère absolu et sont relatifs non seulement à un environnement climatique mais également aux paramètres de la distribution des précipitations évalués.

2.2.1 Cycle de l'eau et modifications anthropogéniques du climat

La sensibilité actuelle à l'impact des activités humaines sur notre écosystème considéré dans sa globalité est une incitation forte à fournir des climatologies permettant d'évaluer l'importance de ces

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

impacts. Pour préciser les contraintes induites sur les produits de précipitations par ce type de questionnement, la place et la nature de l'information requise sera détaillée pour deux problématiques associées aux changements globaux. Ces questionnements actuels se situent dans le cadre d'un contexte scientifique renouvelé autour du cycle de l'eau et de l'énergie et, dans cette évolution, les produits de précipitations ont joué un rôle clé dans la quantification des flux.

Cycle de l'eau et de l'énergie

Pluies et nuages ont été observés depuis longtemps mais ce n'est qu'en 1674 que Perrault (Nace, 1974) a publié la première théorie du cycle hydrologique montrant que les cumuls de pluie pouvaient suffire à expliquer le débit de la Seine. Faute d'un dispositif d'observation suffisant sa théorie ne fût pas immédiatement acceptée et, un siècle plus tard, Buffon ne la cite pas dans son ouvrage « Histoire de la terre ».

Ce cycle a été longtemps uniquement conjectural, fondé sur un principe général de conservation de la matière et de l'énergie plus que sur des observations, faute d'un système de mesure global. L'extension du système de satellite de suivi de l'environnement, dans les années 1980, a permis d'envisager une étude quantitative de ces processus et, en 1988, le programme GEWEX (*Global Energy and Water cycle Experiment*) sous l'égide de l'OMM (Lawford *et al.* 2007) a été initié. L'importance de ce programme réside dans son rôle fédérateur de communautés scientifiques et l'impulsion qu'elle a donné à la combinaison des observations sol, données satellites et simulations numériques. Ainsi, la disponibilité de données globales a fourni les bases pour documenter la relation entre l'oscillation océanique *El-Niño* et les précipitations.

D'autres programmes, comme le GPCP et le GPCC, ont été créés pour contribuer à une climatologie des pluies et GEWEX a fortement influencé la définition de leurs produits en agissant comme une communauté d'utilisateurs. Ceci ne signifie pas qu'un produit standard puisse être spécifié pour répondre à l'ensemble très large des problématiques de recherche. Au contraire, aussi bien l'échelle de distribution d'un produit que les paramètres de la distribution des précipitations restitués, pourront amener à spécifier des climatologies spécifiques à un domaine. Cette question sera abordée plus en détail dans les applications qui sont qualifiées d'opérationnelles mais elle est également centrale pour les questions qui ne s'inscrivent pas dans le cadre d'une recherche finalisée. Par ailleurs, même pour des phénomènes considérés à l'échelle planétaire la qualité des produits de précipitations reste une question ouverte. En intégrant les données d'un nouveau satellite, Behrangi *et al.* (2014) ont obtenu une différence de 4 % sur les précipitations océaniques par rapport à un produit standard considéré comme une référence.

L'impulsion donnée par ces programmes fédérateurs aux recherches sur les méthodes de mesure a amené l'obtention de nouveaux résultats qui ont profondément modifié la connaissance de ce cycle fondamental. Un exemple de cet impact est donné par Yamanaka *et al.* (2018) qui, réalisant une revue des travaux réalisés sur les précipitations dans le continent maritime indonésien, montrent que les quantités de pluie reçues par cette région prise dans son ensemble contribuent pour plus de 20 % aux quantités globales. Le poids considérable de ces précipitations dans les transferts d'énergie, les amènent à considérer qu'elles constituent un élément majeur de contrôle du climat mondial.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Rétroaction de la végétation sur les précipitations

L'impact des activités humaine à une échelle planétaire est une question déjà ancienne pour les sciences de l'environnement. Ces questionnements ont évolué progressivement d'une approche métaphysique des relations de l'homme et de la nature vers des démarches scientifiques. Von Storch et Stehr (2006) fournissent un bref historique des théories suscitées par ces problématiques et du rôle d'un dispositif d'observation en extension constante. Ainsi ils signalent que, déjà en 1771, Williamson attribuait un réchauffement en Amérique du Nord, alors considéré comme bénéfique, au défrichement et à la mise en culture des sols. Il était, bien sûr, difficile de fonder une telle conjecture compte tenu du réseau d'observation alors existant, mais le point à souligner est l'ancienneté et la continuité de ce type de questionnement.

Dans ce contexte, un thème récurrent est celui de la rétroaction de la végétation sur les précipitations. Ainsi le travail de Charney (1975) indiquait une rétroaction positive entre pluie et couvert végétal en se référant à des considérations de bilan énergétique à la surface et aux turbulences générées dans la couche limite. L'impact de ce travail est vraisemblablement plus lié à un contexte politique qu'au fond de son argumentation. Les grandes sécheresses dans le Sahel ont amené une mobilisation qui s'est traduite par la mise en place d'instances spécialisées comme le Comité Inter-états pour la Lutte contre la Sécheresse au Sahel (CILSS) qui est créé en 1973. La mise en évidence de cette rétroaction positive fondait des politiques de modification du climat basées sur la reforestation.

En elle-même la végétation stocke peu d'eau mais elle joue un rôle important dans le cycle global de l'eau et de l'énergie en modulant les transferts à l'interface sol atmosphère. D'une part une strate arborée dispose d'une plus grande réserve utile dans le sol qu'elle mobilise par évapotranspiration. D'autre part elle intervient sur les flux atmosphériques en modifiant la rugosité du sol et l'albédo. Enfin la végétation est susceptible d'intercepter directement la vapeur d'eau à travers son système foliaire. L'estimation de ces paramètres d'échange était un des enjeux des expériences internationales Hapex-Mobily en 1986 (André *et al.*, 1986) et Hapex-Sahel en 1992. Mais les expérimentations ont concerné plus la mesure des flux que l'impact des formations superficielles sur la couche limite.

La relation entre évaporation de surface et précipitation n'est évidemment pas immédiate. Les zones océaniques ne se caractérisent pas nécessairement par des cumuls pluviométriques élevés. D'après les estimations du GPCP (*Global Climatology Precipitation Program*), l'Atlantique Sud enregistre des cumuls annuels du même ordre que le Sahara. Mais toutes autres caractéristiques fixées par ailleurs, l'impact d'une augmentation du flux de chaleur latente mérite d'être quantifiée. Dans ce domaine, un travail a été entrepris par Degu *et al.* (2011) dans une étude sur les modifications de régime pluviométrique associées à la mise en eau de lacs de barrage. L'étude porte sur 92 barrages aux États-Unis. L'influence est évidemment très dépendante de l'environnement. Elle est d'autant plus forte que les climats sont secs en pareil cas l'énergie disponible pour la convection (CAPE) peut être doublée à une centaine de kilomètres du lac. Afin d'évaluer l'apport spécifique de la végétation les barrages d'irrigation ont été étudiés séparément et une augmentation sensible mais faible du CAPE a été observée au cours de la saison de développement de la végétation. Ils concluent à une augmentation modérée des précipitations, mais plus importante des événements extrêmes, qui est induite par l'apparition des surfaces en eau sans avancer de conclusions tranchées sur l'impact spécifique de la végétation.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Bien que les phénomènes présentés ici puissent être vu comme partie du cycle global de l'eau et de l'énergie cela ne signifie pas pour autant que des données aux échelles les plus grossières soient en mesure d'apporter une information pertinente. À titre illustratif la figure 2.2.1.a présente les précipitations annuelles moyennes par décennie de 1950 à 2010. Ces données proviennent de postes pluviométriques qui sont concentrées et interpolées sur une maille du demi degré par le DWD (*Deutscher WetterDienst*) dans le cadre d'un programme international de climatologie des précipitations. Ce niveau d'agrégation ne permet de discerner aucune évolution significative de la pluviométrie sur le bassin Amazonien. Or cette zone connaît une substitution rapide de zones cultivées à la forêt primaire, la zone déforestée depuis 1988 est estimée à 560000 km², soit 15% de la surface d'après les données du programme PRODES de l'INPE. Pourtant de nombreuses études s'accordent à indiquer que cette substitution induira un changement climatique et conduira à une modification du cumul de précipitations. Ainsi Sampaio *et al.* (2007) en se basant sur des modélisations évaluent une diminution des pluies de l'ordre de 5 % dans une zone déforestée à 50 %.

Dans une étude régionale, Yu *et al.* (2015) se sont focalisés sur la zone sahélienne et ont discriminé les parts de variance de la pluviosité due à la température de surface de mer et au couvert végétal. L'information de température de mer est constituée des deux premiers facteurs d'une analyse en composante principale des températures moyennes relevés dans huit zones océaniques et l'indice de végétation est moyenné sur une bande de 5° de latitude couvrant le Sahel (12N-17N/20W-40E). Les données sont agrégées à un pas de temps mensuels et couvrent une période de 30 ans. Ils concluent à une influence réelle mais limitée à la fin de la saison pluvieuse de la végétation sur les précipitations. Se fondant sur le fait que cette augmentation est liée à une augmentation de la fréquence et non de l'intensité des événements, ils attribuent cet effet de rétroaction à la configuration de la couche limite plus favorable au développement de la convection et formulent l'hypothèse d'une origine liée à la plus faible érosion éolienne des surfaces végétalisées. Cette étude procède à une agrégation de données très grossière et ne prend pas en compte les différences d'échelles de variation spatiale entre la végétation, d'une part, et les paramètres aérologiques, d'autre part. Ce cadre simplifié contribue à limiter la portée de ses conclusions.

Un autre facteur qui rend difficile la mesure de ces effets de rétro-action est la présence d'autres mécanismes tendant à limiter le développement de la végétation à la suite de la disparition d'un couvert arboré. Il y a tout d'abord le phénomène bien connu d'une accélération de l'érosion du sol. L'absorption directe de la vapeur d'eau par la canopée doit également être citée. Dans une étude sur les milieux arides méditerranéens, Ben-Asher *et al.* (2010) ont montré que la rosée jouait un rôle significatif dans le maintien de la strate végétale.

Dans ce contexte, observations et modélisations s'accordent sur un effet sensible mais difficile à mettre en évidence par des données aussi agrégées que celles présentées et éventuellement entachées d'erreurs. Les cumuls pluviométriques décennaux intègrent différents effets dont la variabilité interannuelle peut être d'un tout ordre de grandeur. Il existe, pour les dernières décennies, des produits de précipitations pertinents à des échelles plus fines, mais alors la durée des séries temporelles disponibles ne permet pas d'évaluer une tendance globale qui reste secondaire par rapport à d'autres facteurs de variations.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Changements climatiques induits par les gaz à effet de serre

Le thème prédominant de l'influence des actions humaines sur le climat est actuellement celui du réchauffement global induit par les gaz à effet de serre. Ce thème a dépassé le domaine des controverses scientifiques pour entrer dans celui des enjeux sociétaux majeurs. Dès 1979, lors de la première conférence sur le climat organisée sur l'égide de l'OMM, l'hypothèse d'une élévation de la température causée par l'augmentation du CO₂ avait été évoquée parmi d'autres possibles mécanismes d'actions des activités humaines sur le climat (WMO, 1979). Mais dans les faits, l'importance de ce thème n'a émergé que progressivement et, dans cette émergence, le GIEC (Groupe Intergouvernemental d'Experts sur le Climat) a joué un rôle clé. La fondation du GIEC en 1988 s'inscrit dans la continuité du protocole de Montréal sur la protection de la couche d'ozone, ratifié l'année précédente, mais également dans le contexte d'une rupture épistémologique dans les sciences de l'atmosphère causée par l'apparition d'un dispositif d'observation spatial et de moyens calculs aptes à supporter les modélisations numériques des phénomènes atmosphériques.

La genèse et les termes de référence de cette institution sont donc intimement liés à l'action internationale pour l'interdiction du CFC (Chloro-Fluoro-Carbure) qui fût à la fois rapide et décisive. Lorsqu'en 1928 Midgley, chef chimiste à la société Frigidaire, dépose le brevet du CFC cette invention est saluée comme une avancée significative puisqu'il est alors possible de produire des dispositifs réfrigérants dont les gaz ne présentent pas de risque d'explosion ni d'intoxication. En 1971 Lovelock (Christie, 2001) signale des concentrations élevées de CFC en antarctique mais cette information peut ne pas paraître alarmante puisque ce gaz est considéré comme inoffensif. Mais les hypothèses de Molina et Rowland (1974) amènent un changement radical. Ces auteurs avancent qu'en altitude les molécules de CFC sont susceptibles de produire une réaction en chaîne susceptible de détruire l'ozone stratosphérique. Les risques épidémiologiques de cette déplétion pour les cancers de la peau sont évidents. Malgré la vive réaction de la société Dupont de Nemours qui exploite le brevet, la NASA conçoit l'appareil TOMS (*Total Ozone Mapping Spectrometer*) qui sera passager de Nimbus 7 lancé en 1978. Les observations du satellite vont confirmer les hypothèses sur la destruction de la couche d'ozone et la communauté internationale va s'engager dans une politique de limitation puis d'interdiction du CFC. Cette action sera facilitée par la découverte d'un gaz de substitution, le HCFC, et elle se conclut en 1987 par le protocole de Montréal qui est un accord international contraignant les signataires.

La création du GIEC a été immédiatement précédée d'une publication réalisée par une équipe de la NASA (Hansen *et al.*, 1988) dont les termes ont été repris lors de l'audition de Hansen devant la chambre des représentants. Or cette publication présente une importance particulière plus par sa méthodologie qui va orienter les recherches sur le climat que par ses résultats qui sont, bien sûr, dépassés en regard des avancées scientifiques réalisées depuis. Dans cet article les auteurs :

- mettent en évidence une élévation globale de la température à partir d'observations en surface ou en altitude
- rapportent également une augmentation des gaz à effet de serre

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

- simulent sur les cent dernières années le climat à partir d'un modèle numérique et de différents scénarios d'émission de gaz
- constatent que seul le scénario correspondant au taux d'émission actuel correspond aux changements observés
- en se fondant sur les projections du modèle, alertent sur les impacts négatifs induits par cette évolution

Cette démarche couplant observation et modélisation peut paraître similaire à celle engagée pour l'évaluation des effets du CFC mais elle diffère en fait profondément. Ces gaz existants dans l'atmosphère en l'absence d'intervention humaine, l'approche est quantitative, ne repose pas uniquement sur la chimie de l'atmosphère et se fonde sur une modélisation globale des flux d'énergie sur la planète. Ceci suppose de coordonner l'apport de divers champs disciplinaires. D'autre part du fait même de la diversité des sources d'émission les politiques de modération et de substitution ne sont en rien immédiates à concevoir. La reconnaissance de ces difficultés a amené la création du GIEC en 1988, une instance d'évaluation, d'interprétation et de communication des résultats scientifiques dans le domaine des effets anthropogéniques sur le climat. Le GIEC est une institution complémentaire des programmes internationaux d'étude sur le climat comme le GEWEX par son caractère transdisciplinaire mais également par le fait qu'elle ne mène pas d'actions de recherche propres occupant une position intermédiaire entre productions scientifiques et action politique. La création du GIEC a été complétée par la signature, lors du sommet de la terre de Rio en 1992, de la Convention Cadre des Nations Unies sur les Changements Climatiques qui constitue un lien avec les politiques publiques.

Outre la production de rapports, le GIEC assure la coordination du CMIP (*Coupled Model Intercomparison Project*) dont l'objectif est de faciliter sur des bases harmonisées l'utilisation et l'évaluation des GCM (*Global Climate Model*), lesquels jouent un rôle central pour évaluer les effets des gaz à effet de serre sur l'évolution du climat. Dans son quatrième rapport de synthèse (IPCC, 2007), le GIEC concluait, avec un degré de certitude moyen, à une augmentation des précipitations à l'échelle planétaire mais également à une plus grande fréquence des épisodes de sécheresse dans les régions semi-arides. Cette position a été sensiblement modifiée dans le cinquième rapport (IPCC, 2013) où le GIEC modère ses conclusions sur les cumuls de pluie tout en maintenant l'hypothèse d'une augmentation de la fréquence et de l'intensité des événements de précipitations extrêmes.

Une plus grande incertitude peut paraître surprenante entre deux versions successives du rapport. Mais les GCM reposent sur des primitives (équation de continuité, conservation du moment et équation d'énergie thermique) qui ne peuvent prendre en compte explicitement les pluies à travers les transferts de chaleur latente que si la maille de calcul permet de résoudre les transferts effectifs d'énergie au sein du système précipitant. Contrairement aux pluies stratiformes induites par des soulèvements verticaux à échelle synoptique, les phénomènes pluvio-orageux sont caractérisés par une variabilité spatio-temporelle pour l'instant incompatible avec les capacités de calcul disponibles. Les phénomènes d'une échelle inférieure à la maille sont pris en compte par la paramétrisation qui va en inférer des répartitions probables. Hourdin *et al.* (2013) décrivent les nouveaux paramètres associés au modèle LMDZ-5B pour améliorer la prise en compte de la convection. Ainsi pour restituer les ondes de gravité, une distribution statistique des gouttes d'air froid est introduite. Le nombre de ces paramètres induit un

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

grand nombre de degrés de libertés et certains peuvent être mal connus physiquement. Aussi sont-ils fixés de manière à ce que les GCM bouclent leur bilan et coïncident avec les données issues d'observations. Dans un article cosigné par plusieurs responsables de ces modèles, Hourdin *et al.* (2017) présentent les stratégies mises en œuvre pour cette opération.

Les champs de précipitations font partie des données utilisables pour cette opération d'adaptation des paramètres. Compte tenu de la maille grossière des GCM, ces champs n'ont pas besoin d'une résolution fine et par ailleurs leur délai de disponibilité importe peu. Une première exigence porte sur l'homogénéité et l'absence de biais temporel. Un autre impératif est la fourniture d'une couverture globale pour éviter la sur-adaptation aux zones renseignées. Du fait de l'évolution permanente du dispositif d'observation, ces caractéristiques sont contraignantes et exigent un produit de mesure des précipitations spécifiquement conçu pour cet objectif.

Le produit GPCP (*Global Precipitation Climatology Project*), qui sera décrit en 2.5.4, se veut une réponse à ce besoin. Défini en accumulation mensuelle sur une maille de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, il couvre la période de 1979 au présent. La date de 1979 correspond au démarrage du dispositif opérationnel de suivi du climat par satellite et la période de quelques décennies, où une information pluviométrique globale est disponible, est un facteur limitant pour étudier l'évolution d'un phénomène susceptible de présenter une forte variabilité interannuelle.

En figure 2.2.1.b ont été tracées des courbes correspondant aux cumuls de précipitations annuels moyens de ce produit sur la période 1979-2018. Ces courbes ont été calculées globalement ainsi que pour trois grandes zones : inter-tropicale, extra-tropicale nord et extra-tropicale sud. À cette échelle d'agrégation les variations inter-annuelles sont faibles et, ramenées à des moyennes décennales, les valeurs diffèrent de moins de 10 mm. Cette observation, qui est cohérente avec les conclusions de du GIEC, met en évidence l'importance d'une calibration fine des données utilisées pour les études climatologiques à l'échelle planétaire et celle d'éliminer les biais induits par l'évolution du dispositif de collecte. À une échelle régionale, ce type de biais peut apparaître identique à celui signalé par Yin et Gruber (2009) sur le bassin du Congo.

L'équilibre planétaire des cumuls de précipitations n'implique pas que le réchauffement du climat n'ait aucun effet sur les distributions de précipitations à des échelles plus fines. L'observation de tels phénomènes repose sur des bases de données plus longues et donc reposant sur les données de postes pluviométriques. À défaut de données de stations, qui peuvent faire l'objet de rétention, la maille d'agrégation doit également être plus fine que celle du GPCP. Entre autres initiatives, les produits GPCC précédemment évoqués visent à répondre à cet objectif.

La perspective des changements à long terme est une incitation à développer des climatologies qui ne portent pas uniquement sur la valeur centrale des distributions d'intensités de pluie. Les mécanismes d'initiation de la convection dépendent étroitement de la couche limite et, alors que le cumul de précipitation est relié à des paramètres aérologiques à méso-échelle, leur fréquence pourrait être également en relation avec les états de surface. Dans ce contexte, la NOAA maintient une base de données d'occurrences d'événements pluviogènes (Ferraro *et al.*, 2018).

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Réduction d'échelles

Une des difficultés rencontrées dans l'interprétation des GCM en termes d'impacts socio-économiques réside dans la disparité des échelles. Alors que ces modèles sont résolus sur des mailles au mieux l'ordre de quelques degrés, les activités humaines présentent une répartition spatiale beaucoup plus fine. Or, sans préjuger de la validité de la représentation des processus physiques dans ce processus, réduire la taille de maille implique un accroissement considérable du temps de calcul. Ainsi, Fuhrer *et al.* (2018) estiment que réduire la résolution spatiale de 50 km à 2 km demande au moins une puissance de calcul 15000 supérieure et ils proposent une architecture de calculateur à haut niveau de parallélisme pour atteindre ce niveau de performance. Une approche alternative consiste à utiliser des modèles emboîtés, où un GCM fournit des conditions aux limites pour un Modèle Régional de Climat (RCM) à maille plus fine. L'initiative CORDEX a été lancée, sur une base très proche du CMIP, pour coordonner les actions de recherche dans ce domaine et, dans ce cadre, un exercice d'inter-comparaison de ces modèles régionaux a été effectuée sur le continent africain par Nikulin *et al.* (2012). Dans cet exercice, portant sur la période 1998-2008, les auteurs ont évalué la précision de la restitution des précipitations, les données de réanalyse ERA-interim se substituant aux données des GCM. Une évaluation suppose de disposer d'un jeu de données de référence qui est, ici, difficile à sélectionner du fait des lacunes du dispositif d'observation sol. Aussi, les auteurs ont utilisés plusieurs produits reposant sur les satellites et les postes pluviométriques, dont le GPCP. Par rapport à ce dernier produit, la réduction d'échelle améliore l'estimation des cumuls pluviométrique et la moyenne des précipitations estimées par les RCM est plus proche du GPCP que l'estimation du champs de réanalyse initial. Mais cet écart entre l'ensemble des RCM et le GPCP est du même ordre de grandeur que l'écart entre le GPCP et d'autres produits satellitaires. L'incertitude sur les données de référence limite les conclusions qui pourraient être tirées de la comparaison des RCM entre eux. Cette étude met en avant l'importance de disposer d'estimations de précipitations précises à l'exacte résolution où la réduction d'échelle doit s'opérer.

2.2.2 Sécurité alimentaire en Afrique de l'Ouest

Il ne sera pas discuté ici de la question très générale des relations entre état des cultures et régime de précipitations mais de l'impact de l'information météorologique sur les actions d'appui au monde rural. Cette problématique sera abordée à travers la description de diverses démarches d'analyse de centres opérationnels qui, comme le Centre Régional AGRHYMET, diffusent des informations contribuant au suivi des productions vivrières sur la zone soudano-sahélienne. Souvent, le premier indicateur satellitaire utilisé a été l'indice de végétation, les produits de précipitations n'étant intégrés que plus tardivement. Ceci est vraisemblablement lié à l'apparition très précoce de l'indice de végétation élaboré à partir des satellites de la série TIROS-N (Tucker, 1979) et aux marges d'erreurs importantes des premiers produits de précipitations.

L'Afrique de l'Ouest : une péninsule entre Atlantique et Sahara

L'Afrique de l'Ouest est un espace faiblement compartimenté (figure 2.2.2.a) compris entre l'Océan Atlantique et les zones arides du Sahara. Dans cette zone, les sommets dépassent rarement 1000 m et

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

entre les 11^{ème} et 17^{ème} parallèles aucun relief significatif ne sépare la côte Atlantique des monts du Darfour 2500 km plus à l'est. Cette caractéristique contribue à la forte homogénéité climatique de la région. Les cumuls annuels de précipitation font apparaître un gradient Nord-Sud prédominant et des variations interannuelles fortes et synchrones. Sur la figure 2.2.2.b les séries de cumuls annuels de précipitation ont été tracées pour cinq villes d'Afrique de l'Ouest qui ont été choisies pour la continuité des observations. Les données sont extraites de la base GPCC qui fournit un produit en mode grille à partir d'un réseau de postes pluviométriques. Les valeurs moyennes obtenues sont très différentes d'un poste à l'autre, celles-ci étant d'autant plus élevées qu'elles se trouvent sur des basses latitudes. La relation entre latitude et pluviométrie est très forte puisque, sur cinquante années d'observations, les courbes se croisent très peu et, si elles le font, l'amplitude de l'inversion est faible. Mais à cette homogénéité spatiale est associée une hétérogénéité temporelle, toutes les séries montrant une grande variabilité inter-annuelle. Un autre facteur significatif est traduit par la corrélation des séries, minima et maxima se produisent les mêmes années. Seule la station de Nouhadibou, qui par sa position septentrionale est en dehors de la zone sahélienne, présente un comportement différent. La variabilité inter-annuelle ne semble pas limitée à la période récente. Ainsi, dans son ouvrage sur le delta intérieur du Niger, Gallais (1984) décrit les différentes stratégies d'occupation de l'espace et les permanentes ruptures d'équilibre induites par les changements climatiques. La répartition spatiale des pluies est représentée en figure 2.2.2.c par la moyenne des cumuls annuels pour la période 2001-2010. Les données sont extraites du produit 3B42 qui est une synthèse du produit GPCC avec les observations satellitaires qui complètent le réseau sol dans les zones où il est inexistant ou trop lacunaire. L'ensemble de l'Afrique de l'Ouest présente une distribution zonale des précipitations particulièrement accentuée entre les isohyètes 300 et 1000 mm. Plus au sud la répartition moyenne des pluies est plus complexe avec des perturbations orogéniques de cette distribution zonale. Les reliefs du sud-ouest (Fouta-Djalon, Nimba) présentent des maxima de précipitation et jouent un rôle important dans l'hydrologie continentale.

Les cumuls mensuels extraits du GPCC sont présentés en figure 2.2.2.d pour deux années: une année sèche 1968 et une année humide 1988. Les pluies de cette dernière année furent si intenses en Afrique de l'Ouest que la cuvette septentrionale du lac Tchad avait été en eau (Rigal, 1989). En 1968 Bamako et Parakou enregistrent un maximum en juillet alors Niamey enregistre des valeurs similaires et faibles en juin, juillet et août. La situation est différente en 1988 où la distribution des pluies est unimodale à Niamey et Bamako avec un maximum en août alors qu'elle est bimodale à Parakou qui est située plus au sud. Ces situations s'expliquent par le déplacement annuel de la zone intertropicale de convergence (ZITC) qui est le principal facteur déterminant les quantités de précipitations (Nicholson, 1980). Cette structure planétaire est liée à l'équateur météorologique et est associée à des pluies intenses. Elle se déplace sur un cycle annuel entre une position méridionale et une position septentrionale. Suivant les années ses positions et le calendrier de son déplacement varient ce qui a un impact direct sur l'épaisseur du flux de mousson. Ce paramètre est restitué par le compte intégré en eau précipitable qui est tracé en figure 2.2.2.e (resp. 2.2.2.f) pour l'année 1968 (resp. 1988). Ces figures sont produites à partir de moyennes mensuelles extraites des champs de réanalyse NCEP/NCAR. À une échelle synoptique le compte intégré en vapeur d'eau est un estimateur de la quantité d'eau disponible pour les précipitations même si, du fait des transferts horizontaux, les quantités enregistrées lors d'un épisode pluvio-orageux peuvent être très supérieures. Pour ces deux années ce paramètre aérologique présente au nord une structure frontale associée à un fort gradient. La différence entre les deux situations réside dans un décalage en latitude, l'isoline 40 kg/m² est toujours situé 2° plus au nord en 1988 qu'en 1968.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

La décroissance des précipitations à Parakou en août 1988 s'explique également par la position de la dorsale du maximum d'humidité troposphérique qui se situe alors à une latitude plus élevée.

À l'échelle de l'événement la pluviosité dépend de facteurs locaux qui modulent l'intensité des phénomènes pluvio-orageux. Ceci induit une variabilité spatiale des cumuls pluviométriques annuels d'autant plus grande que le nombre de systèmes précipitants est plus faible (Taupin *et al.*, 1998).

Les pénuries alimentaires en Afrique de l'Ouest

Les annales climatologiques montrent sur tous les continents des séries d'années où les cumuls pluviométriques sont déficitaires. Mais la relation entre sécheresse et famine est, dans le temps présent, spécifiquement africaine. Il est ainsi estimé que la famine a causé le décès de 450000 personnes lors de la sécheresse de 1984-1985 en Ethiopie-Soudan et de 325000 personnes au Sahel en 1974-1975 (Haile *et al.*, 2019).

Cette grande vulnérabilité doit être mise en relation avec les systèmes de production agraires. Les pays d'Afrique de l'Ouest connaissent des taux importants d'accroissement démographique (CILSS, 2016), le Niger ayant le taux de natalité le plus élevé au monde. De plus dans une région aride où l'eau est le principal facteur limitant les cultures, il n'y a pas d'évidence d'une correspondance entre disponibilités hydriques d'une part et répartition de la population d'autre part. La figure 2.2.2.g, extraite du document précité, montre une distribution de la population très différente de celle des apports pluviaux (figure 2.2.2.c). Ces écarts ne peuvent pas s'expliquer uniquement par la présence de grandes agglomérations ou d'un réseau hydrographique permettant des cultures irriguées. Certaines zones de fortes densités de population correspondent à d'anciennes aires d'influence politique (cités Haoussa, royaumes Mossi, bassin arachidier du Kayor). Cette disparité qui tend à s'accroître avec la pression démographique crée les conditions d'un déséquilibre profond entre besoins et ressources vivrières. En Afrique de l'Ouest une zone particulièrement sensible est celle comprise entre les isohyètes moyens 250 mm et 750 mm. Désignée comme sahélienne ou soudano-sahélienne par les institutions en charge du suivi de l'environnement, elle se caractérise par une homogénéité des paysages et des pratiques culturelles ainsi que par sa sensibilité aux fluctuations climatiques.

Alerte précoce et information agro-météorologique

Mais quantifier les pénuries est difficile et évaluer les besoins en aide alimentaire reste un enjeu. La gravité de la crise alimentaire générée par les déficits pluviométriques répétés à partir de 1970 n'a elle-même été perçue que tardivement. Bonneau (2010) pointe l'absence d'information alors disponible sur le monde rural et cette carence aurait contribué à une intervention très tardive de la communauté internationale. Pour compenser ce manque d'information des programmes spécialisés ont mis en place comme AGRHYMET en 1974, HydroNiger en 1980 et FEWS (*Famine Early Warning System*) en 1985. Les termes de référence de ces programmes leur assignent comme objectif prioritaire de diffuser l'information agro-météorologique et de mettre en place un dispositif d'alerte suffisamment précoce sur les crises alimentaires pour pouvoir déclencher efficacement les actions d'aide alimentaire. En effet plus que le coût de l'opération la capacité d'acheminement est le facteur critique et il importe de pouvoir anticiper les pénuries des produits de subsistance sur les marchés. Dans ce contexte l'information agrométéorologique joue un rôle central. Les rendements céréaliers estimés constituent

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

avec les prix observés sur les marchés les seuls principaux quantitatifs disponibles dans les bulletins AGRHYMET et FEWS.

L'élevage au Sahel

La partie septentrionale de cette zone, où les températures sont les plus élevées et la pluviosité la plus faible, est le domaine exclusif de l'élevage sahélien. La part des cultures dans l'occupation des sols augmente avec l'augmentation du potentiel hydrique jusqu'à des latitudes où, hors de toute autre considération, les épizooties rendent l'élevage bovin impossible. Une partie de l'élevage est transhumant, les troupeaux se déplaçant vers le sud lors de la saison sèche, les zones précédemment occupées par les cultures pluviales sont alors utilisables par les éleveurs. Ce partage des terres étant potentiellement créateur de conflits (Turner *et al.*, 2011), une évaluation continue de l'état des pâturages acquiert une importance particulière.

La situation de l'élevage est plus difficile à évaluer que celle des cultures car elle ne dépend pas directement de la productivité primaire. Dans une étude sur la gestion des parcours et l'état des troupeaux, Diawara *et al.* (2017) décrivent les stratégies très différenciées que mettent en œuvre les éleveurs dans la région de Hombori au Nord Mali. Si la période de sécheresse des années 1970 a causé la perte de 80 % du bétail, le retour à de meilleures conditions hydriques et les perspectives économiques liées à l'accroissement des demandes nationales, n'ont pas permis un accroissement significatif de la productivité malgré une reconstitution du cheptel. Les auteurs soulignent l'importance des campagnes vétérinaires de vaccination, de l'alimentation de complément et des conditions d'accès aux parcours. Bien qu'il ne soit qu'un des facteurs dont dépend la productivité des activités pastorales, le disponible fourrager garde toute son importance pour l'identification et la prévention des crises majeures induites par les déficits hydriques. Le suivi de cette ressource repose en premier lieu sur les éleveurs et les services nationaux compétents, mais l'extension des territoires et leur difficulté d'accès rend l'emploi de la télédétection indispensable (Hiernaux *et al.*, 2016).

Une des singularités de ces milieux sahéliens est que les pluies s'accompagnent d'un développement rapide d'une strate herbacée principalement composée de graminées qui, en conditions favorables, peut recouvrir toute la surface alors qu'en période sèche le taux de recouvrement par la strate arborée dominée par les Acacias est très faible, évaluée suivant la latitude entre 1 % et 5 % par Hiernaux et le Houérou (2006), les densités plus élevées ne se rencontrant que lorsque les conditions édaphiques et topologiques permettent des transferts en surface par ruissellement. Ce changement rapide de l'apparence de cet environnement après les premières pluies explique l'importance du NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) comme outil de suivi des pâturages sahéliens. Cet indice, facile à calculer à partir des canaux rouge et proche infrarouge des satellites météorologiques, a tout d'abord été obtenu à partir du capteur NOAA/AVHRR et, pour couvrir l'ensemble de la zone Soudano-Sahélienne, le CRA (Centre Régional AGRHYMET) a été équipé d'une station de réception directe de ce satellite dès 1987. L'indice de végétation peut être considéré comme une mesure globale de l'activité synthétique et, dans les conditions prédominantes dans la bande sahélienne, permettre une évaluation du disponible fourrager. Garba *et al.* (2015) procèdent à une conversion des valeurs d'indice de végétation en quantité de biomasse sèche par une régression linéaire utilisant des relevés de terrain. Ensuite diverses relations empiriques permettent d'évaluer la charge de bétail admissible. Cette

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

approche, très répandue, est également celle du Centre de Suivi Écologique (Dakar, Sénégal) et d'AGRHYMET.

Malgré son efficacité certaine, le NDVI présente ses limitations et peut être utilement complété par d'autres indicateurs. La première limite est celle de la temporalité. Bien que la germination se produise quelques jours après que la réserve utile du sol ait dépassée 10 mm (Crouzis, 1992), le recouvrement du sol par les plantules est au début très faible et ne peut être détecté par cet indice satellitaire. Et de plus, à ce délai s'ajoute celui de l'élaboration de cartes d'indices de végétation qui, pour éliminer le couvert nuageux, accumulent les données sur des périodes décennales. Aussi l'information satellitaire parvient plusieurs semaines après celles fournies par les observateurs de terrain. Ceci n'a qu'une importance mineure pour l'évaluation du disponible fourrager en fin de campagne pluviale, mais ne permet pas d'anticiper les conséquences d'un déficit hydrique localisé. Une autre limite du NDVI réside dans sa sensibilité aux perturbations atmosphériques, nuages fins d'altitude et aérosols.

L'état de la strate herbacée peut être estimée par une adaptation du WRSI (*Water Requirement Satisfaction Index*) à l'environnement sahélien (Diouf *et al.*, 2016). Le WRSI est défini comme une somme pondérée des rapports entre l'évapotranspiration réelle (ETR) et potentielle (ETP) de cette strate. Les coefficients de pondération tiennent compte du stade phénologique et l'indice dépend donc de la date choisie pour le début de cycle. Deux paramètres météorologiques contribuent à déterminer l'ETR : la pluie et l'ETP, elle-même dérivée de paramètres en surface. Les précipitations interviennent à travers la réserve utile du sol par un processus cumulatif où, pour chaque période, les apports pluviaux sont diminués des pertes par évapotranspiration, ruissellement et drainage. Usuellement les services agronomiques utilisent des cumuls décennales pour effectuer ces calculs. L'intérêt de cet indice est de fournir un indicateur synthétique qui prend en compte la répartition temporelle des pluies et qui peut être fourni en cours de saison des pluies. D'après Verdin et Klaver (2002), le WRSI est peu sensible aux erreurs dans la date de début de cycle ou dans les quantités de précipitations ce qui s'explique par le rôle de tampon joué par le sol. Un point sensible dans le calcul de cet indice réside dans la détermination des constantes pédologiques et bio-végétales, qui ne peuvent être connues que très approximativement compte tenu de la variété floristique des environnements naturels. Malgré cette réserve, les bulletins FEWS diffusent cet indicateur comme un produit opérationnel qui présente l'avantage d'être entièrement indépendant de l'indice de végétation par ses sources de données.

État des cultures

L'apport d'informations de l'indice de végétation pour estimer l'état des cultures est assez limité parce que, faute d'information sur les superficies emblavées et d'autres pratiques paysannes, son interprétation est difficile. En revanche, cet état est plus facile à estimer par un modèle de rendement. La différence entre ces deux indicateurs apparaît sur la figure 2.2.2.h, où deux cartes extraites d'un bulletin FEWS sont présentées. Ce document récapitule l'état de ressources vivrières à l'issue de la saison pluviale 2017 et diffuse d'une part une carte d'anomalie du NDVI et d'autre part une estimation des rendements en mil calculé par un indice WRSI adapté. Même à ce niveau grossier d'agrégation ces deux cartes ne coïncident pas dans l'identification des zones en déficit ou excès, alors que cette information est de première importance pour la planification de l'aide alimentaire.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Cette divergence a incité à développer des modèles de rendement des cultures qui sont la combinaison d'un bilan hydrique, d'un bilan carboné et d'un suivi phénologique et qui dépendent donc de paramètres météorologiques, pédologiques et culturaux. Pour la zone Sahélienne le paramétrage d'un tel modèle est simplifié du fait de l'homogénéité des pratiques culturales. En effet le mode dominant d'exploitation des sols est la culture pluviale sans intrants et le mil et le sorgho représentent la quasi-totalité des surfaces emblavées. Ces caractéristiques apparaissent très clairement dans les statistiques FAO (<http://www.fao.org/faostat>) agrégées au niveau des états. En 2017 le Niger, pays dont quasi-totalité de la zone agricole est Sahélienne, n'a importé que 7000 tonnes d'engrais ce qui est très faible même dans le contexte des agricultures sud-sahariennes. La même année la Côte d'Ivoire, qui a une population d'une taille similaire, importait plus de 150000 tonnes. Selon la même source les deux cultures principales du Sahel comptent pour 95% des surfaces mises en culture au Niger alors que dans le Burkina voisin, où seule la partie nord du territoire est Sahélienne, elles ne comptent que pour 39%.

Comme toutes les modélisations, la spécification d'une procédure d'estimation du rendement des cultures implique d'arbitrer le dilemme entre robustesse et précision. Un système finement paramétré sera susceptible de fournir une bonne estimation si les données d'entrée sont connues avec précision mais pourra conduire à des erreurs significatives sinon. Inversement un modèle plus robuste tolérera une connaissance approximative des paramètres d'entrée mais aura une erreur d'estimation supérieure. Le modèle SARRA (Système d'Analyse Régionale des Risques Agroclimatiques) est le fruit d'un long travail du CIRAD pour produire des modèles simplifiés adaptés aux environnements tropicaux. Néanmoins plus complexe que l'indice WRSI précédemment présenté, il prend en compte des phénomènes comme l'augmentation de la réserve utile en fonction du développement racinaire, la différenciation de plusieurs couches dans le sol et la modulation des phénomènes de ruissellement (Baron *et al.*, 1996). Ce modèle existe en plusieurs versions spécialisées selon le type de culture. Un des points forts de ces modèles de bilans hydriques et qu'ils peuvent être utilisés aussi bien dans une analyse rétrospective, pour un bilan de campagne agricole, que dans une analyse prospective pour des prévisions des rendements. Dans une étude visant à évaluer la capacité d'un couplage entre les modèles généraux de circulation et SARRA-H pour évaluer l'évolution future des rendements, Baron *et al.* (2005) ont mis en évidence les biais liés à l'agrégation spatiale des données. Les auteurs ont sélectionné 17 stations sénégalaises situées dans une maille de 2.8° x 2.5°, d'une taille analogue à celle des modèles de circulation. Pour ces stations 30 années de données étaient disponibles et les rendements en mil ont été calculés d'une part station par station et d'autre part en agrégeant par moyenne l'ensemble des stations. Sur l'ensemble des 17 séries de données, le rendement obtenu par agrégation présente un biais positif par rapport à celui obtenu à partir des données de stations. Il atteint ses valeurs maximales de 30 % à 40 % pour les stations ayant une pluviosité annuelle moyenne comprise entre 400 mm et 700 mm. Ce résultat contre-intuitif s'explique par le régime de précipitations de cette région où les apports en eau proviennent de systèmes pluvio-orageux intenses et spatialement hétérogènes. L'agrégation opérée a pour effet de lisser les intensités et d'augmenter artificiellement la fréquence de ces événements. Ramené aux exigences de précision sur les champs de pluie restitués par les méthodes d'estimation, le paramètre clé n'est pas la quantité mais la distribution temporelle, un stress hydrique dans certaines phases phénologiques critiques pouvant avoir un effet négatif non seulement sur la biomasse mais aussi sur le rapport paille/grain. Par contre une erreur quantitative sur les précipitations intenses n'a pas nécessairement d'impact sur les sorties du modèle dans la mesure où, au-delà de la saturation de la réserve utile du sol, le surplus d'apport hydrique est perdu en ruissellement ou en infiltration.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Dans le contexte de la préparation des actions d'aide alimentaire, les contraintes sur le délai d'élaboration des produits ne sont pas aussi critiques que pour d'autres actions d'appui et de gestion orientées vers le monde rural. S'agissant d'un bilan de fin de campagne le délai induit par l'intégration de données sol est pleinement justifié par les gains apportés sur la qualité du produit. Même dans le cas d'une prévision de rendement en cours de campagne, il sera toujours possible de substituer à la dernière estimation décadaire manquante une prévision saisonnière ou des données climatologiques.

Lutte anti-acridienne

Parmi les ennemis des cultures, le criquet pèlerin (*Shistocerca Gregaria*) occupe une place à part, aussi bien par l'intermittence de ses pullulations que par leur caractère spectaculaire et destructif. Cité comme la huitième plaie d'Égypte dans la Bible, il est également décrit par Pline l'ancien qui rapporte que les infestations acridiennes pouvaient atteindre le sud de l'Italie. Les dégâts induits par ces infestations sont considérables. Dans un rapport d'évaluation de la FAO sur celle survenue de 2003-2004 au Sahel, Brader *et al.* (2006) estiment que plus de 80 % des récoltes de céréales et les deux tiers des pâturages ont été perdus.

Le criquet pèlerin (figure 2.2.2.i) a une biologie adaptée à la survie de l'espèce en milieu aride qui repose sur le polymorphisme phasaire (Roffey et Popov, 1968). En période normale et sèche, le criquet existe sous une forme solitaire mais si, du fait de l'augmentation de l'humidité du sol et de la végétation, les conditions environnementales lui deviennent plus favorables, alors le processus de grégarisation débute et, en quelques générations, il se transforme en un insecte différent plus gros, plus vorace, à la vie plus courte, aux plus fortes capacités de reproduction et surtout qui acquiert un comportement de groupe. Pour assurer sa croissance le criquet mange l'équivalent de son poids chaque jour.

Lorsqu'au bout d'un mois, la larve passe au stade d'une jeune adulte ailé les criquets se regroupent en essaims. Ils quittent alors la zone désertique et vont ravager les espaces plus humides. Le déplacement des essaims dépend des vents et des températures d'air et la ponte de l'humidité des sols. Cette caractéristique renvoie à deux sources d'informations différentes : les ré-analyses de modèles météorologiques pour les flux atmosphériques et les observations satellitaires pour l'humidité du sol. Ce paramètre est dérivé des précipitations, les actuels satellites la mesurant directement, SMOS et SMAP, ont une résolution sol beaucoup trop grossière pour détecter les habitats favorables mais des capteurs actifs tels que le radar qui était prévu pour SMAP pourraient permettre de s'affranchir de cette limitation.

La stratégie de lutte repose sur l'épandage, terrestre ou aérien, de pesticides. Repérer les zones propices à la grégarisation est une information cruciale pour organiser les prospections de terrain qui orienteront ces campagnes et Tucker *et al.* (1985) ont proposé d'utiliser à cette fin des cartes d'indices de végétation. Lorsqu'en 1988, la FAO a mis en place son propre système de suivi par télédétection des environnements désertiques pour appuyer les actions de lutte contre le criquet pèlerin, l'information élaborée reposait sur deux produits : l'indice de végétation et les cumuls décadaires de précipitations (Hielkema et Snijders, 1994). Cressman (2013) décrit l'état actuel de ce système opérationnel qui a considérablement évolué depuis sa création et qui a notamment intégré de nouveaux moyens de

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

télécommunication mais qui, pour la partie de télédétection, repose toujours sur les deux produits précités. Bien que l'indice de végétation soit maintenant élaboré à partir de Spot-Végétation et MODIS ce qui permet de fournir des cartes tous les 16 jours avec une résolution spatiale de 250 m, la végétation éparses ou localisée dans des *ouadi* étroits reste difficile à repérer. Une autre limitation provient des prévisions saisonnières de précipitations dont la précision est faible dans les zones désertiques. Dans ce contexte, améliorer les performances des produits d'estimations des pluies en milieu aride est un enjeu important.

Dans une étude déjà ancienne en regard de l'évolution rapide des méthodes d'analyse, Dinku *et al.* (2010) évaluent l'efficacité des produits pour détecter les précipitations en fonction des informations relevées par les équipes de prospection de terrain. D'après leurs conclusions, sur l'ensemble de l'espace saharien, la précision des produits de précipitations en milieu désertique peut être évaluée de médiocre à mauvaise, les produits TRMM, les plus sophistiqués, ne se comportant pas significativement mieux que des produits élémentaires comme le RFE. En segmentant l'espace saharien, les meilleurs résultats sont obtenus dans une zone Sud-Ouest, relativement plus humide et où le régime de précipitations est associé à la mousson africaine. Même si ces conclusions doivent être pondérées par l'incertitude de leurs données de référence, les prospecteurs n'observant que rarement les pluies et tenant cette information des nomades, une détection efficace des pluies en milieu désertique nécessite des développements spécifiques, ne serait-ce que pour prendre en compte l'évaporation entre la base du nuage et le sol.

Cet investissement est d'autant plus important que les produits de précipitation présentent l'avantage de fournir une information très précoce dans le cycle biologique du criquet pèlerin. Contrairement aux produits d'indice de végétation qui ont besoin d'une période d'accumulation d'une dizaine de jours pour éliminer le couvert nuageux, un produit de détection des pluies peut être disponible dès le lendemain de l'événement. Et, de plus, la pluie est le phénomène déclenchant le processus alors qu'un verdissement détectable par l'indice de végétation n'intervient qu'après le transfert et la concentration de la ressource hydrique (Lazar *et al.*, 2016), la germination d'une strate herbacée et un développement suffisant des plantules pour recouvrir le sol. Ce délai est à mettre en relation, d'une part, avec celui d'un mois qui sépare l'éclosion du criquet de sa mue en adulte ailé et, d'autre part, avec les moyens limités dont disposent les services de protection des végétaux pour organiser les prospections. Du fait même de l'importance des transferts horizontaux, précipitations et zones de grégarisation potentielles ne sont pas strictement colocalisées et la FAO diffuse sous forme numérique l'historique des prospections.

Pour d'autres ennemis des cultures les stratégies de lutte et les informations fournies seront différentes. Ainsi AGRHYMET (Bergès *et al.*, 1992) a développé un système d'alerte précoce pour le criquet sénégalais (*Oedaleus Senegalensis*). Cet insecte recherche à la fois des températures élevées et des capacités nutritives. Il a donc dans le Sahel une répartition zonale, se déplaçant vers le nord au début de la saison des pluies puis revenant vers le sud en fin de saison, au moment des récoltes de plantes annuelles. La télédétection intervient en indiquant les régions favorables à son développement qui sont obtenues en combinant une température radiative de sol avec un indicateur de quantité de biomasse verte.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

2.2.3 Gestion des risques hydroclimatiques et sanitaires

La mesure des précipitations présente de l'intérêt pour d'autres domaines que la climatologie et l'agrométéorologie. Levizanni et Cattani (2019), dans leur article de synthèse, ont réalisé une revue des domaines d'application ainsi que des méthodes d'estimation. Le propos est ici plus limité et il s'agit de montrer combien les cadres d'exploitation et, par là, les contraintes de définition des produits de précipitations peuvent différer à travers trois types d'applications concernant la sécurité civile. Alors que pour le premier type d'utilisation opérationnelle, les données sont immédiatement utilisées et la rapidité d'obtention est le paramètre clé, dans les autres domaines d'application elle seront interprétées par un processus de modélisation. Il sera explicite pour l'hydrologie ou l'hydrogéologie avec des délais de diffusion de l'information de l'ordre de la journée plutôt que de l'heure. Ce type de modélisation se heurte à la difficulté de la détermination des paramètres pérennes du modèle et repose sur la constitution de base de données d'observations. Enfin, le risque sanitaire est abordé à travers la prévision des épisodes de malaria épidémique. S'agissant d'une maladie à vecteur, cette prévision repose à la fois sur des facteurs environnementaux et sur des facteurs anthropiques. Il semble que la complexité des interactions n'ait pas permis qu'émerge à ce jour une modélisation explicite assez fiable pour fournir une information opérationnelle et que l'exploitation des données pluviométriques dans ce domaine repose sur l'expérience et des modèles conceptuels implicites.

Précipitations extrêmes

Les dégâts causés aux hommes et aux biens par les événements de pluie extrêmes sont nombreux et régulièrement relayés par les médias. Il rentre dans les attributions des services météorologiques d'assurer la prévision et le suivi des événements des phénomènes pluvio-orageux. La prévision à court terme des phénomènes pluvio-orageux repose, d'une part, sur l'analyse des sorties de modèles de prévision numérique du temps et, d'autre part, sur le réseau de radar sol, s'il est disponible, ou sur l'imagerie des satellites géostationnaires reçue en temps-réel. Cette dualité de source d'informations reste importante dans la mesure où les modèles possèdent encore une marge d'erreur significative pour la prévision des phénomènes de convection profonde (Resio *et al.*, 2017). Aussi, la mission des géostationnaires est importante et Eumetsat a déplacé des satellites Météosat sur l'Océan indien pour contribuer au suivi des cyclones.

L'évaluation des quantités de précipitations est bien sûr un enjeu de sécurité civile permettant d'identifier les zones les plus touchées et d'effectuer une première évaluation des dégâts. Dans ce contexte, un délai court de mise à disposition de l'information est une contrainte forte. Les opérateurs de satellites ont élaboré leur propres produits d'estimation destinés à être diffusés par le même canal que les données primaires. Mugnai *et al.* (2013) ont décrit les produits Eumetsat de ce domaine différant par des délais de diffusion variant entre 15 min et 5 h suivant la nature des données actuelles ingérées. Pour la zone de couverture de ses satellites géostationnaire, la NOAA diffuse un produit d'évaluation immédiate des quantités de précipitations. Zhang *et al.* (2013) ont évalué la qualité de ce produit face à des réseaux de pluviographes, montrant son intérêt pour les temps de latence de 3h ou moins. Le produit global de précipitation de la NASA, pour sa version satellite pure, demande un délai d'élaboration de 12 h. Toutefois, afin d'assurer une plus grande continuité temporelle avec ces produits d'évaluation immédiate, une version précoce est diffusée avec un délai annoncé de 4 h.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Les effets des cyclones tropicaux proviennent non seulement des vents violents mais également des pluies diluviennes qui les accompagnent. Kidder *et al.* (2005) ont développé un produit d'alerte précoce des inondations associées aux cyclones tropicaux. Ce produit combine prévision de la trajectoire des cyclones et estimation des pluies par satellite. Les informations sur les intensités de précipitations proviennent de satellites micro-ondes qui présentent de bonnes performances sur les environnements océaniques mais qui ont une faible répétitivité temporelle. Aussi l'algorithme recherche la mesure la plus proche sur la rétro-trajectoire et la sélectionne comme mesure actuelle. L'hypothèse du maintien à l'identique de la configuration du cyclone tropical sur plusieurs heures peut paraître irréaliste mais, malgré cette limite, ce produit présente une utilité réelle pour la prévention des risques. Il est représentatif d'un contexte où le délai de mise à disposition est le facteur clé pour l'utilisation d'un produit.

Hydrologie et hydrogéologie

Le bassin collectant les eaux du Gange, du Brahmapoutre et du Meghna couvre 1.72 million de km² et abrite une population de plus de 600 millions d'habitants. Le Bangladesh, dont la quasi-totalité du territoire est située dans ce bassin, doit faire face à un risque d'inondation lié aux variations de débit de ces fleuves et la précocité des alertes est un élément clé pour en limiter les impacts économiques (CEGIS, 2006). Coupler un modèle de bassin avec des estimations de précipitations peut permettre d'allonger l'horizon de la prévision de crue, ce qui a motivé l'étude de Siddique-E-Akbor *et al.* (2014) sur la précision attendue d'un tel produit. Le modèle hydrologique est mis en œuvre sur un pas de temps quotidien. À chaque étape un bilan hydrique simplifié est tout d'abord calculé en considérant la maille comme horizontale, puis le ruissellement est introduit. Les deux sources d'erreur de ce modèle sont, d'une part, le cumul de pluie et, d'autre part, l'estimation de l'évapotranspiration. Pour évaluer la qualité des données de précipitations, des coefficients empiriques de correction ont été appliqués à l'évapotranspiration. Pour des raisons technique ou politique, le nombre de postes pluviométriques disponibles en temps réel est très limité et seuls des produits satellites purs ont été utilisés. Les auteurs concluent sur une efficacité moyenne de ce modèle avec de meilleures performances sur le Gange et le Meghna que sur le Brahmapoutre. Ceci est lié à l'altitude plus élevée du bassin versant de ce dernier fleuve. De ce fait une plus grande partie des précipitations est en phase solide ce qui, outre les difficultés spécifiques d'estimation, impose de modéliser également la fonte. De plus ces précipitations sont fortement modulées par l'orographie, caractéristique difficile à prendre en compte aussi bien par un réseau sol que par l'estimation satellitaire.

Bien que d'une extension spatiale plus limitée que les cyclones tropicaux, les glissements de terrain constituent un risque majeur associé aux fortes précipitations, éventuellement renforcé par des cofacteurs d'origine humaine ou naturelle. Pour contribuer à la prévention de ce risque, Kirschbaum *et al.* (2010) ont constitué une base de données historique des glissements de terrain tels que rapportés par diverses sources d'informations dont les médias. Cette base est utilisée pour valider la procédure de Hong *et al.* (2006) qui évaluent ce risque gravitationnel à partir d'un cumul pondéré de précipitations sur les sept derniers jours et d'une base de données mondiales de caractéristiques des surfaces. Les premiers résultats montrent une prévision de 60 % des glissements de terrain et très peu de fausses alertes. Ce produit est en constante évolution et fait partie des applications du GPM, le nouveau programme de précipitation de la NASA. Dans sa version actuelle, il est mis à jour toutes les trois

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

heures et offre une couverture globale avec une résolution de quelques kilomètres. Accessible à travers le portail NASA (<https://disasters.nasa.gov/landslides>), il vise à fournir un information d'alerte précoce.

Politique sanitaire

Parmi les maladies à vecteur la malaria est vraisemblablement celle dont l'impact sur la santé humaine est le plus important. L'OMS estime qu'elle est responsable de plus de 400000 morts par an dont 93 % se trouvent en Afrique (WHO, 2019). Aujourd'hui répandue dans toute la ceinture inter-tropicale, cette maladie à vecteur ne se transmet pas directement d'homme à homme mais par l'intermédiaire d'un moustique, l'anophèle. La dangerosité et la capacité de transmission de cette maladie sont directement liées à la présence d'un écosystème favorable à la reproduction de cet insecte et en particulier de points d'eau en surface faisant office de gîtes larvaires. Pour cette raison, dans les milieux semi-arides l'incidence est plus forte en saison des pluies où toutes les surfaces en eau stagnante, même de taille très restreinte, sont susceptibles de faire office de réservoir. Dans les zones où cette maladie est endémique, les personnes exposées acquièrent une immunité partielle qui protège contre les formes les plus graves mais qui n'est pas pérenne et qui est perdue après plusieurs années sans piqûre infectante. Mais des pluies plus abondantes, en marge de ces zones d'endémie, mettent en contact l'anophèle avec des populations qui ne sont pas immunisées et alors la maladie acquiert un caractère épidémique.

Krefis *et al.* (2011) ont évalué l'incidence des précipitations sur les hospitalisations d'enfants à Agogo (Ghana). Ils ont mis en évidence une relation statistiquement forte, avec un décalage de 60 jours, entre les pluies et les hospitalisations. Ce décalage, qu'ils expliquent par le cycle biologique du moustique et le délai d'incubation, confère un caractère prédictif à l'information pluviométrique. Dans une étude réalisée sur plusieurs régions de Thaïlande, Kiang *et al.* (2006) ont testé les capacités de prévision des pics de morbidité par divers paramètres météorologiques, dont les précipitations. Ils concluent à ce que les cumuls de pluie des deux dernières décades ont un rôle important mais que la qualité de cette prévision reste modérée. Ils attribuent ce résultat, d'une part, à une échelle d'agrégation trop grossière et, d'autre part, au biais que représente les migrations dans les districts frontaliers. Cette complexité des conditions locales a été mise en évidence par Kovats *et al.* (2003) dans une revue sur l'impact potentiel des prévisions d'El Niño sur les politiques de santé publique. Bien que le mécanisme par lequel la pluviosité modifie les conditions de transmission soit connu, il ne signale aucune application opérationnelle dans ce domaine. Les trois études précitées arrivent à des conclusions très différentes et montrent l'influence de l'échelle spatiale d'analyse sur la capacité à intégrer efficacement les données de précipitations dans une stratégie sanitaire et également les limites de l'information météorologique dans un domaine d'autres facteurs, liés à l'environnement et aux pratiques sociales, interviennent également.

2.3 Mesure des précipitations depuis la surface

En un point, la mesure la plus directe et la plus efficace du cumul de pluie est fournie par l'appareil le plus simple : le pluviomètre à réservoir. Et pourtant cette information est excessivement difficile à obtenir. Outre la représentativité spatiale de cette mesure ponctuelle, elle est entachée des limitations propres à tout processus non automatisé : erreurs d'opérateur, discontinuité des relevés, lenteurs ou pertes lors de la concentration des données. Aussi un système d'observation considérable des précipitations a été développé et, dans ce chapitre, il sera traité des dispositifs basés au sol.

En premier lieu le système de collecte d'informations ponctuelles est présenté. Il sera tout d'abord traité des pluviomètres et des centres de données concentrant cette information à l'échelle planétaire. Il existe bien sûr de multiples bases de données régionales ou nationales, mais ces bases se révèlent très hétérogènes, leurs conditions d'accès sont parfois restrictives et il n'existe pas de répertoire centralisé de ces ressources. Ces difficultés expliquent sans doute l'importance des bases globales dans l'élaboration des produits de suivi des précipitations. Ensuite les appareils de mesure de nouvelle génération, pluviomètres à auget et disdromètres, seront présentés. Enfin, à travers la conception d'un prototype de station automatique à faible coût, la faisabilité du déploiement de nouveaux réseaux de collecte sera évoquée.

La deuxième partie se veut une introduction rapide aux méthodes de spatialisation des mesures ponctuelles et ne prétend en aucune manière à épuiser ce sujet qui ne se limite pas au traitement des cumuls pluviométriques. Ne sont abordées, dans cette partie, que les méthodes ne faisant intervenir que les relevés ponctuels de précipitations comme seule information actuelle. Le krigeage, un des algorithmes les plus anciens, est aujourd'hui largement utilisé pour convertir un ensemble de valeurs irrégulièrement réparties dans l'espace en un champ continu. Bien que, sous sa forme la plus simple les résultats soit proches de ceux d'une simple interpolation, il présente l'avantage de fournir également une estimation de l'erreur associée à l'échantillonnage spatial et de pouvoir être adapté aux spécificités d'un champ de précipitation par l'introduction d'une dérive ou d'une anisotropie. Les méthodes plus récentes sont moins sophistiquées dans leurs présentations formelles mais plus intensives en calcul. Celles présentées dans cette partie intègrent le relief comme facteur local prédominant de la variabilité des précipitations.

La troisième partie traite du radar météorologique qui, dans les années 1950, a radicalement modifié la connaissance des phénomènes pluvio-orageux en révélant leur structure en trois dimensions à une échelle spatio-temporelle jamais atteinte auparavant. Tout d'abord utilisé uniquement pour localiser ces phénomènes potentiellement dangereux pour le transport aérien, leurs capacités pour l'estimation quantitatives des intensités de pluie ce sont progressivement développées. En Europe de l'Ouest les réseaux de radars météorologiques sont interconnectés et constituent aujourd'hui la source d'information principale sur les précipitations. Après un rappel des principes physiques de ce type de mesure, l'analyse d'un événement sur l'Afrique de l'Ouest sera présentée. Les données proviennent d'un radar expérimental installé sur l'aéroport de Niamey dans le cadre du programme Megha-Tropiques. Cette analyse met en évidence les potentialités du radar de précipitations mais également les difficultés liées à la restitution de l'intensité de précipitations. Bien que le radar sol soit un équipement

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

très performant dans un contexte socio-économique favorable, le recours à d'autres dispositifs reste nécessaire dans d'autres environnements.

La dernière partie a un caractère plus prospectif. Elle traite d'une méthode de mesure vraisemblablement appelée à se développer par ses capacités de couverture et l'absence d'équipements spécifiques à installer. Il s'agit de l'interprétation de l'atténuation enregistrée sur les réseaux de téléphonie cellulaire en termes d'intensité de précipitations. Cette utilisation opportuniste d'un dispositif de télécommunication existant repose entièrement sur la communication de données de supervision du réseau par son opérateur. Au delà des questions de propriété immatérielle que soulèvent un tel transfert d'information, cette mesure, qui se fonde sur des principes physiques proches de ceux des radars de précipitations, demande à être validée. Pour aborder cette dernière question dans des contextes très différents, trois expérimentations sont présentées. La première, réalisée aux Pays-Bas, couvre l'ensemble du territoire et s'approche de l'état d'un système opérationnel, la seconde porte sur la restitution des précipitations à partir de quelques liaisons micro-ondes situées dans les Alpes bavaroises et la dernière, localisée au Burkina-Faso, exploite les données de liaisons plus longues et plus bruitées. Ces trois études montrent à la fois les potentialités de ce système de mesure et la nécessaire adaptation à un contexte local.

2.3.1 Dispositifs de mesure ponctuelle des précipitations

Le plus simple instrument : le pluviomètre

La mesure d'un cumul de précipitations en un point peut reposer sur un dispositif élémentaire, un simple réservoir gradué, d'une réalisation facile en regard des autres appareils utilisées en météorologie. Les mesures par pluviomètre à réservoir sont anciennes, Castelli ayant réalisé de telles mesures au début du XVII^e siècle pour des études d'hydrologie de surface. Cet appareil, le pluviomètre à réservoir, est encore utilisé par les réseaux internationaux de collecte du fait de sa relative simplicité et de sa relation directe au phénomène. Il fait ainsi partie des équipements des stations de mesure du réseau synoptique OMM, qui est le plus ancien dispositif d'observation global de l'environnement. Défini dès la création de cette institution en 1950, il reprend l'organisation du réseau d'échange météorologique qui était auparavant coordonné par l'OMI (Organisation Météorologique Internationale), prédécesseur de l'OMM. Cette continuité temporelle en fait une source de données incontournable pour les études climatologiques.

Bien que les biais instrumentaux des pluviomètres à réservoir soient plus faibles que ceux d'autres méthodes de mesure, ils ne sont pourtant pas inexistantes. Ceux-ci sont principalement liés aux turbulences créées par l'appareil et tendent à une sous-estimation. Ils sont d'autant plus importants que la vitesse de chute des hydrométéores est faible. Une collecte au niveau du sol donne des valeurs plus élevées au prix d'une installation significativement plus complexe et d'une maintenance plus difficile. Une estimation quantitative de cet effet a été réalisée lors d'événements pluvio-orageux au sud de l'Angleterre (Pollock *et al.*, 2018) en comparant des paires d'appareil, l'un capturant au niveau du sol et l'autre à 0.5 m. Cette étude met en évidence une erreur moyenne de l'ordre de 4 % pour un pluviomètre aérodynamique dans une zone abritée mais des valeurs de 10 % sont enregistrées sur des

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

zones plus exposées aux vents. Lorsque le pluviomètre est sur un support tubulaire ces valeurs s'accroissent encore. En zone tropicale une autre source de sous-estimation, l'évaporation dans le réservoir, est également signalée. Enfin, bien qu'il ne s'agisse pas réellement d'une erreur de mesure, les hauteurs d'eau collectée peuvent être modifiées par de faibles déplacements de l'appareil. Pour ce motif, les recommandations OMM (WMO, 2018) sur les observations demandent de documenter toutes les modifications dans l'installation des pluviomètres.

L'avènement des technologies spatiales a permis une meilleure évaluation des variabilités spatiales à différentes échelles. La disponibilité de ces nouveaux systèmes a pu faire envisager des systèmes de suivi reposant entièrement sur des capteurs spatiaux. Mais cette évolution, loin de diminuer l'importance d'un réseau de collecte sol, a profondément modifié les contraintes de définition de ce type de réseau qui sont devenues plus exigeantes. Ainsi, en météorologie opérationnelle, jusque dans les années 1970, la source de données principale pour l'exploitation météorologique consistait en un réseau de stations synoptiques. L'implantation de ce réseau correspondait à des critères d'opportunité socio-économique avec une sur-représentation notable des aéroports. Aussi, bien les données des radars de précipitation que les images infrarouge des premiers satellites géostationnaires ont mis en évidence les limites d'un tel réseau pour rendre compte des orages de leur extension et de leur propagation. Mais en retour, ce même système de collecte distant, satellite ou radar-sol, a fait apparaître le besoin de dispositifs de calibration et validation basés sur des mesures sols. Ces réseaux de mesure sol s'inscrivent en compléments des réseaux synoptiques. Leur conception est plus contrainte par des considérations de qualité et de densité des observations que d'extension spatiale ou de continuité temporelle, celles-ci étant assurées par les observations satellitaires. Le réseau dense de pluviographes mis en œuvre dans le cadre de l'expérience AMMA-CATCH est représentatif de ce type de dispositif de collecte (Le Barbé *et al.*, 2002). Ce réseau mis en œuvre depuis 1980 sur une zone proche de Niamey puis étendu à deux autres zones représentant des environnements climatiques sensiblement différents lors de l'expérience AMMA en 2002. Un des apports significatifs de ce dispositif a été de paramétrer les modèles de dispersion spatiale des précipitations tropicales. Dans une étude sur les corrélations spatiales s'appuyant sur les données de ce dispositif, Taupin *et al.* (1998) évaluent à une dizaine le nombre de stations nécessaires pour obtenir une estimation décadaire à une précision de 10 % sur un degré carré.

Les bases de données de postes pluviométriques globales

Malgré l'apparente simplicité du dispositif de collecte, l'accès aux données de postes pluviométriques est souvent difficile. Il existe bien sûr des bases de données à couverture nationale, comme BDCLIM gérée par Météo-France. Mais la couverture des zones continentales reste d'autant plus parcellaire qu'au caractère lacunaire du réseau s'ajoutent des limitations d'accès. En 1995, les états membres de l'OMM ont adopté une résolution concernant l'échange des données météorologiques. Selon les termes de cette résolution, la diffusion des données météorologiques reste libre pour les activités de recherche et d'enseignement mais, dans les faits, certains services météorologiques ont adopté une politique de données très restrictive. Cette restriction à la diffusion des données de base crée une contrainte juridique pour les fournisseurs de produits globaux qui ne sont pas autorisés à communiquer l'information primaire au niveau des postes pluviométriques.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Ces bases de données globales ont pourtant une importance de premier plan dans le contexte de l'impact sur le climat des gaz à effet de serre puisqu'elles permettent de remonter jusqu'au début du XX^e siècle. Dans son dernier rapport (IPCC, 2014), le GIEC cite trois sources de données pour les observations de surface : le CRU (*Climate Research Unit, East-Anglia University*), le GHCN (*Global Historical Climate Network, NOAA*) et le GPCC (*Global Precipitation Climatology Center, DWD*). Le CRU (Jones et Hulme, 1996) est un produit élaboré spécifiquement dans ce contexte et qui, dans sa version actuelle, fournit un siècle de données de 1901 à 2018. Les données sont diffusées en agrégats mensuels calculés sur une grille du demi degré en latitude et en longitude. Ce produit utilise des séries de données complètes à 75 % ou plus et il est établi à partir de 5986 stations pour la période 1931-1970 et 6655 pour la période 1951-1990. De ces trois produits, le GHCN est le seul à fournir les données de postes non interpolées aux pas de temps journaliers et mensuels (Peterson et Vose, 1997). Cette base a une large extension temporelle. Certaines séries de données de cette base remontent à 1850 et elle est mise à jour avec un délai de quelques semaines après un contrôle de qualité. Dans les faits, les récentes données de précipitations de cette base diffèrent assez peu de celles extraites des messages synoptiques qui sont immédiatement archivées par le même centre dans la base GSOD (*Global Summary Of the Day*).

Le GPCC a été initié à l'initiative du programme de recherche de l'OMM en 1980 et est placé sous la responsabilité du service météorologique allemand. Il fournit une gamme de produits de précipitations différant par les grilles et les pas de temps de restitution (Schneider *et al.*, 2014). Ce produit utilise deux réseaux : le premier de 7000 postes est constitué principalement des stations synoptiques et permet de fournir des produits rapidement alors que le second, pouvant comprendre jusqu'à 53000 postes, est considéré comme climatologique. Les produits générés par ces trois centres diffèrent aussi bien par les données de base que par les méthodes de contrôle et les algorithmes d'interpolation, ce qui explique des différences significatives même en accumulation annuelle (Karger *et al.*, 2017). Sur la figure 2.3.1.a les cumuls moyens annuels de pluie pour la décennie 2000-2009 ont été cartographiés à partir des produits CRU et GPCC. Ces deux produits ont été projetés sur une zone couvrant l'Afrique de l'Ouest où la densité de stations météorologique opérationnelle est très faible et où la remontée des informations de surface est un enjeu. Les tendances globales sont identiques mais, à une échelle plus fine, les divergences restent sensibles malgré la longueur de la période d'accumulation. Les deux produits ont apparemment une résolution réelle plus grossière que leur maille de distribution du demi degré. Ainsi aucun ne restitue proprement le gradient de précipitations orogènes de la côte guinéenne. Le GPCC semble toutefois montrer des structures spatiales moins linéaires que le CRU sans qu'il soit possible de fonder plus avant cette comparaison faute d'informations précises sur les données ingérées dans chaque produit.

Une des difficultés auxquelles sont confrontés les concepteurs de ces produits globaux est la rétractation du dispositif d'observation en surface. La figure 2.3.1.b montre la localisation des postes pluviométriques ayant contribué au produit GPCC pour trois années : 1950, 1980 et 2010. Les cellules où un seul poste a reporté sont tracées en cyan et celles où moins deux postes ont fourni des informations en violet. Dans toutes les régions du monde, une extension du réseau est observée entre 1950 et 1980 suivi d'une rétractation de 1980 à 2010. Ce phénomène peut être mis en relation non seulement avec les difficultés politiques ou financières de certains États mais également avec l'apparition de nouveaux dispositifs d'observation qui se trouvent en concurrence de moyens. Le réseau d'observation sol garde néanmoins son importance puisque Soldatenko *et al.* (2018) ont montré que sur

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

le modèle de prévision numérique du temps opérationnel en Australie, l'information provenant des stations synoptiques a une contribution de premier ordre à la réduction de l'erreur de ce modèle. Les cumuls de précipitations n'étant toutefois pas assimilés dans le modèle, la question reste ouverte d'un futur réseau de stations automatiques n'enregistrant pas ce paramètre. Le cumul de pluie et la vitesse du vent sont les deux mesures les plus difficiles à réaliser et dont l'importance est la plus faible pour l'initialisation des modèles numériques.

Appareils de mesure

Plus que dans son biais instrumental, la limitation principale du pluviomètre à réservoir est de ne renseigner que sur un paramètre des précipitations, la hauteur d'eau cumulée. Aussi bien la restitution de taux de pluie instantanés que la distribution de gouttes de pluie nécessitent de recourir à d'autres dispositifs. Le pluviomètre à auget, comme celui présenté en figure 2.3.1.c, fonctionne à partir d'un système de bascule couplé à un enregistreur et est capable de fournir une information sur les intensités de précipitations à une échantillonnage temporel d'autant plus fin que celles-ci sont plus élevées. D'une réalisation facilitée par l'évolution de l'électronique, cet instrument est robuste et ne présente pas de difficulté de calibration hors une sous-estimation des fortes précipitations (Molini *et al.*, 2005) mais il ne fournit pas directement la distribution de taille des gouttes de pluie.

Les disdromètres sont, pour leur part, en mesure de fournir cette information instantanée puisqu'ils fonctionnent comme des compteurs de particules. La première génération de ces appareils se fonde sur un principe mécanique en enregistrant l'énergie cinétique des gouttes de pluie qui percutent un enregistreur. S'il est considéré, d'une part, que la forme des hydrométéores est sphérique et que, d'autre part, ces particules ont atteint leur vitesse limite, qui elle-même ne dépend que du diamètre, alors il existe une relation univoque entre l'intensité du choc et le diamètre de la goutte d'eau. Cette propriété permet théoriquement de restituer les distributions de tailles des gouttes de pluie lors d'un événement précipitant. Bien évidemment, un capteur de ce type éprouve plus de difficultés à évaluer les précipitations en phase solide et n'est pas adapté aux pluies fines. Malgré cette limitation, les disdromètres à impact sont intégrés dans les stations automatiques comme le capteur WTX-531 produit par Vaisala. Cette intégration est vraisemblablement motivée par des raisons de coût et de fiabilité. Les disdromètres laser, plus récents, permettent de s'affranchir de ces limitations. Ils utilisent les propriétés d'occultation d'un signal lumineux pour évaluer la taille et la vitesse des hydrométéores. En effet, si la longueur d'onde est suffisamment petite en regard de la taille des objets mesurés, ce qui est le cas pour le proche infrarouge, l'approximation optique s'applique alors et l'atténuation du signal est proportionnelle à la surface d'interception. Un disdromètre laser comprend un émetteur séparé par une distance de quelques dizaines de centimètres d'un récepteur qui lui fait face. Le Thies-BLET, déployé par Météo-France, est représentatif de ce type d'appareil. En dépit de leurs avantages théoriques, les disdromètres présentent des limitations inhérentes à leur conception. Tout d'abord la détection des précipitation implique de mettre en œuvre des capteurs sensibles dans un environnement nécessairement ouvert. Henson *et al.* (2004) ont détaillé les difficultés instrumentales rencontrées lors de la conception d'un disdromètre à impact. Ensuite, la relation entre le phénomène mesuré et l'intensité des précipitations est indirecte et, pour cette raison, nécessite une calibration des appareils (Lane *et al.*, 2014). Cette calibration prend en charge à la fois les biais instrumentaux et la paramétrisation des phénomènes physiques. Elle est habituellement prise en charge par un logiciel propriétaire partiellement documenté, ce qui rend difficile les comparaisons d'appareils et l'analyse des

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

causes de divergence (Angulo-Martinez *et al.*, 2018). L'étude précitée met néanmoins en évidence un effet du type d'appareil d'autant plus important que les intensités de précipitations sont élevées. Les difficultés de réalisation se répercutent bien évidemment sur le prix des appareils. Les disdromètres à impacts sont chers (1500€ pour le WTX-531) et les disdromètres à laser encore plus (5500€ pour le Thies-BLET), ce qui implique également un coût de maintenance élevée. Ils sont adaptés aux besoins de l'aviation civile en fournissant en temps réel les caractéristiques des précipitations sur un aéroport. Ils peuvent eux-mêmes être utilisés comme dispositif de contrôle de qualité pour des systèmes télédéteints d'estimation des pluies, qu'ils soient sur plateforme terrestre ou satellitaire. Mais il est dans l'immédiat difficile d'envisager un réseau global constitué par des équipements de ce type, aussi bien pour des considérations économiques que pour des incertitudes liées à l'inter-calibration des types d'appareil.

Dans son ensemble, l'état du dispositif de mesure ponctuelle des précipitations est contrasté. Alors que le réseau de stations synoptiques était central pour le système d'information météorologique, d'autres sources d'information sont maintenant disponibles et ce réseau, après une expansion, connaît maintenant une phase de rétraction. Les nouveaux dispositifs de mesure qui sont apparus sont plus performants permettant ainsi d'estimer la distribution et le type des hydrométéores et plus seulement une valeur cumulée. Mais cette performance se paie d'une complexité croissante et d'une plus grande hétérogénéité des appareils. Aussi ce réseau de mesure locale s'améliore qualitativement mais se dégrade quantitativement. Il évolue vers une constellation de réseaux spécialisés s'intégrant dans un dispositif complexe d'instrumentation météorologique et cette évolution pose le problème de la continuité des observations sur le long terme.

Prototype d'une station de mesure automatique réalisée autour d'un système Open-Source

Les possibilités offertes par les nouveaux systèmes à micro-contrôleur précédemment décrits s'inscrivent dans cette évolution puisqu'ils permettent une adaptation du dispositif de mesure à la stratégie de collecte. Les réseaux GSM, qui offrent de nouvelles opportunités pour le déploiement de stations automatiques, participent également à cette évolution. Relever un cumul de pluie en un point peut être réalisé par des dispositifs élémentaires peu onéreux comme la mesure du niveau dans une cuve de réception par télémétrie à ultrasons ou par pression différentielle. Mais la mise en place d'un réseau automatique se heurte à deux difficultés : la première réside dans la nécessité de superviser le réseau et la deuxième dans le coût et l'éventuelle difficulté de mise en œuvre des stations. Ces difficultés peuvent être maintenant contournées par la disponibilité de systèmes à faibles coût : environnement de développement pour micro-contrôleurs et interfaces pour le réseau GSM. Dans ce contexte, il est facile de réaliser un système de collecte transmettant régulièrement les informations collectées par simple message SMS, ce qui permet d'obtenir l'information en temps réel et de suivre l'état de l'appareil.

Un exemple de réalisation de ce type est donné en figure 2.3.1.d. La mesure est effectuée par un capteur de pression différentiel MPX-5010DP. Ce capteur dispose de deux entrées, une première pour la pression de référence qui, dans cette application, sera la pression atmosphérique locale et une deuxième qui sera connectée en bas de la cuve de réception. Ce capteur est capable de mesurer une pression différentielle comprise entre 0 et 100 hPa avec une sensibilité de 4 mV pour une pression équivalente à celle d'un millimètre d'eau. Ce voltage correspond à la sensibilité théorique du

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

convertisseur analogue-digital du processeur ATmega-328 qui équipe les cartes Arduino. Il est d'autant plus réaliste d'envisager l'utilisation de ce composant que le diamètre du réservoir où s'effectue la mesure sera plus petit que celui de la cuve de réception. Outre le gain en précision, une cuve large et plate améliore l'aérodynamisme de l'appareil. Cette installation sera complétée par une horloge temps réel fournissant également la température (DS3231), le support de carte SD pour mémoriser les données mesurées (Sprakfun-513743) et une carte GSM-2G pour les communiquer en temps-réel (SIM900).

La liaison GSM-2G est supportée par un processeur spécialisé qui gère les couches inférieures du protocole de communication et communique avec la carte Arduino par des commandes en mode texte définies par le protocole AT. Le raccordement avec la carte micro-contrôleur se limite aux deux lignes d'une transmission série et la partie logicielle est également très simple, cette carte n'étant utilisée que pour expédier des SMS périodiquement. La limitation principale de ce mode de communication est sa dépendance de la politique des opérateurs de communication. Ainsi, les réseaux de téléphonie cellulaire 2G sont en phase d'abandon au profit des nouveaux protocoles 4G. Cette évolution s'accompagnant de l'apparition de cartes économiques supportant ce protocole, mettre à niveau l'équipement sera techniquement possible mais demande une attitude proactive pour assurer la continuité des mesures.

L'alimentation d'une station automatique est souvent un facteur limitant très demandeur d'interventions de maintenance. Dans ce projet des batteries standard seront utilisées. La tension fournie sera stabilisée par un régulateur 5V et, pour prolonger leur durée de vie, un interrupteur périodique TPL5110 se trouvera entre la sortie du régulateur et l'alimentation du système de mesure. Cet élément, qui a une consommation propre très faible, établit la connexion sur des intervalles de temps prédéfinis par l'utilisateur puis la coupe sur requête du système qu'il alimente. Il est de la sorte possible de n'alimenter le système de mesure que de manière intermittente.

Le montage de ce prototype est simple et l'ensemble des composants électroniques nécessaires à ce prototype coûte à ce jour moins de 80 €. Néanmoins développer un dispositif de mesure à partir de ce prototype demande un investissement conséquent. Sur le plan financier, parce que le coût de l'électronique ne compte que pour une partie de celui d'un système complet monté et installé, et surtout en termes de ressources humaines. Un réseau de stations automatiques ne peut fournir d'informations fiables sans suivi de la qualité des données et assurer la continuité de cette supervision est une tâche lourde. Malgré ces réserves, le développement de stations automatiques de mesure des précipitations à faible coût est un enjeu important. Les services météorologiques fondent leur analyses climatologiques non seulement sur le réseau primaire, qu'ils gèrent directement, mais également sur le réseau secondaire, qui est sous la responsabilité d'autres opérateurs. Muller *et al.* (2015) ont réalisé une revue des initiatives de *crowdsourcing*, remontée d'informations par les citoyens, qu'ils présentent comme une évolution de ce réseau secondaires. Ils discutent des impacts potentiels de ces nouvelles sources d'informations sur les activités de météorologie opérationnelle et insistent plus particulièrement sur les avancées qui pourraient être attendues sur le suivi des milieux urbanisés. Or, dans le contexte où une proportion toujours plus grande de la population se trouve dans des zones urbaines ou péri-urbaines, la couverture des zones rurales par le réseau secondaire tend à se rétracter et le compléter par des stations automatiques est de nature à contribuer à maintenir la densité des mesures météorologiques dans ces zones. Celles-ci ne sont en rien redondantes avec d'autres dispositifs d'observation. Ainsi, Pauthier *et al.* (2016) ont montré l'intérêt d'un réseau dense de pluviomètres pour corriger les

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

estimations quantitatives de précipitation des radars météorologiques. Entre le système de collecte directement géré par un service météorologique national et les observations individuelles sur lesquelles reposent le *crowdsourcing*, il y a une place pour des réseaux supportés par d'autres groupes ou institutions. Les appareils du type décrit ici sont susceptibles par leur coût et leur flexibilité de constituer la base de tels réseaux.

2.3.2 Méthodes de spatialisation

L'utilisation de l'information en provenance de postes pluviométriques suppose une capacité de spatialisation, hypothèse qui est implicite lors d'analyses de séries chronologiques. L'erreur associée à un produit fourni sur une grille régulière est la somme d'une erreur d'estimation et d'une erreur d'échantillonnage mais, dans les faits, seule la deuxième source d'erreur sera retenue pour les produits dérivés des réseaux de pluviomètres, l'erreur d'estimation étant considérée comme négligeable dans ce cas. Les procédures d'interpolation ont donc un rôle central dans l'exploitation des relevés de postes pluviométriques. Comme dans d'autres domaines des sciences de la nature, l'interpolation consiste à estimer en tout point de l'espace un paramètre qui n'est connu que sur un semis irrégulier de points. Dans ces procédures, ce point sera une combinaison linéaire des valeurs mesurées et les méthodes diffèrent dans la détermination des pondérations de la combinaison linéaire et dans celle de l'erreur associée lorsqu'elle est estimée.

Interpolation et Krigeage

La procédure la plus élémentaire, celle du plus proche voisin, revient à sélectionner la valeur du point du réseau de mesure le plus proche. Une méthode un peu plus élaborée consiste à introduire des pondérations inversement proportionnelles à la distance géométrique entre le point à estimer et le site de la mesure. Cette procédure, qui préserve les valeurs aux points de mesure, peut se montrer efficace lorsque la densité du réseau est homogène (Dubrule, 1984) mais possède deux limitations. En premier lieu, les pondérations sont déterminées uniquement sur des critères de sémiologie graphique et ne tiennent pas compte des caractéristiques statistiques ou physiques des données. En second lieu, elle ne renseigne pas sur la validité relative des observations. C'est au début des années 1960 que sont apparues les premières présentations formelles de ce problème avec les travaux de Matheron (1964) sur le krigeage et de Gandin (1965) sur l'analyse objective. Sous sa forme la plus simple, le krigeage fait l'hypothèse que le paramètre à mesurer est une variable aléatoire stationnaire au deuxième ordre, ce qui signifie que son espérance mathématique est constante et que la covariance entre deux points ne dépend que de la distance qui les sépare. Les semi-covariances entre points du réseau sont tout d'abord calculées. Cette première étape vise à obtenir une série de valeurs associant distance et similarité :

$$\delta(h) = \sum_{i,j \in H} (x_i - x_j)^2 / n(H)$$

où H désigne l'ensemble des points du réseau séparés par une distance h , $n(H)$ le nombre de ces couples de points et x_i la valeur mesurée au point i .

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Ces résultats servent ensuite de base à la sélection du variogramme théorique qui est une fonction analytique permettant d'obtenir à partir d'une distance une valeur de semi-covariance. Ce passage d'une série de valeurs calculée d'après le réseau à une fonction continue est une étape sensible et la procédure la plus répandue consiste à adapter les paramètres d'une fonction gaussienne. L'étape précédente effectuée, les pondérations peuvent être obtenues en tout point de l'espace par la résolution d'un système linéaire d'une cardinalité égale au nombre de points du réseau de mesure :

$$A.W = B$$

où A est la matrice des semi-covariances entre points du réseau, W (terme inconnu de l'équation) le vecteur des poids permettant d'estimer une valeur en un point comme une combinaison linéaire des mesures du réseau et B le vecteur, calculé à partir du variogramme théorique, des semi-covariances entre le nœud de grille et chaque point du réseau. Cette équation est résolue sous la contrainte d'une somme des coefficients W_i égale à un.

En pratique, la résolution de cette équation sera simplifiée en la limitant aux points du réseau les plus proches du nœud de grille éliminant les coefficients W_i dont le poids serait très faible. Un des points forts du krigeage est que le même jeu de pondération permet de calculer l'erreur d'estimation et il est donc possible d'attribuer un niveau de confiance en tout point du champ interpolé. Mais si la méthode pivotale de Gauss pour la résolution des systèmes linéaires est connue depuis le XIX^e siècle, la capacité à résoudre effectivement ce type d'équations ne s'est développée que progressivement avec l'extension des ressources informatiques. Ceci explique sans doute la généralisation assez tardive des méthodes d'interpolation optimale dans le domaine des sciences de l'atmosphère.

Introduction de données exogènes

Le formalisme présenté n'est bien sûr valide que si les hypothèses sur la fonction aléatoire sont compatibles avec les propriétés des champs de précipitations. Plus que le choix de la forme analytique du variogramme, la validité de la stationnarité du deuxième ordre est étroitement liée à la climatologie du phénomène à travers les échelles spatiales et temporelles de restitution (Lebel *et al.*, 1987). Par ailleurs, dans sa forme la plus simple, le krigeage ne repose que sur les données mesurées et ignore les contraintes physiques. Aussi une extension immédiate consiste à intégrer une dérive. Le paramètre à estimer est alors la somme d'une fonction déterminée préalablement et d'un résidu qui pour sa part satisfait aux hypothèses de stationnarité. La fonction de dérive est calculée pour tous les points du réseau d'observation, les résidus sur ces points sont ensuite interpolés et le champs final est obtenu en ajoutant la fonction de dérive sur tous les noeuds de la grille obtenue. Un exemple de krigeage avec dérive est donné par la méthode AURELHY (Bénichou et Le Breton, 1987) développée dans le cadre de Météo-France pour fournir des cartes de pluies estimées sur une maille de 5 km. Dans cette méthode, la dérive ne dépend que d'un modèle numérique de terrain. Elle calculée à partir d'une relation statistique combinant climatologie des précipitations et caractéristiques locales du relief.

Une autre direction est de ne plus situer les points dans l'espace géographique mais dans celui de paramètres aérologiques. Ainsi il a été proposé (Biau *et al.*, 1999) de considérer l'espace des séries de pression au niveau de la mer telles que fournies par des champs de réanalyse météorologique. Cette méthode a été testée sur la péninsule ibérique en hiver qui est une période où les événements pluvieux

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

sont majoritairement associés à des soulèvements verticaux à échelle synoptique. Pour réduire la dimensionnalité, seuls les premiers vecteurs propres d'une analyse en composante principale ont été considérés. L'efficacité de cette méthode dépend de la période d'intégration. Alors que pour des cumuls saisonniers les deux premiers vecteurs suffisent, quinze vecteurs sont nécessaires pour restituer les événements isolés. Dans cette situation, le procédé proposé s'est révélé plus performant qu'un krigeage standard. Mais il n'a apparemment pas été adopté pour les activités opérationnelles d'analyse météorologique.

PRISM : la prise en compte du relief

Daly *et al.* (1994) ont créé la méthode PRISM (*Precipitation-elevation Regressions on Independent Slopes Model*) qui sert de base aux estimations de rendements de l'USDA, s'appuie sur une toute autre démarche lorsqu'il s'agit d'établir des cartes de précipitation en zone de montagne. Elle se fonde sur des observations réalisées aux États-Unis qui montrent localement un accroissement des précipitations avec l'altitude, cette relation n'étant valide que pour des stations d'une zone où l'orientation de la pente reste similaire, les versants. À partir de ce paramètre extrait d'un modèle numérique de terrain, il réalise une segmentation de l'espace en versants. Pour chaque versant il établit une relation linéaire entre précipitations et altitude à partir des données observées. La validité de cette procédure dépend étroitement de la densité locale du réseau puisque chaque versant doit contenir un nombre minimal de station pour estimer les paramètres de la régression. C'est pourquoi PRISM adapte la résolution spatiale des données altimétriques à cette densité, une résolution plus grossière, obtenue par une série de filtres de moyennes mobiles, produisant des versants d'autant plus étendus spatialement que le modèle numérique de terrain est simplifié, ignorant ainsi les échelles les plus fines. Cette procédure ne fait pas directement intervenir la distance avec les stations et l'effet de proximité est réalisée à travers la taille des versants.

SAFRAN : de la nivologie aux champs de précipitations

Le modèle SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Adaptés à la Nivologie) a été développé à Météo-France pour la prévision du risque d'avalanche par Durand *et al.* (1993). Ce modèle a, par la suite, été étendu à l'ensemble de la France pour les paramètres de surface : température, insolation, humidité relative, vent et précipitations (Quintana-Segui *et al.*, 2008). Dans cette version, SAFRAN adopte une démarche similaire à PRISM et s'appuie sur une segmentation fine de l'espace intégrant la topographie mais il en diffère par deux aspects. Tout d'abord, ces zones ne sont pas entièrement déterminées automatiquement comme le sont les versants à partir du modèle numérique de terrain. Ensuite, à l'intérieur d'un élément de cette partition de l'espace, le paramètre n'est pas calculé par régression linéaire mais par adaptation d'histogramme. Cette version repose sur la partition de la France continentale en 640 zones où les gradients horizontaux de ces paramètres sont faibles et où le facteur principal de variation est l'altitude. La méthode SAFRAN a été également appliquée à la Tunisie par Tramblay *et al.* (2019) qui présentent un produit de précipitations à échelle fine (5 km) basé sur un réseau dense d'un millier de stations couvrant le pays. Une segmentation de l'espace (figure 2.3.2.a) a tout d'abord été réalisée à partir d'une carte de bassins versants. Ensuite, pour chaque segment et pour chaque intervalle de 300 m d'altitude, une valeur moyenne de l'intensité de précipitation est calculée, les stations des segments voisins pouvant éventuellement être utilisées si le nombre d'observations du segment est insuffisant. Enfin, le produit est généré par interpolation à

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

l'intérieur du segment. Dans cette étude plusieurs méthodes d'interpolation sont comparées. Il apparaît que les deux meilleures méthodes sont SAFRAN puis celle des plus proches voisins. La mauvaise performance des méthodes d'interpolation peut paraître surprenante et elle est vraisemblablement liée au poids excessif de stations éloignées du point de grille à estimer. Le krigeage fournit bien une fonction de pondération en fonction de la distance de la mesure au nœud de grille. Mais cette fonction est calculée sous une hypothèse de stationnarité de second ordre qui n'est pas réaliste dans cet espace tunisien où les phénomènes pluviogènes présentent une réelle hétérogénéité induite non seulement par le relief mais aussi par la disparité des conditions aérologiques entre une zone méditerranéenne et une zone saharienne.

Extensions des méthodes d'interpolation

Il est formellement possible d'étendre le krigeage en introduisant une deuxième variable, dite auxiliaire, qui sera connue sur une maille plus fine mais aura une variance d'estimation plus élevée. Bien que ce cadre conceptuel puisse paraître approprié à la fusion entre données sol et données satellitaires, les méthodes de cokrigeage sont très peu utilisées dans le domaine de l'estimation des précipitations. Ceci est vraisemblablement lié à des difficultés d'estimation des paramètres pour ce type d'application. En effet ces méthodes supposent le calcul des covariances spatiales pour chaque variable mais aussi celui des covariances croisées. Or pour la variable auxiliaire l'hypothèse d'une variance d'estimation principalement due à l'échantillonnage ne peut être maintenue et il est alors nécessaire de modéliser l'erreur d'algorithme. De fait, le défaut de base objective pour cette dernière opération est problématique.

Les méthodes d'interpolation laissent toutefois entières les questions d'emboîtement d'échelle et de non linéarité. En effet, utiliser directement un champ de précipitations comme paramètre d'entrée d'un modèle à une échelle plus fine revient à faire l'hypothèse d'un champs de pluie uniforme. Or toutes les expérimentations réalisées montrent qu'une telle configuration est très peu probable. Si le modèle est linéaire cette hypothèse est acceptable dans la mesure où les écarts vont se compenser et où, ramenés à l'échelle du champ de précipitations, les résultats seront identiques. Dans le cas contraire cette hypothèse introduit un biais qui peut être significatif. Ces considérations ont amené les hydrologues à s'intéresser aux processus de simulation des précipitation. Guillot et Lebel (1999) propose un modèle adapté pour un dispositif de mesure expérimental en Afrique de l'Ouest. Ce modèle est basé sur les observations locales de lignes de grains et sa mise au point met en évidence la nécessaire spécificité géographique de ces simulations qui doivent prendre en compte les phénomènes pluviogènes prédominants. Ce modèle fait l'objet d'une présentation plus formelle en chaîne de Markov dans Onibon et al. (2004).

Cette présentation rapide des méthodes de spatialisation a abordé la question de champs de précipitations intégrant uniquement des données mesurées ponctuellement. Au-delà des procédures élémentaires, les méthodes d'interpolation requièrent des hypothèses sur la distribution spatiale des pluies. Une méthode purement statistique comme le krigeage se révèle souvent moins performante que des méthodes établies sur une segmentation de l'espace. Outre l'importance du relief, cette constatation montre l'apport positif d'autres sources d'information pour mieux qualifier type et extension des phénomènes. Ces informations peuvent intervenir lors d'une phase de paramétrisation, comme dans le modèle stochastique précédemment cité, ou comme des données actuelles. Plus qu'une dichotomie

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

entre méthodes d'estimation des pluies utilisant les réseaux sol ou les satellites, il existe un continuum de méthodes donnant une part plus ou moins grande aux différents dispositifs d'observations. Un autre point à signaler est que les méthodes sont souvent comparées en termes de paramètre central de la distribution. Or la discussion sur l'impact de l'information pluviométrique a fait ressortir que les paramètres pertinents dépendent étroitement du domaine d'application.

2.3.3 Radars météorologiques

Les radars météorologiques constituent le système d'observation des précipitations complémentaire des réseaux de pluviomètres ou de pluviographes dans le domaine des observations sol. D'une mise en œuvre techniquement plus complexe et reposant sur une calibration locale pour la mesure, ils offrent l'avantage d'une continuité spatiale et temporelle associée à une capacité d'analyse en altitude. À ce titre ils ont permis une première observation directe des précipitations associées aux orages et ont ouvert la voie à la modélisation de ces phénomènes.

Bien que les premiers travaux sur les radars aient été initiés dès les années 1930, leur déploiement extensif a eu lieu lors de la Deuxième guerre mondiale. À l'issue du conflit, les météorologues se sont progressivement approprié cet outil, faisant de ce qui était un facteur perturbateur un objet de mesure. En effet, des échos, alors qualifiés de parasites, avaient été observés sur des zones de fortes précipitations. Les premiers radars météorologiques ont été utilisés dans un contexte de prévision immédiate et, en 1957, la société Westinghouse a commercialisé le premier radar spécifiquement météorologique. Parallèlement à cette activité de météorologie opérationnelle, les bases théoriques des estimations quantitatives de précipitations ont été très tôt posées (Atlas, 1954).

Principe de la mesure

Selon cette formulation, la réflectivité apparente telle que mesurée par le radar est le produit d'un terme de rétrodiffusion et d'un terme d'atténuation. Dans le cas de précipitations constituées d'hydrométéores sphériques en phase liquide et dont le diamètre est inférieur au dixième de la longueur d'onde le modèle de diffusion Rayleigh s'applique (Li *et al.*, 2015). En pareil cas la réflectivité est proportionnelle au sixième moment de la distribution de gouttes de pluie :

$$\int_0^{D_{\max}} D^6 N(D) dD$$

Dans la formule précédente $N(D)$ désigne la distribution de taille de goutte de pluie. Lorsque la précipitation est en phase mixte ou solide une correction doit être introduite pour tenir compte du facteur diélectrique plus faible de la glace et par là d'une réflectivité plus basse.

Hors facteur diélectrique, la réflectivité associée à la diffusion Rayleigh est indépendante de la longueur d'onde mais, si le diamètre des particules devient plus grand en regard de la longueur d'onde, la réflectivité s'exprime suivant la formule de Mie. Dans ce cas la réflectivité est proportionnelle au second moment de la distribution de gouttes de pluie pondéré par un coefficient de rétrodiffusion ξ :

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

$$\int_0^{D_{\max}} \xi(D, \lambda, \sigma) D^2 N(D) dD$$

Ce coefficient de rétrodiffusion est fonction du diamètre D , de la longueur d'onde λ et d'un facteur de densité et de forme σ . Il assure la transition entre le domaine de la diffusion Rayleigh et le domaine optique où le signal reçu est proportionnel à la surface frontale. Ce domaine optique est atteint lorsque le diamètre des particules est au moins cinq fois plus grand que la longueur d'onde.

La limite du domaine de la diffusion Rayleigh joue un rôle important dans la conception d'un radar de précipitations. Le choix d'une fréquence induit une sensibilité maximale pour les particules dont le diamètre correspond au domaine de transition vers la diffusion de Mie. Disposer plusieurs fréquences permet donc une meilleure approximation de la distribution réelle des tailles des hydrométéores.

L'atténuation est causée par les précipitations rencontrées sur le trajet entre la cible et le radar. Contrairement à la diffusion Rayleigh elle dépend de la longueur d'onde, les longueurs d'onde les plus courtes étant les plus atténuées. Cette propriété est utilisée pour améliorer les estimations de réflectivité en considérant plusieurs longueurs d'onde (Gosset et Sauvageot, 1991).

Le choix de la longueur d'onde d'observation résulte donc d'un compromis. Les ondes les plus longues permettent la meilleure couverture au détriment d'un diamètre d'antenne plus important. Par ailleurs, du fait du rapport entre diffusion Mie et Rayleigh, les hautes fréquences seront plus appropriées à la mesure des faibles taux de pluie. Alors que les premiers radars de précipitations opéraient en bande S ($\lambda \approx 10$ cm) les réseaux opérationnels actuels fonctionnent en bande C ($\lambda \approx 5$ cm). Les longueurs d'onde plus courtes sont utilisées par des radars expérimentaux qui compensent une plus faible portée par une plus grande facilité de déploiement.

La distribution des tailles d'hydrométéores est un paramètre essentiel pour estimer les précipitations puisque en supposant que les gouttes d'eau ont atteint leur vitesse limite, ce qui est vrai au bout de quelques mètres, l'intensité de pluie est directement liée à cette distribution. En effet, le carré de la vitesse de chute étant proportionnel au rapport de la masse sur la surface frontale, l'intensité d'une précipitation composée d'hydrométéores sphériques s'exprime par la formule :

$$K \int_0^{D_{\max}} D^{3.5} N(D) dD$$

où K est une constante physique.

En se ramenant à l'équation de la réflectivité radar, il apparaît que la relation ne peut être déterminée qu'en introduisant une paramétrisation de la distribution des gouttes de pluie. Cette paramétrisation est un enjeu central pour la calibration effective des radars. La courte note de Marshall et Palmer (1948) qui propose des coefficients considérés comme standard est très souvent citée mais leur étude porte exclusivement sur des précipitations d'origine stratiforme en Amérique du Nord. Néanmoins la paramétrisation des distributions selon une loi exponentielle qu'ils utilisent est d'une application courante et on trouvera dans Sauvageot et Koffi (1999) une discussion sur la détermination de ces distributions.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

La relation entre réflectivité et intensité de précipitations (référée comme Z-R) qui est centrale pour utiliser quantitativement les données radar dépend elle-même du type de précipitations. Diverses études climatologiques ont été effectuées pour extraire des distributions de goutte de pluie moyennes et définir des formules d'estimations directes. En analysant quatre années de données disdrométriques collectées à Dakar, Nkeuzou *et al.* (2004) arrivent à la conclusion que pour une restitution saisonnière il est possible d'utiliser une relation Z-R exponentielle qui, d'une part, est stable d'une année sur l'autre et, d'autre part, est valide pour les parties convectives et stratiformes du système. Le facteur d'exponentiation est proche de 1 ce qui indique une quasi-linéarité entre intensité de précipitations et réflectivité radar.

Suivi d'une ligne de grains par un radar de précipitation

Pour illustrer non seulement l'apport du radar de précipitation mais aussi ses contraintes d'utilisation, le suivi d'un événement pluvieux intense survenu à Niamey le 30 août 2010 est présenté. Les données proviennent du radar en bande C (Russell *et al.*, 2010) qui a été installé sur l'aéroport de Niamey pendant l'été 2010 pour la campagne de validation Megha-Tropiques. Ce radar expérimental a été acquis par le MIT (*Massachusetts Institute of Technology*) dans les années 1970 pour l'expérience GATE. Il a depuis été déployé dans différentes expériences internationales dont AMMA sur le même site en 2007. Ce radar opère dans une longueur d'onde de 5.37 cm analogue à celle des réseaux de radar opérationnels, ce qui lui permet une portée de 250 km.

Ce jour-là, d'après les données de réanalyse NCEP, les indicateurs aérologiques à méso-échelle sont favorables au développement de la convection profonde sur une partie de l'Afrique de l'Ouest. Entre les niveaux 925 hpa et 700 hpa, le cisaillement de vent est de l'ordre de 15 m/s avec un flux d'ouest plus rapide en basse couche (figure 2.3.3.a). Le contenu en eau précipitable, supérieur à 50 mm, reste particulièrement élevé ainsi que l'énergie disponible pour la convection. De fait, Niamey connaîtra la plus forte pluie de la saison avec un cumul de 70 mm enregistré à l'aéroport à proximité du radar expérimental.

Les systèmes convectifs atteignent le maximum d'activité en fin d'après midi et la figure 2.3.3.b, réalisée à partir d'une acquisition en balayage horizontal de 17:08 TU, montre des réflectivités supérieures à 60 dBZ qui indiquent des zones de précipitations intenses. L'angle zénithal du balayage, 0.6°, a été déterminé pour maintenir une altitude d'observation aussi basse que possible tout en modérant les effets sol. Toutefois, en bord d'image, l'observation se fait à une altitude de 2000 m. À l'est du radar, le système précipitant possède les caractéristiques d'une ligne de grain sahélienne telle que décrite, entre autres auteurs, par Redelsperger et Lafore (1988). Les cellules de convection ont une organisation linéaire nord-sud sur une extension de 200 km, les valeurs maximales de réflectivité se situant en front de système. À l'arrière de ce front, les réflectivités décroissent rapidement jusqu'à 20 dBZ, ce qui correspond à des pluies légères. Puis elles augmentent à nouveau pour former une zone plus homogène de valeurs autour de 35 dBZ. Cette dernière zone correspond au tourbillon à méso-échelle associé à la ligne de grain. L'image présentée peut amener à une sous-estimation de la surface de ce tourbillon. En effet à plus de 200 km du radar et derrière un rideau de pluie intense, la correction d'atténuation est sans doute incomplète. Au sud du radar, un autre groupe de cellules présente une organisation similaire quoique dans un stade moins avancé. Cette acquisition illustre la variabilité spatiale des pluies associées au systèmes convectifs lorsque les échelles temporelles les plus courtes

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

sont considérées. Ce type d'observation a conduit aux modélisations fractales des phénomènes pluvio-orageux (Lovejoy et Mandelbrot, 1985).

Des artefacts, liés aux contraintes d'implantation d'un radar expérimental, sont également visibles sur cette image. En premier lieu, des échos sol à proximité immédiate du radar sont générés par le lobe secondaire en arrière de l'antenne. Ils se traduisent par une petite zone de réflectivité élevée observable au centre de toutes les images. Un phénomène plus perturbant consiste en des zones de réflectivité plus faible en rayon à partir du centre. Cette atténuation systématique est causée par des constructions sur l'emprise de l'aéroport qui atténuent systématiquement le signal. Ceci rend inutilisable le quart sud-ouest du balayage pour des estimations quantitatives.

La dynamique du système apparaît sur la figure 2.3.3.c où les acquisitions en balayage horizontal sont présentées en fréquence horaire. Entre 14:08 TU et 15:08 TU, des cellules de convection se développent au sud du radar. Ce développement est rapide, le maximum de réflectivité montrant un déplacement apparent de 60 km mais désorganisé. À partir de 15:08 TU des organisations en ligne de grains apparaissent d'abord à l'est puis au sud. Après 17:08 TU les phénomènes convectifs s'atténuent progressivement et, en fin de journée, l'extension de la partie stratiforme dépasse celle de la partie convective. Ces images radar rejoignent les observations selon laquelle l'organisation en ligne de grains n'est pas systématique pour les précipitations sahéliennes. Elle correspond aux épisodes pluvieux les plus intenses et ne se maintient pas nécessairement sur toute la durée de vie de ces systèmes. Cette extrême volatilité des structures spatiales a une conséquence directe sur les méthodes de mesure des pluies. L'accumulation temporelle ne jouera pas le rôle de lissage spatial que pourrait laisser attendre une vision simplifiée des mécanismes physiques.

La figure 2.3.3.d montre des balayages verticaux réalisés par le radar. Pour maintenir la lisibilité, les échelles horizontales et verticales sont différentes. Le graphique supérieur, qui correspond à l'acquisition de 11:09 TU, est caractéristique d'une vision frontale d'un système pluvio-orageux. Les colonnes de convection, d'un diamètre de quelques kilomètres, sont caractérisées par une réflectivité élevée décroissant avec l'altitude. L'intensité de précipitations est maximale au sol et le bilan radiatif est positif à toute altitude. Le sommet de ces colonnes de convection dépasse vraisemblablement 15 km ce qui correspond à l'altitude de tropopause telle qu'estimée ce jour par les réanalyses. En avant du système, une cellule convective est en formation avec un maximum de réflectivité à 6 km au-dessus du sol. Compte tenu du taux de croissance de ces amas, d'une part, et de la vitesse de chute des gouttes d'eau, d'autre part, la pluie générée par cette cellule en constitution n'a pas encore atteint le sol. La cellule la plus active en front de système présente une réflectivité de l'ordre de 60 dBZ, ce qui est compatible avec les observations sol d'une intensité de précipitation atteignant très rapidement sa valeur maximale lors de l'arrivée d'une ligne de grain.

Sur cette même figure, le graphique inférieur, qui est basé sur des données acquises à 13:39 TU, présente un autre aspect de cet événement. En partie droite, des cellules de convection sont clairement identifiables et, en partie gauche, un autre phénomène précipitant apparaît. Le maximum de réflectivité se situe dans une couche horizontale à une altitude de 4500 m. Cette altitude est celle de l'isotherme 0 °C et la bande brillante générée est caractéristique des précipitations stratiformes. Dans leur descente, les hydrométéores croissent par coalescence jusqu'à cette altitude où, du fait de leur vitesse plus faible que dans la partie convective, ils changent d'état. En état liquide leur réflectivité augmente mais ils

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

vont se fragmenter en poursuivant leur chute. Il peut sembler surprenant que, pour un phénomène stable comme des précipitations stratiformes, le maximum de réflectivité ne se trouve pas au niveau du sol : ceci est dû à deux phénomènes. D'une part, la distribution des tailles de gouttes de pluie est modifiée après la fusion ce qui modifie la réflectivité pour un même taux de précipitation. D'autre part, le bilan radiatif des précipitations stratiformes est négatif en basse couche (Schumacher *et al.*, 2004), ce qui signifie qu'il existe un fort effet d'évaporation.

On remarquera ici que la typologie des précipitations, fondée sur l'observation radar, diffère de celle fondée sur les mécanismes générateurs de pluie bien que les mots utilisés pour définir les catégories soient les mêmes (convectif et stratiforme). En effet, un système convectif s'accompagne généralement d'une zone de précipitations dans le tourbillon à méso-échelle et, dans cette zone, la bande de fusion est organisée comme dans le cas des précipitations modérées des moyennes latitudes. Alors que les pluies associées à un tel système seraient qualifiées globalement de convectives, sur la base du mécanisme générateur, elles ne le sont que partiellement sur la base des données d'observation radar. Cette discordance est causée par une différence d'échelle dans l'analyse du phénomène. Cependant la définition de la convection reste négative : absence de bande brillante en termes d'observation radar ou de soulèvement vertical à échelle synoptique en termes d'analyse météorologique.

Une synthèse des images radar pour la période de 24 h est montrée en figure 2.3.3.e. Cette synthèse est réalisée en moyennant les réflectivités enregistrées sur une fréquence de 10 min. Une méthode alternative, consistant à affecter à chaque pixel le nombre de balayage où la réflectivité a dépassé 30 dBZ, donne des résultats très similaires et n'est pas présentée ici. Sur l'image de synthèse les biais instrumentaux précités apparaissent clairement. En excluant la zone perturbée, la synthèse montre la zone couverte par le passage du système qui présente une réflectivité moyenne de l'ordre de 5 dBZ. À l'intérieur de cette zone, une autre zone d'extension plus réduite se caractérise par des réflectivités moyennes plus élevées atteignant 15 dBZ à 120 km au sud-est de Niamey. Cette deuxième zone correspond au développement rapide de cellules convectives en milieu de journée. Inversement, le quart nord-ouest de l'image ne montre pas de pluie significative. L'analyse de cette image corrobore les commentaires de la figure 2.3.2.1.c sur la difficulté à restituer la variabilité spatiale d'un événement pluvio-orageux à partir d'un réseau de valeurs ponctuelles. Compte tenu de l'intermittence du phénomène, un cumul mensuel pour le mois d'août (figure 2.3.3.f) montre des caractéristiques de variabilité similaires bien qu'atténuées. Ceci est cohérent avec les précipitations enregistrées par la station de Niamey où cet événement pluvieux compte pour 40 % du cumul mensuel.

Complémentarité de l'observation radar

La présentation de la situation du 30 août montre non seulement la complémentarité de l'observation radar par rapport au réseau de poste pluviométrique mais aussi les limitations de la mesure dans son contexte d'exploitation. Le radar permet d'observer les structures fines de systèmes précipitant, ce qui ne pourrait être que partiellement restitué que par des réseaux denses de pluviographes. Ceci est particulièrement utile pour l'observation des phénomènes les plus intenses qui présentent une grande variabilité dans l'espace et dans le temps. En revanche, la précision de la mesure est problématique. D'une part, parce que la réflectivité radar dans une seule fréquence n'a pas une relation univoque avec les taux de précipitation et, d'autre part, parce que la correction de l'atténuation est source d'erreur ou au moins d'imprécision dans la restitution des intensités de pluie.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Enfin, la complexité de la mise en œuvre de l'équipement doit être soulignée. Le radar en bande C du MIT est un équipement mobile dont la technologie est éprouvée et qui est exploité par une équipe spécialisée. Cet investissement a permis d'obtenir une couverture complète de la saison des pluies à Niamey. Mais la disponibilité de ces moyens matériels et humains n'est pas à la portée de la plupart des services météorologiques nationaux actifs dans les zones tropicales. Les radars installés dans les aéroports ont pour fonction prioritaire de contribuer à la sécurité aéronautique et, pour des motifs institutionnels et techniques, ne sont pas adaptés à une étude quantitative des précipitations. Entre autres limitations, la calibration du radar, indispensable pour l'estimation des pluies, n'est pas impérative si seul le suivi des phénomènes pluvio-orageux est recherché.

Aucune des difficultés précitées ne constitue un obstacle qui ne peut être dépassé. Les échos sol peuvent être cartographiés ou filtrés par effet Doppler, les types de précipitation et distributions de goutte de pluie estimés en temps réel et les couvertures radar croisées. La plupart des services météorologiques européens fournissent des produits de précipitations à partir de leur couverture radar et la disponibilité de ces produits a vraisemblablement motivé la politique de rétraction du réseau d'observation par postes pluviométriques. Ainsi, Météo-France opère le réseau Aramis qui couvre la France continentale et est interconnecté avec les autres réseaux européens (Parent du Chatelet, 2003). Or, délivrer de tels produits suppose un système d'observation et de traitement performant qui ne se résume pas à l'installation d'un seul appareil mais au contraire repose sur un système de collecte intégrant également disdromètres et lidars atmosphériques. Le contexte socio-économique apparaît ici d'une importance égale à l'environnement physique pour contribuer à la spécificité de la mesure des précipitations tropicales.

2.3.4 Impact des liaisons GSM sur le dispositif d'observation

Le dispositif d'observation sol est en constante évolution. Alors qu'une rétraction des réseaux de postes pluviométriques peut être constatée de nouveaux moyens de collecte d'information météorologiques apparaissent. Ceux-ci s'appuient, pour la partie physique, sur l'extension du réseau de téléphonie cellulaire et, pour la partie logicielle, sur les applications délocalisées des grands fournisseurs de services comme Google. Le *crowdsourcing*, remontée directe d'informations depuis le public, constitue une source de données en extension pour les services météorologiques nationaux et Krennert *et al.* (2018) dressent un bilan de leur utilisation en Europe. D'après cette étude la moitié de ces services intègrent l'information d'observateurs bénévoles pour les signalisations de fortes précipitations mais le contrôle de qualité des données et la formation des réseaux d'observateurs bénévoles reste un point sensible. Cette difficulté explique vraisemblablement que la mesure directe des quantités de pluie ne repose pas sur ce type de remontée d'information. Dans ce domaine, l'apport actuel des liaisons GSM (*Global System for Mobile communication*) est plus lié aux caractéristiques physiques des liaisons qu'aux capacités propres de télécommunication.

Principe de la mesure par atténuation GSM

Le GSM s'est développé très rapidement. Les premières spécifications GSM ont été publiées en 1990 et, en 2007, le cap du milliard d'abonnés était déjà franchi (Olatinwo *et al.*, 2014) et la plupart des

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

zones peuplées sont couvertes par la téléphonie mobile. Au niveau physique, ce système de télécommunication fonctionne à partir d'un réseau d'antennes fixes. Lorsque deux mobiles du même réseau communiquent, leur appel transite par ces antennes, chaque correspondant se connectant à l'antenne la plus proche. Deux types de liaisons micro-ondes sont mises en œuvre pour un tel réseau : la liaison entre le téléphone mobile et l'antenne fixe, d'une part, et la liaison entre les antennes fixes, d'autre part. Le premier type de liaison doit être omni-directionnel et posséder de bonnes propriétés de pénétration pour ne pas être trop perturbé par les obstacles, ce qui amène à la sélection de fréquences dans la bande 700 MHz–2 GHz. Les contraintes sur le deuxième type de liaison sont très différentes. Il s'agit d'équipements fixes en visibilité directe qui sont reliés par des liaisons directionnelles entièrement gérées par l'opérateur. En revanche, du fait de leur rôle de concentration, le débit de données est beaucoup plus important et le choix d'une fréquence résulte d'un compromis entre une valeur plus élevée, qui offre plus de capacité en volume de transmission, et une valeur plus basse, qui permet des liaisons plus longues. Actuellement les porteuses sélectionnées se situent dans la bande 25-40 GHz pour les zones urbaines ou péri-urbaines mais sont plus basses en zone rurale où la densité d'antennes est plus faible. En effet, les fréquences les plus élevées ont de moins bonnes propriétés de transmission et sont principalement perturbées par les hydrométéores.

Les méthodes de mesure des précipitations se basent sur ce phénomène d'atténuation du signal entre antennes relais (Uijlenhoet *et al.*, 2018). La propriété importante est que pour les fréquences utilisées dans ces liaisons :

$$\log(P/P_0) / L \approx c R^d$$

où P est la puissance du signal reçu, P_0 celle du signal émis, L la longueur du trajet optique, R l'intensité de pluie et les termes c et d sont deux paramètres dépendant de la fréquence et du type et de la distribution des hydrométéores.

Dans le domaine du spectre électromagnétique considéré, le paramètre d est proche de l'unité et la relation est quasi linéaire. Cette propriété permet de déduire immédiatement de l'équation d'atténuation précédente une relation valide pour la totalité du trajet optique entre l'intensité de précipitation moyenne et l'atténuation. Au coefficient c près, l'atténuation fournit alors une mesure directe de l'intensité de précipitation.

Malgré son apparente simplicité, cette méthode de restitution présente des difficultés dans son implémentation. Tout d'abord cette information est collectée par les opérateurs de télécommunication pour leur besoin de maintenance du réseau. Le pas de temps et surtout la précision ne sont pas nécessairement appropriés à l'étude des précipitations. Ensuite, la difficulté principale provient des autres sources de perturbation du signal qui sont susceptibles d'altérer les mesures et de générer de fausses détections de pluie.

Van Let *et al.* (2018) ont réalisé une étude portant sur plusieurs liaisons micro-ondes expérimentales installées sur le même trajet de 2 km, la validation étant fournie par des disdromètres et un pluviomètre automatique à auget. Cette étude met en évidence qu'un certain nombre d'éléments perturbateurs proviennent des équipements de transmission qui ne sont pas conçus comme des éléments de mesure et calibrés comme tels. Ainsi, la puissance émise peut présenter des fluctuations et l'état de surface des

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

antennes a également un effet qui est particulièrement notable lorsqu'elles sont mouillées. Ce dernier effet, qui dépend du revêtement de l'antenne, semble difficile à contrôler même dans un dispositif expérimental. Des facteurs météorologiques interviennent également, des modifications de la température et de l'humidité de l'air ayant des effets sur l'atténuation. En particulier des gradients forts de température de l'air peuvent provoquer un phénomène de diffraction qui diminue la puissance du signal reçu. L'atténuation augmente également en présence de brouillard même si aucune pluie n'a été détectée. L'ensemble de ces facteurs met en évidence l'importance d'une calibration de chaque liaison et la difficulté à mesurer les pluies faibles. Pour les fréquences 38 GHz, qui fournissent les meilleures estimations, une erreur moyenne de l'ordre de 0.6 mm/h a été observée lors de cette étude.

Une couverture globale du territoire au Pays-Bas

Une opération d'évaluation a été réalisée sur l'ensemble du territoire des Pays-Bas pendant deux ans et demi (Overeem *et al.*, 2016). Les conditions de cette évaluation peuvent paraître optimales : peuplement dense sur l'ensemble de l'espace qui induit une forte densité de liaisons micro-ondes et absence de reliefs significatifs (figure 2.3.4.a). La source de données de référence est fournie par deux radars de précipitations calibrés par des pluviomètres. Les mesures d'un réseau de 35 pluviomètres à auget, soit un pluviomètre tous les 1000 km², sont également disponibles et les champs fournis par l'atténuation micro-ondes sont comparés à ceux produits par ce réseau. La densité d'appareils d'observation est dans ce cas particulièrement élevée. Les deux coefficients de la relation entre atténuation et intensité de précipitation sont établis par des calculs théorique à partir de la fréquence de la liaison et de la distribution moyenne de taille des gouttes de pluie. Mais cette relation ne peut pas être appliquée directement pour déduire des intensités instantanées. Il faut corriger les deux effets perturbateurs majeurs que sont les fluctuations aléatoires de la puissance reçue, d'une part, et l'effet de la rosée sur la surface des antennes, d'autre part. Ces corrections sont effectuées à partir de relations empiriques uniquement basées sur la variabilité des données micro-ondes en comparant les fluctuations enregistrées par les liaisons proches. À l'échelle de l'ensemble des données étudiées, appliquer de tels filtres permet de diviser par deux le biais moyen. Les accumulations quotidiennes agrégées sur une maille de 74 km² présentent des performances légèrement supérieures à celle du réseau de pluviomètre seul mais ce résultat doit être pondéré par des effets saisonniers. Alors qu'en été (juin, juillet et août) les pluviomètres présentent un net biais de sous-estimation des intensités de pluies les plus importantes vraisemblablement induits par des phénomènes aérodynamiques, en hiver ce sont les liaisons micro-ondes qui présentent un biais de sur-estimation. Ce dernier effet est vraisemblablement lié à une mauvaise prise en compte des précipitations en phase solide par la formule d'atténuation. Par ailleurs du fait de la plus grande densité du réseau les liaisons micro-ondes sont beaucoup plus adaptées à la restitution des intensités de précipitations extrêmes que le réseau de pluviomètres seul.

Une expérience en zone de montagne

Pour leur part, Chwala *et al.* (2012) ont expérimenté la méthode d'estimation par atténuation micro-ondes en zone montagneuse. L'étude a porté sur cinq liaisons micro-onde situées en zone alpine et pré-alpine autour de Garmisch-Partenkirchen (Bavière, Allemagne) de juillet à octobre 2010. Deux de ces liaisons sont couvertes par un radar météorologique. Dans cet environnement, la faible densité des liaisons en regard de la variabilité orogénique ne permet pas de mettre en œuvre un algorithme basé sur la cohérence spatiale comme dans l'étude précédente. Une méthode fondée sur la décomposition en

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

composantes spectrales a due être développée spécifiquement mais suppose des ajustements fins. La comparaison avec les pluviomètres met en évidence une qualité de restitution moyenne, avec des R^2 de l'ordre de 0.6. L'accord avec les intensités de précipitation restituée par radar est bien meilleur. Les deux liaisons pour lesquelles cette comparaison a pu être effectuée montrent alors des R^2 supérieurs à 0.8. Cette constatation met en évidence les difficultés rencontrées pour constituer un jeu de données de validation surtout en présence de forts effets orographiques.

Utilisation d'un réseau GSM en Afrique de l'Ouest

Le contexte est très différent au Burkina-Faso où Doumounia *et al.* (2014) ont évalué la capacité de restitution d'atténuation micro-ondes à partir d'un réseau opérationnel. Dans cette région le phénomène pluviogène dominant est la convection profonde et le réseau d'antennes de concentration est moins dense. La porteuse de la liaison étudiée est de 7 GHz et sa longueur de 29 km. Les données de référence sont fournies par un pluviomètre à auget situé sur le trajet et par un radar de précipitations. Ce dispositif génère deux types de difficultés. D'une part, la fréquence de la porteuse ne permet plus de considérer la relation entre atténuation et intensité de pluie comme linéaire et, d'autre part, du fait de la nature des phénomènes précipitant et de la longueur de la liaison, les intensités de précipitations le long de la liaison sont hétérogènes. Pour cette raison, une relation empirique a due être établie à partir des estimations fournies par le radar. La précision des résultats obtenues est bien sûr plus faible que lors des expériences précédentes. Si la liaison micro-ondes se révèle efficace pour repérer les événements pluvieux, les estimations des quantités de précipitations sont moins précises. Si, pour l'ensemble de la saison pluviale 2012, le cumul pluviométrique ainsi estimé ne diffère que de 3 % de celui obtenu à partir du pluviomètre, les performances sont moins bonnes au niveau de l'événement. Lorsque le radar est disponible, la qualité de l'estimation s'améliore sensiblement, ce qui indique qu'une partie de l'erreur provient de l'échantillonnage spatial du pluviomètre. Ce dernier phénomène est cohérent avec les résultats présentés précédemment sur les Alpes Bavaroises.

Perspectives de développement

Dans les zones habitées, le réseau de liaisons micro-ondes dépasse largement en densité celui des postes pluviométriques et utiliser les informations d'atténuation est un complément d'information d'autant plus utile que la couverture radar n'est que rarement disponible sur l'ensemble d'un territoire. L'utilisation de cette information présente néanmoins les contraintes spécifiques d'un contexte d'exploitation excessivement variable comme le montre les études précédentes. Les caractéristiques des données de base dépendent des besoins des opérateurs de télécommunication et peuvent être plus ou moins adaptées à une restitution précise des intensités de précipitations, les liaisons courtes à 25-40 GHz fournissant de meilleurs résultats que les liaisons plus longues à plus basse fréquence. La qualité de restitution dépend également des phénomènes pluviogènes dominants, les précipitations en phase solide sont plus difficiles à modéliser et, du fait des fluctuations du signal, la restitution des faibles intensités est délicate et impose la mise en œuvre d'un algorithme masquant ces phénomènes parasites. Les estimations quantitatives nécessiteront sans doute des données de calibrations externes qui pourront provenir de capteurs sol ou satellite. Malgré ces réserves, cette source d'information présente des points forts : bonne couverture spatiale, échantillonnage sur un pas de temps fin et capacité à enregistrer les événements extrêmes. Entre autres utilisateurs, les services de sécurité civile pourraient bénéficier directement des cartes de précipitations élaborées à partir de ces données.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Dans le futur le réseau GSM continuera à évoluer avec sa logique propre et supposera un effort continu d'adaptation. Ainsi l'utilisation de fibre optique pour les liaisons entre antenne relais serait susceptible de faire disparaître une source potentielle d'information. Mais en contrepartie le déploiement de la 5G va nécessiter des fréquences plus élevées pour le raccordement du téléphone à l'antenne et ces fréquences hautes seraient alors dans la bande utilisable pour la mesure des précipitations. Ceci ouvre des perspectives nouvelles pour l'instrumentation puisque la mesure du niveau peut ne dépendre plus que du matériel terminal.

Ces exemples mettent en évidence le changement de paradigme qu'induit l'intégration d'informations de mesures indirecte des pluies. Les sources de données sont alors intégrées dans un processus de validation croisée dépassant la relation plus simple entre l'estimateur et une vérité terrain. Mais si ces démarches permettent une amélioration de la qualité des restitutions elle posent le problème de la continuité et de la validité aux échelles de temps longues.

2.4 Système d'observation par satellites

Ce chapitre traite du dispositif d'observation spatial des précipitations. Elle expose les bases physiques des mesures ainsi que la disponibilité des données produites par les satellites. Son objectif est de mettre en contexte la conception des procédures de restitution des champs de précipitation et d'associer leur évolution à celle du système d'information satellitaire. Cette finalité a amené à exclure deux domaines d'observations. Tout d'abord l'enregistrement des décharges électriques associées aux phénomènes atmosphériques par les LIS (*Lightning Imaging Sensor*). Bien qu'un premier appareil expérimental ait été mis en orbite en 1997, ce n'est que récemment avec le lancement de GOES-16 en 2016 et l'installation d'un instrument sur la station spatiale internationale en 2017 qu'une collecte systématique a été mise en place. La disponibilité de cette source de données est trop récente pour qu'elles soient intégrées dans les méthodes d'estimation des pluies. Un autre domaine qui n'est pas exploré est celui de l'imagerie dans le domaine visible et proche infrarouge. Les premiers satellites d'observation ont été équipés de capteurs dans cette gamme de fréquences et les longueurs d'onde utilisées permettent une résolution spatiale fine. De plus elles sont susceptibles de fournir des informations sur la microphysique des nuages. Mais malgré ces avantages ces données sont très peu utilisées par les algorithmes de mesure des pluies. Tout d'abord pour l'évidente discontinuité introduite dans le cycle diurne, mais également parce que les réflectances dépendent de conditions d'illumination et plus généralement de géométrie de l'ensemble surface/soleil/satellite qui rendent difficiles une restitution homogène de ces paramètres physiques.

Dans le domaine des satellites de suivi des phénomènes atmosphériques une distinction est faite ici entre les satellites expérimentaux et opérationnels. Les premiers sont conçus pour valider des dispositifs d'observations alors que les seconds visent à fournir sur une base régulière des informations aux activités des services météorologiques. Cette exigence de continuité impose de disposer de série de satellites, de privilégier les solutions éprouvées dans la conception des capteurs et d'engager des opérations d'inter-calibration. Dans les faits les premiers satellites expérimentaux étaient nombreux mais avaient des durées de vie très brèves. Des périodes d'observations intermittentes de quelques mois étaient alors considérées comme normales. Actuellement avec les avancées des technologies spatiales et des simulations numériques cette distinction perd une partie de sa pertinence. Ainsi le satellite TRMM annoncé comme expérimental avec une durée de vie de trois ans a été capable de fournir des données sur une base régulière de 1997 à 2015 et des produits dérivés de ses données ont été utilisés par les activités de météorologie opérationnelles.

Cette présentation porte sur les bases du dispositif d'observation sans aborder directement les procédures d'exploitation qui permettent d'élaborer des produits de précipitations. Cette distinction peut paraître artificielle dans la mesure où les données d'observation sont le produits de séries d'algorithmes qui convertissent le flot brut émis par le satellite en grandeurs géophysiques. Mais ces prétraitements sont entièrement contraints par la nature du système d'enregistrement alors que les procédures d'estimation des pluies combineront plusieurs sources et auront un certain degré d'indépendance par rapport aux système de collecte d'information. Le chapitre sera organisé en quatre parties qui ne suivent pas la chronologie du développement des systèmes d'observation spatiaux mais présentera tout d'abord les dispositifs de mesure les plus directes. Il sera tout d'abord traité des radars météorologiques spatiaux et discuté de leur statut de données de référence pour les précipitations. La

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

deuxième partie sur les micro-ondes passives fera une synthèse des propriétés physiques qui interviennent dans le domaine des pluies et présentera le système d'observation aujourd'hui disponible. La troisième partie portera sur le domaine des observations dans l'infrarouge thermique qui se caractérise par une grande continuité spatio-temporelle des observations mais également par un rapport beaucoup plus indirect avec les phénomènes pluvieux. Enfin la dernière partie, constituée de développements originaux, s'attachera à préciser la nature de ce rapport.

2.4.1 Radars de précipitation satellitaires

Les radars embarqué sur satellite ne sont apparus que bien après le déploiement de réseaux sol. C'est seulement en 1997 qu'à travers une programme conjoint entre NASA et JAXA, le satellite TRMM inaugure l'observation directe des précipitations depuis l'espace. Par les données accumulées au cours de ses 17 années d'exploitation il permettra un saut dans les méthodes de télédétection en météorologie. Son orbite inclinée à 35° le spécialise sur l'étude des zones tropicales. Outre cette spécialisation le choix de cette orbite présente deux avantages: une capacité d'échantillonner tout le cycle diurne et des recouvrements fréquents avec les satellites météorologiques héliosynchrones. Le passager le plus innovant de ce satellite était le PR, un radar de précipitation. Cet appareil fonctionne à une fréquence de 13.8 GHz en bande Ku, une résolution sol de 5 km et une résolution verticale de 250 m. Sa fauchée, perpendiculaire au déplacement, a une largeur de 250 km. Cette dernière caractéristique est la principale limitation de cet appareil qui n'est capable d'observer un point à l'équateur que tous les trois jours. La figure 2.4.1.a présente la couverture quotidienne de ce capteur qui est significative de la rareté des phénomènes précipitant observables en une journée. Aussi TRMM n'a pas été conçu comme un instrument de suivi direct des événements pluvieux mais comme un système de calibration des dispositifs de mesure. Aussi le radar est associée à deux autres passagers sur le même satellite: le TMI, un radiomètre micro-onde passive dérivé du capteur SSM-I, et le VIRS, un radiomètre infra-rouge proche du capteur AVHRR. Deux autres capteurs sont embarqués sur TRMM: le LIS, un détecteur d'éclairs, et le CERES, un radiomètre destiné à mesurer le bilan radiatif.

Dans la nomenclature TRMM l'acronyme 2A25 désigne l'algorithme développé par la JAXA pour convertir les réflectivités radars en intensité de précipitations (Iguchi *et al.* 2009). Formellement cet algorithme opère en trois étapes : estimation de la réflectivité apparente à partir de la télémétrie, puis extraction de la réflectivité réelle et enfin évaluation de l'intensité de précipitations. De ces trois étapes, l'estimation de la réflectivité réelle est la plus sensible. En effet elle suppose connue l'atténuation entre le capteur et la cible et cette atténuation elle même dépend fortement de la densité d'hydrométéores et donc du taux de précipitation. Dans un travail fondateur Hitschfeld et Bordan (1954) ont proposé une méthode de résolution intégrant un calibration par des postes pluviométriques. Pour réduire l'incertitude liée à l'application de cette solution, le 2A25 utilise l'écho sol dès ses premières versions tirant ainsi profit de la spécificité de la plate forme satellitaire. Pour ce faire l'algorithme part d'un modèle simplifié où la seule source d'atténuation provient des hydrométéores précipitant et calcule la solution H-B sur cette base. Il compare ensuite l'écho sol en l'absence de pluie tel qu'obtenu à partir de sa base de données d'observations à la réflectivité apparente calculée à l'étape précédente. Il en déduit un coefficient de correction multiplicatif qu'il applique à tous les niveaux entre le satellite et le sol. De cette première estimation il déduit un profil vertical de précipitations. Cette première estimation lui

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

permet d'obtenir des profils en gouttelettes et vapeur d'eau. Dans une dernière étape la réflectivité réelle est obtenue par un nouveau calcul de la solution H-B prenant en compte l'ensemble des facteurs contributifs à l'atténuation. Bien que réputé d'excellente qualité cet algorithme présente quelques biais connus. Certains sont liés aux limites des bases de données pour les situations de pluie extrêmes. C'est ainsi qu'une sous-estimation des fortes précipitations en Afrique est signalée. D'autres biais sont associés à l'évaluation de l'écho sol : hétérogénéité spatiale ou influence des gouttelettes d'eau à proximité de la surface. Mais le biais le plus important semble être lié au dispositif d'observation lui-même. Par sa fréquence le radar est peu sensible aux faibles précipitations, surtout en phase solide. Il les sous-estime et 0.5 mm/h est considéré comme une limite de détection inférieure.

Ce biais, qui était connu théoriquement et observé localement, a été mis en évidence à une échelle planétaire lorsque les données du satellite Cloudsat ont été disponibles. Lancé en 2006, Cloudsat embarque comme principal instrument le Cloud Profiling Radar opérant dans une fréquence de 94 GHz. Bien que cet instrument n'ait pas de capacité de balayage et ne fournisse qu'une visée au nadir avec un pixel de l'ordre de 2 km, il est complémentaire de TRMM/PR. Sa fréquence le rend sensible aux hydrométéores de plus petite taille au prix d'une atténuation plus importante lors de fortes précipitations. Sindhu et Bhat (2013) se basent sur les coïncidences d'observations pour analyser les biais de chacun de ces instruments et montrer l'importance de mesures multi-fréquences.

L'importance des résultats obtenus par le programme TRMM a justifié sa continuation par un nouveau programme initié en 2013, le GPM. Comme son prédécesseur ce programme comporte deux volets : l'exploitation d'un satellite de mesure et la distribution de produits de précipitations à travers une base de données. Initialement deux satellites étaient prévus mais un seul, GPM-core, a été lancé. GPM-core s'inscrit dans la continuation de TRMM. Son orbite reste non héliosynchrone avec une inclinaison ramenée de 35° à 65° pour couvrir les latitudes moyennes. Il emporte deux passagers: le GPM/DPR, un radar de précipitation à deux fréquences, et le GPM/GMI, un radiomètre en micro-onde passives. Le GPM/DPR mesure en bande Ku (13.6 GHz) et en bande Ka (35.5 GHz). Ses propriétés géométriques sont proches de celle de TRMM/PR, la largeur de fauchée étant de 250 km pour le GPM/DPR-Ku et, initialement, de 125 km pour le GPM/DPR-Ka. Le TRMM/VIRS, jugé redondant avec les satellites géostationnaires, ainsi que le TRMM/LIS, qui a été très peu exploité, n'ont pas de successeurs sur GPM-core. Outre la couverture plus étendue au prix d'une plus faible répétitivité, la principale évolution concerne l'introduction de nouvelles longueurs d'onde plus courtes tant en radar qu'en micro-onde passive. L'objectif est de corriger la principale limitation instrumentale de TRMM/PR, son incapacité à détecter les faibles précipitations. La CMA, agence météorologique chinoise, a prévu le lancement de deux satellites de la série Feng-Yun 3R pour assurer la continuité du programme de mesure des pluies par satellite. Un radar analogue au GPM/DPR, un capteur en micro-onde passive et un radiomètre imageur infra-rouge seront passagers de ces satellites.

Les nouveaux algorithmes (Igushi *et al.*, 2017) s'appuient sur la mesure en deux fréquences mais également sur l'information accumulée par le programme TRMM sur la structure des précipitations. Par sa longueur d'onde plus courte, la bande Ka sort du domaine de la diffusion de Rayleigh pour des hydrométéores de taille plus petites que pour la bande Ku. Par ailleurs alors que les atténuations sont similaires pour des hydrométéores en phase solide elles diffèrent pour la phase liquide. Ainsi la différence entre les deux réflectivités radar fournit des informations sur le rapport de phase et en

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

particulier sur l'altitude de la couche de fusion. En se basant sur ces propriétés, Le *et al.* (2016) ont proposé des améliorations de la classification entre convectif et stratiforme.

Si pour les radars de précipitations spatiaux (TRMM et GPM) l'échantillonnage temporel est la principale limite de ces équipements, la question reste posée de la période d'accumulation nécessaire pour pouvoir restituer des taux de précipitation. Nesbitt et Anders (2009) ont utilisé une climatologie de dix ans (1998-2007) du radar de précipitation de TRMM pour évaluer les phénomènes de renforcement orographique à méso-échelle. Ces auteurs se basent sur la forme générale de l'erreur d'échantillonnage telle que proposée par Steiner *et al.* (2003) :

$$\sigma_{\text{sam}} = a R^b A^c F^d$$

où R est le taux de précipitation en mm/h, A la résolution de la grille en km^2 et F la fréquence temporelle de l'observation.

Les coefficients de la formule précédente sont alors estimés en prenant comme valeur de référence le produit de précipitation 3B42 qui intègre l'ensemble des informations disponibles : radar, micro-onde passive, infrarouge de géostationnaire et réseau pluviométrique. Du fait de la multiplicité des sources ce produit est considéré comme n'étant pas impacté par les limitations de l'échantillonnage temporel. Les coefficients a , b , c et d sont alors estimés par une régression log-linéaire. La valeur obtenue pour le coefficient b , 0.56, indique une décroissance rapide de l'erreur relative en fonction du taux de précipitation. À travers cette modélisation il est conclu à la pertinence des cumuls obtenus pour les régions connaissant des pluies supérieures à 10 mm/jour.

Ce type de formulation pose différentes questions liées aux biais systématiques d'un estimateur global d'une part et à la pertinence des hypothèses d'homogénéité spatiales et temporelles d'autre part. Une autre approche est proposée ici où une période de dix ans a été utilisée pour comparer ce même produit 2A25 avec le produit GPCC élaboré à partir de postes pluviométriques et d'évaluer les biais éventuels. Afin de minimiser le biais instrumental lié à la modification d'orbite du satellite TRMM, la période sélectionnée est 2002-2011. Il faut souligner que ces deux produits sont totalement indépendants par leurs sources de données, le 2A25 n'effectuant aucune calibration sur des réseaux de pluviomètres. En figure 2.4.1.b le cumul annuel moyen obtenu par le produit GPCC sur la décennie est présenté et en figure 2.4.1.c la même statistique calculée par l'algorithme 2A25. Cumulés sur cette période, ces deux produits ont un coefficient de corrélation élevé: le R^2 varie de 0.93 à 0.95 suivant que les nœuds de grille sans observation sol soient filtrés ou non. Ce résultat est bon compte tenu des forts biais d'échantillonnage que présentent chacun des produits. Par contre une pente de la droite de régression de 0.8 indique une sous-estimation globale du 2A25 par rapport au GPCC.

La comparaison des représentations spatiales de ces deux produits permet une analyse plus fine de leurs différences. Ils ont été ramenés à une grille commune du dixième de degré et les quantités de pluie exprimées en cumuls annuels moyens. Globalement les deux produits sont en accord, tant en délimitation des zones qu'en valeurs moyennes. La différence majeure réside dans les zones de fortes précipitations qui sont plus étendues dans le produit sol que dans le produit satellite. La seule exception est l'Afrique centrale où le GPCC ne restitue pas les valeurs extrêmes faute de réseau sol dans cette région. La représentation choisie sous-échantillonne le produit 2A25 dont la résolution est 5 km et sur-

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

échantillonne le GPCC fourni à une résolution du demi degré. Même en prenant en compte ce facteur, la restitution des gradients de précipitation du 2A25 est beaucoup plus fine que celle du GPCC. Ceci est dû au caractère très lacunaire du réseau sol et au fait que, malgré sa résolution plus grossière, le produit GPCC repose pour beaucoup points de grille uniquement sur des interpolations. En figure 2.4.1.d un indice normalisé de différence entre le GPCC et le 2A25 est cartographié. Les valeurs les plus élevées de cet indice se trouvent dans des zones désertiques où le réseau sol est quasi-inexistant et où l'indice est plus élevé du fait de la faiblesse des cumuls. En dehors de ces zones les écarts les plus importants sont associés au renforcement orographique. Accumuler les données sur une période de neuf ans produit un lissage spatial des cumuls de précipitations qui permettent de comparer deux produits de résolution très différente. Mais ce principe stochastique n'est pas systématique, les précipitations orogènes étant contraintes spatialement. Ainsi la surestimation du GPCC en Cyrénaïque provient de ce que les pluies sont concentrées sur les reliefs littoraux où se trouve également le réseau d'enregistrement. Cette remarque amène à questionner la validité des procédures statistiques reposant sur une hypothèse explicite ou implicite de stationnarité de second ordre et plus spécifiquement qui utilisent des voisinages de taille fixe.

2.4.2 Micro-ondes passives

Propriétés physiques des micro-ondes

Les micro-ondes des appareils d'observation de la terre se situent dans la gamme de fréquence de 10 GHz à 300 GHz ce qui correspond à des longueurs d'onde de 3 cm à 1mm. Ces fréquences ont été utilisées tout d'abord en radio-télécommunication et le préfixe micro signifie que ce sont les plus courtes des ondes utilisées jusqu'alors. En télécommunication le choix d'une onde porteuse correspond à un compromis entre une fréquence la plus élevée possible qui garantit un taux élevé de transfert de l'information, d'après le théorème de Shannon, et une fréquence suffisamment basse pour avoir de bonnes qualités de propagation. Ainsi le Wifi actuel utilise des porteuses à 2.4 GHz et 5 GHz. En même temps que les longueurs d'onde diminuent l'effet des divers composants atmosphériques augmente. C'est dans cette caractéristique que réside tout le potentiel des micro-ondes en télédétection.

Les capteurs satellitaires en micro-ondes passives mesurent l'énergie émise par l'ensemble surface-atmosphère. Contrairement à l'infrarouge thermique, les effets d'absorption des différentes couches de l'atmosphère sont plus complexes. En particulier les particules d'eau ou de glace qui constituent les nuages ne constituent pas nécessairement des surfaces totalement opaques. Dans le domaine des micro-ondes certaines fréquences permettent l'observation de la surface terrestre à travers les nuages alors que d'autres présentent un pic d'émission sur un niveau de pression. L'émissivité des surfaces est également très dépendante de leur nature. Enfin, du fait que les longueurs d'onde sont du même ordre de grandeur que les éléments constitutifs des surfaces, les mesures en polarisation horizontale et verticale peuvent différer notablement. Malgré ces propriétés ces longueurs d'ondes ont été assez peu utilisées en télédétection. Une première limitation provient des quantités d'énergie émises beaucoup plus faibles que dans l'infrarouge thermique. Il y a un rapport de l'ordre de 10^{10} entre l'émission d'un corps noir à 273 K entre l'infrarouge à 10 μm et la micro-onde à 30 GHz. Mais la principale limite dans la conception d'un instrument micro-onde est d'ordre géométrique. En effet la résolution angulaire

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

exprimée en radians, R , d'un télescope ou d'une antenne parabolique peut être approximée par la formule :

$$R = \lambda / D$$

où λ est la longueur d'onde et D le diamètre de la parabole.

Pour une résolution spatiale équivalente à celle d'un instrument infra-rouge, un instrument micro-onde devra être placé sur une plateforme plus basse ou disposer d'une antenne plus grande. Alors que le capteur GPM/GMI utilise une antenne de 1.2 m à une altitude de 405 km et fournit une résolution spatiale de 6 km pour la longueur d'onde 89 GHz, le capteur NOAA/AVHRR peut n'utiliser qu'une parabole de 20 cm sur une plateforme à 800 km pour une résolution spatiale de 1.1 km à 12 μ m. Cette contrainte a, jusqu'à ce jour, empêché l'installation de capteurs micro-ondes sur des satellites géostationnaires et limite l'altitude des satellites pourvus de tels capteurs. Alors que la plupart des satellites héliosynchrones sont placés sur une orbite de 800 km où les frottements atmosphériques ont une influence négligeable, les satellites d'études des précipitations sont placés en orbite plus basses.

La mise en place progressive d'un système spatial d'observation météorologique en micro-onde

Ces difficultés expliquent l'apparition tardive des capteurs dans le domaine micro-onde sur des satellites opérationnels. Les données VTPR (*Vertical Temperature Profile Radiometer*) malgré leur discontinuité ont fournies des informations depuis 1972 qui ont permis de valider les procédures d'analyse. Mais le premier appareil utilisé en exploitation météorologique, le MSU (*Microwave Sounding Unit*), n'a été mis en orbite qu'en 1978 sur un satellite de la NOAA. Ce capteur a été conçu pour compléter le réseau de radio-sondage et mesure la radiation dans les bandes d'absorption de l'oxygène et fournit des températures pour quatre niveaux de pression. Sa résolution horizontale est d'environ 150 km et, couplé avec un radiomètre infra-rouge de résolution similaire, il a permis les premières restitutions régulières de profils verticaux sur la planète. Malgré son intérêt évident pour compléter le réseau de radio-sondages son intégration dans les modèles de prévision numérique du temps ne fût pas facile (Pailleux, 1996). Dès le lancement de la série Tiros-N, des profils d'atmosphère dérivés ont été diffusés. Or si un modèle physique explicite permet de dériver des températures de brillance le problème inverse est plus complexe puisque des compositions d'atmosphère différentes peuvent amener à un même profil radiométrique et que la résolution du problème suppose une connaissance *a priori* du profil vertical. Bien évidemment les profils verticaux issus d'une base de données climatologique ne représentent pas au mieux l'atmosphère à un instant donné et pendant une décennie les données de ces appareils n'ont eu qu'un impact marginal sur la prévision numérique. Ce n'est qu'au début des années 90 que l'assimilation variationnelle a permis d'utiliser efficacement ces données. Dans cette nouvelle classe de méthode les radiances telles que mesurées par le satellite sont introduites directement dans le modèle qui modifie ses estimations en fonctions de ces observations. Malgré ces débuts difficiles, le MSU est aujourd'hui considéré comme un appareil éprouvé et stable qui est utilisé pour évaluer l'évolution des températures en altitude dans le cadre des études du changement climatique. À partir du MSU une série d'appareils micro-ondes destinés à fournir des informations sur la composition de l'atmosphère ont été développés. Ces instruments sont embarqués sur des satellites opérationnels et fournissent une information centrale pour les modèles de prévision numériques du temps. Pour limiter la perturbation du signal sur la colonne d'atmosphère par les noyaux de

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

précipitations, la résolution spatiale a été affinée et par là les données de ces capteurs sont utilisables pour l'identification des zones de précipitations et l'estimation de leur intensité.

Le premier instrument micro-onde dédié à la mesure des précipitations, le DMSP/SSM-I (*Defence Meteorological Satellite Program/Special Sensor Microwave-I*), est apparu dix ans après le MSU. Cet appareil opérationnel capitalise l'expérience acquise avec les instruments expérimentaux Nimbus-6/ESMR et Nimbus-7/SMMR. Il mesure dans quatre fréquences (85 GHz, 37 GHz, 22 GHz et 19 GHz) des rayonnements polarisés et, afin de maintenir l'angle de visée constant, le balayage est conique et non orthogonal au déplacement. La résolution spatiale est dépendante de la longueur d'onde, la plus fine, 12.5 km, est obtenue pour les mesures à 85 GHz. Par la suite, les satellites spécialisés dans l'étude des précipitations, TRMM puis GPM-core, ont embarqué des instruments dérivés de SSM-I. L'instrument GPM/GMI disposant de canaux additionnels dans des fréquences plus élevée. Le satellite Megha-Tropiques (MT) a été lancé en 2011 avec des capteurs innovants mais MT/MADRAS, son capteur conçu pour l'étude des précipitations, a eu une durée de vie excessivement brève. Dans les faits seules les données du sondeur MT/SAPHIR ont été utilisées. Elles sont constituées six canaux autour de la bande d'absorption de la vapeur d'eau à 183.31 GHz.

Un point commun à tous les satellites, dont la mission principale est la mesure des précipitations, est leur orbite qui diffère de celles habituellement sélectionnées pour l'observation terrestre. La plupart des satellites d'observation défilants sont héliosynchrones ce qui garantit des observations toujours effectuées à la même heure solaire. Les lois de l'orbitographie impose alors des orbites circulaires dans un plan légèrement incliné par rapport à l'axe des pôles. Cette inclinaison, de l'ordre de 8° à une altitude de 700 km, permet de compenser par le mécanisme de précession le mouvement apparent annuel du soleil autour de la terre. Cette caractéristique n'est toutefois pas souhaitable pour l'étude des précipitations où il importe de pouvoir observer toutes les étapes du cycle diurne. Les inclinaisons des orbites sont donc plus importantes : 25° pour GPM, 55° pour TRMM, 70° pour Megha-Tropiques et 40° pour le futur Feng Yun 3R. Ces choix d'orbites ne permettent que la couverture d'une surface zonale autour de la terre qui est d'autant plus étroite que l'angle entre l'axe des pôles et le plan d'orbite est important.

Une autre spécificité des capteurs micro-onde est leur mode de balayage. La plupart des radiomètres passagers de satellites défilants ont un balayage perpendiculaire à la trace. Pour un système optique donné le balayage perpendiculaire permet de minimiser la dimension du pixel au nadir mais il modifie les conditions de prise de vue tant en en résolution spatiale qu'en angle d'incidence lors du balayage. Cet effet étant d'autant plus important que le champs d'acquisition est large. Ainsi la taille d'un pixel NOAA/AVHRR varie de 1.1 km au nadir à 4.2 km en bord de trace. Pour éviter cet effet certains des capteurs micro-onde utilisent un balayage conique où la trace au sol s'approche d'un arc de cercle plutôt que d'un segment de droite. L'intérêt principal de ce mode de balayage est de pouvoir séparer les composantes de polarisation horizontale et verticale du signal du fait d'un angle de visée constant (Wessel et Boucher, 1998). Ainsi le capteur GPM/GMI maintient un angle d'incidence de 53 ° qu'il obtient avec un angle de visée au nadir de 48°. Le schéma 2.4.2.Z présente les deux modes de balayage utilisés sur le satellite Megha-Tropiques : conique pour le radiomètre Madras et perpendiculaire pour le sondeur Saphir.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Les fondements de la mesure des précipitations par micro-onde passive

La détection des précipitations par les micro-ondes repose sur deux principes physiques : une variation de l'émissivité et une rétrodiffusion par les cristaux de glace qui seront présentés tout d'abord suivis de quelques propriétés des micro-ondes. Il ne s'agit pas ici de tenter une revue exhaustive des interactions entre matière et rayonnement dans ce domaine de fréquence mais de présenter les propriétés de quelques canaux GPM/GMI pouvant contribuer à l'estimation des quantités de pluie.

Dans un travail souvent cité, Whileit *et al.* (1977) ont montré que l'émissivité des surfaces océaniques est faible pour une fréquence de 19 GHz (de l'ordre de 0.4) alors que, par contraste, celle des gouttes de pluies est beaucoup plus élevée. Cette différence d'émissivité permet non seulement un repérage des zones de pluies mais également une quantification des intensités de précipitation. En effet à l'altitude de la couche de fusion, caractérisée par des hydrométéores en phase liquide de plus grande taille, le signal dépendra de la densité des particules et donc du taux de précipitation. Les résultats précédents ont été obtenus par un modèle de transfert radiatif et validés par comparaison avec les observations du satellite expérimental Nimbus 5. Ils reposent sur des hypothèses simplificatrices, comme une distribution uniforme des gouttes de pluie, qui limitent la portée de la relation quantitative. D'autre part les fortes intensités ne peuvent pas être estimées directement. Lorsque l'émissivité approche de 1 la mesure ne restitue plus que la température de la couche de fusion ce qui a induit les auteurs à considérer qu'un taux de 20 mm/h est le maximum mesurable. Mais cette méthode reste valide pour la mesure des précipitations maritimes et elle peut utiliser une large gamme de fréquences. Par contre elle ne peut être utilisée sur terre où l'émissivité à 19 GHz est, d'une part, variable et, d'autre part, beaucoup plus élevée.

Cette propriété est présentée pour le 27 février 2017 qui est caractéristique d'une situation d'hiver. Sur l'Atlantique les deux centres de haute pression (35N-30W et 38S-30W) sont séparés par la zone intertropicale de convergence qui se trouve vers 2° Sud et est associée des gradients de pression assez faibles. Aux moyennes latitudes une dépression très marquée sur l'Écosse induit une perturbation sur l'Europe de l'Ouest. En figure 2.4.2.a, la composition colorée MSG montre le couvert nuageux correspondant à cette situation ainsi que les états de surface lorsque la nébulosité le permet. Sur mer la dépression intertropical est matérialisée par un alignement d'amas nuageux très réfléchissants et dont la morphologie évoque des cumulo-nimbus. Sur terre ces mêmes formations nuageuses se retrouvent du bassin du Congo à la côte tanzanienne quoique moins organisés. Des nuages moins brillants recouvrent plusieurs zones continentales ou océaniques. L'image du même jour produite par un canal à basse fréquence par le radiomètre GPM/GMI est présenté en figure 2.4.2.b. Sur cette figure toutes les traces correspondant au canal 18 GHz-H ont été superposées. Lors du croisement d'orbites la température la plus élevée a été retenue. En une journée GPM/GMI ne couvre pas l'ensemble de la zone. Toutefois cette limite est moins contraignante que dans le cas du radar parce que la fauchée de l'appareil est plus large et que d'autre part les observations des divers satellites porteurs de passagers micro-onde peuvent se compléter. La grande variabilité de l'émissivité qui apparaît est d'un autre ordre que celle observée dans l'infra-rouge thermique. Ainsi les températures de brillance des surfaces en eau libre sont très faibles, de l'ordre de 80 K par ciel dégagé. Sur terre l'émissivité est liée aux états de surface par une relation intégrant apparemment plusieurs paramètres. Végétation et humidité du sol jouent un rôle: en Egypte la vallée du Nil apparaît plus chaude que les zones arides qui l'entourent. La nature du sol intervient également; les contours du Tibesti et de l'Aïr se distinguent nettement. Les effets du couvert

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

nuageux sont complexes mais il a rarement le pouvoir occultant observé en infrarouge. On remarquera le trait de côte toujours discernable sur cette figure. Néanmoins les gradients de température observés sur mer correspondent à la néphanalyse MSG. Sur l'espace océanique les températures les plus élevées, 270 K, correspondent à des noyaux de précipitations de systèmes pluvio-orageux situés dans la zone de convergence. Une telle interprétation immédiate ne peut être menée sur terre où les températures de ces zones sont plus froides que leur environnement immédiat.

En se basant à la fois sur des simulations et des observations, Spencer et al. (1989) utilisent les propriétés de diffusion des hydrométéores pour définir une méthode de mesure des précipitations valide sur les continents. A une fréquence de 85 GHz l'importance de ce phénomène augmente rapidement avec le taux de précipitation et est dépendant de la nature des particules. Il est notablement plus important avec des hydrométéores en phase solide qu'en phase liquide. L'effet de rétrodiffusion induit fait apparaître les noyaux de précipitation comme plus froids que les zones qui les entourent puisque une partie de l'énergie émise par la surface dans cette longueur d'onde est renvoyée vers le sol. Et une estimation quantitative se basera sur une comparaison entre l'énergie émise par la surface avec celle mesurée par le satellite. Les zones en eau libre état ont une émissivité plus faible et afin de ne pas introduire de confusion avec les pluies, un masque de précipitation doit être appliqué. Ce masque se fonde sur les propriétés des surfaces d'eau libre qui sont fortement polarisées alors que les zones de précipitations convectives ne le sont pas du fait des flux internes à ces systèmes. Les auteurs insistent sur la robustesse apparente du masque de précipitation par contraste avec l'estimation quantitative qui présente des biais par rapport à des observations radar ou, sur mer, par rapport aux estimations basées sur l'émissivité à 19 GHz.

La synthèse des observations GPM/GMI dans le canal 89 GHz-V est présentée en figure 2.4.2.c. Sur l'espace maritime les températures de brillance sont presque partout plus froides que 270 K ce qui est cohérent avec une émissivité de l'ordre de 0.8 telle qu'indiquée par Spencer. Sur terre comme sur mer les zones de pluies sont caractérisées un gradient de température négatif qui s'explique par la rétrodiffusion due aux hydrométéores solides. Certaines surfaces terrestres peuvent toutefois présenter des températures de brillance plus faibles sans que ceci soit associé à des précipitations. En premier les zones arides et peu végétalisées où les températures de brillance sont manifestement plus basses que les température de sol malgré un ciel clair. La même situation se produit sur certaines zones enneigées comme les sommets pyrénéens qui se différencient par des températures de brillance inférieures à 230 K alors qu'aucune précipitation n'a été enregistrée ce jour dans les stations sol. Ces difficultés sont répertoriées dans Grody (1991) qui propose une classification basée sur un arbre de décision.

Petty (1994) a signalé les limites des modèles d'émissivité et de diffusion en remarquant que, dans aucun cas, la relation entre température de brillance et précipitation n'est systématiquement monotone. Il suggère d'utiliser des indices obtenus par différence des mesures en polarisation et horizontale pour évaluer la colonne d'eau précipitable et la densité de cristaux de glace. Pour ce dernier paramètre des considérations de cohérence spatiale l'amènent à recommander l'utilisation de la fréquence 85 GHz. Pour leur part Agnostou et Kummerow (1997) ont proposé d'interpréter les différences de températures de brillance en polarisation horizontale et verticale comme un indicateur du caractère convectif ou stratiforme des précipitations. La figure 2.4.2.d illustre les difficultés rencontrées pour définir un masque de précipitation utilisant la seule polarisation. Sur cette figure la différence normalisée entre les canaux 89 GHz-V et 89 GHz-H est présentée en tant qu'indice de polarisation les valeurs négatives, très

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

rare, étant ramenées à zéro. Il apparaît immédiatement que l'interprétation de cette indice diffère entre les surfaces d'eau libre, les zones arides et les autres surfaces continentales. Sur mer les valeurs les plus élevées s'observent par ciel clair et sont en relation avec le type de houle (Hwang et Fois, 2015). En zone aride l'effet de premier ordre est également lié à l'état de surface. Sur l'ensemble de l'espace saharien les massifs montagneux se différencient très nettement des déserts de sable. Mais sur les autres zones continentales les phénomènes atmosphériques paraissent prédominants, toutes les zones dégagées de couvert nuageux ayant des valeurs de différence normalisée très faible. La propriété importante est que ces mêmes faibles valeurs se retrouvent au centre des amas convectifs comme ceux proches du lac Tanganyika alors que des valeurs plus élevées se trouvent dans la zone intertropicale en bordure des systèmes convectifs et aux plus hautes latitudes dans des régions comme l'Est de la Turquie où des pluies modérées ont été enregistrées. Ce phénomène est associé avec des précipitations stratiformes au sein desquels les cristaux de glace gardent une orientation homogène et fondent les capacités de discrimination convectif/stratiforme associés à la dépolarisation.

Un biais négatif d'estimation micro-onde a été constaté pour les plus faibles intensités de précipitation, entre autres auteurs, par Lin et Hou (2008). Cette caractéristique est particulièrement sensible pour les hautes latitudes où la neige contribue à une part significative des apports atmosphériques en eau. Bennartz et Bauer (2003) ont utilisé des simulations de nuages pluvio-gènes couplées à un modèle de transfert radiatif pour évaluer la sensibilité des températures de brillance aux intensités de précipitation. Cette étude a porté sur la gamme de fréquence 83-185 GHz et a montré que les fréquences de la bande 150-160 GHz étaient à la fois très sensibles aux densités d'hydrométéores et peu sensibles aux variations d'émissivité de surface. Aussi la nécessité d'améliorer la restitution des précipitations a motivé l'intégration de canaux de plus haute fréquence dans les radiomètres micro-onde. Le premier capteur mesurant dans ces fréquences est le NPP/ATMS lancé en 2011, suivi du GPM/GMI opérationnel depuis 2014. Une synthèse quotidienne par maximum de température de brillance du canal 166 GHz V est présentée en figure 2.4.2.e. La moindre importance de l'émissivité de surface apparaît clairement. À l'exception d'un possible biais en zone aride les températures de brillance semblent proches de températures de surface et leur variation beaucoup plus faible que pour d'autres fréquences. Comme pour le canal 89 GHz les zones pluvio-gènes se caractérisent par une température plus froide que leur environnement. Mais la comparaison avec l'image de ce dernier canal 89 montre toutefois de plus subtiles différences. Alors que les températures de brillance sont presque systématiquement supérieures en 166 GHz les noyaux pluvio-gènes sont toujours plus étendus. Cette constatation est en accord avec l'hypothèse théorique d'une plus grande sensibilité de ce canal aux faibles intensités de précipitation.

La vapeur d'eau présente une bande d'absorption étroite à 183.31 GHz qui est utilisée pour les sondages d'atmosphère. Les premiers appareils de mesure dans cette fréquence ont été utilisés à partir de stations terrestres pour évaluer l'humidité en haute troposphère (Siegethler *et al.*, 2001). Contrairement aux autres canaux micro-ondes elle n'est pas décomposée en polarisation verticale mais suivant la largeur de bande. Les bandes les plus étroites étant les plus sensibles mais saturant également le plus rapidement ce type de décomposition permet un sondage à différents niveaux par un capteur sur satellite. Une utilisation secondaire de ce canal est la détection des précipitations en zone polaire ou en haute altitude (Edel *et al.*, 2019). La figure 2.4.2.f a été produite à partir du canal 183.31 GHz \pm 3 selon les mêmes règles de composition que les figures précédentes. Cette figure étant constituée à partir d'une fréquence dédiée aux sondages en haute atmosphère ne fait pas apparaître de structures associées à la surface terrestre. Sur cette figure, les structures froides permettent une identification immédiate des

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

noyaux de précipitation intense à l'intérieur des systèmes convectifs. L'apport de cette information est par rapport au canal 89 GHz est complémentaire de celle du canal 166 GHz. Alors que ce dernier complète l'estimation de pluie en prenant en compte les faibles précipitations, le canal 183.31 GHz permet de mieux identifier les zones où le développement vertical de la convection est le plus important.

Les micro-ondes passives se différencient très nettement des micro-ondes actives (radar) par leur mode relation avec les taux de précipitation. Alors que le radar est capable, aux problèmes de calibration près, de fournir un profil vertical de densité d'hydrométéores, l'information fournie par les micro-ondes passives est beaucoup plus indirecte. Une autre limitation des basses fréquences micro-ondes est leur résolution spatiale plus grossière. Sur DMSP/SSM-I alors que le canal 85 GHz produit des pixels de 12 km, le canal 19 GHz a, pour sa part, une résolution réelle de 60 km. Cette dépendance entre longueur d'onde et résolution est illustrée par la figure 2.4.2.g. Sur cette figure tous les canaux GMI ont été projetés sur une fenêtre de 20° x 20°. La date d'acquisition, le 12 septembre 2018 à 7:55 TU, a été choisie car elle correspond à un événement de précipitation intense survenu au Népal dans la région de Lete et Marpha où un cumul de 175 mm a été enregistré. Pour les plus basses fréquences des structures terrestres aussi importantes que la vallée du Gange apparaissent floues, les canaux 10.65 GHz ayant une résolution spatiale de 32 km x 19 km. Cette résolution spatiale doit être mise en rapport avec l'extension spatiale des systèmes précipitants. L'événement intense signalé au Népal apparaît clairement sur des canaux à plus haute fréquence comme ceux centrés sur 166 GHz mais son extension est de l'ordre d'une vingtaine de kilomètres. Cette limitation sera particulièrement contraignante pour le suivi de phénomènes associés à un renforcement orographique où, du fait même de la modulation par le relief, les noyaux de précipitations montrent une organisation linéaire.

La même figure montre également l'influence de l'émissivité des sols sur les températures de brillance. Cet impact est très visible à la limite entre surface continentales et océaniques mais également sur le continent où il semble associé à l'humidité du sol. Cette propriété d'émissivité a été utilisée par la mission spatiale SMOS (*Soil Moisture and Ocean Salinity*) et elle sera une source d'incertitude pour l'estimation des précipitations puisqu'en éliminer les effets devient beaucoup plus complexe que dans le domaine de l'infra-rouge thermique où une procédure peut se fonder sur un simple seuil. Le point à souligner est que, si la délimitation d'une zone de forte pluie à partir de canaux micro-ondes dépend du canal sélectionné pour l'observation, la restitution précise des intensités de précipitation sera d'autant plus difficile. La disponibilité de multiples canaux d'observation constitue un potentiel pour améliorer la qualité des estimations de pluie. Utiliser pleinement ce potentiel reposera sur des procédures partiellement ou totalement statistiques compte tenu de la difficulté à modéliser l'ensemble des interactions terre/atmosphère dans le domaine des signaux micro-ondes.

État actuel du dispositif d'observation

Une difficulté rencontrée lors de la conception d'une chaîne opérationnelle provient de ce que le dispositif de mesure micro-onde spatial utilisable pour le domaine des précipitations est d'une grande hétérogénéité. Une partie des capteurs ont été conçus pour les sondages verticaux d'atmosphère et l'estimation des pluies n'est qu'une application dérivée. Le tableau 2.4.2.a résume les fréquences d'observation disponibles à partir des capteurs opérationnels sur les satellites d'observation météorologiques. Par souci de simplicité les polarisations et les largeurs de bande ont été omises. Pour le

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

même motif les fréquences dans la bande 50-60 GHz, inutilisables pour l'étude des phénomènes pluviogènes, ne figurent pas. Le champ de vue instantané du capteur indique la résolution spatiale optimale que peut fournir ce capteur. Alors que pour un capteur à balayage conique il dépend uniquement de la fréquence d'observation, pour un capteur à balayage perpendiculaire il est également déterminé par la position du pixel dans la ligne de balayage, la résolution étant plus grossière en extrémité de balayage qu'au nadir. L'ensemble de ces capteurs sont utilisés dans les chaînes opérationnelles de mesure des précipitations à l'exception de l'AMSU-A, vraisemblablement écarté à cause d'une résolution spatiale trop grossière. Le dispositif d'observation fait apparaître trois fréquences privilégiées par leur support par une majorité de capteurs : 23.8 GHz, 89 GHz et 183.31 GHz. Un autre facteur à considérer est que tous ces capteurs sont passagers de satellites héliosynchrones à l'exception de GMI et SAPHIR. Comme l'inter-calibration des capteurs suppose des visées simultanées d'une scène, seuls les mesures dans les fréquences supportées par les satellites non-héliosynchrones pourront être homogénéisées.

La multiplicité des capteurs peut donner l'impression d'une couverture temporelle régulière. En fait le dispositif d'observation évolue en permanence mais ne montre pas une répartition homogène dans le temps. Le tableau 2.4.2.b présente une synthèse des satellites défilants météorologiques opérationnels en mars 2020 en regard de leur passager micro-onde. Le satellite de la CMA FY3R dont le lancement est prévu en 2020 ne figure pas dans ce tableau. Les capteurs GMI et SAPHIR n'apparaissent pas dans la liste parce qu'étant passager de satellites non-héliosynchrone ils n'ont pas d'heure de passage fixe. L'heure indiquée est celle où le satellite croise l'équateur et elle peut différer notablement celle de l'enregistrement en un point donné puisque la largeur de fauchée produit une différence significative d'heure locale entre les deux extrémités de la trace. D'autre part les capteurs micro-onde ne fournissent pas chaque jour une couverture complète du globe en orbite ascendante et descendante. Compte tenu d'une période nodale de 100 minutes, une telle exigence impliquerait une fauchée de 2700 km. Malgré la complexité de l'orbitographie ce tableau fait apparaître une bien meilleure couverture le matin et le soir. En contraste il est à noter que la fin d'après-midi est beaucoup plus mal couverte alors qu'il s'agit de l'heure où la convection est la plus développée sur les surfaces continentales.

2.4.3 Radiomètres visibles et infrarouges

L'observation dans le domaine de l'infrarouge et du visible présente l'avantage par rapport au micro-onde d'une plus grande facilité de conception des instruments, la précision radiométrique et spatiale s'obtenant par des dispositifs beaucoup plus simples. Les radiomètres peuvent être installés sur des plateformes en orbite géostationnaire et ils présentent actuellement l'avantage d'une couverture spatiale et temporelle continue à une résolution spatiale compatible avec l'étude des phénomènes à méso-échelle.

Les radiomètres passagers de satellites défilants

Pour ces raisons, les radiomètres visibles et infrarouge ont été les premiers passagers des satellites d'observation. Avec le lancement du satellite Tiros-1 (*Television Infrared Observation Satellite*) en 1960, qui a diffusé pendant 78 jours des images produites par ses caméras de télévision, une nouvelle

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

ère s'ouvrait pour les sciences de l'atmosphère. Les premiers capteurs ne fournissaient que des données non calibrées adaptées à la néphanalyse visuelle mais non aux traitements numériques. La néphanalyse était une application jugée alors prioritaire et, en 1964, le satellite Nimbus-1 inaugure un mode de transmission à bas débit vers les stations sol, l'APT (*Automatic Picture Transmission*). Ce mode de transmission a été repris par les satellites soviétiques de la série METEOR et est devenu ainsi un des premiers standards de fait en technique spatiale. L'APT a été conçu pour fournir en temps réel des images fac-similé à travers un équipement de réception d'un coût modéré. Une fréquence de transmission basse 137 MHz avait été sélectionnée afin de pouvoir utiliser une antenne omnidirectionnelle et de s'affranchir de l'environnement technique, alors complexe, qu'aurait requis un système de poursuite du satellite. Et de fait les météorologues avaient à leur disposition des images d'une qualité certes dégradée mais qui, montrant la position des grandes masses nuageuses, étaient tout à fait adaptées à la prévision immédiate. Ce mode de transmission, initialement disponible sur des satellites défilants, a été adapté aux satellites géostationnaires dès leur apparition. Du fait même de leur simplicité et de leur facilité d'accès les images APT ont eu un impact très significatif en météorologie opérationnelle. Elles ont ainsi constitué une source d'information essentielle pour les centres de suivi des cyclones tropicaux.

L'APT coexiste avec d'autres canaux de télécommunication qui transmettent l'ensemble de l'information acquise par le satellite, soit en temps réel pour toute station sol dans le périmètre d'acquisition, soit en temps différé vers les stations principales de télémétrie. Il serait difficile et fastidieux d'établir une liste des capteurs dans le domaine visible et infrarouge dans la mesure où, aujourd'hui encore, ils fournissent la plus grande partie des données de télédétection. Mais pour se limiter aux satellites grand champs utilisés dans les sciences de l'atmosphère, deux classes d'appareils peuvent être distinguées, les imageurs et les sondeurs, suivant que la résolution spatiale ou radiométrique soit privilégiée. Les séries de satellites en orbite polaire ESSA et Nimbus ont permis l'expérimentation de dispositifs d'observation variés et, lorsque la NOAA inaugure son propre programme avec Tiros-N en 1978, elle pourra s'appuyer sur des techniques éprouvées pour assurer la continuité des observations. Ce premier satellite de la NOAA embarquait deux passagers infrarouges : NOAA/AVHRR un imageur et NOAA/HIRS-2 un sondeur. Le sondeur NOAA/HIRS-2 comporte 20 canaux sa surface d'intégration est un cercle de 17 km au nadir et une ellipse de 59 km par 30 km en extrémité de fauchée. La principale limitation de cet appareil conçu pour restituer des profils verticaux en température et humidité est l'opacité due au couvert nuageux. L'imageur NOAA/AVHRR ne dispose que de cinq canaux mais sa résolution spatiale beaucoup plus fine de 1 km au nadir permet l'analyse de la nébulosité et en particulier d'identifier les pixels NOAA/HIRS-2 contaminés par les nuages. Les autres missions primaires de NOAA/AVHRR, estimation des températures de mer et couverture des zones polaires s'inscrivent en complément des services offerts par les géostationnaires qui sont considérés comme les plate-formes privilégiés d'emport des capteurs visibles et infrarouge pour la météorologie. Compte tenu de ce rôle jugé secondaire pour la prévision immédiate, les caractéristiques principales de l'AVHRR en infrarouge ont été maintenues sur les imageurs des satellites défilants météorologiques ainsi que sur le capteur MODIS et ce n'est qu'en 2011 qu'apparaît le capteur Suomi-NPP/VIIRS qui augmente significativement les capacités d'observations.

Les radiomètres passagers de satellites géostationnaires

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

En effet les efforts de développements dans ce domaine spectral portent principalement sur les plateformes géostationnaires qui offrent des capacités d'observations d'une bien meilleure répétitivité. A l'initiative de V. Suomi un dispositif expérimental avait été installé en 1966 sur ATS-1 (Morel, 2003) et, dès 1974, le satellite ATS-6 inaugure l'observation des phénomènes météorologiques depuis l'orbite géostationnaire ouvrant la voie à la série des satellites opérationnels GOES. En 1977, presque simultanément avec le début de ce programme, les agences spatiales européenne (ESA) et japonaise (JAXA) lancent leurs propres satellites géostationnaires Météosat et GMS complétant ainsi la couverture du globe qui deviendra rapidement effective et continue.

Depuis le début de cette couverture globale la qualité des données s'est constamment améliorée en résolution spatiale, répétitivité, précision radiométrique et nombre de canaux. Ainsi, pour se limiter aux satellites Météosat, la dispositif d'observation a évolué d'une plateforme supportant un radiomètre à trois canaux, d'une résolution infrarouge de 5 km et d'une répétitivité de 30 minutes, au complexe système MTG.. Ce système géostationnaire, dont le déploiement est prévu à partir de 2021, sera composé de trois satellites en fonctionnement nominal : deux assurant la fonction d'imageur et un celle de sondeur. Les radiomètres imageurs disposeront de 16 canaux, d'une résolution infrarouge de 2 km et ramenée à 0.5 km pour un canal visible. Outre la redondance de fonction disposer de deux satellites permettra d'assurer une répétitivité de 10 minutes sur le globe et de 2.5 minutes sur l'Europe. Ce capteur sera complété par un compteur d'éclair pour le suivi des orages. Le satellite dédié au sondage d'atmosphère emportera deux radiomètres : l'un fonctionnant dans le domaine de l'infra-rouge moyen et thermique, l'autre dans le domaine de l'ultra-violet et du visible.

Dans le tableau 2.4.3.a sont recensés les satellites géostationnaires d'observation météorologiques opérationnels en mars 2020. Dans son état actuel le dispositif de collecte d'information est dense et redondant. Il dépasse le minimum de cinq satellites opérationnels pour obtenir une couverture globale. Il est également remarquable, qu'à l'exception de l'Inde qui ne pratique pas l'échange de données météorologique, la totalité des opérateurs de satellite ont choisi d'offrir une dissémination de type GeoNetCast qui utilise les canaux de diffusion de télévision numérique lorsque ceux ci sont disponibles. Cette méthode de diffusion permet d'installer des stations de réception directe compactes et économiques. L'instrument principal de ces satellites est le radiomètre imageur qui contribue en plus grande partie au flot de données. Un point à souligner est que bien que ces capteurs soient de provenance différentes leurs caractéristiques sont très proches. Leur mode de balayage est identique et, en mode de balayage global, ils fournissent une image toutes les 15 minutes. La résolution au point sous le satellite varie de 2 à 5 km pour l'infra-rouge thermique. Enfin la définition des bandes spectrales est proche d'un appareil à l'autre.

Malgré les efforts considérables qui ont été nécessaire pour mettre en place ce système d'observation, les produits dérivés de ces satellites opérationnels ne sont apparus que beaucoup plus progressivement ce qui contraste avec l'adoption rapide de l'imagerie infrarouge pour les activités de prévision immédiates. Les premières informations dérivées automatiquement de ces capteurs infrarouge ont été les températures de surface de mer et les profils verticaux d'atmosphère qui reposent sur une modélisation du transfert du rayonnement à travers l'atmosphère. La dichotomie d'usage entre ces produits numériques d'une part et la néphanalyse visuelle d'autre part provient de la difficulté réelle à dépasser le niveau du pixel par des traitement automatique. L'analyse humaine de l'image repose sur des processus dont la complexité avait été sous estimé aux débuts de l'intelligence artificielle. Dans ce

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

domaine il faut souligner le rôle pionnier d'Eumetsat qui en mettant en place le MPEF (*Meteosat Product Extraction Facility*) a ouvert la voie pour une analyse avancée des données collectées par les géostationnaires. Ainsi parmi les premiers produits exploitant les propriétés morphologiques et dynamiques des images infrarouges figurent les restitutions de vecteur de vents (Schmetz et Nuret, 1987).

Propriétés multispectrales de l'infrarouge thermique

Un point particulièrement sensible est l'exploitation des propriétés multispectrales de l'infrarouge. En effet, bien qu'en première approximation une température de brillance dans une fenêtre atmosphérique puisse être interprétée comme une température de nuages, les propriétés multispectrales reposent sur des phénomènes physiques peu intuitifs. Dans la suite de ce texte, pour mettre en évidence les propriétés de ces longueurs d'onde utiles dans le domaine de la néphanalyse et de la mesure des précipitations, des simulations de transfert radiatif ont été réalisées. Les simulations sont basées sur le logiciel *Streamer* développé par Key et Schweiger (1998). Parmi les quelques codes de transfert radiatif disponibles, ce logiciel est le seul qui puisse convenir ; le programme 6S (Vermotte *et al.*, 1997) ne prenant pas en compte l'infrarouge thermique et MODTRAN (Berk *et al.*, 2014) ne permettant pas une paramétrisation fine des couverts nuageux. Pour les motifs exposés dans l'introduction les canaux visibles et proche infrarouge ne seront pas étudiés ici malgré leur efficacité démontrée pour identifier les formations nuageuses.

Dans la gamme de fréquence couverte par ces capteurs l'infrarouge thermique présente un intérêt particulier parce qu'il ne dépend pas directement de la position du soleil et qu'il permet une continuité temporelle des observations. Ce signal infrarouge thermique reçu au niveau du satellite est une combinaison du signal émis par les diverses couches de l'atmosphère et du signal sol lui même partiellement ou totalement absorbé par ces mêmes couches d'atmosphère. Cette combinaison est illustrée par la figure 2.4.3.a qui représente les températures de brillance observées par un satellite au zénith dans la gamme de l'infrarouge thermique, de 4 μm à 15 μm . Les courbes de gauche ont été tracées en considérant la surface comme un corps noir à 305 K et celle de droite en éliminant l'effet de la surface. Ces températures ont été calculées par ciel clair pour trois atmosphères fournies par le logiciel: tropicale, été sub-arctique et hiver arctique. Ces atmosphères ont été observées dans des situations jugées significatives mais ne prétendent pas à une représentativité statistique. Leurs contenus en eau précipitable sont respectivement de 4.12 g/cm², 2.10 g/cm² et 0.42 g/cm². Par ces températures les plus élevées et sa forte teneur en vapeur d'eau l'atmosphère tropicale est celle qui contribue le plus au signal alors que par contraste l'atmosphère d'hiver arctique est la plus neutre, l'atmosphère sub-arctique d'été ayant un effet intermédiaire. Lorsque l'émission du sol est prise en compte les courbes font apparaître un maximum à 10.8 μm , l'atténuation se situant entre 3 K et 7 K suivant la composition de l'atmosphère. Un deuxième maximum se situe vers 8.6 μm avec des atténuations plus importantes entre 7 K et 9K. Les courbes d'émission de l'atmosphère seule différent évidemment beaucoup plus du fait des écarts de températures d'air. Mais elles font toutes trois apparaître un minimum local très marqué autour de 10.8 μm . Cette longueur d'onde se caractérisant par la contribution la plus faible de l'atmosphère, que ce soit en absorption du signal sol ou en émission propre a été privilégiée pour l'observation spatiale car elle est susceptible d'offrir un contraste maximum entre les zones de ciel clair et celles ennuagées. Pour cette raison tous les capteurs infrarouges de satellites météorologiques disposent d'un canal à 10.8 μm .

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Les courbes éliminant l'émission du sol montrent trois zones où l'effet de l'atmosphère est inversé par rapport au graphique précédent. La première centrée sur l'intervalle $6\ \mu\text{m} - 7\ \mu\text{m}$ correspond à un pic d'émission. Sur tout cet intervalle la température est identique sur les deux graphes en atmosphère tropicale et sub-arctique d'été. Elle ne diffère sensiblement qu'en hiver arctique dont le profil se caractérise par une teneur très faible en vapeur d'eau. Une autre zone de minimum moins marqué lorsque le sol émet est centrée autour de $10\ \mu\text{m}$. Elle correspond également à des maxima locaux d'émission pour le signal atmosphérique pur sans que l'effet du sol soit totalement éliminé. On retrouve ici les zones bien connues de forte influence de la vapeur d'eau et de l'ozone. Enfin dans l'intervalle $14\ \mu\text{m} - 15\ \mu\text{m}$, zone d'activité du dioxyde de carbone, les températures de brillance ne dépendent pas de l'émission de surface sans que la teneur en vapeur d'eau ait une influence notable. Les propriétés de ces bandes caractérisent les fréquences utilisées par les sondeurs d'atmosphère où, du fait d'une absorption élevée dans les couches les plus basses de l'atmosphère le signal restitué est uniquement fonction des couches supérieures de l'atmosphère. L'intérêt de la zone d'action prédominante de la vapeur d'eau a été très tôt reconnu et les premiers satellites de la série Météosat ont été pourvus d'un canal à $6.7\ \mu\text{m}$ pour l'observation des flux de vapeur d'eau dans la moyenne troposphère. Pour une description détaillée des bases physiques des sondages verticaux d'atmosphère on se reportera à Smith *et al.* (1979) qui traitent de l'exploitation des données NOAA/HIRS-2.

Les simulations précédentes par ciel clair pourraient ne présenter d'intérêt pour l'estimation des précipitations que pour restituer l'environnement aérologique en l'absence des données extraites des champs de réanalyse. Pour évaluer l'effet d'un couvert nuageux spatialement hétérogène, un nuage épais a été introduit dans les simulations en atmosphère standard. Son sommet est à $10\ \text{km}$ ce qui correspond au niveau de flottabilité neutre dans cette atmosphère et à une température de $225\ \text{K}$. La figure 2.4.3.b représente deux séries de simulations, la première où le couvert nuageux est discontinu et recouvre un sol à $305\ \text{K}$ et la deuxième où le couvert est continu mais où une deuxième couche de nuage plus basse de $3\ \text{km}$ a été introduite. Un couvert continu à l'altitude de tropopause montre une restitution de température uniforme sur tout le spectre à l'exception d'une anomalie de $2\ \text{K}$ autour du pic de l'ozone. Lorsque le couvert devient discontinu les températures restituées sont bien sur plus élevées mais le point important est que cette restitution devient hétérogène. Et c'est cette hétérogénéité qui permet de différencier un couvert morcelé d'un couvert homogène plus bas. En prenant comme référence la température de brillance à $10.8\ \mu\text{m}$ on remarquera une différence importante avec une longueur d'onde à $6.5\ \mu\text{m}$, $10\ \text{K}$ dès 90% . Cette longueur d'onde correspond aux fréquences d'absorption par la vapeur d'eau qui ne restitue pas le signal sol. Un canal à $12\ \mu\text{m}$ présente également des différences significatives quoique d'un ordre inférieur. A 90% cette différence est de $2\ \text{K}$ et augmente avec la baisse du taux de recouvrement. L'information fournie par ce canal est d'autant plus importante que, situé dans une fenêtre atmosphérique, il est susceptible de fournir une information même sur un couvert nuageux dont le sommet serait à une altitude inférieure au seuil d'opacité d'un canal vapeur d'eau. La deuxième série de simulation porte sur un couvert continu mais à l'altitude de sommet de nuage plus ou moins hétérogène, ce qui différencierait les formations nuageuses strictement limitées par une couche d'inversion des phénomènes convectifs. Le même phénomène précédemment observé se reproduit quoique sur des amplitudes plus faibles. Bien que l'altitude de la couche la plus basse soit supérieure à celle d'opacité d'un canal à $6.7\ \mu\text{m}$ un écart significatif avec la température de brillance à $10.8\ \mu\text{m}$ apparaît dès que le couvert cesse d'être homogène. Il n'est pas immédiat de déduire

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

des méthodes de seuillage des calculs Streamer, mais ces simulations montrent le potentiel de l'information multispectrale infrarouge pour mettre en évidence la variabilité à l'intérieur d'un pixel.

Jusqu'ici la couche nuageuse était spécifiée comme opaque avec une épaisseur de 5 km. Le graphique 2.4.3.c montre l'opacité augmentant progressivement avec l'épaisseur de la couche nuageuse. A gauche les courbes ont été tracées pour une température de sommet de nuage de 225 K, correspondant à une altitude de 10 km. A cette altitude les températures de brillance restent identiques sur le spectre infrarouge pour une épaisseur de 1000 m. Mais un écart de 2 K entre les longueurs d'onde 10.8 μm et 6.7 μm apparaît dès que l'épaisseur est réduite à 500 m. Pour les épaisseurs à 300 m un écart entre les températures de brillance à 10.8 μm et 8.7 μm est mesurable et augmente progressivement à mesure que la couche nuageuse devient plus fine. Une propriété similaire a déjà été signalée par Inoue (1987) qui propose un seuil de 2.5 K entre les canaux 11 μm et 12 μm pour différencier les cirrus des cumulus en haute altitude. Les nuages les moins épais se caractérisent également par un écart avec la longueur d'onde 9.7 μm . Les courbes de droite ont été calculées avec les mêmes paramètres à l'exception de l'altitude de sommet de nuage qui a été ramenée à 7 km (246 K pour le modèle d'atmosphère). Sur ces courbes, les pics d'absorption de la vapeur d'eau et de l'ozone sont clairement identifiables. Les températures dans la zone de la vapeur d'eau sont difficilement utilisable dans ce contexte. A cause du profil d'atmosphère choisi pour ces simulations, le signal dans ces longueurs d'onde provient principalement de couches plus élevée que la formation nuageuse et, dans les faits, les différentes courbes sont presque confondues dans cette partie du spectre. Mais la différence entre les température de brillance à 10.8 μm et 9.7 μm augmente très significativement lorsque l'épaisseur du nuage est inférieure à 300 m.

En revanche, l'infrarouge n'est pas en mesure d'apporter d'information sur la microphysique des nuages, l'émissivité étant très peu sensible à la taille des particules. Sur deux simulations, l'une spécifiant des particules d'un diamètre de 5 μm et l'autre de 50 μm , la différence de température de brillance entre les longueurs d'onde 8 μm et 11 μm est dans un cas nulle et dans l'autre inférieure à 0.5 K.

Ces simulations montrent deux phénomènes qui peuvent apparaître antinomiques. D'une part que les capacités multispectrales de l'infrarouge fournissent une information significative par rapport à celle d'un seul canal dans ce domaine. Par la possibilité de restituer les compositions d'atmosphère il est possible de corriger les températures de sommet de nuage de l'effet de la colonne d'atmosphère supérieure. Il est également possible de différencier un couvert fin ou morcelé d'un couvert continu et opaque mais plus bas. Mais d'autre part les multiples interférences entre ces propriétés ne permettent pas de définir une procédure par arbre de classification. Ainsi, suivant l'altitude un effet pourra s'inverser où une longueur d'onde ne plus fournir d'information pertinente. Ce type de difficulté est en fait fréquente dans les problématiques d'inversion de modèles. La question de l'automatisation des néphanalyses basées sur l'infrarouge thermique est très proche de celle de la restitution des taux de précipitations à partir de micro-ondes passives. Dans les deux cas ces opérations reposent sur des procédures statistiques qui seront décrites plus en détail dans la suite de ce texte.

La situation météorologique de 15 juillet 2018 en Afrique de l'Ouest permet d'illustrer l'impact des propriétés multispectrale en néphanalyse. Ce jour là, les réanalyses NCEP/DOE2 montrent une dorsale du flux de mousson se située vers 5 N avec des valeurs élevées d'eau précipitable, supérieures à 45

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

mm, sur toute la zone Sahélienne. Un fort cisaillement de vent à 700 hpa, maximum à 10N/5E, crée les conditions favorables au maintien de systèmes convectifs à méso-échelle. En basse couche un flux d'ouest d'intensité décroissant avec l'altitude est surmonté d'un flux d'est. Les compositions colorées MSG de la figure 2.4.3.d montrent des lignes de grains sur cette zone, dont une particulièrement étendue vers 20E. L'image du haut est basée sur le visible et le proche infrarouge alors que l'image du bas est produite à partir de l'infrarouge thermique. La première image peut paraître plus facilement interprétable dans la mesure où les états de surface (végétation, surfaces océaniques, géologie en zone aride) sont immédiatement identifiables. Mais les formations nuageuses se différencient plus par leurs caractéristiques texturales que par la colorimétrie. Par contraste la deuxième image, qui est une combinaison du canal dans le fenêtre principale de l'infrarouge thermique avec des canaux situés dans les zones d'absorption de l'ozone et de la vapeur d'eau, renseigne exclusivement sur les phénomènes en altitude. Les couleurs permettent une discrimination immédiate entre les cellules actives et les formations cirriformes associées. Les petits cumulus sur la cote du golfe de Guinée n'apparaissent que très faiblement sur l'image infrarouge alors qu'ils présentent des réflectances élevées. Ces colorations traduisent concrètement les propriétés mise en évidence par la modélisation du transfert radiatif. Ainsi pour un nuage haut et opaque les différences entre températures de brillance sont faibles et ces amas apparaissent donc rouge vif.

Il ne s'agit pas ici d'évaluer l'intérêt de deux compositions colorées présentées pour une néphanalyse visuelle mais de mettre en évidence les caractéristiques des images sur lesquelles se fondent cette analyse. En soulignant que les canaux infrarouges permettent une analyse colorimétrique, il s'agit introduire la possibilité d'une automatisation des traitements qui sera toujours plus facile au niveau du pixel qu'à travers une recherche de formes ou de modèles. Les algorithmes qui permettent cette automatisation seront traités dans le chapitre suivant.

2.4.4 Relations entre intensité de précipitations et température de brillance

Les systèmes d'observation satellitaire dans les domaines des micro-ondes et de l'infra-rouge thermique sont très contrastés. D'une part les micro-ondes permettent une observation directe de l'intensité ou, à défaut, de la présence de précipitations mais par un dispositif hétérogène et lacunaire. D'autre part les capteurs dans l'infra-rouge thermique fournissent une information stable et régulière sur la nébulosité mais cette information n'a pas une relation aussi immédiate avec les précipitations. L'enjeu pour la conception d'une méthode d'estimation des précipitation sera donc de combiner ces deux sources de données. Et la spécification de ce type de procédure suppose une évaluation préalable des capacités statistiques de l'infra-rouge thermique à restituer les structures des phénomènes observées par les capteurs micro-onde. Cette question sera abordée tout d'abord pour un canal thermique supposé restituer une température de surface puis à travers les propriétés multispectrales de ce domaine d'observation.

Propriétés du canal infrarouge thermique 10.8 μ m

Les satellites géostationnaires renvoient une information sur la température et l'émissivité du sommet des nuages qui a une relation indirecte avec les taux de précipitation. A l'échelle d'une seule image il

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

peut paraître difficile d'inférer une intensité de pluie à partir d'une seule mesure de température de brillance sans tenir compte de la structure de cette image. Ainsi la température d'un pixel considéré isolément ne suffit pas à différencier les nuages précipitant des formations cirriformes de haute troposphère qui peuvent également présenter de basses températures. Et de plus au sein d'un système pluvio-orageux les zones de pluies les plus fortes ne sont pas nécessairement co-localisées avec les zones les plus froides. Néanmoins l'infrarouge thermique constitue une source d'information sur la durée des systèmes pluvigènes et, dans le cas de la convection profonde, sur son développement vertical et, par là, la quantité d'énergie mobilisée. Ceci amène à considérer l'infrarouge thermique comme un indicateur de quantité de précipitation qui peut être pertinent à certaines échelles d'espace et de temps. Évaluer cette pertinence ne peut reposer que sur l'analyse statistique d'une base de données combinant mesure de précipitations et température de sommet de nuage colocalisées.

La constitution d'une telle base suppose de disposer d'une source de données de référence. Alors que les satellites géostationnaires ont une couverture continue et globale, les mesures directes de précipitations n'ont pas cette propriété. Les produits dérivés directement des réseaux de postes pluviométriques ont été utilisés par des programmes opérationnels comme Tamsat (Maidment et al., 2017) mais ceux-ci fournissent pas une couverture homogène des continents. De plus la période d'accumulation des pluviomètres ne correspond pas à la fréquence d'observation des géostationnaires et ce réseau présente un biais d'échantillonnage spatial. Afin d'éliminer les biais d'échantillonnage il a été choisi de recourir à des sources de données parfaitement coïncidentes dans l'espace et dans le temps. Pour ce faire une base a été constituée à partir des données de TRMM qui est le seul satellite intégrant à la fois le TRMM/PR, radar de précipitation, et le TRMM/VIRS, radiomètre infrarouge thermique. Les données de précipitation sont extraites du produit 2A25 et les températures de brillance du produit 1B01 (NASDA, 2001). On se reportera au paragraphe 2.4.1 pour une discussion des biais d'estimation de l'algorithme d'estimation des précipitations TRMM/PR. Ces données qui couvrent une période de dix ans ont été téléchargées à partir du site de distribution de la NASA. Pour limiter la taille de la base seules les observations correspondant aux surfaces continentales ont été retenues. En l'état la base est constituée de 180 millions d'observations. Il faut souligner qu'une telle base serait beaucoup plus complexe à constituer à partir de l'actuel satellite GPM-core qui n'a plus de passager infrarouge. Ceci exigerait alors d'intégrer les données des géostationnaires avec les difficultés inhérentes à des dispositifs d'observation différents et à un décalage temporel entre les observations infrarouges et radar.

La figure 2.4.4.a a été tracée en superposant les courbes d'intensité de précipitation moyenne par température pour différentes années de la base. A cette échelle d'agrégation la relation statistique paraît stable d'une année sur l'autre, les courbes ne différant que légèrement que pour les températures les plus basses qui correspondent à de très faibles effectifs. Même l'année 2004, classée en El-Nino, ne se différencie pas. Les intensités de précipitations apparaissent faibles en regard des températures: pour une température de 200 K, globalement plus froide que la tropopause, est associée une intensité de 10 mm/h correspondant à une pluie modérée. Cette observation est à mettre en relation avec l'incertitude de l'estimation qui porte à la fois sur la détection de la pluie et sur l'évaluation de son intensité. Sur la figure suivante, 2.4.4.b, est tracée la courbe de correspondance entre température à 10.8 μm et taux de précipitation mesuré par le radar calculée sur l'ensemble des mesures collectées sur les continents de 2002 à 2011. L'ordonnée est convertie en échelle logarithmique. Cette courbe est composée de deux parties où la relation est quasi-linéaire. D'après ces données la relation entre température de brillance et

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

précipitation suit une loi de puissance pour les intensités supérieures à 1 mm/h. Cette forme de courbe a été observée sur d'autres couplages entre données infrarouges et intensité de précipitation. Approximer la relation par une relation log-linéaire permet des procédures d'estimation paramétriques et donc d'étendre la relation empirique au domaine des fortes intensités de précipitation où les observations sont trop rares pour une simple adaptation d'histogramme. Cette démarche à, entre autres auteurs, été adoptée par Vincente *et al.* (1998) pour une estimation des pluies à partir du seul infrarouge. Ceci permet de fournir des informations en temps très peu différé mais une des limites de cette paramétrisation est que, par construction, l'erreur relative augmente avec le taux de précipitation.

La courbe en échelle logarithmique montre également une claire discontinuité autour d'une intensité de 1 mm/h. Il est difficile d'expliquer cette discontinuité par un phénomène physique et il s'agit plus vraisemblablement d'un biais instrumental lié au radar TRMM. En effet les inter-comparaisons entre le radar de Cloudsat et celui de TRMM ont montré que ce dernier sous-estimait les précipitation en dessous de 0.8 mm/h (Yang et Nessbit, 2014). Ces observations sont cohérentes avec l'inflexion principale de la courbe. En revanche la légère inflexion observée vers 195K pourrait être associée à la physique des précipitation. L'inflexion se trouve à une température très basse, plus froide que la tropopause moyenne. Cette partie de la courbe ne concerne que les systèmes ayant le plus grand développement vertical. Ceux-ci ne se retrouvant pas sur l'ensemble de la zone couverte le satellite TRMM amène à l'hypothèse d'un effet régional.

Cette hypothèse est corroborée par la figure 2.4.4.c qui, pour chaque point de la grille, représente les températures minimales enregistrées par le capteur VIRS. Les températures les plus froides se retrouvent en Afrique centrale qui est la région connue pour connaître les plus forts développements verticaux des systèmes convectifs (Zipser *et al.*, 2006). Du reste l'information de cette figure est complexe et s'interprète à plusieurs échelles différentes. A une échelle planétaire on observe une répartition zonale les basses latitudes présentant des températures plus froides que les latitudes moyennes. Ceci est cohérent avec la température de tropopause qui est plus froide dans les zones équatoriales. Cette température de tropopause matérialise l'altitude où la flottabilité relative devient neutre et à partir de laquelle les masses d'air chargées en vapeur d'eau ne peuvent s'élever que par des facteurs dynamiques. La figure 2.4.4.d est extraite des réanalyses NCEP-NCAR et montre l'évolution de la température de tropopause à différentes latitudes. Tetgmeier *et al.* (2020) ont évalué la qualité des données de réanalyse et montré que, pour la période la plus récente, la température de tropopause extraite de ces données est en accord avec les données d'observations. Cette température résulte de la combinaison de l'altitude de la couche de tropopause qui décroît de l'équateur aux pôles et du profil vertical de température ce qui explique le caractère multimodal des courbes. A des échelles plus locales, interviennent différents facteurs. Le relief joue évidemment un rôle, un espace compartimenté n'est pas propice au développement de systèmes convectifs de grande extension et les principaux massifs montagneux se caractérisent par des températures minimales plus élevées. Les paramètres aérologiques ont vraisemblablement leur influence, à travers la vapeur d'eau et l'énergie disponible pour la convection. Mais il ne semble pas qu'il y ait un effet lié au biais d'échantillonnage temporel. Même dans les zones les plus arides où l'occurrence des pluies est faible il n'apparaît pas de phénomène de scintillement qui indiquerait une décorrélation spatiale de l'estimateur.

Jusqu'ici la relation directe entre une température et un taux de pluie a été étudiée et cette relation présente un degré d'incertitude élevé lié à plusieurs facteurs: variabilité régionale et dispersion sur les

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

fortes intensités. Une approche alternative consiste à considérer l'infrarouge thermique comme susceptible de fournir une indication sur la présence de pluie et, par là, sur la durée des phénomènes. Le GPI, premier produit opérationnel de mesure des quantités de pluie par satellite, est basé sur ce principe (Richards et Arkin, 1981). Dans cette procédure un seuil de température fixe est utilisé comme discriminant les zones de précipitation. Ce seuil fixé, des cartes de CCD (*Cold Cloud Duration*) sont produites en comptant sur une période et sur une maille de grille le nombre de pixels du satellite géostationnaire présentant des températures plus froides que ce seuil. Un taux de précipitation également fixe est ensuite appliqué pour convertir les CCD en quantité de pluie. Le seuil en température a été déterminé statistiquement à partir des résultats de l'expérience GATE (*Global atmospheric research program Atlantic Tropical Experiment*) sur l'Atlantique Sud. La base de données est constituée à partir des réflectivités de radars embarqués sur navires océanographiques et des données du satellite géostationnaire SMS-1. Le point clé de ce travail est de déterminer l'échelle à laquelle ce modèle simplifié peut être pertinent. Pour l'estimation de la durée de précipitation la maille optimale a été alors estimée à 2.5°. A cette échelle le GPI pouvait prétendre fournir des statistiques mensuelles permettant de suppléer aux lacunes du réseau sol et ceci à partir d'une procédure élémentaire adaptée aux moyens de calcul alors disponibles.

Avant de discuter plus avant les diverses améliorations des algorithmes basés sur l'infrarouge thermique, cette relation entre température de sommet de nuage et précipitation va être analysée en s'appuyant sur la base considérablement plus étendue fournie par le satellite TRMM. La figure 2.4.4.e présente la relation moyenne entre probabilité de précipitation et température de brillance calculée séparément sur quatre années. Comme il a été observé sur la figure 2.4.4.a, il n'y a pas de variation inter-annuelle notable. Mais par contre les courbes apparaissent comme proche d'une relation linéaire pour les températures inférieures à 270 K et l'estimation d'une probabilité de pluie sera donc associée à une erreur homogène sur toute la plage de température utilisée. Cette caractéristique explique le succès d'un algorithme aussi simple que le GPI qui utilise un seuil fixe pour évaluer la durée des événements précipitant. A partir de ces courbes le calcul d'un seuil optimal de discrimination des zones de pluie est immédiat et la valeur résultante, 236 K, est identique à celle obtenue par Richards et Arkin. Mais la validité de ce résultat n'est que global et laisse ouverte la question de son utilisation dans le cas d'une procédure de réduction d'échelle. Pour évaluer la variabilité spatiale de cette procédure de discrimination la procédure de recherche d'un seuil a été reprise à l'échelle d'une grille du dixième de degré. Pour chaque nœud de cette grille la probabilité de pluie est calculée ainsi que l'histogramme des températures mesurées par le capteur VIRS. Le seuil en température est choisi de manière à ce que la probabilité d'observer une température plus froide que le seuil soit égale à la probabilité d'un événement précipitant. Le résultat de cette procédure sur la période 2002-2011 est présenté en figure 2.4.4.f. Il ne doit pas être interprété comme une carte de précipitation mais plutôt comme une typologie des phénomènes pluvio-gènes.

Les seuils calculés à cette échelle présentent une large dispersion autour de la température de 236 K considérée comme optimale globalement. Ces écarts ne présentent en rien une organisation aléatoire mais au contraire relèvent de facteurs environnementaux différents selon les échelles considérées. A une échelle planétaire le facteur déterminant, comme pour les températures minimales enregistrées par le VIRS, semble être la température de tropopause: aux températures les plus froides correspondent les seuils les plus bas. La température moyenne de tropopause est calculée pour les mois de janvier et juillet 2005 à partir des données NCEP et tracée en figure 2.4.4.g. Ces deux mois ont été choisis

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

comme représentatifs des positions extrêmes de la zone inter-tropicale de convergence. Au mois de janvier, qui connaît les fortes précipitations tropicales dans l'hémisphère sud, le tracé de l'isotherme de tropopause 195 K correspond à un saut de ce seuil de discrimination en dessous de la valeur centrale de 236 K aussi bien sur le Brésil que sur le sud de l'Afrique. La répartition des températures de tropopause en juillet présente une dorsale de minimum plus large mais l'isotherme 200 K délimite pour partie la zone où les seuils sont plus froids que la valeur centrale.

En affinant l'analyse à une échelle synoptique une influence du type de végétation pourrait être attendu. Une telle influence serait en accord avec l'hypothèse d'une rétro-action du couvert végétal sur le régime de précipitation, les zones les plus humides correspondant alors à des seuils plus chauds. Mais les résultats présentés ne permettent pas de confirmer cette hypothèse. En plusieurs lieux la carte des seuils optimaux diffère de celle des cumuls de précipitations présentée en 2.4.1.c. Ainsi le continent africain présente les températures de seuil les plus faibles, de l'ordre de 210 K. Mais ces températures se retrouvent sur des écosystèmes très différents : la zone soudano-sahélienne d'une part et la forêt équatoriale du Zaïre d'autre part. Ce résultat indique que dans ces régions une grande part des phénomènes précipitant sont associés à la convection profonde et ceci indépendamment de l'état de surface. Par contre à cette échelle les zones hyper-arides présentent des seuils chauds. En figure 2.4.4.h les probabilités de pluies telles qu'estimées par le radar de précipitation TRMM ont été cartographiées. Les zones où les probabilités de pluies sont inférieures à 0.5% se caractérisent par des températures de seuil supérieures à 243 K. L'explication de ce phénomène est vraisemblablement plus statistique que physique, la rareté des précipitations augmentant l'erreur d'échantillonnage par TRMM.

A méso-échelle la répartition spatiale de ces seuils est principalement déterminée par le relief et cet indicateur donne une représentation spatiale du renforcement orographique. La figure 2.4.4.k est un zoom sur le sous-continent indien. Sur le même domaine géographique a été représenté l'altimétrie SRTM (fig. 2.4.4.i) et les vents à 925 hpa extraits des données NCEP/NCAR (fig. 2.4.4.j). Ces vents ont été tracés pour de deux dates représentatives du début et de la fin de la mousson indienne. Dans ces situations un flux d'ouest transporte les masses d'air humides de l'océan indien vers la cote indienne où les reliefs des Ghats occidentaux induisent un soulèvement de ces masses d'air. A l'est, les flux du sud jouent un rôle analogue. Les masses d'air chargée en vapeur d'eau par évaporation sur le golfe du Bengale traversent la zone du delta et vont rencontrer la barrière de l'Himalaya. Sur ces contreforts, la double bande de maxima locaux de pluie signalées par Anders *et al.* (2006) se traduit par deux lignes de seuils chauds parallèles au relief. Une même constatation peut être faite sur la chaîne birmane de l'Arakan. Il est remarquable que les dénivelés significatifs orientés orthogonalement soient toujours associés à des températures de seuil plus élevées. Ce phénomène n'est pas propre à l'Inde mais se retrouve sur presque la totalité de la zone où l'indicateur est calculé. Ainsi, la cote orientale de Madagascar, les reliefs d'Afrique de l'est, le Nord-Est brésilien présentent ces hétérogénéités. Mais il faut souligner que TRMM couvre principalement des zones au climat tropical où les soulèvements verticaux à échelle synoptique ne sont pas (ou que très marginalement) à l'origine de précipitations. Dans les zones où les mécanismes stratiformes prennent une part plus importante, cette différence de température de seuil est beaucoup moins nette. Ceci est sensible au Maroc où l'effet est beaucoup plus faible sur le moyen-Atlas bien qu'il soit connu que le régime de précipitations est fortement modifié par ces reliefs.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

En nous basant sur une relation élémentaire, la relation entre température de sommet de nuage et présence de pluie, nous avons constaté que cette relation présente une stabilité inter-annuelle pour une estimation globale. Mais ceci ne signifie en rien qu'elle soit valide à d'autres échelles. Au contraire à une échelle planétaire, elle montre une dépendance à la température de tropopause et vraisemblablement à un rapport entre stratiforme et convectif. Si à une échelle synoptique les grandes classes de végétation ne semble pas avoir d'effet déterminant la relation montre par contre une grande influence de la topographie à méso-échelle. Le type prédominant de précipitation peut être induit de cette relation qui va discriminer les systèmes pluvio-gènes de grande extension spatiale qui atteignent des altitudes élevées des phénomènes plus courts ou plus localisés. Sur ce point, l'indicateur de seuil optimal est contributif d'une climatologie des types de systèmes pluvio-gènes.

Plusieurs facteurs interviennent à différentes échelles et il n'est bien sûr pas possible de mettre en évidence un schéma d'interprétation déterministe qui aboutirait à une procédure de classification automatique. Mais les conclusions tirées ont toutefois une conséquence pratique sur les procédures d'estimation des pluies. Celles-ci reposant, pour tout ou partie, sur des procédures statistiques la question de la définition du domaine de validité des estimateurs est centrale. Les algorithmes constitutifs des procédures d'estimation des pluies évaluent leurs paramètres d'adaptation sur des voisinages spatio-temporels dont l'extension est, soit arbitraire, soit évaluée expérimentalement. Ainsi Turk *et al.* (2000) considèrent une maille de 15° pour une adaptation d'histogramme et la méthode Tappeer (Chambon *et al.*, 2013) utilise une fenêtre glissante de 5°. Ces évaluations expérimentales s'appuient sur une hypothèse, plus ou moins explicite, de stationnarité de deuxième ordre. Or du fait de la forte influence du relief sur les estimateurs à méso-échelle, cette hypothèse ne paraît en rien réaliste. Ceci est sans doute un des facteurs qui explique les mauvaises performances des produits de précipitation globaux pour rendre compte des effets liés à l'altimétrie.

Propriétés multispectrales dans l'infrarouge thermique

Les capacités multispectrales de l'imagerie infrarouge ont été évoquées précédemment mais la question de leur utilisation effective par un algorithme d'estimation des précipitations n'a pas été abordée directement. Dans une démarche très similaire à celle adoptée précédemment une base de données a été constituée mettant en relation valeurs multispectrales infra-rouge et indicateur de précipitation. La constitution d'une telle base de données impose de fusionner les données de deux satellites. Pour des considérations d'homogénéité et de disponibilité cette base est extraite des données MSG/SEVIRI et des estimations de précipitation Gprof effectuées à partir de mesures micro-ondes du capteur GPM/GMI. Ce dernier produit, dont l'algorithme sera décrit en 2.5.3, fournit des estimations instantanées sur la trace du satellite et la fusion des deux bases amène à combiner des échelles spatio-temporelles différentes. Compte tenu de la répétitivité MSG l'écart temporel entre infra-rouge et micro-onde sera d'au plus sept minutes. Comme la résolution GMI de 10 km est plus grossière que la résolution MSG ceux-ci sont associés au pixel micro-onde les recouvrant. Seule la partie centrale du disque MSG est considérée afin d'éviter les effets de limbe et de parallaxe. Les hautes latitudes étant exclues, un masque à 273 K a été appliqué pour éliminer les émissions de surface. La base est constituée à partir d'observations de 2017, 2018 et 2019 couvrant tous les mois de l'année et comprend 143 millions de profils. Les éventuelles discontinuités temporelles des séries temporelles MSG n'introduisent pas de biais puisque seuls les caractéristiques multispectrales sont considérées et non les propriétés dynamiques.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Les algorithmes d'estimations des précipitations utilisant les micro-ondes passives présentent des biais quantitatifs qui seront évoqués en 2.5.3 et les erreurs d'estimation sont plus importantes que celles des produits d'un radar de précipitation. Pour minimiser l'effet de ces biais, ces estimations micro-ondes ne seront utilisées qu'à travers des seuils pour détecter les pluies ou identifier les zones de précipitations intenses. En figure 2.4.4.m, la proportion de pixels dépassant une intensité de pluie est tracée en regard de leur température de brillance à 10.8 μm , chaque courbe correspondant à un seuil différent. Une caractéristique remarquable est la nette inflexion de la courbe 0 mm/h pour la température de 260 K. Une inflexion à la même température apparaît sur la figure 2.4.4.b qui met en relation intensité moyenne de précipitation et température de brillance. Il est à souligner que les données sur lesquelles sont basées ces deux graphiques diffèrent par la période, le domaine géographique et leur sources (TRMM, d'une part, et GPM et MSG, d'autre part). Ce résultat peut être considéré comme stable et indicatif de la difficulté à estimer les faibles pluies. Il est significatif que cette inflexion est atténué pour un taux de 0.25 mm/h et disparaît à partir de 0.5 mm/h. Cette constatation incite à sélectionner empiriquement l'intensité de 0.5 mm/h comme le seuil de détection de pluie et à ne pas considérer les pixels associés à des intensités de pluie comprises entre 0 et 0.5 mm/h.

Globalement les capacité de MSG/SEVIRI a détecter les pluies peuvent être estimées à partir des figures 2.4.4.n et 2.4.4.o. Sur la première figure, l'écart entre la température de brillance à 10.8 μm et les autres canaux thermiques en fonction de la température est tracé pour les pixels classés comme pluvieux (courbes bleues) et non pluvieux (courbes jaunes). Bien évidemment l'échelle des ordonnées a du être adaptée puisque les canaux 8.7 μm et 12.0 μm se situent comme le canal 10.8 μm dans une fenêtre atmosphérique alors que les autres canaux correspondent à des bandes d'absorption de la vapeur d'eau (6.2 μm et 7.3 μm), de l'ozone (9.7 μm) et du dioxyde de carbone (13.4 μm). Les canaux 8.7 μm et 12.0 μm montrent un effet moyen plus important pour les nuages bas et dont l'ordre de grandeur est compatible avec la précision du radiomètre. Pour les canaux de sondage l'écart décroît avec l'altitude jusqu'à s'annuler pour des températures plus froides que la tropopause. L'altitude est un effet de premier ordre pour les écarts et ce phénomène explique que les compositions colorées basées sur ces canaux ne puissent par aider à l'identification visuelle des zones de précipitation.

Mais la figure 2.4.4.o indique qu'ils peuvent être utilisés dans une procédure numérique. Dans cette figure, les différences entre températures de brillance moyennes entre pixels non pluvieux et pluvieux ont été tracées en fonction de la température restituée par le canal 10.8 μm . Pour une température donnée, un canal a d'autant plus de capacité de discrimination que la courbe correspondante est éloignée de l'origine et d'après ce critère les deux canaux vapeur d'eau, 6.2 μm et 7.3 μm , paraissent les plus efficaces pour les températures de brillance en 10.8 μm supérieures à 210 K.

Une singularité apparaît pour le canal 9.7 μm aux basses températures. Alors que les autres canaux ne présente pas de différence notable à ces températures entre pixels pluvieux et non pluvieux, les précipitations augmentent en moyenne d'un demi-degré la température de brillance dans ce canal. Cette propriété est très vraisemblablement liée au pic d'action secondaire de l'ozone en haute troposphère qui est associé à une émission thermique. Ewald *et al.* (2013) se sont appuyé sur ce phénomène pour identifier les couches cirriformes en haute altitude.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

En reprenant une procédure proposée par Kurino (1997) une extension à deux dimensions de l'adaptation d'histogramme est réalisée pour l'ensemble des canaux en infrarouge thermique MSG/SEVIRI. L'adaptation d'histogramme est une méthode simple d'approximation non linéaire couramment utilisée avec une variable explicative. Elle consiste à découper la variable explicative en segment et à attribuer à chaque segment la valeur moyenne de la variable observée. Ainsi les courbes des figures 2.4.4.b et 2.4.4.e peuvent être interprétées comme les coefficients d'une procédure d'estimation des intensités et des probabilités de précipitations. Cette méthode présente l'avantage d'être non paramétrique mais sa limitation principale réside dans la taille de la base d'observation puisque à chaque segment doit correspondre un nombre minimal d'observations pour que l'estimation soit valide. Dans une démarche à visée qualitative, les taux de précipitations ont été calculés pour chaque canal thermique en croisant la température de brillance à 10.8 μm avec la différence entre cette température et la température de brillance dans le canal. Les températures 10.8 μm ont été segmentées par un pas du degré alors qu'un pas du quart de degré a été utilisé pour les différences. Les taux ainsi obtenus peuvent être considérés comme une estimation de la probabilité de précipitation associée à un couple de températures de brillance. Les résultats de ces calculs sont présentés dans la figure 2.4.4.p (resp. 2.4.4.q) pour les canaux 6.2 μm , 7.3 μm et 8.7 μm (resp. 9.7 μm , 12.0 μm et 13.4 μm). Sur chaque graphe est tracé un carroyage vertical, le trait central plus épais correspondant aux pixels pour lesquels les deux températures de brillance sont égales. Les valeurs négatives où la température du canal 10.8 μm est plus faible que celle de l'autre canal se trouvent à gauche du trait central et celles pour lesquelles la température en 10.8 μm est plus forte à droite de ce même trait. L'espacement entre deux lignes du carroyage indique un écart de 3 K. Les probabilités de pluie sont codées dans une palette continue du blanc (pas de précipitations) au rouge (précipitations certaines).

L'ensemble des six graphes montre une continuité des probabilités estimées et aucun effet de scintillement. Pour tous les canaux deux couples de températures de brillance proches présentent des taux de précipitations voisins. Ceci indique que, malgré des effectifs éventuellement faibles pour les plus basses températures, les résultats peuvent être considérés comme stables. Les canaux 6.2 μm et 7.3 μm , situés dans la bande d'absorption de la vapeur d'eau, présentent une forte pente et la quasi-totalité des valeurs en partie droite ce qui est cohérent avec la plus faible atténuation atmosphérique du canal 10.8 μm . Mais ce phénomène n'est pas systématique et aux plus basses températures les températures sont plus élevées dans ces canaux que dans celui de la fenêtre atmosphérique. Ai *et al.* (2017) ont identifiés ce phénomène et l'associe aux sommets de cumulo-nimbus dépassant le niveau de tropopause. Il est à signaler que cette inversion ne peut pas être reproduite par le modèle de transfert radiatif *Streamer* ce qui met en évidence les limites de la modélisation physique dans ce type d'application. Aux deux extrémités de l'échelle de températures le canal 6.2 μm n'apporte pas d'information complémentaire au canal 10.8 μm . Les températures plus froides que 200 K sont toujours associées à une quasi-certitude et celles plus chaudes que 250 K à de faibles probabilité de pluie indépendamment de l'écart entre température de brillance. Par contre un fort pouvoir discriminant se manifeste dans les températures intermédiaires. Ainsi à 220 K la plage de variation de la différence est d'une dizaine de degré Kelvin, la probabilité de précipitation étant d'autant plus forte que l'écart entre les deux températures est faible. Le canal 7.3 μm présente un pic d'absorption à une plus forte pression et est complémentaire du canal 6.2 μm . Alors qu'il fournit peu d'information utilisable pour les températures plus froides que 210K il montre une capacité de discrimination jusqu'à 273 K. La longueur d'onde 9.7 μm est celle d'une bande d'absorption de l'ozone. De tous les canaux MSG/SEVIRI il présente l'altitude de pic d'absorption la plus élevée (Eumetsat, 2012) et trouve son

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

utilisation dans la haute troposphère. En cohérence avec l'observation faite sur la figure 2.4.4.o il trouve son domaine d'utilisation dans les plus basses températures où son pouvoir discriminant est le plus élevé. En contraste, dans la partie de la courbe d'estimation pour les températures les plus chaudes, les estimations de probabilités apparaissent multi-modales. Cette caractéristique est vraisemblablement liée à la superposition de plusieurs phénomènes atmosphériques. Le canal 13.4 μm se différencie du canal 10.8 par une plus grande sensibilité au dioxyde de carbone et les caractéristiques de son histogramme bi-dimensionnel sont similaires à celle des autres canaux de sondage. Il présente des capacités de discrimination dans un domaine proche du canal 6.2 μm . En complément du canal 10.8 μm la radiomètre SEVIRI dispose de deux canaux, 8.7 μm et 12.0 μm , dans la fenêtre atmosphérique. Conçus pour la restitution de températures de surface, ces canaux sont également utilisés en néphanalyse. La marge des écarts est beaucoup plus faible que pour les canaux de sondage et ne dépasse pas 15 K. Pour chaque température la distribution est uni-modale et centrée sur l'écart nul. Cette caractéristique est à mettre en relation avec les différents coefficients d'absorption associés aux formations cirriformes alors que les cumulus apparaissent comme opaques dans ces longueurs d'onde génèrent des températures de brillance identiques. Au delà du filtrage des cirrus d'altitude d'autres phénomènes sont vraisemblablement en jeu puisque les capacités de discriminations se manifestent jusqu'à 273 K. Malgré ces incertitudes sur les facteurs explicatifs l'analyse des données montre un effet certain de l'ensemble des canaux thermique lorsqu'ils sont associés à la température de brillance en 10.8 μm . La question de la redondance de ce dispositif d'observation n'est pas abordée dans sa totalité. Certains canaux diffèrent par les zones de températures où ils peuvent fournir des informations. Ainsi le canal 9.7 μm paraît efficace aux basses températures alors que le canal 7.3 μm le serait aux plus hautes. Mais évaluer la redondance des données d'entrée ne peut se faire que dans le cadre d'une procédure d'exploitation et de son cadre d'exploitation, ce qui sera développé au chapitre 2.5.

Kidd et Huffman (2011) dans leur synthèse sur les méthodes d'estimation des précipitations concluent à un apport d'importance modérée des capacités multispectrales de l'infrarouge thermique. Il est vrai que, dans le domaine de l'infrarouge thermique, l'observation ne porte pas directement sur les noyaux de précipitations mais sur les systèmes pluvio-gènes qui les génèrent. En pareil cas modéliser les phénomènes physiques est difficile puisque cette modélisation suppose une restitution numérique de l'ensemble du système alors que les calculs sur les transferts radiatifs en micro-onde se font à l'échelle du pixel. Néanmoins aussi bien la pratique empirique des prévisionnistes que des calculs purement statistiques indiquent un gain potentiel d'efficacité dans les procédures d'identification des zones de précipitations. Exploiter cette potentialité suppose des développements algorithmiques spécifiques peut être complexes mais justifiés par la disponibilité d'un jeu de données facilement accessible et d'une couverture continue et homogène.

2.5 Procédures d'estimation des précipitations

Entre un dispositif de mesure et un produit, il y a des algorithmes. Cette séparation entre données et algorithmes n'est pas dénuée d'une certaine artificialité et beaucoup de descriptifs de procédures présentent uniquement des séquençements de traitements. Certains d'entre eux sont intimement liés au dispositif d'observation et ont été évoqués dans le chapitre précédent. Le présent chapitre s'intéressera à ceux qui ne sont pas directement liées par une relation physique au signal ou qui permettent de combiner diverses sources de données pour obtenir des informations quantitatives sur les précipitations. Mais compte tenu de la richesse et de la variété des contributions il n'est, en cette matière, ni possible ni souhaitable de prétendre à l'exhaustivité. Aussi la finalité de cette présentation est de décrire les systèmes opérationnels, leurs enjeux et leurs systèmes de traitement associés. Cette question a son importance puisque les produits générés ont chacun leurs champs d'application privilégiés et leurs limitations. Mais pour que cette partie soit compréhensible elle sera précédée d'une description de quelques algorithmes élémentaires.

La première partie traitera de l'exploitation des séries temporelles d'images fournies par les satellites géostationnaires. Cette information est encore assez peu utilisée alors que ces satellites fournissent un service opérationnel depuis maintenant 40 ans. Ce retard s'explique par les ressources informatiques nécessaires à ce type de traitement qui n'ont été largement disponibles qu'assez tardivement et au même moment où les dispositifs d'observation météorologiques en micro-ondes, actives ou passives, devenaient accessibles. Trois algorithmes sont décrits ici dont deux sont des développements originaux. Le premier qui serait directement utilisable dans une procédure d'estimations des précipitations vise à identifier dans un système pluvio-orageux les noyaux de convection actifs. Le deuxième s'intéresse au suivi des systèmes dans leur ensemble et à une visée plus climatologique qu'opérationnelle. Enfin, C-Morph, le troisième est intégré dans plusieurs chaînes de traitement et fournit un moyen simple de combiner les données micro-ondes et infrarouge thermiques.

Le traitement de l'imagerie infrarouge thermique des satellites géostationnaires sera ensuite abordée dans sa dimension multi-spectrale. Là encore, cette capacité est très peu exploitée par les algorithmes de traitement. D'une part il a fallu attendre le lancement de MSG en 2003 pour disposer d'une série étendue de bandes spectrales et d'autre part la relation entre températures de brillance et précipitations reste indirecte. L'exploitation de ces données ne peut se faire que par des procédures purement statistiques qui, du fait de la distribution des fréquences et des intensités de précipitations, nécessitent l'emploi de méthodes non linéaires. Aussi, cette partie commencera par décrire les méthodes neuronales les plus répandues dans ce domaine puis présentera deux algorithmes opérationnels s'appuyant sur les propriétés multispectrales. Le premier, EPSAT-SG, qui est une contribution originale, a été conçu dans le cadre de l'expérience AMMA et a été installé sur plusieurs systèmes opérationnels (ICARE et AGRHYMET). Le second PERSIANN a connu plusieurs versions et fournit en routine des estimations de pluies uniquement basées sur l'infrarouge.

Les estimations micro-ondes font l'objet de la troisième partie. Les méthodes développées pour ce domaine d'observation se différencient de celles traitant les micro-ondes actives, le radar. Alors que, pour le radar, il est possible de modéliser les intensités de précipitations à partir des réflectivités il n'en va pas de même pour les micro-ondes passives où la restitution des paramètres aérologiques de

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

transfert d'énergie s'inscrit dans le cadre des modèles inverses. L'incertitude associée à l'évaluation des précipitation par ces algorithmes est souvent sous-estimée ou ramenée à une formulation excessivement simplifiée alors qu'elle fondamentale pour le bilan d'erreur. Pour fonder cette hypothèse, après une présentation de GProf, qui est l'algorithme actuellement le plus utilisé dans ce domaine, deux analyses d'événements pluvieux sont présentées qui montrent les limites des estimations actuelles et qui suggèrent l'importance d'une régionalisation pour améliorer les performances de ces estimateurs. D'autres algorithmes sont ensuite présentés qui effectuent différemment la synthèse entre les deux démarches, celle du modélisateur et celle du statisticien.

Enfin les chaînes de traitements seront traitées dans la dernière partie. Même en se limitant aux chaînes opérationnelles fournissant des estimations sur une base continue et régulière, il n'est pas toujours facile d'identifier les produits du fait d'une grande fluidité dans les dénominations et dans l'échange de données entre centres de production. De plus les publications qui les référencent sont parfois très allusives et ne suivent pas nécessairement les évolutions rapides des méthodes de traitement, ce qui limite l'intérêt que pourrait présenter un tableau comparatif. Un point à souligner est que, s'agissant de produits opérationnels, une comparaison absolue est difficile dans la mesure où leurs cadres d'exploitation diffèrent profondément par les enjeux, les ressources affectées, les données disponibles et les délais de restitution. Aussi la présentation se limitera à quelques produits représentatifs de ces cadres d'exploitation variés et seront successivement décrits : le GPCP qui est un produit à visée climatologique, le programme GPM de la NASA, TAPEER qui est un programme expérimental visant à évaluer les erreurs d'estimation et enfin TAMSAT, CHIRPS et ARC/REF2 qui sont trois produits orientés vers les applications agronomiques et plus spécifiquement vers la détection des zones de stress hydrique. Le programme GPM présente un intérêt particulier par le caractère novateur des méthodes utilisées et par l'étendue de sa base de distribution qui ne se limite pas à un produit final mais contient également les résultats de niveaux intermédiaire. La description détaillée de sa chaîne de production ne se justifie pas par sa pérennité, au contraire le système de traitement est d'une grande flexibilité et permet des traitements rétrospectifs après des modifications majeures des méthodes de traitement, mais par l'impact des différentes étapes sur la qualité des produits délivrés. Cette description peut également servir de guide d'accès à la base GPM où, suivant les applications, il pourra être opportun d'associer des produits de différents niveaux.

2.5.1 Extraction de caractéristiques dynamiques à partir des géostationnaires

La répétitivité des données provenant des satellites géostationnaires offre l'opportunité, rare en observation spatiale, de constituer des séries temporelles d'images. Les premières applications opérationnelles dans ce domaine ont porté sur la restitution des flux. Le produit AMV (Atmospheric Motion Vectors) dont la première version a été développée à Eumetsat (Schmetz et Nuret, 1987) permet d'obtenir des vitesses de vent à diverses altitudes en isolant des marqueurs nuageux pertinents et en calculant les corrélations entre images. Cette information est importante pour les modèles de prévision numériques du temps qui, hors satellites, ne disposent pas d'un dispositif d'observation en altitude couvrant l'ensemble du globe. Forsythe (2007) discute de l'évolution de ces méthodes de restitution et de leur impact. Malgré leur intérêt propre, ces procédures ne sont pas immédiatement utilisables pour le suivi de la convection profonde qui demande le développement d'algorithmes spécifiques. Les nuages

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

sélectionnés comme traceur par les procédures de restitution de flux doivent présenter un comportement neutre par rapport à ce flux. Or les systèmes pluvio-orageux évoluent suivant leur propre dynamique sans relation immédiate avec le flux environnant, le déplacement apparent de ces systèmes étant lié à la création de cellules actives en front.

En se focalisant sur les procédures d'estimation des pluies, l'extraction de paramètres dynamiques peut fournir plusieurs types d'informations utiles. À une échelle spatiale et temporelle fine, il sera possible d'identifier les zones de développement convectif. À celle, plus large, d'un système l'étude des trajectoires est un élément permettant de caractériser les types de phénomènes convectifs. Enfin pour les procédures opérationnelles d'estimation des pluies, les déplacements déduits de l'imagerie des géostationnaires sont utilisés pour propager dans le temps des champs pluviométriques. Cette partie ne prétend pas à une revue exhaustive des méthodes de traitement des séries temporelles de satellites géostationnaires mais présente des algorithmes originaux qui illustreront les deux premiers thèmes. Le dernier thème, pour sa part, est illustré par une procédure largement répandue, le C-Morph.

Détermination d'un indice de taux d'accroissement

Les systèmes pluvio-orageux présentent une grande hétérogénéité spatiale et les zones de pluies intenses ne comptent que pour une petite partie de la surface couverte par le manteau nuageux. Il est établi que les zones de pluie les plus fortes se trouvent en front de système où les nouvelles cellules convectives se créent sans atteindre instantanément l'altitude de tropopause. Inversement la traîne cirriforme composée de cristaux de glace en haut de la troposphère ne sera pas associée à de fortes précipitations. Une conséquence de cette observation est que la température n'est pas un facteur prédictif suffisant des taux de précipitations lorsque l'échelle d'un système est considérée. Pour améliorer l'estimation il est suggéré de considérer non seulement la température d'une zone mais également son évolution dans le temps. Les cellules convectives seront caractérisées par un taux de refroidissement rapide qui les distinguera des autres parties du système et de son environnement.

Une méthode simple pour évaluer cette évolution est de réaliser une différence de températures de brillance entre deux images successives. Mais confrontée à d'autres données de précipitation la relation statistique s'avère faible, ceci est lié à ce qu'au niveau du pixel les différences observées sont plus dues aux déplacements qu'à l'augmentation de volume des amas nuageux. Aussi l'algorithme ici décrit (Bergès *et al.*, 2009) ne va pas estimer les taux de croissance au niveau du pixel mais à celui de cellules à l'intérieur du système. Cette option implique de segmenter l'ensemble du système.

Les procédures de segmentation reposent sur la relation, localement valide pour la partie atmosphérique, entre température et altitude. L'image produite par l'infrarouge thermique peut alors être assimilée à une altimétrie et, en supposant les colonnes de convection matérialisées par des minima locaux de température, la question de la segmentation se ramène à celle d'une recherche de bassins d'écoulement. Les algorithmes proposés dérivent de la méthode LPE (Ligne de Partage des Eaux) proposée par Beucher et Lantéjuol (1979). L'algorithme recherche des minima locaux ou des zones initiales où des pixels connectés ont des températures inférieures à un seuil. Puis il procède récursivement en affectant à chaque noyau les pixels adjacents qui ont des températures supérieures à celles des pixels du noyau immédiatement connecté et qui n'ont pas été affectés précédemment. Pour l'étude des précipitations il est commode d'introduire un seuil d'arrêt de l'extension des noyaux en

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

n'affectant pas les pixels dont la température est supérieure à celle de tout système précipitant. En zone tropicale, une valeur du seuil de 273 K permettra de discriminer la surface terrestre ou les nuages bas des formations pluvio-orageuses.

Il faut remarquer que l'algorithme LPE considère l'altitude comme une valeur ordinale et non quantitative. Cette caractéristique introduit une sur-segmentation, de faibles différences de température peuvent amener des effets seuils artificiels. Cette limite se rencontre au demeurant dans l'ensemble des procédures basées sur la LPE. En hydrologie de surface, la détection de bassins suppose un filtrage préalable du modèle numérique de terrain afin d'éliminer de faux points d'accumulation. Boer et Ramanathan (1997) ont proposé un moyen pour contourner cette difficulté à travers leur algorithme DAS (*Detect and Spray*) d'un emploi répandu dans le traitement de données de géostationnaire. Ce traitement consiste à réaliser plusieurs LPE successives entre deux seuils comme décrit précédemment. Mais, pour chaque LPE, les minima locaux ne sont pas considérés comme origine d'un agrégat, seules les zones constituées de pixels connectés plus froids que le seuil le sont. En sélectionnant des couples de valeurs assez proches le DAS permet de réduire la sur-segmentation mais au prix de la détermination d'une série de coefficients adaptatifs.

Or une contrainte importante dans une définition d'algorithme à visée opérationnelle est d'éviter l'utilisation de paramètres d'ajustement et de données exogènes autant que possible. En effet, ces paramètres permettent d'adapter un traitement à une situation météorologique et de garantir la cohérence des résultats. Mais en contrepartie ils rendent les résultats plus difficilement reproductibles et questionnent sur le domaine de validité. Une même remarque peut être faite sur les données exogènes dont la qualité mérite une évaluation spécifique. Pour ce motif l'algorithme ici proposé va se baser sur une segmentation par LPE standard mais en modérant les effets induits par la sur-segmentation.

Après avoir identifié dans chacune de deux images successives une série d'amas, l'évaluation de paramètres dynamiques comme une vitesse de déplacement ou un taux de croissance suppose d'établir une relation entre un objet d'une image et un objet de l'image suivante, relation qui sera qualifiée de processus d'héritage. L'existence d'une relation de ce type fait qualifier de Lagrangienne ce type de méthode. Or, contrairement à d'autres domaines du traitement d'image, la difficulté qui se présente provient de ce que les amas nuageux ne sont pas des objets ayant une certaine pérennité dans le temps mais des états instantanés de l'atmosphère. Une autre difficulté provient de ce que dans une image les amas seront rarement tous des groupes connexes de pixels séparés les uns des autres par des pixels non affectés.

La figure 2.5.1.a est une présentation intuitive de la méthode proposée. Ces schémas superposent l'image au temps t avec l'image au temps $t+1$. Les amas de la première image sont en bleu, ceux de la deuxième en rouge et les zones d'intersection en violet. Le schéma A présente la situation la plus simple, où l'amas de la première image présente une surface d'intersection avec un seul amas de la seconde image. En pareil cas l'amas a un héritier unique et le taux d'accroissement est le rapport des surfaces des deux amas, soit en se reportant au numérotage des zones sur la figure 2.5.1.a :

$$(S2+S3) / (S1+S2)$$

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Il est à remarquer que le processus d'héritage par surface d'intersection résultant de la superposition de deux images n'est valide que si les transformations relatives des objets sont faibles en regard de la fréquence temporelle d'échantillonnage. Cette hypothèse est acceptable sur MSG au compte tenu de sa répétitivité de 15 min seuls de très petits amas, d'un diamètre inférieur à 10 km, ne pourront pas être suivis.

La situation du schéma B est un peu plus complexe, l'amas de la première image se scindant en deux amas différents. L'option la plus évidente est alors de désigner les deux amas générés comme les héritiers de l'amas initial et le taux d'accroissement devient :

$$(S2 + S3 + S4 + S5) / (S1 + S2 + S3)$$

Le schéma C est celui du regroupement de deux amas. Pour calculer les taux d'accroissement de chacun de ces amas la surface de l'amas résultant de leur fusion est répartie au *pro rata* des surfaces d'intersection. Le taux d'accroissement de l'amas supérieur est alors :

$$((S3+S4+S5) / (S2+S4)) * (S4 / (S3+S4))$$

et celui de l'amas inférieur :

$$((S3+S4+S5) / (S1+S3)) * (S3 / (S3+S4))$$

Enfin le schéma D est une combinaison des schémas B et C et les taux d'accroissement seront calculés en combinant les deux règles précitées. Dans ce cas le taux d'accroissement de l'amas supérieur est évalué comme :

$$((S3+S5+S7) / (S4+S1+S3)) * (S3 / (S3+S5)) + ((S4+S6+S8) / (S4+S1+S3)) * (S4 / (S4+S6))$$

et celui de l'amas inférieur comme :

$$((S3+S5+S7) / (S2+S5+S6)) * (S5 / (S3+S5)) + ((S4+S6+S8) / (S2+S5+S6)) * (S6 / (S4+S6))$$

Jusqu'ici, la procédure permettant de calculer effectivement une surface n'a pas été évoquée mais rien ne justifie de donner le même poids à tous les pixels. Au contraire, les résultats présentés en 2.4.4 montrant une relation quasi-linéaire entre température de brillance et probabilité de pluie, la pondération des pixels ne sera pas uniforme mais inverse à leur température. Formellement cette observation se traduira en introduisant une mesure non uniforme sur l'espace correspondant à l'image instantanée du satellite. Cette mesure sera ré-échantillonnée sur l'intervalle [0,1] en prenant comme borne inférieure la température du masque, 273 K dans cette application, et comme borne supérieure celle du seuil froid qui est ici fixé à 183 K une température plus froide que la valeur moyenne de tropopause.

Pour présenter formellement la procédure esquissée par le commentaire des schémas précédents il sera considéré :

- S un domaine géographique correspondant à l'image composé de pixels s

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

- A (resp. B) un ensemble d'amas sur S dénotés a ou a' (resp. b) comportant na (resp. nb) éléments
- fA, hA et fB des indicateurs de partitions floues

Un indicateur de partition floue est un ensemble de fonction fa de S dans [0,1] dont la somme en tout point de S donne également une valeur dans l'intervalle [0,1].

Pour tout élément a (resp. b) de la partition A (resp. B) fa sera le produit de sa fonction indicatrice par la mesure sur S dérivée des températures de brillance sur la première (resp. deuxième) image. L'héritier hA de fA sera calculé de la manière suivante :

$$h_a = \sum_{b \in B} \lambda_{ab} f_b$$

$$\lambda_{ab} = S_{ab} / \sum_{a' \in A} S_{a'b}$$

si le dénominateur est nul alors λ_{ab} l'est également

$$S_{ab} = \int_{x \in X} f_a(x) f_b(x) dx$$

Ramené aux schémas de la figure 2.5.1.a S_{ab} n'est autre que la surface d'intersection entre les amas a et b. Il est facile de constater que hA est également un indicateur de partition floue. Le taux d'accroissement s'en déduit immédiatement, pour chaque amas a il est évalué par :

$$\int_{x \in X} h_a(x) dx / \int_{x \in X} f_a(x) dx$$

La mise en œuvre de cet algorithme est immédiate et se ramène à des calculs matriciels. Ils reposent sur une matrice de transition comportant na lignes et nb colonnes. Cette matrice se constitue en calculant tout d'abord les superficies pondérées d'intersection entre éléments de la première et de la deuxième image, puis en normalisant à un toutes les lignes dont la somme n'est pas nulle. Les superficies des éléments de la partition floue hA sont ensuite déterminés par produit matriciel de cette matrice de transition avec le vecteur des superficies des éléments de fB. Limiter la taille de la matrice de transition permet de faciliter les calculs et pour ce faire les images sont préalablement lissées par un filtre médian 3x3. Dans le même but, les amas constitués de moins de cinq pixels ne sont pas pris en compte.

Le calcul de cet indice est effectué sur l'image MSG du 20 juillet 2018 (fig. 2.5.1.b). En Afrique de l'Ouest, la situation météorologique à cette date est caractérisée par un série de systèmes pluvio-orageux se déplaçant d'Est en Ouest. Ce jour-là, la température de tropopause, telle qu'indiquée par les réanalyses NOAA/NCEP, est comprise entre 195 K et 200 K sur cette région et les pixels plus froids sont figurés en jaune. Sur l'Ouest du Burkina et du Mali, figure une système de grande extension Nord-Sud, de l'ordre de 1000 km, représentatif des lignes de grains sahéliennes. Il dépasse en plusieurs endroits l'altitude de tropopause et a produit des précipitations importantes mesurées à Ségou et Nioro du Sahel. L'image de 16:45 TU est très proche de l'image précédente et le déplacement des amas est faible en regard de leur taille. Ce facteur valide l'hypothèse d'un processus d'héritage basé sur les surfaces de recouvrement. Le résultat du calcul est figuré en 2.5.1.c (haut) où les taux d'accroissement positifs apparaissent en saturation de rouge et les taux négatifs en saturation de bleu. Comparée à l'image de température, l'image d'indice de croissance met en évidence les zones en accroissement sur le front de système alors que celle en décroissance se situe en queue alors que ces deux types de zone

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

présentent des températures moyennes similaires. L'information fournie par les taux d'accroissement n'est ici en rien redondante à l'information produite par la seule température de brillance d'une scène. Les zones les plus froides sont associées à des taux d'accroissement supérieurs à un, mais des amas plus chauds correspondant vraisemblablement à des cellules de convection en développement présentent également des taux élevés. Sur la même figure la différence de température entre les deux images successives a été représentée (bas). Les refroidissements les plus importants se trouvent en limite de système et correspondent principalement à un phénomène de déplacement des amas, la différence de température observée s'expliquant par l'écart entre le sol et le couvert nuageux épais du front de système. Par contre certaines parties du système convectifs vraisemblablement actives présentent des refroidissements beaucoup plus faibles que ces zones limites. Ainsi par 15N/5W un amas dont le sommet dépasse la tropopause se différencie nettement par son taux d'accroissement mais pas en termes de refroidissement au niveau des pixels le constituant. Utiliser les différences de températures pour une procédure d'estimation des pluies supposerait d'être en mesure de distinguer l'effet de déplacement de celui de l'accroissement. Mais pour ces systèmes convectifs la connaissance du flux à méso-échelle ne permettrait pas de faire cette différenciation dans la mesure où le déplacement apparent ne dépend que de leur dynamique propre, l'absence de modèle physique effectivement calculable à cette échelle restreignant le domaine d'application des filtres de Kalman. Le zoom en figure 2.5.1.d permet de comparer les trois images sur cette zone où l'apport de l'indice de croissance par rapport à une simple différence de température apparaît clairement, les différences les plus fortes se situant en dehors de ce qui peut être interprété par l'infrarouge thermique comme des noyaux de précipitation. L'indice ici proposé corrige au moins partiellement ce biais mais au prix d'une plus grande complexité algorithmique. Cette démarche est très représentative de l'évolution des algorithmes dans le domaine de la mesure des précipitations et induit une spécialisation croissante dans les chaînes de production. Il serait possible d'améliorer l'indicateur de différence de température entre deux images en intégrant les mouvements des amas nuageux mais cette modification se supposerait l'intégration d'un algorithme qui ne serait en rien élémentaire.

Algorithme de suivi des trajectoires des systèmes convectifs à méso-échelle

La question des restitutions de trajectoires de systèmes convectifs diffère celle de l'estimation des taux d'accroissement à la fois par l'échelle et la finalité. Les taux d'accroissements se calculent sur des segments et sur deux images successives alors que les trajectoires portent idéalement sur l'ensemble du système et sur toute sa durée de vie. Les taux d'accroissement sont un paramètre permettant de repérer les zones de précipitation les plus intenses à l'intérieur d'un amas nuageux alors que les trajectoires visent à caractériser un système. La visée de ces restitutions est principalement climatologique, établissement d'une typologie des systèmes précipitant et de leur répartition dans l'espace et le temps. Elles pourraient également contribuer à moduler les méthodes d'estimation des précipitations en fonction du type de phénomène. Dans le domaine de la restitution des trajectoires une difficulté est le caractère très subjectif de la notion de système. Dans un orage, les cellules de convection présentent bien sûr un certain degré d'organisation et les prévisionnistes identifient facilement ces conglomerats à partir des données satellitaires. Suivant les situations, ils seront référés comme cyclones tropicaux, lignes de grains, dépressions polaires ou tempêtes. Mais il n'existe pas réellement de base objective permettant définir cette agglomération de cellules et les méthodes de suivi reposeront inévitablement sur des critères morphologiques.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Malgré l'intérêt que présente ce type d'information il existe peu de climatologie des systèmes convectifs de grande ou moyenne extension. Ceci est causé par la difficulté à effectuer les calculs sur de longues périodes. Une des seules bases globales disponibles est celle de Huang *et al.* (2018) qui ont réalisé un suivi à l'échelle planétaire couvrant la période 1985 à 2008. Les données ont été extraites de la base de données ISCCP (*International Satellite Cloud Climatology Project*) B3. Cette base est un le résultat d'un effort d'homogénéisation des mesures de température par l'ensemble des satellites météorologiques et elle fournit une couverture tri-horaire du globe à une résolution du tiers de degré. Cette résolution facilite les calculs mais est très en deça de celle des performances des systèmes d'observations, même considérées au début de la période considérée. Du fait de cette résolution, l'algorithme repose sur une méthode de filtre de Kalman qui substitue à une modélisation physique de l'évolution du phénomène les déplacements observés au cours de l'étape précédente. Un des points forts de cette méthode, qui assimile les amas à leur centre, est qu'il est rapide et facile à paralléliser puisqu'elle ne fait intervenir que deux images consécutives. Cette facilité d'implémentation a permis l'élaboration effective d'une climatologie. Dans le domaine plus limité de la couverture Météosat, Morel et Senesi (2002) ont développé une méthode de suivi dans un objectif de prévision immédiate qui a été intégrée dans les produits opérationnels Eumetsat. Cette méthode se fonde sur les surfaces de recouvrement entre deux images successives et calcule les déplacements moyens des systèmes pour prendre en compte les amas de petite dimension. En utilisant cet algorithme, Tomasini *et al.* (2006) ont réalisé une climatologie sur l'Afrique de l'Ouest et ont établi une classification des systèmes convectifs sur la base de leur durée et de leur vitesse de propagation. Ces auteurs indiquent que leurs résultats sont, dans l'ensemble, cohérents avec ceux obtenus par d'autres méthodes de suivi mais qu'une inter-comparaison plus précise entre les méthodes s'avère impossible du fait de l'absence de consensus sur la nature des objets suivis.

La procédure qui est proposée dans ce texte (Bergès *et al.*, 2015) vise à un suivi automatique des systèmes convectifs à partir du flot complet Météosat. Cet objectif diffère de celui de Fiolleau et Roca (2013) qui cherchent à analyser les systèmes convectifs en les segmentant et en associant à la partie convective la partie stratiforme générée par le tourbillon induit. Une telle approche peut être fonctionnelle lorsqu'un système convectif se développe par ciel clair comme les lignes de grain en Afrique de l'Ouest ou les perturbations tropicales sur l'Océan Indien mais génère un grand nombre d'éléments et surtout fait implicitement référence à une représentation idéale des événements pluvio-orageux qui ne s'observe pas systématiquement. Or s'agissant de convection profonde et tant que la mesure repose uniquement sur l'infrarouge, le seul seuil qui ne présente aucune ambiguïté est la température de tropopause qui correspond à l'altitude maximale pouvant être atteinte par des mécanismes purement hydrostatiques. Les Systèmes Hyper Froids (SHF) dont le sommet dépasse la tropopause représentent seulement une partie des systèmes convectifs. Funatsu *et al.* (2018) en se basant sur des données micro-ondes étudient la place des SHF dans les phénomènes convectifs sur la Méditerranée. Sur la période 2005-2008 leur proportion parmi les systèmes convectifs est de 15% mais cette proportion se module suivant l'espace et les saisons, ce rapport présentant un maximum en été et au sud de la zone d'étude. A une échelle plus fine les phénomènes orographiques jouent un rôle déterminant avec des maxima observés sur les reliefs, ce qui avait déjà été observé à partir de l'imagerie MSG. L'intérêt des SHF ne réside pas dans l'estimation directe des pluies générées par les systèmes convectifs dont ils ne constituent qu'une classe mais dans le suivi des phénomènes mobilisant le plus d'énergie et donc susceptibles d'être associés à de fortes intensités de précipitation. Par ailleurs ils jouent un rôle clé dans le cycle énergétique global à l'interface entre troposphère et stratosphère.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Définir les objets suivis par une caractéristique physique offre l'avantage d'une procédure d'identification simple basée sur un seuil en température extrait des champs de réanalyse des modèles atmosphériques. Il n'est pas soutenu ici que la température de tropopause soit déterminée sans incertitude par ces données de réanalyse. Au contraire la figure 2.4.4.d montre de forts gradients aux latitudes 30 N et 30 S qui sont source de probables erreurs d'estimation. Mais faute d'une source de donnée de référence globalement valide, cette procédure repose dans version actuelle sur les données NCEP/NCAR.

Une solution immédiate serait de considérer comme SHF les composantes connexes 2D générées par la binarisation suivant la température de tropopause image par image. Le suivi sera ensuite réalisé par une procédure d'héritage basée sur ces éléments. La répétitivité de 15 mn ou 30 mn garantit une déformation mineure entre deux images (fig. 2.5.1.b) et un héritage basé sur les surfaces de recouvrement peut donc être envisagé. Mais une telle procédure pose le problème de la gestion des scissions et des fusions d'amas qui amènerait l'introduction de seuils spécifiques sur les surfaces d'intersection. C'est pour cela que les objets considérés sont les composantes connexes 3D et non 2D, la troisième dimension étant constitué par le temps, cette formalisation peut être considérée comme une extension à une deuxième dimension d'espace des diagrammes de Hovmöller (1949). La définition d'une procédure d'héritage n'est plus nécessaire puisque le temps est rendu homogène aux deux dimensions d'espace. Cette simplification conceptuelle crée toutefois une réelle difficulté algorithmique. En effet les algorithmes de labellisation habituels reposent sur des procédures récursives qui supposent que l'ensemble des données réside en mémoire. Aussi un algorithme spécifique a été développé qui procède en deux passes et ne garde en mémoire que l'image traitée, l'image précédente et une table de transcodage des labels. Au cours de la première passe les images sont labellisées une par une. Si la comparaison avec l'image précédente montre une scission alors une même étiquette est affectée aux amas de l'image actuelle qui sont issus d'un même amas sur l'image précédente. Dans l'autre cas qui est celui d'une fusion, la table de transcodage est mise à jour de manière à mémoriser que deux labels différents correspondent au même amas. La deuxième passe de l'algorithme reprend ensuite les images une par une pour appliquer la table de transcodage. La figure 2.5.1.e illustre le fonctionnement de cette procédure sur une partie du domaine où le suivi est réalisé. Sur chaque image les pixels plus froids que la tropopause sont figurés en couleur. L'attribution des couleurs aux SHF est aléatoire est vise uniquement à les différencier. La connexité 3D permet de réunir des composantes connexes qui dans une vision instantanée peuvent se trouver séparés. Les seuls amas distincts du système principal sont de petit amas de courte durée. Du fait de leur taille, ne pas les intégrer influe vraisemblablement peu les statistiques globales.

L'application de cette procédure sur des séries d'images MSG a montré que les résultats sont non seulement calculables dans des délais réalistes, mais également qu'ils ne présentent pas d'artefact majeurs. L'ensemble des SHF d'une durée supérieure à six heures pour la deuxième quinzaine d'août 2018 est tracé en figure 2.5.1.f. Ce calcul qui a porté sur 1700 images en pleine résolution s'est effectué en moins d'une heure. Couleurs et représentation des trajectoires ont été choisies aléatoirement pour les différencier, chaque point étant le barycentre de l'amas à un instant donné. La concentration de trajectoire orientées Est-Ouest sur la zone Soudano-Sahélienne est représentatif de la typologie des précipitations en cette période de l'année. En d'autre zones des trajectoires isolées témoignent d'événements climatiques plus atypiques comme un orage en Méditerranée occidentale. Il peut être

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

remarqué que les points constitutifs des trajectoires montrent une continuité dans les vitesses de déplacement des amas. La figure 2.5.1.g est un zoom sur l’Afrique de l’Est pour le mois de février 2014. Toutes les SHF de plus de six heures ont été tracées avec leur date d’initiation. Les trajectoires associées sont plus courtes et moins régulières dans leur orientation que celle repérées précédemment sur l’Afrique de l’Ouest. Dans cet espace la modulation de la convection par le relief est forte et l’origine de beaucoup de SHF se situe sur des dénivelés significatifs. Cette information est de nature à compléter les conclusions de Camberlin *et al.* (2017) qui ont étudié le cycle diurne et la propagation des systèmes précipitants dans cette région. Si dans l’ensemble, origine et direction des trajectoires sont en accord avec les conclusions de cet article, des différences notables apparaissent. Elles sont tout d’abord liées à des questions de méthode. Un système convectif n’atteint la tropopause qu’un certain temps après son initiation et, auparavant, il a pu produire des précipitations significatives. Il est également possible qu’un système, formé sur une surface océanique, se réactive par renforcement orographique et, en pareil cas, le système de suivi initie un nouveau système. Mais la différence principale réside dans la durée d’accumulation, un mois pour la restitution des trajectoires sur l’Afrique de l’Est et dix sept ans pour l’étude précitée. Le point important est que les performances de l’algorithme permettent d’envisager des traitements sur les longues séries et donc de constituer des climatologies.

Cet algorithme basé sur la labellisation-3D pourrait être appliqué avec un seuil fixe plus chaud que la tropopause. En 2.5.1.h sont figurées les trajectoires de plus de six heures obtenues avec un seuil fixe de 233 K. Ce seuil a été couramment utilisé par une première génération d’algorithme d’estimation des précipitations et est encore utilisé par des algorithmes de calcul de trajectoire dont celui de Huang *et al.* (2018). Les objets obtenus sont bien sur plus nombreux mais d’une interprétation aussi beaucoup plus complexe. Ils rendent compte de différents type de phénomènes liés à la nébulosité mais qui ne sont pas nécessairement pluviogènes. Ainsi, les trajectoires quasi-linéaires et homogènes de la partie sud du graphique évoquent le déplacement de formations nuageuses intégrées dans un flux à une échelle synoptique plus que la dynamique propre des systèmes convectifs à méso-échelle.

Ce produit de suivi est susceptible de fournir un apport en climatologie des précipitations. Ne nécessitant aucun paramètre d’ajustement, ses seules données d’entrée sont la température de brillance en infra-rouge thermique telle que mesurée par les géostationnaires et la température de tropopause. Ces spécifications permettent de produire une couverture significative du globe à partir de 1981. Les évolutions du dispositif d’observation satellitaire depuis cette date n’ont qu’un effet marginal sur le produit qui est plus robuste vis à vis de la précision radiométrique que ceux issus d’algorithmes multispectraux et qui par ailleurs supporte la répétitivité d’une demi-heure qui était celle de la première génération de géostationnaires. Disposer d’une méthode d’extraction stable dans l’espace et dans le temps permet d’établir une typologie des SHF et d’étudier leur évolution sur un passé proche.

C-Morph

La procédure C-Morph, développée par Joyce *et al.* (2004), peut être décrite comme une méthode d’interpolation temporelle des données micro-ondes qui exploite la répétitivité de l’infrarouge thermique. Du fait de sa simplicité et de sa facilité d’implémentation elle est très largement adoptée et elle est actuellement intégrée dans la chaîne opérationnelle du GPM.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

La première étape de cette procédure commence par identifier les zones recouvertes de nuages, opération qui, dans la première version de C-Morph, consistait en un simple seuil thermique. Ce masque déterminé, les vecteurs de déplacements sont déterminés entre une image et l'image successive. Ces vecteurs sont calculés aux nœuds d'une grille régulière pour lesquels un voisinage de taille fixe est défini et le déplacement correspondant au maximum de corrélation d'image recherché. Pour ce faire les implémentations C-Morph utilisent une grille de 2.5° et une taille de voisinage de 5° . Les déplacements calculés correspondent à des observations de sommets de nuage et les observations de radar sol ont montré que les noyaux de précipitations se déplaçaient plus lentement. Aussi des coefficients de correction multiplicatifs, déterminés empiriquement, sont appliqués aux champs de déplacement. Cette opération réalisée, un champ de déplacement inverse est calculé avec l'image précédente en mettant en œuvre la même méthode de calcul.

Dans une deuxième étape les vecteurs de déplacements servent à l'interpolation temporelle d'estimations d'intensité de précipitations provenant de satellites défilants à micro-ondes passives dont la répétitivité est irrégulière. Chaque estimation micro-ondes est propagée jusqu'à l'estimation micro-ondes suivante et cette dernière estimation est elle-même propagée en utilisant le champ de déplacement inverse. La dernière opération consiste à fusionner ces deux estimations, directe et inverse, par une combinaison linéaire au *pro rata* des écarts temporels.

Cette méthode, facile à implémenter, est d'autant plus efficace que l'intervalle entre les estimations micro-ondes est court et la qualité du produit résultant dépend de celle de ces estimations. Il est significatif qu'un modèle aussi simple ait été maintenu alors que l'analyse d'image permettrait de déduire des flux atmosphériques d'autres paramètres, en particulier les zones de divergence ou convergence. Mais, d'une part, une telle information ne pourrait être pleinement exploitée que par des modèles de simulation des systèmes convectifs et, d'autre part, l'incertitude dans les estimations micro-ondes ne justifierait pas d'une complexité accrue dans la détermination des vecteurs de mouvement.

2.5.2 Exploitation des propriétés multispectrales des géostationnaires

Les procédures opérationnelles d'estimation des précipitations dans le domaine multispectral infrarouge diffèrent profondément de celles mises en œuvre pour les micro-ondes passives. Alors que la restitution des intensités de précipitations à partir des micro-ondes est présentée comme un modèle inverse, cette même estimation basée sur l'information infrarouge est ramenée à une démarche statistique. Par sa couverture et sa répétitivité, l'infrarouge est capable de fournir une vision précise sur le développement des systèmes convectifs toutefois l'état actuel des modèles de simulation d'atmosphère à échelle fine ne permet pas d'envisager un couplage effectif avec l'imagerie infrarouge multispectrale. Cet état de fait explique sans doute les fondements purement stochastiques des algorithmes exploitant l'infrarouge thermique. L'outil le plus répandu de ces procédures est le réseau de neurones artificiel qui trouve ici un domaine d'application privilégié comme méthode statistique non-paramétrique. Tapiador *et al.* (2004) ont traité de leur utilisation pour les estimations de précipitation et leur positionnement par rapport aux modèles physiques. Ils soulignent la complémentarité de ces deux types de modèles et indiquent qu'une procédure neuronale peut être utilisée même si une solution explicite existe pour des motifs de calculabilité. Un exemple de cette complémentarité est fourni par

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Key et Schweiger (1998) qui ont développé deux versions de leur modèle de transfert radiatif, Streamer et Fluxnet, le premier utilisant un modèle physique et le second une approximation neuronale.

Théorie et pratique des réseaux de neurones

Les réseaux de neurones artificiels sont issus de recherches menées dans les années 50 sur la modélisation des processus cognitifs d'où ils tirent leur terminologie. Malgré un impact peut-être limité de cette modélisation en neurobiologie, ils ont ouvert la voie à une série de méthodes d'analyse des données. En effet, la problématique neurologique de reconnaissance et d'apprentissage à partir d'une base de connaissance rejoint celle des procédures d'estimation statistique. Formellement un réseau de neurones est un automate composé de nœuds reliés par des connexions d'entrée et de sortie. Un nœud est activé lorsque tous les nœuds du réseau auquel il est relié par des connexions entrantes ont été eux-mêmes activés. Il compose alors un signal qui est transmis sur toutes ces connexions sortantes. Dans les réseaux de neurones couramment utilisés en statistique tous les nœuds composent le signal sortant par la même expression analytique et chaque connexion, ou synapse, est associée à un coefficient multiplicatif. La détermination de ce jeu de coefficients constitue alors la procédure d'approximation statistique. Ces méthodes, initialement élaborées dans une communauté de biologistes et de spécialistes des algorithmes, utilisent une terminologie spécifique différant de celle des statisticiens. Ce point a été développé par Warren (1994) qui discute des propriétés de validation statistique implicites aux méthodes neuronales.

Parmi les méthodes neuronales celles désignées comme perceptrons multicouches, ou *feed forward neural network*, jouent un rôle particulier. Ils sont très largement utilisés parce qu'ils constituent une extension non-linéaire de la régression multiple (Bergès, 2003). En termes de topologie ces modèles constituent la forme la plus élémentaire de réseaux neuronaux puisqu'ils ne comprennent aucune boucle. Un exemple simple de ce type de réseau est montré en figure 2.5.2.a où la couche d'entrée est constituée de trois neurones, une seule couche cachée est présente et la couche de sortie ne comporte qu'un seul neurone. Il correspond à la situation de l'estimation d'une variable par trois variables prédictives. Les nœuds de la couche cachée sont activés par une fonction analytique comme la fonction sigmoïde qui est couramment utilisée :

$$1 / (1 + e^{-x})$$

où x est la somme des valeurs générées par les nœuds entrants pondérés par les coefficients multiplicatifs associés aux synapses

D'autres fonctions, tangente hyperbolique ou gaussienne, peuvent constituer une fonction d'activation, le point important étant que ces fonctions soient monotones, dérivables et non linéaires. Le théorème fondamental de Funahashi (1988) établit que, sous de telles conditions, toute fonction continue peut être approximée par un tel réseau de neurones à une seule couche cachée pourvu que celle-ci ait suffisamment de nœuds. Dans ce contexte, la terminologie de couche cachée ne signifie pas que leur valeur ne puisse être connue mais qu'ils constituent des intermédiaires de calcul. Calculer la valeur de sortie X en fonction des valeurs d'entrée A , B et C est donc un processus rapide pourvu que les coefficients associés aux synapses aient été préalablement déterminés.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

L'estimation de ce jeu de coefficient s'appuie sur une base d'apprentissage où chaque enregistrement correspond à une situation pour laquelle la valeur du paramètre à estimer est connu et peut être mis en relation avec les données d'entrée du modèle statistique. La taille de cette base est clairement une limitation dans la mise en œuvre des réseaux de neurones. Alors que pour une régression linéaire multiple avec n variables prédictives le nombre de coefficients à estimer est n , il devient $(n+1)m$ pour un perceptron à une couche cachée de m neurones. Modifier la taille de la couche cachée est un moyen d'adapter le modèle statistique aux données disponibles. Un algorithme couramment utilisé pour déterminer ces coefficients est celui de la rétro-propagation du gradient (Rumelhart *et al.*, 1986). Cet algorithme procède en traitant successivement tous les éléments de la base d'apprentissage. Les coefficients du réseau sont initialisés par une valeur uniforme ou aléatoire. Puis pour chaque élément la valeur du paramètre est estimée par propagation directe. Une erreur d'estimation est calculée en comparant cette valeur avec celle effectivement mesurée. Enfin les coefficients sont légèrement modifiés en fonction de cette erreur. Cette méthode de résolution diffère profondément de celles utilisées pour les modèles linéaires où il existe une solution explicite qui peut être calculée directement. Outre le fait que les calculs sont beaucoup plus lourds, il ne s'agit que d'une heuristique qui peut ne trouver qu'un optimum local de la fonction d'erreur.

Un autre type de réseau de neurones utilisés dans le domaine des précipitations est la carte auto-organisatrice de Kohonen (1982). Cette méthode diffère des perceptrons multi-couches parce que l'enjeu n'est pas d'approximer un paramètre en fonction d'une série de mesures mais de produire une représentation topologique rendant compte le mieux possible de la dispersion de la base de données d'entrée. Elle peut être présentée comme une extension non linéaire de l'analyse en composante principale. Dans une carte de Kohonen, les nœuds sont des vecteurs de même dimension que les observations et une métrique sera associée à cet espace. En télédétection cette dimension sera souvent le nombre de bandes spectrales mais d'autres variables élémentaires pourront être ajoutées comme une variance locale où des paramètres exogènes. Bien évidemment cet espace est différent de l'espace géographique est les proximités sont à interpréter dans l'espace vectoriel des paramètres d'entrée. Initialement les nœuds sont organisés en une grille régulière sur deux dimensions qui sera progressivement déformée pour s'adapter à la dispersion des observations. Ces déformations respecteront la topologie initiale au sens où l'ordre des proximités sur chaque dimension de la grille sera maintenu. Ainsi le nombre de coefficients à estimer sera le produit de la dimension de l'espace par le nombre de nœuds de la grille. Il est courant d'initialiser la grille en répartissant les nœuds dans le plan défini par les deux premières composantes principales. Puis les éléments de la base d'apprentissage sont présentés un à un. À chaque présentation le nœud de grille le plus proche est recherché, la différence entre le vecteur d'observation et ce nœud de grille est calculée puis une correction basée sur cette différence est appliquée au voisinage de ce même nœud. L'amplitude de cette correction dépend des relations de voisinage dans le réseau, elle sera plus importante pour des voisins immédiats que pour des nœuds plus éloignés, et du nombre d'itérations effectuées de manière à s'atténuer avec l'avancement du processus.

Cette phase réalisée, un processus de classification a été établi où chaque vecteur d'observations peut être affecté au nœud de la grille le plus proche. Dans un contexte de généralisation, ce classificateur peut aussi s'appliquer à des observations ne figurant pas dans la base d'apprentissage. Bien évidemment la validité de cette opération dépendra de la représentativité de la base d'apprentissage. Mais le point à souligner est que, comme pour le perceptron, les calculs associés à la généralisation

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

sont beaucoup plus rapides que ceux requis par l'apprentissage. Les cartes de Kohonen pourraient être utilisées avec un nombre plus élevé de dimensions mais dans leur mise en œuvre il est commun de se limiter en 2D. Le cas bidimensionnel facilite la visualisation et l'analyse des résultats et de plus évite d'augmenter démesurément le nombre de coefficients à estimer. L'algorithme d'approximation est proche de ceux des classifications à centre variables comme les nuées dynamiques (Diday, 1971) mais l'information produite par la méthode neuronale est plus riche dans la mesure où elle maintient une topologie sur les classes. Un exemple de réseaux obtenus après optimisation est fourni en figure 2.5.2.b où les nœuds du réseau sont représentés dans le plan formé par les deux premiers paramètres d'entrée. Dans la mesure où la carte de Kohonen agit comme un filtre qui ramène les observations initiales aux nœuds du réseau augmenter la taille du réseau permet d'améliorer la restitution de la variabilité des observations initiales. Mais en contrepartie l'effectif des classes générées en associant une observation au nœud le plus proche diminue ce qui augmente la variance d'estimation des paramètres calculés sur ces classes. Fixer la taille du réseau est donc un compromis entre robustesse et précision.

Dans la suite deux méthodes d'estimation des pluies exploitant les caractéristiques multispectrales sont présentées comme exemples d'application des réseaux de neurones artificiels. La première, EPSAT-SG, utilise un perceptron multi-couches et la seconde, PERSIANN, une carte de Kohonen. Ces deux méthodes ont été développées indépendamment, PERSIANN est antérieur à EPSAT-SG et l'auteur ignorait PERSIANN lors de la conception d'EPSAT-SG. Pourtant elles comportent de nombreuses similarités dans leur implémentation.

EPSAT-SG

La méthode EPSAT-SG, Estimation des Pluies par SATellite de Seconde Génération a été développée dans le cadre de l'expérience AMMA sur la mousson en Afrique de l'Ouest (Bergès *et al.*, 2010). Cette expérience s'organisait autour d'une période d'observation intensive, 2005-2007, mais comportait également un volet de renforcement des capacités locales et plus particulièrement de celles des centres régionaux, AGRHYMET et ACMAD (figure 2.5.2.c). En termes de mesure des précipitations, la zone AMMA se caractérise par un réseau d'information sol hétérogène, un fort gradient nord-sud et une prédominance de systèmes convectifs à méso-échelle et ces spécificités questionnait sur l'adéquation des produits globaux à cette région. Dans ce contexte, EPSAT-SG a été conçu comme un premier essai d'exploitation des capacités multispectrales de la nouvelle série de satellites MSG dans le domaine de l'estimation des pluies. Cette méthode a été évaluée au cours d'un exercice d'inter-comparaison (Jobard *et al.*, 2010) sur des cumuls décennaires mesurés en Afrique de l'Ouest pour la période 2004-2006. L'évaluation, qui portait sur dix produits, a montré en premier lieu une nette supériorité des produits intégrant les données sol sur ceux reposant uniquement sur l'information satellitaire (C-Morph, 3B42-RT, PERSIANN). Par ailleurs, parmi la première classe de produits ceux développés sur un domaine régional (EPSAT-SG, RFE2 et TAMSat) présentaient de meilleures performances que les produits globaux alors disponibles (3B42, GPCP-1DD, GSDMap-MVK et GPI). Enfin le produit EPSAT-SG surclasse les autres produits régionaux pour la plupart des critères à l'exception du biais où le RFE2 est meilleur. Cette supériorité des produits à visée régionale a été constatée dans le cas de l'Afrique de l'Ouest sans être réellement analysée. Après une présentation de l'algorithme sur lequel repose EPSAT-SG, une analyse de ses biais d'estimations sera présentée afin d'apporter quelques éléments d'explication à ce comportement.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

La procédure EPSAT-SG se décompose en deux algorithmes successifs. Tout d'abord une estimation de probabilité de pluie est effectuée à partir des données infrarouges MSG puis la probabilité de précipitations est convertie en intensité de pluie en intégrant un produit d'échelle plus grossière.

Pour estimer les probabilités de pluie une base de données a été constituée en combinant les données du radar de précipitation TRMM/PR et celles du radiomètre infrarouge MSG/SEVIRI. Cette base contenait douze mois de données limitées à une fenêtre centrale 40S-40N/40E-40W pour éviter les effets de parallaxe et était composée de 20 millions d'observations élémentaires. Cette base permet de calculer une relation statistique par laquelle un ensemble de variables explicatives extraites des canaux du géostationnaires restituent une probabilité de pluie. Dans une première version les variables explicatives étaient constituées par les canaux 6.7 μm à 13.4 μm et, dans une deuxième version, des indicateurs de variance locale et de modification de température entre une image et la précédente ainsi que l'altitude ont été rajoutés à l'ensemble des variables explicatives. Entre ces deux versions les résultats se sont révélés très similaires et la première partie de l'algorithme est fondamentalement une procédure multispectrale. Les intensités de précipitation fournies par le radar ont été exploitées uniquement comme un indicateur de présence ou d'absence de pluie et cette base a servi d'entraînement à un perceptron multi-couche. Compte tenu de la taille de la base d'apprentissage la topologie du réseau neuronal est simple à déterminer. Il comprend une seule couche cachée dont le nombre de nœuds est le double de celui de la couche d'entrée. Il eût été possible de mettre en œuvre une procédure très voisine pour calculer directement les intensités de précipitations mais, comme il a été montré en 2.4.4, la relation avec les températures de brillance s'approche d'une loi de puissance et une telle méthode amènerait des erreurs importantes pour les fortes intensités. Afin d'évaluer la validité de la procédure de généralisation la base d'apprentissage a été scindée en quatre périodes et, pour chaque période, un apprentissage neuronal a été effectué suivi d'un calcul de l'erreur d'estimation de ce modèle sur les quatre périodes. Les résultats ont montré la consistance de l'estimation neuronale, les erreurs d'estimation dépendant beaucoup plus de la période sur laquelle elles sont calculées que de la période sélectionnée pour l'apprentissage. Cette constatation est importante pour l'implémentation opérationnelle de la méthode. Plus encore que l'apprentissage neuronal, la constitution de la base de coïncidences entre MSG/SEVIRI et TRMM/PR est une opération lourde. Pouvoir l'effectuer une seule fois lors de l'élaboration de la méthode et réutiliser les coefficients estimés lors de cette phase permet d'envisager des procédures d'exploitation simples et rapides.

La deuxième phase de la méthode consiste à déterminer le champ d'intensité de précipitations conditionnelle à partir d'un produit global. Sur une fenêtre glissante spatio-temporelle de taille fixe la probabilité moyenne de précipitation telle que fournie par l'estimateur neuronal est calculée ainsi que, sur cette même fenêtre, l'intensité moyenne de précipitation extraite du produit global. L'intensité de précipitation conditionnelle est le rapport de ces deux quantités. Dans l'implémentation EPSAT-SG la taille de la fenêtre est d'un mois par 2.5 degrés carrés ce qui correspond à un optimum indiqué par Arkin lors de la conception du GPI (*GOES Precipitation Index*). Les intensités de pluie ont été extraites du produit GPCP-1DD (*Global Precipitation Climatology Program 1-Degree x 1-Day*) qui avait été choisi en 2006 pour des raisons de disponibilité immédiate et de stabilité. Pour une implémentation orientée vers le temps-réel il serait possible de considérer une fenêtre où le temps d'estimation ne serait pas centré dans la fenêtre. L'intensité de précipitation se déduit en suite immédiatement en effectuant le produit de l'intensité conditionnelle par la probabilité de pluie. Un point qui mérite d'être souligné est que les estimations sur les surfaces continentales produites par cette méthode reposent principalement

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

sur les données de géostationnaires d'une part et sur les réseaux de postes pluviométriques d'autre part. En effet, en accumulation mensuelle le produit GPCP à 2.5 ° est ajusté pour coïncider avec le produit GPCC, constitué uniquement par les observations sol de postes pluviométriques, partout où il est disponible et cette résolution spatio-temporelle est identique à la taille de la fenêtre utilisée pour convertir les probabilités de précipitation en intensités de pluie.

La mise en œuvre du perceptron multi-couches pour cette méthode a nécessité quelques ajustements mineurs. En effet la solution neuronale est une fonction continue et dérivable qui, par construction, n'atteint pas la valeur nulle mais fournit alors des valeurs très faibles de probabilités de précipitation. Si à l'échelle d'un événement ce biais est mineur, il n'en va pas de même pour les cumuls de longue durée. Pour contourner cet artefact un seuillage préalable a été effectué à partir du canal 10.8 μm , tous les pixels présentant des températures de brillance supérieures à 273 K ont été classés comme non-pluvieux. Ce filtre préalable accélère également les calculs tant pour la phase d'apprentissage que de généralisation. Une autre adaptation est le brouillage des données introduit afin d'accélérer la convergence. L'ordre d'exploration de la base d'apprentissage est aléatoire et non séquentiel. Cela évite de considérer successivement des pixels très corrélés du fait de la cohérence spatiale des images.

Afin d'illustrer l'apport des capacités multispectrales de l'infrarouge thermique les estimations de durée de précipitations ont été calculées sur une fenêtre centrée sur l'Afrique de l'Ouest par trois méthodes différentes. Ces calculs ont été effectués à partir de la base de données utilisée en 2.4.4 qui intègre douze mois de données MSG/SEVIRI sur les surfaces continentales. Ces douze mois sont répartis sur la période 2017-2019. La référence de présence de précipitations est fournie par les estimations Gprof du capteur GPM/GMI. Pour compenser les biais de l'algorithme Gprof, les intensités de pluie comprises inférieures à 0.5 mm/h ont été considérées comme indéterminées. En figure 2.5.2.d ont été cartographiées les durées de pluies calculée le 1^{er} aout 2017 par adaptation d'histogramme (image du haut), par réseau neuronal utilisant tous les canaux infrarouges thermiques de MSG (image du centre) et par le produit de précipitation Imerg (image du bas). L'adaptation d'histogramme utilise la même base de données que le réseau de neurone, combinant MSG et les estimations micro-ondes, mais ne prend en compte que le canal 10.8 μm . Imerg est un récent produit global de précipitation réalisant une synthèse des données infrarouges thermiques, micro-ondes passives et de postes pluviométriques qui fera l'objet d'une description détaillée au chapitre 2.5.4. Pour les méthodes utilisant exclusivement l'infrarouge les durées de pluie ont été calculées en cumulant les probabilités de précipitation alors que pour le produit Imerg, qui est diffusé avec une résolution temporelle de la demi-heure, un simple comptage des événements a été réalisé. Cette figure montre clairement l'apport des propriétés multispectrales MSG. Alors que l'adaptation d'histogramme privilégie les zones où les systèmes convectifs atteignent leur plus important développement vertical, le réseau de neurones prend en compte une partie plus importante des systèmes pluvio-orageux ce qui se traduit par une extension spatiale plus grande des zones de pluie. L'écart principal entre l'estimation neuronale se manifeste dans la partie septentrionale de la zone qui est la plus aride où de courtes durées de pluie sont quasi-systématiquement estimées par le réseau de neurones. Il est remarquable que ce biais ne se reproduit pas dans la partie océanique où Imerg et l'estimateur neuronal s'accordent beaucoup plus sur le masque de pluie. Ceci indique que cet effet est vraisemblablement plus lié à la représentativité de la base d'apprentissage qu'à un biais purement algorithmique induit par la procédure statistique.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

La figure 2.5.2.e représente la distribution spatiale des écarts entre l'estimation neuronale et les données de référence. Pour chaque pixel, la différence entre les probabilités moyenne de précipitation issues de ces deux sources a été calculée. Les différences positives (cartographiées en saturation de rouge) correspondent aux zones où l'estimateur neuronale sur-estime les durées de précipitations et les différences négatives (en saturation de bleu) aux zones de sous-estimation. Sur le continent africain une bipartition apparaît immédiatement. Alors qu'au sud du parallèle 15N les écarts restent très inférieurs à 0.1 et les écarts normalisés inférieurs à 0.25 et que d'autre part la répartition des sur-estimations et sous-estimations ne semble présenter aucune cohérence spatiale, la partie septentrionale présente un comportement très différent. Dans cette partie se caractérise par un effet massif de sur-estimation, à l'exception de quelques régions du Maghreb. Le cumul annuel de précipitations pour l'année 2017 fournit des éléments d'interprétation de cette observation. Ce cumul est présenté en figure 2.5.2.f tel qu'extrait du produit global de précipitations Imerg. D'après ce produit la bipartition du continent correspond à l'isohyète 300 mm, l'estimation neuronale ne permettant pas la restitution des précipitations en zone aride. Une comparaison avec les cumuls annuel moyens de pluie extraits du produit GPCP sur la période 1997-2014 amène à des conclusions très voisines. Les procédures d'élaboration des deux produits étant très différentes l'hypothèse d'un biais algorithmique associé au produit global peut être écarté.

Pour important qu'il puisse être, ce biais massif en zone aride n'a qu'un impact modéré sur les performances du produit EPSAT-SG telles qu'évaluées par l'article pré-cité sur l'inter-comparaison des méthodes. En effet, ce produit opère une réduction d'échelle d'un produit global et le taux d'erreur élevé dans les probabilités de précipitation correspond à des régions arides. L'intensité de pluie conditionnelle étant alors très faible, l'impact sur le produit final de ce biais d'estimation est également faible.

L'origine de ce biais d'estimation n'est pas directement liée à la méthode statistique d'estimation mais à la constitution de la base d'apprentissage où les événements correspondant à des pluies en milieu aride sont très peu représentés. Dans ces conditions le réseau de neurones tend à optimiser l'estimation pour le type de précipitation prédominant qui correspond dans cette région à la convection profonde tropicale. Pour la zone AMMA, pour laquelle ce produit a été élaboré, l'impact de cette erreur d'estimation reste faible puisqu'en termes de cumuls pluviométriques l'apport de la partie septentrionale reste marginal. Mais dans une situation où un régime de précipitation spatialement minoritaire serait à l'origine d'une part significative des apports en eau pluviale, les performances d'une procédure de ce type seraient vraisemblablement moins bonnes. Et cette caractéristique explique le caractère régional des estimations EPSAT-SG et la nécessité de recourir à des procédures plus sophistiquées pour élaborer un produit global. Ainsi, entre autres améliorations, les performances globales du produit seraient vraisemblablement améliorées en intégrant des variables aérologiques comme le contenu en eau précipitable. La valeur moyenne de ce paramètre pour les années 2017-2019 est présenté en figure 2.5.2.g et il est notable que les zones d'écarts d'estimation les plus importants correspondent aux valeurs extrêmes de ce paramètre. Les zones de fortes sous-estimations sont associées aux teneurs en eau précipitable les plus hautes alors que celles de sur-estimation coïncident avec les teneurs les plus basses.

PERSIANN

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

L'acronyme PERSIANN (*Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Network*) désigne une série d'algorithmes utilisant comme source principales d'informations les radiomètres des satellites géostationnaires. Ces méthodes sont développées par l'Université de Californie-Irvine et sont actuellement intégrés dans les produits de la NASA. Les algorithmes diffèrent par leur finalité (classification nuageuse, estimation des pluies temps réel ou climatologique) mais partagent une architecture commune définie par Hsu *et al.* (1997). L'algorithme proposé dans cette première version vise à contourner la difficulté de la variabilité de la relation globale entre température de brillance et intensité de précipitation en classant les pixels suivant le type de système nuageux auxquels ils appartiennent puis en établissant une relation entre température et intensité spécifique pour chaque classe. Un des intérêts de cette méthode est de différencier les pixels appartenant à des formations nuageuses très différentes comme les cirrus d'altitude et les cumulo-nimbus qui présentent les mêmes températures froides mais sont associées, dans le premier cas, à une absence de pluie et, dans le deuxième, à des précipitations intenses. Comme EPSAT-SG les procédures PERSIANN se décomposent en deux étapes : une approximation neuronale suivie d'une estimation linéaire. Une autre similarité réside dans l'ingestion de données actuelles qui n'intervient que dans la deuxième étape alors que l'apprentissage neuronal est effectué une seule fois à partir d'une base de données de profils radiométriques. L'algorithme neuronal mis en œuvre est la carte auto-adaptatrice de Kohonen. Ce choix est justifié par de meilleures propriétés de convergence vers l'optimum et par la capacité à interpréter physiquement les coefficients du modèle. Dans la première version de la méthode l'ensemble des variables d'entrée était constitué par la température de brillance à 10.8 μm et divers indicateurs de texture calculés à partir de ce canal. Ces indicateurs de texture visaient à différencier les formations cirriformes des formations cumuliformes à partir de leur variance locale. Aussi valeurs moyennes et variances étaient calculés sur des voisinages de différentes tailles de manière à différencier les contrastes entre terre et sol de ceux internes aux manteaux nuageux. Dans les versions suivantes, cet ensemble a été étendu pour intégrer les capacités multispectrales des radiomètres des géostationnaires.

Pour une carte auto-adaptatrice, la base d'apprentissage est constituée différemment de celle constituée pour le perceptron. Dans ce dernier cas, toutes les observations considérées valides sont retenues de telle sorte que la valeur moyenne de la fonction de probabilité estimée soit proche de la proportion de phénomènes pluvieux enregistrés. Mais si une telle base était utilisée pour estimer une carte auto-organisatrice alors la densité de nœuds serait beaucoup plus importante pour les événements non pluvieux que pour les événements pluvieux. Pour éviter ce biais les observations sont classées suivant des intervalles de température de brillance et la base est constituée de telle sorte que chaque classe soit représentée par un effectif égal d'observations. Ce filtrage des données contribue à réduire la taille de la base et à accélérer les calculs associés.

L'apprentissage neuronal effectué, une fonction d'estimation est déterminée pour chaque classe. Cela suppose de disposer d'une deuxième base d'apprentissage où chaque enregistrement contient non seulement les variables d'entrée du réseau de neurones mais également une intensité de précipitations colocalisée qui sera fournie par un autre dispositif de mesure (radar sol ou satellitaire). Ces enregistrements ne se trouvant pas nécessairement dans la première base d'apprentissage, il est possible d'adapter la deuxième base en temps réel. Dans cette deuxième phase les éléments de cette base sont classés par le réseau de neurones puis pour chaque classe la fonction d'estimation sera une combinaison linéaire des variables d'entrée. L'intérêt de l'emploi d'un modèle linéaire est d'une part la rapidité des calculs et d'autre part le nombre plus faible de degrés de liberté qui permet une taille plus

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

réduite de la base d'apprentissage. Alternativement au modèle linéaire, Behrangi *et al.* (2009) ont simplement considéré une fonction constante ayant pour valeur la moyenne dans une adaptation de PERSIANN à la production d'un masque de précipitations.

Lors de la phase généralisation chaque pixel est associé au nœud dont il est le plus proche puis la fonction d'estimation correspondante est calculée. Pour éviter les discontinuités spatiales qu'engendrerait l'application d'une telle procédure, le calcul est réalisé non seulement pour le nœud sélectionné mais également pour tous les nœuds dans son voisinage immédiat. La valeur estimée est la moyenne de ces fonctions d'estimation pondérée par l'inverse des distances. Cette propriété topologique est également utilisée lorsque la fonction d'estimation n'a pas pu être déterminée sur le nœud le plus proche, faute d'un effectif suffisant.

2.5.3 Algorithmes micro-ondes purs

Le cadre de l'estimation micro-ondes

En termes d'estimation d'un taux de précipitation instantané les données micro-onde possèdent un net avantage sur l'infra-rouge puisqu'elles permettent de repérer les cellules convectives qui sont intégrées dans des manteaux nuageux. En utilisant les radars de précipitation déployés lors de l'expérience TOGA-COARE comme données de référence, Ebert et Manston (1998) ont comparé des algorithmes satellitaires d'estimation des pluies sur un espace océanique tropical. Ils ont conclu à un net avantage des algorithmes basés sur les micro-ondes passives. Même si à un échelle mensuelle les algorithmes infra-rouges, alors opérationnels à cette époque, pouvaient restituer la variabilité des précipitations, les algorithmes basés sur les données SSM/I présentaient des biais beaucoup plus faibles. Par ailleurs les deux classes d'algorithmes se comportaient mieux dans toutes les situations que les modèles de prévision numérique. Ces résultats sont à replacer dans le contexte technique de cette époque où la puissance de calcul disponible ne permettait pas d'exploiter toute l'information provenant des satellites géostationnaires et constituait une contrainte encore plus sévère pour la modélisation météorologique.

Mais considérer les données micro-ondes comme une source privilégiée d'information pose le problème de l'homogénéisation de ces données (Berg *et al.*, 2016). En effet les contraintes physiques décrites en 2.4.2 ne permettent pas actuellement d'installer ces capteurs sur les plateformes géostationnaires et la répétitivité indispensable pour suivre les phénomènes pluvio-gènes ne peut être obtenue que par une constellation de satellites. Or les satellites météorologiques NOAA, DMSP et Metop étant placés sur des orbites héliosynchrones n'ont de recoupements significatifs que dans les zones polaires. Ce n'est qu'avec la disponibilité des données TRMM qu'une calibration relative a pu être entreprise. Actuellement, seuls deux satellites, GPM-core et Megha-Tropiques, permettent de recouper les orbites des autres satellites. Sur ce dernier satellite le seul capteur opérationnel est SAPHIR initialement conçu pour la restitution d'humidité en haute troposphère il ne possède que des canaux centrés autour de 183.31 GHz. Le radiomètre GMI, passager de GPM-core, joue donc un rôle central dans l'opération d'inter-calibration et les températures de brillance qu'il fournit sont considérées comme les données de référence. L'ensemble des satellites, dont les températures sont ainsi homogénéisées et qui contribuent aux estimations GProf, est référencé comme la constellation GPM.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

L'algorithme GProf

La méthode de restitution micro-onde la plus souvent référencée est GProf (*Goddard Profiling algorithm*). Il s'agit en fait d'une classe d'algorithmes qui ont connu de profondes modifications depuis leur première version (Kummerow et Giglio, 1994). Cette version visait à extraire des profils verticaux d'énergie au sein des systèmes précipitants en utilisant un modèle Bayésien. Pour opérer cette restitution, une base de données de profils est constituée à partir d'observations de radar, puis pour chaque profil les radiances micro-ondes sont calculées et enfin le profil le plus vraisemblable en fonction des observations satellitaires est sélectionné. Ce procédé a bien sûr évolué mais il est représentatif des algorithmes d'estimation micro-ondes dont le fondement est statistique et dont la validité est limitée par la représentativité de la base de correspondances. Il est d'usage de qualifier les algorithmes micro-ondes de physique ou de statistique selon que la base provienne de modélisation ou d'observation mais dans aucun des deux cas il n'est fait référence à un modèle physique explicite qui doit être inversé comme pour les micro-ondes actives.

Une des premières améliorations a été d'introduire des masques issus de seuils empiriques en températures de brillance. Ces masques permettaient d'identifier les zones de précipitation où l'algorithme était applicable. La première révision majeure (Kummerow *et al.*, 2001) s'est appuyée sur les mesures TRMM. La coïncidence d'une observation radar et d'une observation en micro-onde passive a permis des procédures d'estimation à la fois plus simples et plus efficaces. Sur les surfaces continentales les masques permettent d'identifier des zones de précipitation convectives et stratiformes et les taux de pluie sont ensuite estimés par des formules polynomiales uniquement basées sur le canal 85 GHz-V. Seule la propriété de rétrodiffusion des hydrométéores en phase solide est alors utilisée.

Une nouvelle version (Kummerow *et al.*, 2015) est au cœur des algorithmes opérationnels déployés par la NASA dans le cadre du programme GPM. Dans cette nouvelle version la restitution d'une intensité de précipitation à partir de températures de brillance est présentée comme un problème de modèle inverse. Étant donné \mathbf{R} un profil vertical d'échange de chaleur latente et \mathbf{Tb} un ensemble de température de brillance, le processus d'estimation s'exprime alors en termes de probabilités bayésiennes :

$$\Pr(\mathbf{R}|\mathbf{Tb}) = \Pr(\mathbf{R}) \cdot \Pr(\mathbf{Tb}|\mathbf{R})$$

Suivant cette formule, la probabilité d'obtention d'un profil vertical provient d'une base d'observations et celle d'obtention de températures de brillance à partir d'un état de l'atmosphère d'un modèle direct de transfert radiatif. Mais l'application de cette formule générale ne peut pas être directe. La première difficulté provient du nombre de degrés de liberté. Comme il a été décrit en 2.4.2, les capteurs micro-ondes disposent de peu de canaux en regard du nombre de paramètres élémentaires qui permettent de restituer les échanges d'énergie sur le trajet optique terre satellite et certains de ces canaux ne fournissent qu'une information sur la surface. Une autre difficulté majeure est causée par l'agrégation spatiale. Le modèle direct calcule des températures de brillance à partir d'un profil vertical ponctuel. Mais compte tenu de la taille des pixels micro-ondes en regard de celle des systèmes précipitants, les mesures effectives du satellite résulteront d'une combinaison de profils verticaux. Simuler les températures micro-ondes suppose également de connaître l'émission de la surface terrestre ce qui

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

renvoie, entre autres difficultés, à la question de l'hétérogénéité spatiale particulièrement sensible sur les côtes maritimes. La validité statistique de la base d'observations peut être également questionnée. Ces considérations ont amené des aménagements des procédures et, un algorithme opérationnel évoluant en permanence pour améliorer ses performances, il est référé dans la suite de la description au document GProf/ATBD (GPM, 2018).

Un moyen de contourner les difficultés précitées est de segmenter le domaine d'estimation en utilisant des données externes. La dernière version du GProf repose sur deux types de données ancillaires : des champs de réanalyse et une classification des surfaces terrestres. Le document GPM indique que les seuls paramètres aérologiques ingérés sont la température à 2 m et le compte intégré en vapeur d'eau mais qu'il est prévu d'intégrer d'autres paramètres. Pour le produit immédiatement disponible la source des données provient des champs de prévision numériques de la JMA et une version climatologique du produit est élaborée à partir des réanalyses de l'ECMWF lorsqu'elles deviennent disponibles. La classification des surfaces terrestres vise à prendre en compte les caractéristiques d'émissivité des sols qui sont résumées en dix classes (Prigent *et al.*, 2008). Ainsi, les estimations GProf ne sont pas effectuées globalement mais sur des classes obtenues en croisant paramètres aérologiques et état de surface.

Dans la présentation formelle, le deuxième terme de la partie droite repose sur la modélisation. Dans les faits, cette méthode présente ses limites et notamment pour les événements neigeux où les caractéristiques géométriques des hydrométéores ont une influence déterminante sur les températures de brillance. Aussi, la base est constituée en couplant les observations de micro-onde passive avec des radars de précipitation. Pour la version 5 de GProf la base contient une année de couplage entre les appareils GPM/GMI et GPM/DPR. Comme le radar passager de GPM présente des biais de mesure pour les faibles précipitations en phase solide, la base intègre également les données d'un réseau de radar sol ce qui permet une meilleure prise en compte des chutes de neiges. Des informations provenant de CloudSat et de modèles numériques d'atmosphère contribuent également à cette base. Dans ce contexte, l'intérêt du radiomètre GPM/GMI réside dans ses nombreuses bandes spectrales qui recouvrent la quasi-totalité des mesures micro-ondes réalisées par les autres satellites défilants (tableau 2.4.2.a). Aussi cette base pourra être utilisée pour paramétrer des modèles de transfert radiatifs valides pour l'ensemble de la constellation GPM à l'exception de MT/SAPHIR. Le domaine des bandes spectrales de ce dernier capteur couvre uniquement le pic d'absorption de la vapeur d'eau à 183.31 GHz mais en six largeurs de bandes. Ce dispositif, destiné à mesurer la vapeur d'eau troposphérique en différentes altitudes, n'existant pas sur GPM/GMI une procédure d'estimation des précipitations spécifique doit être mise en œuvre pour ce capteur.

Restitution GProf d'un événement associé à l'orographie

L'erreur d'algorithme associée au GProf ne saurait être négligée comme le montre l'analyse de la situation du 11-13 septembre 2018 au Népal. Au cours de cette période le village de Lete a connu de fortes pluies (B. Rainer, communication personnelle) qui ont amené un glissement de terrain. Alors que plus de 200 mm ont été enregistrés à Lete, Marpha situé 20 km au Nord n'a reçu que moins de 15 mm. Cet épisode se situe dans le contexte d'un fort flux de mousson en provenance du golfe du Bengale, les réanalyses NCEP/NCAR indiquant un compte intégré en eau précipitable de 70 mm en zone de piémont. La figure 2.5.3.a montre la position de Lete qui, à une altitude de 2500 m, se trouve en fond

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

de la vallée de Kali Gandaki, en ce lieu profonde de 3000 m. L'orographie crée les conditions d'un phénomène pluvieux intense et persistant mais localisé comme en témoigne les cumuls beaucoup plus faibles mesurés à la station de Marpha.

La couverture des satellites micro-ondes est irrégulière et une pluie intense peut ne pas être enregistrée. Malgré cette limitation tous les satellites qui ont couvert la vallée de Kali Gandaki au cours de cet événement pluvieux montrent des températures de brillance plus basses. Pour évaluer la qualité de l'algorithme d'estimation micro-onde les températures de brillance GMI et les intensités de précipitations GProf ont été présentées pour le 11 septembre (fig. 2.5.3.b) et pour le 12 septembre (fig. 2.5.3.c). Ramenée en heure locale la première scène se situe en milieu de nuit et la deuxième en début d'après-midi. L'intérêt des données GMI est que d'une part elles comprennent l'ensemble des canaux utilisés en estimation des précipitations et que d'autre part elle constituent les valeurs de référence pour l'inter-calibration des capteurs micro-ondes. L'algorithme GProf trouve donc ici ces conditions optimales d'application puisque l'observation repose sur le satellite qui sert de référence à l'homogénéisation des données et qu'elle ne saurait donc être sensible à une erreur induite par ce processus. Or malgré ces conditions favorables cet algorithme ne parvient pas à identifier les zones de précipitations. L'image produite à partir du canal 183.31 ± 7 GHz présente un intérêt particulier puisque le maximum de la fonction de poids se situe vers 4500 m (Moradi *et al.*, 2015) ce qui élimine des couches inférieures de l'atmosphère et de la surface. Dans ce canal les données GMI du 11 et du 12 septembre montrent à proximité de Lete des températures de brillance dans ce canal inférieures à 200 K ce qui est beaucoup plus froid que la température d'air à 500 hpa qui est de l'ordre de 270 K (réanalyses NCEP/NCAR). Il y a donc ici une indication claire de noyaux de précipitations associés à des systèmes d'un fort développement vertical. Pour les deux autres situations présentées l'interprétation est moins immédiate. Si les images du 12 septembre à 7:55 TU sont similaires et font apparaître une organisation linéaire des précipitations en accord avec la climatologie de la région, les images du 11 septembre à 18:35 TU présente une difficulté d'interprétation. Les zones de très basses températures au nord de Lete pourraient correspondre à des sommets recouverts de neiges gelées en surface. En pareil cas, l'émissivité des canaux 89 GHz et 166 GHz est proche de 0.7 (Yan *et al.*, 2008). Mais alors ce couvert persisterait 12 heures plus tard et serait également visibles sur la deuxième image. L'absence de rémanence amène à conclure à un phénomène purement atmosphérique de précipitations associée aux plus forts dénivelés.

Il est difficile d'expliquer la mauvaise performance de l'algorithme de restitution GProf dans cette situation qui pourrait paraître particulièrement bien adaptée à l'observation micro-ondes du fait de sa rémanence. Ceci peut être causé par l'introduction d'un modèle numérique de terrain ou d'émissivité à une échelle trop grossière dans cette région de topographie complexe ou bien par l'hypothèse d'une faible émissivité associée à un couvert neigeux récent. Il serait possible de séparer les effets de l'atmosphère de ceux du sol en considérant les séries chronologiques d'enregistrements micro-ondes. Mais ce type de méthode est difficile à intégrer dans un produit global et serait plus appropriée pour une estimation des intensités de précipitation par un modèle local qui serait au demeurant tout à fait justifiée compte tenu de la spécificité de l'environnement himalayen.

Un événement de pluie extrême au Maroc estimé par GProf

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Le 23 février 2017 quelques villes marocaines ont connu des pluies intenses qui ont provoqué des inondations. Les villes de Rabat et Salé ayant été touchées, les médias ont couvert ce phénomène (Saddiqi, 2017). Toutefois à l'exception du poste de Rabat qui a enregistré 64 mm les stations du réseau synoptique marocain n'ont signalé que des pluies faibles ou modérées (inférieures à 15 mm). Ce type d'événement, d'une forte pluie dont l'extension spatiale est limitée, n'est pas exceptionnel au Maghreb. Chaque année les villes de cette région subissent des dégâts majeurs causés par les inondations et l'événement le plus marquant est sans doute celui de Bab-el-Oued, le 10 novembre 2001, où un millier de personnes ont péri à la suite d'une crue très rapide (Menad, 2012). Une restitution rapide des cumul pluviométriques est un enjeu pour la sécurité civile et l'information provenant des satellites météorologiques trouve ici toute sa pertinence.

Trois satellites, aux caractéristiques spectrales très différentes, ont pu observer cet événement par des capteurs en micro-ondes passives : GCOMW à 13:55 TU, NOAA19 à 15:00 TU et GPM-core à 20:58 TU. Ces différents satellites restituent une répartition des précipitations similaire : une zone sur Rabat-Salé précédée à l'ouest de noyaux de convection organisé frontalement. Cette répartition des zones de pluie n'est pas en relation immédiate avec le relief.

La figure 2.5.3.d provient du capteur AMSR2 qui fournit la meilleure résolution spatiale mais qui ne dispose que d'une seule fréquence utilisable pour la mesure des précipitations. Sur mer, l'écart des polarisations horizontale et verticale est particulièrement sensible et la différence normalisée est de l'ordre de 10 %. Il n'en va pas de même sur le continent où les valeurs sont beaucoup plus proches, la différence normalisée est au plus de 3 % au sein du système pluvigène qui ne présenterait pas de partie stratiforme. Un seul canal est ici en mesure de restituer l'intensité de précipitation qui sont estimées par GProf entre 8 mm/h et 15 mm/h sur ces zones de convection.

Le sondeur MHS, bien que d'une résolution spatiale plus grossière, fournit une vision plus détaillée du système pluvio-orageux (figure 2.5.3.e). La comparaison des canaux 89 GHz et 157GHz montrent des températures de brillance proche (de l'ordre de 180 K) mais des zones de pluie plus étendues dans le second canal. Cette observation est à mettre en relation avec la plus grande sensibilité de ce canal aux pluies fines. Les deux autres canaux présentés sont centrés sur une fréquence d'absorption à 183.31 GHz. L'information correspondra à une altitude d'autant plus élevée que la largeur de la bande spectrale sera étroite. Sur ces deux canaux, le contraste entre terre et mer n'apparaît pas et les amas pluvigènes sont identifiables. Ils sont plus étendus sur le canal 183.31 GHz ± 7 que sur le canal 183.31 GHz ± 3 ce qui correspond à la vision tridimensionnelle de ces bandes. La comparaison de GProf à cette information primaire indique que cette procédure d'estimation repose uniquement sur le canal de fréquence 89 GHz.

Les données fournies par le capteur GMI (figure 2.5.3.f) correspondent à une situation plus tardive dans la journée où les zones pluvieuses se sont déplacées vers l'ouest. Ce radiomètre à balayage conique combine les propriétés géométriques de l'AMSR2 avec les propriétés multi-spectrales du MHS. Par ailleurs la présence du radar de précipitation DPR sur la même plateforme garantit des conditions d'estimation optimales. À la résolution spatiale près, des commentaires analogues aux précédents peuvent être formulés sur les propriétés multi-spectrales du capteur GMI, la similarité de ces propriétés résultant de la qualité des procédures d'inter-calibration de satellites mise en œuvre par le consortium GPM. Même sur ce satellite, l'information multispectrale n'est pas pleinement exploitée. Alors que des

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

températures de 200 K du canal 89 GHz sont interprétées par le GProf comme correspondant à des pluies d'intensité modérées, il n'en va pas de même du canal 167 GHz qui n'est apparemment pas pris en compte. Une même remarque pourrait être faite sur les canaux $183.31 \text{ GHz} \pm 7$ et $183.31 \text{ GHz} \pm 3$.

L'algorithme GProf montre ici des performances bien supérieures à celles de la situation précédente où l'environnement physique correspond à des conditions très extrêmes. Dans les deux situations les données micro-ondes permettent de localiser les zones de pluie et d'estimer la nature des phénomènes précipitants. Convertir ces informations en une intensité de précipitation est l'enjeu des algorithmes comme GProf dont les performances sont bonnes mais perfectibles, notamment dans le domaine des faibles intensités de précipitations.

D'autres algorithmes de restitution à partir des données micro-ondes

Pour sa part la JMA met en œuvre son propre algorithme d'estimation, GSMap-MWR (Anoashi *et al.*, 2009). Développé pour le satellite TRMM, il a été adapté aux capteurs DPR et GMI de GPM-core. IL se compose de deux étapes : une phase d'apprentissage et une phase de généralisation. Lors de la phase d'apprentissage, des profils verticaux de température humidité et de conversion de chaleur latente sont créés à partir de la base d'observation du radar de précipitations et des champs d'analyses de la JMA. Ces profils sont calculés pour dix classes de précipitation et permettent de créer pour chaque classe une table de conversion entre températures de brillance et intensité de précipitation. La phase de généralisation utilise tout d'abord un masque de précipitation, sélectionne une table de correspondance puis estime l'intensité de précipitation à partir de l'information micro-onde. Une nouvelle version de cet algorithme prend en compte les pluies orographiques en utilisant une méthode développée par Shige *et al.* (2013). En comparant les estimations du radar de précipitations TRMM avec celle du capteur micro-onde, les auteurs ont montré que dans les situations de renforcement orographique les pluies intenses n'étaient pas nécessairement associées à des nuages épais et, par conséquent, un algorithme statistique tendait à sous-estimer les intensités de précipitations. Par une méthode très similaire à celle établissant des tables de correspondance séparée pour les différents systèmes pluviogènes, ils identifient une classe de phénomènes orographiques pour laquelle des tables de conversion de températures et profil de précipitation sont établies. Cette classification est réalisée en considérant les pentes et les flux extraits du modèle de prévision de la JMA.

Les méthodes présentées jusqu'ici s'inscrivent dans le cadre des modèles inverses, en se fondant sur la simulation de températures de brillance micro-ondes à partir d'un profil vertical de transfert de chaleur latente. Mais l'extension des bases de données d'intensité de précipitations obtenues par des radars spatiaux permet d'envisager des méthodes purement statistiques analogues à celles exploitant l'infrarouge thermique. Ainsi, la méthode proposée par Casella *et al.* (2015) vise à identifier des masques de précipitations à partir des capteurs micro-ondes. Des procédures linéaires multidimensionnelles permettent d'estimer la présence de pluie en prenant comme référence l'appareil TRMM/PR. Les auteurs présentent des résultats meilleurs que les algorithmes physiques particulièrement en milieux arides. Pour leur part, Grecu et Anagnostou (2001) utilisent un perceptron multicouche pour estimer la présence de pluie et son caractère stratiforme ou convectif à partir des canaux TMI et d'indices associés aux gradients locaux.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Un autre exemple de procédure purement statistique est fourni par la première version de l'algorithme BRAIN (*Bayesian Rain retrieval Algorithm Including Neural networks*) qui repose sur une méthode d'estimation développée par Viltard *et al.* (2006). Cette méthode diffère de la version de GProf alors utilisée par une autre procédure d'estimation des intensités de précipitations à partir de l'instrument TRMM/PR et surtout par le remplacement du modèle de transfert radiatif par les observations micro-ondes co-localisées avec le radar. Initialement utilisée pour les données TRMM/TMI, elle a été adaptée aux autres capteurs micro-ondes dont le sondeur MT/SAPHIR. Cette généralisation a nécessité de constituer une base de données reposant partiellement sur une simulation de transfert radiatif. Un de ses intérêts réside dans le support du capteur MT/SAPHIR qui, du fait de ses caractéristiques orbitales, présente un taux de revisite élevé en zones tropicales (Roca *et al.*, 2018). Les canaux de ce capteur, centrés autour de 183.31 GHz, fournissent une information en altitude ce qui élimine les incertitudes associées à l'émission des surfaces terrestres mais qui, en contrepartie, ne permet pas d'observer les pluies fines associées à des nuages bas.

Dans le programme GPM, PRPS (Precipitation Retrieval and Processing Scheme), la méthode d'estimation des intensités de précipitations du capteur MT/SAPHIR, est également purement statistique (Kidd, 2019). La base de mesures coïncidentes entre GPM/DPR et MT/SAPHIR couvre la période comprise entre mars 2013 et décembre 2018, ce qui correspond à plus de 14 millions d'observations élémentaires. Cette base contient les températures de brillance micro-ondes, les caractéristiques de visée, le taux de précipitation en surface estimé par le radar et deux paramètres aérologiques extraits de modèles atmosphériques, la température à 2 m et le contenu en eau précipitable. Ces deux paramètres servent à segmenter la base et, au cours de la phase d'estimation, la recherche des six profils de températures de brillance les plus proches du profil observé ne s'effectue ainsi que dans une partie de la base. Les intensités de précipitation GPM/DPR correspondant à ces six entrées de la base permettent d'estimer l'intensité de précipitations et l'erreur d'estimation.

Une opportunité de validation de données

Il mérite d'être signalé que, dans l'ensemble des procédures présentées, le radar de précipitation n'est utilisé que pour fixer les probabilités d'événements *a priori*, paramétrer les modèles de transfert radiatifs ou constituer une base d'apprentissage mais il n'intervient pas dans l'estimation en temps réel. Les documentations décrivant les diverses versions des produits de précipitations indiquent la période couverte par la base et toute observation radar postérieure à la fin de cette période est donc une observation indépendante susceptible d'être utilisée dans une procédure de validation ou d'inter-comparaison des algorithmes.

Pour illustrer le potentiel mais aussi les limites de cette source de données, la figure 2.5.3.g a été réalisée en accumulant six ans de données du radar de précipitation GPM/DPR tels qu'extraits du produit GPM-textgrid. Le rapport entre le nombre d'observations et le nombre d'événement pluvieux a été calculé pour chaque mois, cumulé sur une période de six ans et ramené à une grille du demi-degré. Bien que ces données présente une cohérence spatiale claire, leur granularité suggère une erreur d'échantillonnage qui peut être significative même au degré d'agrégation très grossier de cette synthèse. Néanmoins elle sont susceptible de servir de données de référence pour évaluer les biais spatiaux, à l'échelle du degré, des algorithmes micro-ondes dans l'évaluation des durées de

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

précipitations pourvu qu'un modèle d'erreur approprié soit intégré. L'intérêt du radar dans ce contexte réside dans le fait qu'il n'a pas les limitations des micro-ondes passives dans la détection des pluies en phase liquide.

2.5.4 Produits opérationnels et la synthèses de diverses sources

Un produit à vocation climatologique : le GPCP

Les premières procédures d'estimation des précipitations par satellite ont été évoquées en 2.4.4 à travers le GPI (*GOES Precipitation Index*). La résolution de ce produit, des cumuls mensuels sur une grille de 2.5°, va être considérée comme l'échelle privilégiée des études de climatologie globale des précipitation menées dans le cadre du GPCP (*Global Precipitation Climatology Program*), programme qui a été fondé dans le cadre du programme de l'OMM pour la recherche sur le climat (WCRP). L'objectif de ce programme était de fournir des estimations consistantes et continues de cumuls pluviométriques à partir des années 1980, début du suivi du climat par les satellites d'observation géostationnaires et par les capteurs à micro-ondes passives. Arkin et Xie (1994) décrivent les premiers résultats du GPCP qui a tout d'abord mené des actions d'inter-comparaison de méthodes de mesure des précipitations en tant que composantes du cycle global de l'eau et de l'énergie. Ces actions mutualisaient une base de données d'observations, sol et satellite, couvrant une zone et une période de quelques mois afin de pouvoir évaluer les algorithmes dans des conditions identiques. Les conclusions ont montré les limites non seulement du GPI mais également des autres méthodes infrarouges, alors développées, qui se différencient très peu sur l'adéquation des produits satellites aux observations sol.

Ces résultats ont été une incitation forte pour développer un produit de synthèse, dénommé également GPCP. La première version de ce produit est définie par Huffman *et al.* (1997) et combine un réseau de postes pluviométriques avec des données de télédétection, infrarouge thermique et micro-ondes passives. Dans cette version les données micro-ondes proviennent du capteur DMSP/SSM-I et sont converties en intensité de précipitations par un algorithme fondé sur l'émissivité pour la partie océanique et sur la rétro-diffusion pour les continents. Ces deux algorithmes ont été calibrés à partir de radars sol. Les données infrarouges proviennent principalement des géostationnaires et sont complétées par les satellites défilants pour les hautes latitudes. Pour chaque maille de 2.5°, qui correspond à la grille de restitution, et pour chaque pentade un seuil de discrimination entre pluie et non pluie est calculé en les combinant avec les données micro-ondes. L'intensité de précipitation conditionnelle est également dérivée des données micro-ondes. Au cours de cette étape les données infrarouges, qui fournissent une couverture spatio-temporelle continue, corrigent le biais d'échantillonnage des estimations micro-ondes. L'estimation des pluies purement satellitaire ainsi obtenue est ensuite fusionnée avec les données de postes pluviométriques. Les postes pluviométriques ne sont pas ingérés directement comme des données ponctuelles mais à travers de champs de cumuls mensuel sur une maille d'un demi degré qui proviennent du programme GPCC (*Global Precipitation Climatology Center*) fondé en 1990 par le DWD (*DeutschWetterDienst*). L'opération de fusion est faite en pondérant chaque source de données par l'inverse de sa variance d'estimation. Dans les faits, la fusion donne un rôle prépondérant au produit constitué à partir des postes pluviométriques lorsqu'il est disponible.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Depuis sa première version le GPCP a évolué. Le date de début de la couverture a été reculée à 1979 en utilisant une approximation statistique basée sur l'infrarouge et le capteur micro-ondes DMSP/SSM-I a été complété par les données des appareils NOAA/TOVS (Adler *et al.*, 2003). La transition a été réalisée vers les nouveaux capteurs DMSP/SSMIS et Acqua/AIRS-AMSU ainsi que vers les nouvelles réanalyses GPCC (Adler *et al.*, 2018). Un produit à résolution plus fine, quotidien sur $1^\circ \times 1^\circ$, a été développé en utilisant des méthodes similaires (Huffman *et al.*, 2001) de sorte à ce qu'il soit identique, après agrégation, au produit mensuel. Mais l'objectif principal du programme, établir une climatologie globale des précipitations, implique de limiter autant que possible les biais et discontinuités liés à l'évolution du dispositif d'observation et les algorithmes actuels sont restés très proches de ceux de la première version. Et le poids prédominant du GPCC dans le produit de synthèse s'explique par le fait que seul le réseau pluviométrique présente des biais instrumentaux qui ne sont liés qu'à la densité des postes alors que les produits de télédétection sont dépendants de l'évolution du système d'observation satellitaire.

Un exemple d'utilisation du GPCP est donné dans la figure 2.5.4.a qui présente la répartition zonale des précipitations pour les années 1979 et 2019. Il est représentatif du domaine d'application privilégié de ce produit qui fournit une base très compacte, de l'ordre de 18 Mo pour la version mensuelle 2.5° , et adaptée à une climatologie globale des pluies.

TRMM et GPM : des produits de précipitation à résolution fine

La résolution du GPCP ne convient évidemment pas à des problématiques locales où le maximum de précision, temporelle et spatiale, est recherché ce qui implique d'utiliser au mieux le dispositif d'observation disponible. Celui-ci étant en constante évolution l'intégration de nouveaux équipements de mesure est susceptible d'introduire des biais modérés qui peuvent être tenus comme secondaires compte tenu de la variabilité spatio-temporelle des précipitations dans le domaine d'étude mais qui ne serait pas acceptable pour des études globales. Une première voie pour fournir ce type d'information est de développer une procédure de réduction d'échelle du produit global comme la méthode EPSAT-SG. Une autre approche, plus directe, consiste à concevoir un nouveau produit en arbitrant différemment le dilemme entre robustesse et précision. Le programme TRMM (*Tropical Rainfall Measurement Mission*) et son successeur, GPM (*Global Precipitation Mission*), sont représentatifs de cette approche.

Le satellite TRMM, qui est décrit en 2.4.1, a été vraisemblablement l'instrument le plus innovant de mesure spatiale des précipitations. Ce programme comportait également un segment sol important qui assurait non seulement la calibration des capteurs mais aussi la restitution de paramètres atmosphériques. Le programme GPM a été conçu comme une continuation de TRMM et ses principaux algorithmes sont des évolutions de ceux mis en œuvre par TRMM. Ce nouveau programme vise à fournir la meilleure estimation à un instant donné compte tenu du dispositif d'observation alors disponible et s'adresse autant aux applications opérationnelles qui exigent de l'information en un temps très peu différé qu'aux réanalyses qui ignorent cette contrainte. La résolution de restitution est fine, la demi-heure sur une maille du dixième de degré ce qui permet formellement de l'utiliser depuis l'échelle planétaire jusqu'à l'échelle aérologique. Mais l'utilisation d'un produit à échelle fine questionne sur sa validité statistique. Par ailleurs les impératifs de délai de diffusion diffèrent selon les applications et s'accordent mal d'un produit unique. Pour ces motifs, le GPM ne se limite pas à la

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

fourniture d'un produit final de profils verticaux de transfert d'énergie mais maintient une base de données complète où figurent l'ensemble des produits intermédiaires sur lesquels s'appuie son algorithme de synthèse IMERG (*Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM*). L'exploitation de cette information présente néanmoins des difficultés tant à cause du volume de données que de la complexité des algorithmes mis en œuvre et la compréhension du fonctionnement interne de la chaîne de traitement est indispensable pour tirer parti de cette information.

La procédure IMERG (figure 2.5.4.b) est une évolution de TMPA (*TRMM Measurement Precipitation Algorithm*) qui, adaptée aux deux satellites TRMM et GPM-core, améliore la résolution de restitution. Il est par la suite fait référence à Huffman *et al.* (2019) pour la description de la procédure opérationnelle dont la partie centrale, dans son état actuel, repose sur trois institutions, le GSFC (NASA), le CPC et UC-Irvine. Il s'agit d'une chaîne de traitement complexe impliquant de manipuler de grands volumes de données et respectant des contraintes de temps réel. Cette chaîne est conçue pour supporter les retraitements de l'ensemble de la base ce qui donne une grande flexibilité pour intégrer des nouveaux algorithmes ou sources de données. Du fait de son architecture elle est susceptible d'évolution rapide au sein du cadre général d'un produit multi-sources qui fait reposer les estimations instantanées sur les capteurs micro-onde, utilise les données infrarouges pour assurer la continuité temporelle et réduit les biais globaux d'estimation par le réseau de postes pluviométriques. Les détails de la procédure actuelle sont fournis, non pour leur pérennité, mais pour mettre en évidence l'importance des paramètres d'implémentation dans l'élaboration d'un produit opérationnel. Cette présentation vise également à suggérer l'ampleur des moyens à déployer pour fournir en temps réel, ou aussi peu différé que possible, des champs de pluie estimés prenant en compte l'ensemble du dispositif de mesure spatial. Les traitements postérieurs au lancement de GPM-core sont seuls décrits dans ce texte, ceux reposant sur le satellite TRMM ne présentant que des différences mineures.

Les données des satellites de la constellation GPM sont reçues en temps réel par le système de traitement qui procède tout d'abord à l'inter-calibration et à l'estimation des précipitations. Ces estimations reposent sur la méthode GProf pour tous les capteurs à l'exception de MT/SAPHIR qui est traité par l'algorithme PRPS décrit en 2.5.3. Ce traitement réalisé les données estimées sont projetée sur la grille de diffusion GPM.

Un point sensible est l'homogénéisation des estimations fournies par les divers capteurs micro-ondes. Même si les températures de brillance sont inter-calibrées avant l'ingestion dans GProf, des biais résiduels peuvent subsister. Cet effet est corrigé par une procédure d'adaptation d'histogramme à une source de données de référence qui, pour le GPM, est le radar de précipitation. Pour chaque capteur micro-ondes, l'histogramme croisé de ses estimations de précipitations et de celles du radar est réalisé et de cet histogramme est déduit un coefficient de correction dépendant de l'intensité de précipitation. Cet histogramme est calculé sur l'ensemble des coïncidences entre les deux capteurs sur les derniers 45 jours. Mais compte tenu de l'étroite fauchée du GPM/DPR cette procédure ne peut pas être effectuée en une seule étape. Dans un premier temps l'estimation issue du GPM/GMI est calibré sur le radar du même appareil puis cette estimation corrigée sert de référence pour homogénéiser les estimations de précipitations fournies par les autres appareils de la constellation GPM. Après homogénéisation il est possible de combiner ces diverses estimations sur une seule grille. Si plusieurs estimations sont disponibles sur un même nœud, celle du capteur considéré *a priori* comme de meilleure qualité est retenu.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Les estimations micro-ondes présentent une discontinuité spatiale et un algorithme de propagation permet de fournir les estimations au pas de 30 minutes. L'intervalle maximal autorisé pour l'algorithme de propagation entre deux estimations est de trois heures. Au delà, les valeurs intermédiaires sont une pondération entre les données micro-ondes propagées et celles issues de l'algorithme infra-rouge PERSIANN-CSS qui a été décrit en 2.5.2. Cet algorithme utilise des données de satellites géostationnaires et n'est disponible qu'entre les latitudes 60S et 60N. Néanmoins aux hautes latitudes la fréquence de revisite des satellites héliosynchrones est plus élevées ce qui minimise l'importance de cette restriction.

La méthode utilisée pour propager les estimations micro-ondes est le C-Morph qui a été décrit en 2.5.1. Dans la prochaine version d'IMERG, il est prévu (Tan et Huffman, 2019) de ne plus fonder ces calculs sur l'infrarouge thermiques des satellites géostationnaires mais sur les champs de contenu en eau précipitable issus du modèle de prévision numérique GEOS-FP. Deux facteurs ont motivé cette évolution, éliminer la nécessité d'introduire des facteurs correctifs empiriques pour tenir compte des phénomènes de cisaillement de vent et couvrir les hautes latitudes qui ne peuvent pas être observées par les satellites géostationnaires. La transition est rendue possible par l'échelle de résolution fine de ce modèle, une heure et le quart de degré, qui devient compatible avec celle du produit de précipitations GPM.

Le produit ainsi obtenu est un produit satellite pur couvrant le globe à une fréquence de 30 minutes et à une résolution du dixième de degré. Son délai d'élaboration est d'une douzaine d'heures et il est qualifié de produit temps réel ou de produit non calibré. Pour satisfaire au besoin de la prévision immédiate un produit, qualifié de précoce, est également élaboré. Il repose sur des algorithmes simplifiés et est disponible avec un temps de latence de seulement quatre heures. Comme il a été signalé en 2.5.3, le radar de précipitation n'intervient que très peu par ces données acquises au moment de l'estimation. Cette caractéristique contribue à la fiabilité du programme qui ne dépend pas d'un appareil unique pour délivrer ses produits.

La dernière étape consiste à fusionner le produit IMERG non calibré, n'intégrant que des estimations purement satellitaires, avec les données de postes pluviométriques issues du programme GPCC et obtenir ainsi le produit IMERG calibré. Deux produits mensuels du GPCC sont utilisés, le *Full Data Analysis* lorsqu'il est disponible et le *Monitoring Product* pour les périodes les plus récentes. Ce dernier produit repose uniquement sur le réseau synoptique OMM d'environ 7000 stations et son délai de diffusion est de quelques mois. Le produit *Full Data Analysis*, pour sa part, intègre d'autres réseaux et notamment les réseaux météorologiques et hydrologiques nationaux et les données FAO mais il n'est disponible qu'après un délai de quelques années. À chaque nouvelle version d'IMERG, l'ensemble de la base est à nouveau traitée en utilisant les meilleures données disponibles et donc, pour certaines périodes, le produit de réanalyse remplace le produit de suivi.

L'ingestion des données s'effectue en plusieurs étapes. Tout d'abord un ajustement climatologique tel que défini par Legates et Willmot (1990) est appliqué aux données. Il vise à corriger les sous-estimation des pluviomètres principalement liés aux chutes de neige. Ensuite les estimations de précipitations purement satellitaires sont cumulées mensuellement et un coefficient d'ajustement multiplicatif avec le GPCC est calculé. Ce coefficient est appliqué à l'estimation satellite corrigé de la

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

variance d'estimation du produit sol pour obtenir le produit mensuel de synthèse combinant satellite et postes pluviométriques. Le même coefficient multiplicatif corrigé permet d'obtenir les estimations de précipitations semi-horaires considérées comme le produit de synthèse GPM.

La figure 2.5.4.c montre le résultat de quelques étapes de la chaîne IMERG à travers les estimations de précipitations semi-horaires du 15 juillet 2018 à 12:00 TU. Le produit micro-ondes pur montre la surface du globe couverte par les capteurs micro-ondes en une demi-heure. Toutes les orbites sauf deux, celles de GPM-core et de Megha-Tropiques, sont quasi-polaires. La couverture du produit PERSIANN est bien sûr plus complète mais les zones de recouvrement avec l'estimation micro-ondes montrent un effet de lissage de l'indicateur infrarouge thermique qui tend à sous évaluer les précipitations intenses. Le produit IMERG temps réel réalise une synthèse de ces deux produits mais également des produits micro-ondes antérieurs et postérieurs par l'algorithme de propagation C-Morph. Ceci apparaît clairement au sud de Madagascar où le front de précipitation restitué est plus étendu que celui estimé par PERSIANN bien que cette zone n'ait pas été couverte par un capteur micro-ondes lors de cet intervalle de temps. Lors de la synthèse un masque est appliqué sur la cryosphère, les estimations de pluie par les capteurs micro-ondes évaluées d'une qualité insuffisante au dessus de ces surfaces.

Structure de la base GPM

L'ensemble de ces données intermédiaires figurent dans la base GPM qui est en accès libre. Des traitements rétrospectifs sont en cours pour que cette base puisse remonter jusqu'en décembre 1997, la période antérieure de 1987 à 1997 ne contenant que les températures de brillance DMSP/SSM-I. L'organisation globale de la base est simple, l'arborescence des fichiers reprenant l'organisation calendaire. Au niveau quotidien l'identification des divers produit est plus difficile. Elle repose sur une nomenclature qui a été profondément modifiée depuis la base TRMM. Dans ce dernier programme, l'identification de niveau était suivi d'un nombre de deux chiffres fournissant une identification non ambiguë des produits suivi de ces références temporelles puis de son type. Ce système de dénomination a été repris dans la littérature et le produit TRMM d'estimation des précipitation est couramment dénommé 3B42. Bien que compact, ce système présente l'inconvénient d'être à la fois peu lisible et peu évolutif, la simple identification par numérotage risquant de devenir incohérente dans le cas d'un dispositif fédératif et donc évolutif comme le GPM.

Le nom d'un fichier GPM est composé d'une succession de champs (PPS, 2014). Le premier indique le niveau des données suivant une convention résumée dans le tableau 2.5.4.a. Les deux champs suivants identifient le satellite et le capteur, éventuellement remplacés pour les produits de synthèse par celle de la méthode de synthèse. Suivent l'identification de l'algorithme, la date de début, l'heure de début, l'heure de fin, les numéros de traitement de version de l'algorithme et enfin l'identification du format. Ainsi, suivant cette nomenclature

1C.METOPA.MHS.XCAL2016-V.20150610-S192002-E210122.044838.VO5A.HDF5

désigne un fichier contenant les températures de brillance homogénéisées du capteur METOP/MHS produite par l'algorithme d'inter-calibration XCAL2016 en version 5A et enregistrées le 10 juin 2015 de 19:20 TU à 21:01 TU.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

La quasi totalité des fichiers est enregistrée en HDF5 qui est un format défini par la NASA et qui permet de regrouper dans un même fichier plusieurs blocs d'information et les métadonnées dans une structure arborescente. De la sorte il est possible de regrouper dans un même fichier des températures micro-ondes dont la résolution spatiale dépend de la fréquence ou d'intégrer toutes les étapes de la procédure Imerg. Cette facilité à un coût en termes de volume de données à transférer et de difficulté de manipulation d'un format assez peu répandu. Pour cette raison les estimations IMERG sont également disponibles en format GEOTIFF sans toutefois reprendre l'ensemble des informations contenues dans le fichier correspondant codé en format HDF5.

Les données considérées comme exogènes ne figurent pas dans la base GPM. Ceci concerne les produits GPCC, les modèles de réanalyse GEOS-FP ainsi que les données infra-rouges thermiques produites par les satellites géostationnaires. Les estimations PERSIANN sont intégrées dans les fichiers IMERG de niveau 3B.

Analyse IMERG de la situation du 23 février 2017 au Maroc

En 2.5.4 il a été discuté de la capacité des capteurs micro-ondes de la constellation GPM à rendre compte de l'événement pluvio-orageux du 23 février 2017 au Maroc. Mais plutôt que des produits de niveau 2B, GProf et PRPS, l'utilisateur tirera l'information GPM des synthèses IMERG. L'efficacité de ces derniers produits pour une estimation rapide de la nature et de l'extension d'un phénomène de précipitations intenses mérite d'être évaluée à travers l'analyse de cet événement.

Dans le tableau 2.5.4.b figurent les cumuls pluviométriques mesurés sur le réseau synoptique marocain tels qu'enregistrés dans la base NOAA/GSOD. Le réseau pluviométrique marocain est beaucoup plus étendu mais ces données sont les seules transmises en temps réel sur le réseau international de télécommunication OMM et constituent la base d'une estimation rapide. Dans le même tableau ont été indiquées les estimations des produits IMERG calibré et temps réel. Ce réseau sol ne reporte qu'une seule pluie intense et quelques pluies modérées et une interpolation spatiale ne produirait qu'un effet de pépité autour de Rabat sans fondement physique. À l'échelle d'un seul événement pluvio-orageux des écarts significatifs entre une mesure ponctuelle et une estimation satellitaire peuvent apparaître mais, sur l'ensemble des stations, les estimations IMERG sont cohérentes avec les relevés GSOD sans que cette seule comparaison ne mette en évidence un avantage net d'un produit sur l'autre.

La différence entre les produits temps réel et calibré apparaît clairement en figure 2.5.4.d où les cumuls pluviométriques du 23 février sont projetés sur une fenêtre couvrant le Maghreb. Sur le Maroc les deux produits montrent clairement l'étendue du système pluvio-orageux avec deux *maxima*, le premier sur Rabat et le second entre Kenitra et Larache. Ce deuxième pic, plus important, échappe au réseau GSOD. Les stations de Casablanca et Chefchaouen où le produit satellite sur-évalue la mesure sol se situent en limite de ce système ce qui peut contribuer à expliquer l'écart. Alors que sur le Maroc les estimations de ces deux produits sont proches, sur l'Algérie et la Tunisie les cumuls du produit temps réel sont plus élevés que ceux du produit calibré et, en s'appuyant sur les données de stations synoptiques, ce dernier paraît le plus vraisemblable. En Algérie les stations ont enregistré des pluies nulles ou faibles avec un maximum de 5 mm à Miliana. Ceci est en désaccord avec le produit temps réel qui signale une zone de pluies avec des cumuls de l'ordre de 30 mm mais est compatible avec le

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

produit calibré. Une constatation analogue peut être faite sur la Tunisie, aucune station n'ayant enregistré de précipitations.

La fréquence de restitution semi-horaire du produit final permet une restitution de la trajectoire des systèmes. La séquence de 2:00 TU à 4:30 TU (figure 2.4.5.e) montre le développement d'une cellule de forte intensité sur la cote, avec une intensité maximale de 20 mm/h atteinte à 2:30 TU, puis son déplacement vers l'intérieur des terres en fin de nuit. Ce type de phénomène est difficile à observer du fait de son extension spatiale limitée et, en l'absence de réseau radar, les données IMERG peuvent fournir des informations complémentaires d'un réseau de stations pluviométriques. Cette utilisation est pleinement supportée par le programme GPM qui fournit deux versions de ses produits non calibrés : *early* avec un délai de 4 h et *late* avec un délai de 14 h. Ces versions diffèrent par les sources de données aérologiques ainsi que quelques simplifications algorithmiques.

La question de l'utilisation opérationnelle des produits IMERG se pose en termes de délai de restitution. Sur cet événement, la version IMERG calibrée présente de bonnes performances mais n'est fourni qu'après quelques mois. La version temps temps réel, disponible avec un délai de quelques heures, se comporte moins bien. S'il est capable d'identifier les zones de précipitation intense, il présente néanmoins sur l'ensemble de la région un biais de sur-estimation. La calibration par le réseau pluviométrique, qui constitue la dernière phase de la chaîne de traitement, repose sur des algorithmes très simples et il serait envisageable de la réaliser, dans un contexte de diagnostic rapide, à partir de données de postes pluviométriques disponibles localement. Réaliser cette dernière étape à une échelle nationale ne demande que peu de ressources et présente un intérêt particulier pour les régions dépourvues de réseau de radar sol.

TAPEER : un produit intégrant son erreur d'estimation

Le produit TAPEER (*Tropical Amount of Precipitation with an Estimation of ERRors*), développé par Chambon *et al.* (2013) dans le cadre du programme Megha-Tropiques, est original par ses impératifs de conception. Alors que la plupart des produits visent à fournir la meilleure information possible localement TAPEER recherche une optimisation globale et pour ce faire s'appuie sur un dispositif d'observation aussi homogène que possible. Ainsi il n'intègre pas de postes pluviométriques dont la distribution spatiale est trop hétérogène. Il repose uniquement sur les capteurs micro-onde des satellites défilants et sur les capteurs infra-rouges des satellites géostationnaires. Ce même souci d'homogénéité spatiale a conduit à ne considérer sur ces satellites que le canal 10.8 μm qui est commun à l'ensemble des radiomètres et inter-calibré par par le CGMS. La caractéristique de TAPEER la plus innovante est d'avoir été conçu pour fournir non seulement une estimation de précipitation mais également l'erreur associée.

L'estimation micro-ondes porte sur l'ensemble de la constellation GPM et s'appuie sur un algorithme spécifique BRAIN décrit en 2.5.3. Dans une expérience de validation menée en Afrique de l'Ouest, Gosset *et al.* (2018) constate que ce produit surclasse les autres produits purement satellites sur le Niger où les précipitations sont intermittentes et associées à des systèmes de grande extension. Ce résultat par la meilleure intégration du sondeur MT-SAPHIR et donc par un taux de revisite en micro-ondes plus élevé.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Les contraintes d'élaboration du produit ont amené à choisir un algorithme simple pour la combinaison des données micro-onde et infra-rouges dérivant directement de l'UAGPI. Sur un voisinage spatial de $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ deux paramètres sont calculés : un seuil thermique de discrimination des zones de pluie, d'une part, et l'intensité moyenne des phénomènes précipitants, d'autre part. Le seuil est calculé sur une base quotidienne en colocalisant estimations micro-ondes et mesures infrarouge et le choisissant de telle sorte que la proportion de ces pixels plus froids que le seuil soit égale à la probabilité d'estimation micro-onde d'une intensité de pluie non nulle. Le deuxième paramètre est calculé sur une période d'accumulation plus longue de cinq jours en ne retenant que les estimations micro-ondes non nulles. Des considérations de stabilité ont motivé le choix d'un voisinage plus grand pour le calcul de l'intensité que pour le calcul du seuil.

Dans la mesure où les températures infrarouges n'interviennent que dans un processus purement statistique de fixation du seuil, une erreur de calibration dans ce domaine n'a pas d'influence sur le produit. Par contre le produit est beaucoup plus sensible à la calibration des imageurs et sondeurs micro-ondes, les températures mesurées étant comparées à celles de la base de référence pour l'estimation. Un modèle d'erreur de produit satellitaire décompose l'erreur en trois termes : échantillonnage, algorithme et calibration. Les spécificités de la méthode permettent de ne considérer que les deux premiers termes. Le premier terme est déduit de la fréquence d'observation par les satellites et le deuxième est obtenu en propageant les erreurs de l'estimation micro-onde, lesquelles ont été obtenues en comparant les résultats de la méthode micro-onde BRAIN, précédemment décrite, et ceux de l'algorithme radar 2A25.

La détermination d'une erreur d'estimation est difficile. Tout d'abord, parce que les méthodes de combinaison de sources d'erreurs peuvent amener à la maximiser. Et également parce que, l'erreur étant un paramètre de second ordre, sa validation est plus complexe que celle de l'indicateur lui même. Pour mettre en évidence les difficultés de cette opération, l'écart entre le cumul de précipitation TAPEER et le cumul IMERG a été calculé pour le mois de juillet 2017. Le produit IMERG sélectionné est le produit de synthèse intégrant les postes pluviométriques et qui est considéré ici comme la valeur de référence. La figure 2.5.4.f présente l'estimation TAPEER, l'erreur d'estimation fournie par TAPEER, l'estimation IMERG et l'écart absolu entre les estimations TAPEER et IMERG. Seule la zone intertropicale, où TAPEER est défini, est représentée dans cette figure.

Le produit TAPEER est diffusé sur une maille d'un degré carré. L'impact de cette résolution grossière est atténué sur une synthèse mensuelle sauf dans les zones d'action du renforcement orographique. En pareil cas la sous-estimation des précipitations est forte et dépasse l'erreur indiquée par le produit. Cet effet est particulièrement visible sur les Ghats occidentaux (Inde), sur les contreforts andins, sur ceux du Fouta-Djalon (Guinée), sur la *Sierra do mar* (Brésil) et sur la côte orientale de Madagascar. En revanche, dans une zone comme l'Afrique soudano-sahélienne, où la pluie est provoquée par des phénomènes de grande extension géographique et à fort développement vertical, l'estimation TAPEER est très proche du produit de référence et les écarts entre les deux produits restent dans la marge d'erreur. Une même constatation peut être faite dans la partie océanique centrée sur l'équateur météorologique. À l'exception des phénomènes orographiques précités, la mousson asiatique est également correctement restituée. Dans l'espace maritime les écarts d'estimations les plus importants se trouvent dans l'océan indien et le golfe du Bengale. Par ailleurs le masque de précipitation est

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

vraisemblablement trop excessif, ce qui amène à ignorer des zones de pluie et à les associer avec des erreurs d'estimation nulles.

La figure 2.5.4.g fournit l'histogramme des erreurs relatives d'estimation telles que calculées par TAPEER pour le mois de juillet 2017. La distribution de ces erreurs présente un pic autour de 20 %. En considérant ces erreurs d'estimation comme réalistes, ce résultat est bon pour un produit satellite pur. Mais cette marge d'erreur pourrait être considérée comme trop importante pour des applications opérationnelles comme le suivi des cultures pluviales.

Des produits de suivi pour les applications agronomiques : TAMSAT, CHIRPS, RFE2 et ARC2

Le produit TAMSAT (*Tropical Application of Meteorology using SATellite*) a son origine dans les années 1980 où l'enjeu était de fournir des données de précipitations en zone Soudano-Sahélienne, une région touchée par des déficits pluviométriques. La première version de cet algorithme (Flitcroft *et al.*, 1989) peut être présentée comme une régionalisation du GPI où le seuil de discrimination thermique et l'intensité de précipitation conditionnelle dépendent de la zone climatique et de la saison. Une différence notable que présentait TAMSAT par rapport aux produits climatologiques globaux était sa période d'accumulation décadaire et non mensuelle. Le choix de cette durée est un compromis entre la stabilité statistique et les exigences du suivi des cultures, le pas de temps mensuel étant trop grossier pour identifier les périodes de stress hydrique. Cette résolution temporelle a été conservée dans les nouvelles versions (Tarnavsky *et al.*, 2014) ce qui permet d'utiliser une méthode simple mais robuste. La version actuelle utilise une base de calibration couvrant la période 1983-2010. Cette base contient des données de postes pluviométrique et des cumuls décadaires de nuages à sommet froid calculés à partir d'un canal thermique Météosat sur quatre seuils prédéterminés. La taille de la base d'apprentissage permet une sélection du seuil thermique et de l'intensité de précipitation à une échelle spatio-temporelle fine. Cette calibration effectuée, la phase d'exploitation est élémentaire et le produit est susceptible de fournir une estimation des pluies décadaire utilisant uniquement les données du satellite géostationnaire. Le revers de cette simplicité et de cette robustesse est une précision limitée. Ainsi, Seyama *et al.* (2019) soulignent que le produit TAMSAT sous-estime les précipitations lorsque le phénomène dominant n'est pas la convection profonde, caractéristique qu'ils attribuent au poids de l'infrarouge.

La partie satellitaire du produit CHIRPS, conçu par l'USGS avec le support de l'USAID, est d'une conception très proche de celle de TAMSAT. Son algorithme (Funk *et al.*, 2015) calcule les cumuls de nuages à sommet froid avec un seuil unique de 235 K. Il utilise non seulement des postes pluviométriques mais également les estimations satellites TRMM-3B42 pour calculer la climatologie d'intensité de précipitations conditionnelles qui, du fait d'un volume de données plus important, peuvent être déterminées sur une maille plus fine. La différence majeure réside dans l'intégration de postes pluviométriques à l'estimation purement satellite. Le programme CHIRPS assure lui même la concentration des données en provenance de divers réseaux ce qui lui permet de diffuser des produits de synthèse avec un délai de quelques jours après la fin d'une décade. Afin d'évaluer le poids de l'information provenant du réseau sol, le programme fournit mensuellement les identifications des stations ayant reporté. CHIRPS peut également être présenté comme une adaptation du programme

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

GPCC aux applications de suivi de l'environnement où les données satellitaires servent à compléter les lacunes de l'observation sol et où l'information doit être diffusé rapidement.

Comme TAMSAT, les produits RFE2 et ARC2 (Novella et Thiaw, 2012) se limitent au continent africain et ils sont élaborés par la NOAA pour les besoins du FEWS (*Famine Early Warning System*). Alors que le RFE2 intègre les données micro-ondes, infrarouge thermique et les postes pluviométriques, la version climatologique ARC2 ne retient que les deux dernières sources de données pour disposer d'une climatologie homogène depuis 1983. Cette climatologie présente l'avantage sur celle du GPCP d'être fournie à une résolution spatiale du dixième de degré compatible avec les applications agronomiques. Le réseau de postes pluviométriques est beaucoup plus restreint que celui de CHIRPS puisqu'il se limite aux stations synoptiques émettant leur données en temps réel sur le réseau OMM. Mais cette limitation simplifie la concentration et le contrôle des données et limite le délai d'élaboration du produit à une journée.

Ces trois produits ont des visées analogues mais correspondent à des logiques d'exploitation différentes. TAMSAT a fait le choix de la simplicité en limitant les ressources informatiques et surtout humaines nécessaires à son élaboration. Il est facile à intégrer dans un service météorologique national ne disposant que de capacités limitées et permet de produire directement à partir de la station de réception Météosat des estimations de précipitations. ARC2, RFE2 et CHIRPS reposent sur une organisation centralisée et supposent un suivi permanent des chaînes de traitement. Les deux premiers produits sont plus rapides à produire mais sont spécialisés sur l'identification des zones de stress hydriques où tout autre phénomène de grande extension spatiale. Ainsi, comme le montre l'analyse du phénomène survenu le 23 février 2017, le réseau synoptique seul rend très mal compte des précipitations extrêmes. Le programme CHIRPS en faisant le choix d'une exploitation plus complexe et de délais de d'élaboration plus long fournit un produit plus précis et une couverture géographique plus large.

Comparaison de CHIRPS, TAMSAT et IMERG en cumuls mensuels sur le continent africain

Pour évaluer l'intérêt de ces produits à visée agronomique TAMSAT et CHIRPS ont été comparés à IMERG dans sa version calibrée qui intègre l'information des observations de surface à travers le GPCC. Sur la figure 2.5.4.h sont présentés les cumuls de précipitations du mois de janvier 2019 tels qu'extraits de ces trois produits ainsi que l'écart entre les produits CHIRPS et IMERG, les valeurs positives indiquant une sur-estimation du premier par rapport au second. Dans l'ensemble les trois produits fournissent une information cohérente et les écarts restent modérés. En Afrique du Nord le produit IMERG semble mieux restituer la spatialisation contrainte par l'orographie ce qui expliquerait les écarts positifs des régions de Benghazi (Lybie) et Constantine (Algérie). Les différences les plus importantes apparaissent en Afrique australe : Mozambique et Madagascar. À Madagascar la côte sud-est présente des valeurs négatives dans une zone où il existe une seule station d'observation et où le seuil thermique optimal de séparation pluie/non-pluie (figure 2.4.4.f) est particulièrement élevé et évolue rapidement dans l'espace. Les seuils thermiques calculés pour les méthodes micro-ondes sont déterminés sur ces voisinages trop étendus pour prendre en compte ces variations. La différence entre les produits CHIRPS et TAMSAT est plus faible puisque qu'en l'absence de réseau sol, ces deux produits utilisent les données satellitaires à travers des algorithmes très proches.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

La figure 2.5.4.i présente les cumuls pluviométriques juillet 2019 pour les produits CHIRPS, TAMSAT et IMERG-calibré. Pendant cette période la zone inter-tropicale de convergence atteint sa position la plus septentrionale et les trois produits mettent en évidence une zone de maximum de précipitations centrée autour de 10N, mais elles présentent des différences beaucoup plus significatives que pour le mois de janvier. Les écarts de sous-estimation les plus importants se trouvent dans le delta du Niger et sur la côte Guinéenne, où par ailleurs les produits CHIRPS et TAMSAT estiment des cumuls très similaires. Le Nigéria et la Guinée transmettent des séries de données de stations très lacunaires. La base CHIRPS indique n'avoir reçu aucune information du Nigéria en juillet 2019 et un seul poste de Guinée. De ce fait, leur estimation repose uniquement sur l'infrarouge thermique. En revanche sur la côte orientale de Madagascar, où le réseau sol a rapporté les données, CHIRPS et IMERG sont en accord alors que TAMSAT sous-estime grossièrement les précipitations. Ceci met en évidence la difficulté d'un produit exploitant uniquement des seuils de température de sommet de nuages à prendre en compte les effets de relief. Ailleurs écarts positifs et négatifs peuvent dépasser 150 mm et ces valeurs extrêmes peuvent être mises en relation avec des phénomènes orographiques. Ainsi, au Niger, une zone de forte sous-estimation existe sur le massif de l'Aïr, un seul poste pluviométrique existant à proximité de ce massif. À l'exception de ces zones montagneuses, les estimations CHIRPS et IMERG concordent sur les pays du CILSS qui remontent leur données à travers le centre AGRHYMET.

2.6 Conclusions et perspectives

La présentation des bases physiques des précipitations tropicales a permis de traiter des relations avec la nébulosité, d'une part, et de leur distribution, d'autre part. Ces caractéristiques physiques expliquent le caractère incontournable, dans l'état actuel de nos pratiques scientifiques, de l'estimation quantitative des pluies qui ne peut se déduire directement des modèles atmosphériques globaux. Parmi les systèmes générant des pluies, la convection profonde présente un intérêt particulier, aussi bien par son impact sur les activités humaines, que par sa part dans les apports en eau pluviales des zones intertropicales. Or ces phénomènes relèvent d'une dynamique à méso-échelle qui, malgré l'évolution des connaissances, reste difficile à modéliser. Un autre facteur physique à considérer lors de l'estimation des pluies est l'influence de l'orographie. Le relief peut avoir une influence considérable et, bien sûr, rémanente sur les intensités de précipitations et les procédures, qui ont toujours une base partiellement statistique, doivent le prendre en compte aux échelles fines.

Mais le fait qu'un système pluvio-orageux soit difficile à suivre dans l'instantané n'a pas nécessairement de conséquences pratiques dans la mesure où seuls certains paramètres de sa distribution spatio-temporelle peuvent être pertinents pour un domaine d'application. Pour préciser cette relation, l'impact de l'information pluviométrique a été discutée sur quelques exemples concrets. À l'exception des questions climatologiques, ces exemples font références à des situations d'aide à la prise de décision. Les situations sont très variées ; pour certaines l'impact des informations sur les précipitations est très faible et l'aide à la décision s'effectue à travers un processus d'interprétation à chaque fois spécifique. Le cas des données analysées par le centre AGRHYMET est représentatif de cette diversité car, dans le même écosystème et pour trois actions d'appui au monde rural, les informations extraites de la pluviométrie diffèrent profondément.

Face à ces enjeux, un dispositif d'observation s'est progressivement mis en place. Il comporte deux composantes, sol et satellite, chacune étant en constante évolution. Après la mise en place d'un dispositif coordonné de satellites géostationnaires, des capteurs micro-ondes plus spécialisés sur la mesure des précipitations ont été intégrés dans des satellites défilants. Au sol les réseaux les plus anciens et qui constituent la mesure de référence reposent sur l'accumulation des apports pluviaux dans un réservoir. En revanche, le nouveau dispositif d'observation exploite les propriétés d'interaction des hydrométéores avec les ondes électromagnétiques. Les radars météorologiques analysent un signal réfléchi alors que les disdromètres mesurent une atténuation.

Aucune de ces sources d'information ne peut réaliser une estimation quantitative dans l'espace sans algorithme de traitement, les pluviomètres ne fournissant qu'une donnée ponctuelle et les autres sources effectuant une mesure indirecte. Les premiers niveaux d'algorithmes sont spécifiques à une source de données et les niveaux supérieurs réalise des combinaisons. Les produits de précipitations, décrits dans ce document, peuvent être présentées comme des arborescence d'algorithmes. Du fait de la complexité des traitements de données impliqués, reproduire les résultats à partir des données de base est une opération lourde et c'est pour cette raison que la mise à disponibilité des étapes intermédiaire est indispensable dans un contexte de science ouverte.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Une nouvelle problématique scientifique

La quasi-totalité des méthodes et résultats présentés dans ce texte sont postérieurs à 1990. Bien que les enregistrements de séries pluviométriques soient anciens, faute d'instruments de mesure adéquats et de concepts scientifiques adaptés, peu d'intérêt a été apporté aux questions de spatialisation et d'estimation quantitative. Dans son ouvrage, qui présente l'état de l'art en climatologie dans les années 1950, Pédelaborde (1983) n'aborde pas cette question, ni Dhonneur (1979) dans son traité de météorologie tropicale. Plus encore que les données de télédétection, les connaissances théoriques sur les précipitations ne se sont pas diffusées immédiatement. Lors de l'atelier sur l'estimation des pluies par satellite organisé par AGRHYMET à Niamey en 1993, les méthodes présentées, encore très rudimentaires, n'apportent qu'une amélioration sensible par rapport à la simple interpolation de relevés de stations (Drouet et Cunin, 1993) et les produits exploitant les micro-ondes passives sont alors considérés comme expérimentaux (Desbois, 1993). La spécificité des phénomènes pluviogènes dans le Sahel n'est alors pas considérée comme un élément pertinent pour la conception des méthodes d'estimations qui se focalisent sur les relations statistiques entre relevés de postes pluviométriques et infrarouge thermique.

Le contexte est très différent aujourd'hui où non seulement les capacités et les limites des diverses sources d'information mais aussi les phénomènes atmosphériques sont mieux connues. Dans cette évolution rapide, la connectivité Internet a joué, sans doute, un rôle prépondérant. Elle a eu pour effet de rendre la communauté scientifique beaucoup moins segmentée, et également de faciliter l'accès aux produits ou données de télédétection à travers des infrastructures banalisées. Un autre élément important dans cette mutation a été, en 1997, le lancement du programme TRMM qui a été le premier programme satellitaire spécifiquement dédié à l'étude des précipitations. Ce programme ne se résume pas à une nouvelle source de données mais fournit les moyens de mettre en relations des sources de données préexistantes et, par son approche multi-échelle, de relier avancées théoriques et observations.

Inter-comparaison et validation des produits

Actuellement plusieurs centres de données diffusent des estimations des pluies sur une base régulière. Cette offre n'est que très partiellement redondante dans la mesure où ces produits sont conçus avec des visées et des sources très différentes. Par ailleurs, disposer de plusieurs sources d'informations fournit un moyen empirique d'évaluer la valeur des estimations. Cette multiplicité, ainsi que la complexité induite par la diversité du dispositif d'observation, amènent à questionner la qualité des applications, non en termes de restitution du processus physique, mais en termes de clarté et de reproductibilité du processus d'élaboration.

Bien qu'elle n'ait pas été abordée directement, la question de la validation des produits est centrale dans cette présentation. Un point clé est que les produits d'estimations des précipitations dépendent étroitement de leurs contextes d'exploitation : biais admissibles, paramètres de la distribution à estimer, délais de diffusion, données disponibles et capacité de traitement. Ce contexte d'exploitation lui-même vise à répondre à une gamme d'applications à visées scientifiques ou opérationnelles. Ceci ne signifie pas qu'il soit impossible de procéder à des inter-comparaisons de produits, mais que les résultats de ces études restent relatifs au contexte de l'opération. Une autre difficulté provient de l'interdépendance des produits entre eux. Il est en effet commun qu'un produit utilise comme source de données un autre

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

produit. La convergence de plusieurs estimateurs n'indique pas nécessairement qu'ils s'approchent d'une valeur réelle, mais elle peut être induite par une pondération plus importante accordée à une source commune. Mais le point le plus sensible dans les exercices de validation et d'inter-comparaison provient de la physique du phénomène, l'efficacité d'un dispositif de mesure dépendant du type de précipitations. Ainsi lorsque l'organisation en ligne de grains est prédominante, l'infrarouge thermique permet de réaliser un suivi temporel de systèmes qui évoluent rapidement et les températures de sommets de nuages présentent de forts gradients facilitant la détection des zones pluvieuses. Par contraste la restitution par les capteurs micro-ondes est aléatoire puisqu'elle dépend de la capacité à observer le système dans une phase d'activité maximale. À l'inverse pour des systèmes de moindre extension et à la répartition plus uniforme, les capteurs micro-ondes peuvent identifier les zones de précipitations dans un manteau nuageux aux températures plus homogènes. Enfin les pluies chaudes, constituées uniquement d'hydrométéores en phase liquide, ne sont pas détectables sur terre en micro-ondes passives et seuls les radars ou les pluviomètres permettent de les restituer.

Les produits de précipitation ont souvent été annoncés comme devant être, dans une phase ultérieure de leur diffusion, accompagnés d'une estimation de leur erreur. Mais cette opération s'avère difficile et seul le produit TAPEER, présenté en 2.5.4, est diffusé avec son erreur d'estimation. Dans son état actuel, ce produit doit toutefois être considéré comme expérimental dans la mesure où, d'une part, il met en œuvre des algorithmes simplifiés pour faciliter l'estimation d'un modèle d'erreur et où, d'autre part, son estimation de la part du micro-ondes ne repose pas sur une évaluation continue. Or compte tenu de l'évolution permanente de ce dispositif d'observation, une telle mise à jour est incontournable pour un produit opérationnel. Ces réserves ne retirent toutefois pas son intérêt à ce produit qui reste innovant dans sa problématique.

Camberlin *et al.* (2019) ont été confrontés à ce type de difficultés lors d'une évaluation de la qualité des produits d'estimation des pluies sur l'Afrique centrale. Utilisant comme référence une base de données de postes pluviométriques plus étendue que celle du GPCC et exploitant les séries temporelles d'estimation dans leur intégralité, les auteurs ont tiré des conclusions mitigées sur la qualité des produits. L'efficacité relative des produits dépend non seulement des échelles d'espace et de temps mais également des régions. Une tendance d'ensemble se dégage toutefois qui montre que les produits satellites purs restituent mieux les répartitions que les valeurs absolues des pluies, l'intégration de postes pluviométriques restant indispensable. Cette conclusion est cohérente avec la procédure statistique utilisée pour les estimations quantitatives.

En se fondant sur la base de données GPM qui fournit des produits intermédiaires, Tan *et al.* (2016) ont adopté une approche analytique des erreurs. En se fondant un réseau de pluviomètres dense et des données radar, ils ont mis en œuvre un modèle d'erreurs multiplicatif qui a été ajusté sur dix-huit mois de données. Leurs conclusions mettent en évidence un bien meilleur comportement des algorithmes micro-ondes que de l'algorithme infrarouge thermique dérivé de PERSIANN et également de grandes disparités parmi les algorithmes micro-ondes. Ainsi, Gprof-GMI est sensiblement plus précis que Gprof-AMSR et ces deux algorithmes surclassent largement Gprof-SSMIS qui peut présenter de larges biais d'estimation. Bien que la portée de ces conclusions soit limitée par le domaine réduit de leur expérimentation correspondant à un seul pixel IMERG, deux conséquences importantes peuvent en être tirées. La première est, qu'en termes d'analyse d'erreur, l'élément déterminant est de nature orbitographique. Cet effet s'atténue avec l'agrégation des données et serait d'autant moins important

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

que des échelles spatio-temporelles plus grossières sont considérées. Mais ce processus de lissage des erreurs n'est pas uniforme car il dépend de la distribution des précipitations. La deuxième conséquence est que le GPM présente un potentiel d'amélioration en substituant à PERSIANN un autre algorithme, éventuellement plus adapté au type de précipitations prédominant.

La question du biais d'estimation est également traitée par Tapiador *et al.* (2017). Dans le cadre d'une participation aux activités du GIEC, plusieurs responsables de produits d'estimation des pluies ont abordé la question de l'utilisation de ces informations pour la calibration des modèles numériques du climat. Ils concluent à ce que seuls quelques produits sont conçus pour minimiser le biais absolu d'estimation sur des séries chronologiques et que, même parmi ces produits, les écarts observés limitent leur utilité pour paramétrer ces modèles. Et, entre autres suggestions, ils proposent de fonder les calibrations sur des paramètres plus directement observés par des capteurs spatiaux que le cumul pluviométrique. Le suivi des systèmes hyper-froids, décrit en 2.5.1, est un exemple de ce type d'algorithme qui fournit une information d'origine purement satellitaire sur les systèmes précipitants sans pour autant évaluer les cumuls pluviométriques.

Perspectives d'évolution des méthodes d'estimation des pluies

Alors que le principal effort de recherche a porté sur l'analyse des données micro-ondes, peu d'avancées récentes concernent le domaine de l'infrarouge thermique. Ainsi, la plupart des méthodes présentées en 2.5.4 n'utilisent ces données qu'à travers des algorithmes déjà anciens. Pourtant le dispositif d'observation dans ce domaine a connu, lui aussi, des améliorations significatives. Les satellites géostationnaires ont une meilleure résolution spatio-temporelle et des capacités multi-spectrales accrues. De plus, contrairement aux capteurs micro-ondes, ils présentent une réelle continuité des observations. Pendant longtemps, la réelle limitation provenait non des observations elles-mêmes mais des capacités de traitement. Encore aujourd'hui le volume de données, considérable par rapport aux autres sources d'information, justifie pleinement un traitement à proximité de l'archive. Au-delà de la difficulté réelle du traitement de données, la pleine exploitation de l'information fournie par les satellites géostationnaires est complexe parce qu'elle renseigne plus sur l'évolution d'un système pluvigène dans son ensemble que sur les noyaux de précipitations. Une première perspective d'amélioration réside dans la fusion entre donnée micro-ondes et infrarouge thermique. Lors de cette opération, les méthodes qui ont été décrites ne font qu'un usage très sommaire des données fournies par les satellites géostationnaires et ont une marge d'amélioration considérable. Ainsi, le C-Morph suppose des intensités de précipitations invariables lors de la propagation et néglige une information sur le renforcement ou l'atténuation des systèmes pluvigènes.

À plus long terme, le développement des modèles de simulation de nuages (Guichard et Couvreur, 2017) ouvre de nouvelles perspectives dans l'automatisation de processus d'analyse et d'identification des systèmes pluvigènes. Dans une démarche très similaire à celle adoptée pour l'estimation des précipitations par les micro-ondes passives, le couplage d'un tel modèle avec un code de transfert radiatif est susceptible de fournir des archétypes de systèmes qui pourront être mis en relation avec les observations infrarouges.

L'information micro-onde, où la relation est plus directe entre température de brillance et intensité de précipitations, a fait l'objet de plus de développements algorithmiques. La question sensible est ici

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

l'évolution du dispositif d'observation qui ne bénéficie pas d'un système de coordination analogue à celui des géostationnaires. Pour le système d'observation météorologique en micro-ondes, la mission prioritaire est le sondage d'atmosphère et non la mesure des précipitations. Aussi les radiomètres à balayage conique SSMIS ne sont pas incorporés dans la nouvelle génération de satellites défilants JPSS (*Joint Polar Satellite System*), ce qui est susceptible d'introduire des discontinuités pour un produit comme le GPCP qui les utilise quasi-exclusivement, privilégiant l'homogénéité des mesures à leur couverture spatio-temporelle. Ces discontinuités créent de réelles difficultés pour l'analyse des données et le GPM a montré les limites de la flexibilité du système d'estimation micro-ondes en étant amené à traiter par un algorithme spécifique les données MT/SAPHIR qui ne disposent pas d'un canal 89 GHz.

Au même titre que le système d'observation par satellites, le système d'observation sol évolue également mais cette évolution ne s'accompagne pas d'un accroissement systématique. La rétractation du réseau de stations météorologiques est partiellement compensé par l'apparition de nouveaux équipements réalisant des mesures indirectes des précipitations. Ce dispositif, qui se trouve être beaucoup plus hétérogène que l'ancien, est susceptible de dérives instrumentales qui doivent être prises en compte lors du prétraitement et cette mutation, qui présente des avantages pour la météorologie opérationnelle, est un facteur perturbant la continuité des observations sur le long terme et les analyses à visée climatologique. Ainsi, les radars de précipitations sont susceptibles de fournir une information fine en quatre dimensions sur les phénomènes précipitants ; ils allient à la spatialisation et à la haute répétitivité temporelle une capacité à restituer les structures verticales. Mais en contrepartie, la qualité de leur estimation quantitative est limitée par la nécessité de supposer une distribution de gouttes de pluies, d'une part, et de modéliser l'atténuation horizontale, d'autre part. Plus qu'une substitution, cette mesure peut être considérée comme complémentaire de celle issue des pluviomètres. Aux échelles les plus fines, le radar fournit une information relative de beaucoup plus grande qualité qu'un réseau de pluviomètres, mais le pluviomètre a un biais absolu d'estimation plus faible.

Dans ce domaine, l'apport des systèmes à micro-contrôleurs peut être considérable en réduisant le coût de déploiement et de maintenance d'un réseau de postes pluviométriques. Dans la mesure où les activités prioritaires des services météorologiques, orientées vers la sécurité civile et les transports, n'utilisent que très marginalement ces informations sol, ces réseaux ne pourront être maintenus qu'en minimisant leurs charges de fonctionnement.

Une question, toute aussi importante que les améliorations algorithmiques, réside dans l'élaboration de modèles d'erreurs. Bien qu'elle ne soit pas réellement prise en compte par les produits opérationnels, les nombreuses actions de recherche portant sur l'inter-comparaison et la validation des estimations fournissent une base permettant d'élaborer ces modèles d'erreur. Une telle démarche constitue un changement de paradigme où, à la succession d'opérations production/évaluation/application, se substitue un schéma plus complexe. Dans ce nouveau schéma, les éléments du modèle d'erreur sont fournis au niveau des produits intermédiaires et l'estimation finale de l'erreur est effectuée en fonction des contraintes de l'application.

Vers une station de travail dédiée

Il ressort de la description des produits de précipitations qu'ils sont spécialisés, même si certains, comme le GPM, présentent un spectre plus large d'utilisation, la diversification actuelle du système de

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

mesure ne pouvant qu'accroître cette spécialisation. Or concevoir des produits de précipitations spécialisés suppose un système de traitement réparti. Si une partie des traitements est reportée vers l'utilisateur final ou une structure proche de celui-ci, les modalités de ces traitements décentralisés doivent alors être spécifiés. La restitution, décrite en 2.5.3, d'un événement pluvieux intense dans une vallée himalayenne montre à la fois les potentialités des capteurs micro-ondes et la difficulté de réaliser ces estimations pour un produit global. Les procédures d'ingestion des données de réseau sol dans les produits globaux ont, par ailleurs, été évoquées. Or ces procédures reposent sur des produits globaux, comme le GPCC, qui intègrent rarement l'ensemble de l'information pluviométrique localement disponible. Une amélioration évidente consiste à réaliser cette dernière étape localement et, parmi les systèmes de distribution de données, le GPM est particulièrement adapté à cette organisation des traitements.

Dans les années 1990, les prévisionnistes se sont trouvés confrontés au défi d'intégrer diverses sources d'information sur support numérique alors qu'ils étaient formés à l'analyse de données graphiques. Dans un rare article scientifique discutant des bases d'un système de traitement, Doswell (1992) a présenté les enjeux d'un tel système en insistant sur la nécessité d'assumer une nécessaire rupture dans les pratiques d'exploitation.

Les questions d'estimation des pluies pourraient justifier de développements logiciels similaires. Même en se limitant aux produits GPM, réaliser la fusion de données suppose combiner des produits intermédiaires de nature très différentes, au délai de disponibilité variable et au format parfois atypique (Bergès, 2019). L'exploitation de cette base justifierait, à elle seule, un environnement de travail spécialisé. Une évolution immédiate d'un tel système de traitement serait d'intégrer les réseaux de postes pluviométriques locaux puis, progressivement, d'autres sources de données.

Un produit dépendant d'un contexte d'exploitation

Ce projet de station de travail s'inscrit dans le cadre plus large d'une nécessaire spécialisation des produits de précipitations. Les mesures actuelles sont beaucoup plus précises et les phénomènes pluviogènes beaucoup mieux compris. Mais cette même évolution fait apparaître comme illusoire la visée d'un produit satisfaisant au mieux l'ensemble des requêtes. Au contraire un produit d'estimation quantitative des pluies ne peut être évalué que dans un contexte d'exploitation qui prend en compte les phénomènes atmosphériques dominants, les enjeux de la mesure et les capacités effective de traitement et de restitution de l'information.

Bibliographie

Adler R., Huffman G., Chang A., Ferraro R., Xie P., Janowiak J., Rudolf B., Schneider U., Curtis S., Bolvin D., Gruber A., Susskind, Arkin P. & Nelkin E., 2003 : The version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–Present). *Journal of Hydrometeorology*, 4, 1147-1167

Adler R., Sapiiano M., Huffman G., Wang J., Gu G., Bolvin D., Chiu L., Schneider U., Becker A., Nelkin E., Xie P., Ferraro R. & Shin D.B., 2018 : The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly analysis (new version 2.3) and a review of 2017 global precipitation. *Atmosphere*, 9(138), 1-14

Agnostolou E.N. & Kummerow C., 1997 : Stratiform and convective classification of rainfall using SSM/I 85 GHz brightness temperature observations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 14, 570-575

Ai Y., Li J., Shi W., Schmit T., Cao C. & Li W., 2017 : Deep convective cloud characterizations from both broadband imagers and hyperspectral infrared sounders measurements. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 122, 1700-1712

Anders A. M., Roe H., Hallet B., Montdommery D. R., Finnegan N. & Putkonen J., 2006 : Spatial patterns of precipitation and topography in the Himalaya. Climate and landscape evolution, *Geological Society of America, Boulder*, 39-53

André J.C., Goutorbe J.P. & Perrier A., 1986 : HAPEX-MOBILY A hydrological-atmospheric experiment for the study of water budget and evaporation flux at the climatic scale. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 67, 134-144

Angulo-Martinez M., Begueria S., Latorre B. & Fernandez-Raga M., 2018 : Comparison of precipitation measurements by OTT Parsivel and Thies LPM optical disdrometers. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22, 2811-2837

Anoashi K., Awaka J., Hirose M., Kozu T., Kubota T., Liu G., Shige S., Kida S., Seto S., Takahashi & Takayabu Y., 2009 : GSMap passive microwave precipitation retrieval algorithm – Algorithm description and validation. *Journal of the Japanese Meteorological Society*, 87A, 119-136

Arkin P.A. & Xie P., 1994 : The Global Precipitation Climatology Project- First algorithms intercomparison project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 75(3), 401-419

Atlas D., 1954 : The estimation of cloud parameters by radar. *Journal of Meteorology*, 11, 309-317

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Baron C., Clopes A., Perez P., Muller B. & Maraux F., 1996 : Manuel d'utilisation de SARRABIL, CIRAD, Montpellier, 35 p

Baron C., Sultan B., Balme M., Sarr B., Traore S., Lebel T., Janicot S. & Dingkuhn M., 2005 : From GCM grid cell to agricultural plot – Scales issues affecting modelling of climate impacts. *Philosophical Transactions of the Royal Society B*, 360, 2095-2108

Behrangi A., Hsu K., Imam B., Sorooshian S. & Kuligowski R., 2009 : Evaluating the utility of multispectral information in delineating the areal extent of precipitation. *Journal of Hydrometeorology*, 10, 684-700

Behrangi A., Stephens, Adler R., Huffman G., Lambigsten B. & Lebsock M., 2014 : An update on the oceanic precipitation rate and its zonal distribution in light of advanced observations from space. *Journal of Climate*, 27, 3975-3964

Ben-Asher J., Alpert P. & Ben-Zvie A., 2010 : Dew is a major factor affecting vegetation water use efficiency rather than a source of water in the eastern Mediterranean area. *Water Resources Research*, 46(10532), 1-8

Benichou P. & Le Breton O., 1987 : Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques. *La Météorologie*, 19, 23-34

Bennartz R. & Bauer P., 2003 : Sensitivity of microwave radiances at 83-185 GHz to precipitating ice particles. *Radio Science*, 38(4), 1-8

Bergeron T., 1961 : Preliminary results of 'Project Pluvius'. *International Association of Hydrological Science, Commission of Land Erosion*, 53, 226-237

Bergès J.C., 2003 : Neural networks and tree classifiers, an application to rainfall estimation. *IEEE International Remote Sensing and Geoscience Symposium, Toulouse, juillet 2003*, 1-4

Bergès J.C., 2019 : GPM, le programme Global Precipitation Measurement (NASA/JAXA) – Fondements théoriques et accès à la base de données. *Climatologie*, 16, 23-51

Bergès J.C., Beltrando G. & Cacault P., 2015 : Vers une procédure de réanalyse des données de satellites géostationnaires pour le suivi de la convection profonde. *Actes du XXVIII^{ème} colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Liège*, 31-36

Bergès J. C., Chiffaud J. & Mestre J., 1992 : Apport de la télédétection satellitaire à l'identification des zones favorables pour le criquet Sénégalais au Sahel. *Veille Climatique Satellitaire*, 40, 25-33

Bergès J.C., Chopin F., Jobard I. & Roca R., 2010 : EPSAT-SG, A satellite method for rainfall estimation ; its concepts and implementation for the AMMA experiment. *Annales Geophysicae*, 28(1), 289-308

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

- Bergès J.C., Jobard I. & Roca R., 2009 : A new index to estimate precipitation using cloud growing rate. *Geophysical Research Letters*, 36(08808), 1-5
- Berg W., Bilanow S., Chen R., Dattad S., Draper D., Ebrahimi H., Farrar S., Linwood J., Kroodsma R., McKague D., Payne V., Wangi J., Wilheit T., & Xun Yangg J., 2016 : Intercalibration of the GPM Microwave Radiometer Constellation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 33, 2639-2654
- Berk A., Conforti P., Kennett R., Perkins T., Hawes F. & van den Bosch J., 2014 : MODTRAN6: a major upgrade of the MODTRAN radiative transfer code. *Proc. SPIE June 2014, Algorithms and Technologies for Multispectral, Hyperspectral, and Ultraspectral Imagery* , 9088H, 1-17
- Beucher S. & Lantéjuol C., 1979 : Use of watershed in contour detection. *Proc. International Workshop on Image Processing, Rennes 17-21 sep. 1979*, 2.1-2.11
- Biau G., Zorita E., Von Storch H. & Wackernagel H., 1999 : Estimation of precipitation by Kriging in the EOF space of the sea level pressure field. *Journal of Climate*, 12, 1070-1085
- Bister M. & Emanuel K., 1997 : The genesis of hurricane Guillermo ; TEXMEX analysis and a modelling study. *Monthly weather review*, 125, 2662-2682
- Bjerknes J. & Solberg H., 1922 : Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. *Geophysisks Publikationer Kristiana* , 3(1), 3-18
- Bjerknes V., 1920 : The meteorology of the temperate zone and the general atmospheric circulation. *Nature*, 105(2643), 522-524
- Boer E. R. & Ramanathan V., 1997 : Lagrangian approach for deriving cloud characteristics from satellite observation and its implication to cloud parametrization. *Journal of Geophysical Research*, 102, 21383-21399
- Bonnecase V., 2010 : Retour sur la famine au Sahel du début des années 1970 ; la construction d'un savoir de crise. *Politique Africaine*, 119, 23-42
- Brader L., Djibo H., Faye F.G., Ghaout S., Lazar M., Luzietoso P.M. & Babah M.O., 2006 : Towards a more effective response to desert locusts and their impacts on food security, livelihoods and poverty. Multilateral evaluation of the 2003-05 Desert locust campaign. *Food and Agriculture Organization, Rome*, 96 p
- Buffon G.L., 1747 : Théorie de la terre. *Furnes et Cie, Paris, ed. 1839*, 782 p
- Camberlin P., Barraud G., Bigot S., Dewitte O., Makanzu-Imwangana F., Maki-Mateso J.C., Martiny N., Monsieurs E., Moron V., Pellarin T., Philippon N., Sahani M. & Samba G., 2019 : Evaluation of remotely sensed rainfall products over Central Africa. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 145(722), 2115-2138

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

- Camberlin P., Gitau W., Planchon O., Dubreuil V., Funatsu B.M. & Philipp N., 2017 : Major role of water bodies on diurnal precipitation regimes in Eastern Africa. *International Journal of Climatology*, 5197, 1-17
- Carlson T.N., 1980 : Airflow through midlatitude cyclones and the comma cloud pattern. *Monthly Weather Review*, 108, 1498-1509
- Casella D., Panegrossi G., Sano P., Milani L., Petracca M. & Dietrich S., 2015 : A novel algorithm for detection of precipitation in tropical region using PMW radiometer. *Atmospheric Measurement Techniques*, 8, 1217-1232
- CEGIS, 2006 : Sustainable end-to-end climate/flood forecast application through pilot projects showing measurable improvements. *Center for Environmental and Geographic Information Services, Dhaka, Bangladesh*, 78 p
- Chambon P., Jobard I., Roca R. & Viltard N., 2013 : An investigation of the error budget of tropical rainfall accumulation derived from merged passive microwave and infrared satellite measurements. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139(693), 879-893
- Charles L., 2006 : Perspectives sur l'histoire de la météorologie et de la climatologie. *Écologie et Politique*, 33, 36-52
- Charney J., 1975 : Dynamics of desert and droughts in the Sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101, 193-202.
- Christie M., 2001: The ozone layer, a philosophy of science perspective. *Cambridge University Press*, 217 p
- Chwala C., Gneimer A., Qiu W., Hipp S., Nienaber D., Stiert U., Eibert T., Pohl M., Seltmann J., Fritz J. & Kunstmann H., 2012 : Precipitation observation using microwave backhaul links in the alpine and pre-alpine region of Southern Germany. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16, 2647-2661
- CILSS, 2016: Atlas of West Africa- A window on a changing world. *CILSS : Ouagadougou*, 219 p
- Couvreux F., Rio C., Guichard F., Lothon M., Canut G., Bouniol D. & Gounou A., 2012 : Initiation of daytime local convection in a semi-arid region analysed with high-resolution simulations and AMMA observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 138, 56-71
- Cressman K., 2013 : Role of remote sensing in desert locust warning. *Applied Remote Sensing*, 7(75098), 1-12
- Crouzis M., 1992 : Germination et établissement des plantes annuelles sahéliennes. *L'aridité, une contrainte au développement – caractérisation, réponses biologiques, stratégie des sociétés*, Paris, ORSTOM, 267-282

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

- Daly C., Neilson R. P. & Phillips D., 1994 : A statistical-topographic model for mapping climatological precipitation over mountainous terrain. *Journal of Applied Meteorology*, 33, 140-158
- Dauhut T., Chaboureau J.P., Haynes P. & Lane T.P., 2018 : The mechanisms leading to a stratospheric hydration by overshooting convection. *Journal of Atmospheric Sciences*, 75(12), 4383-4398
- Degu A. M., Hossain F., Niyogi D., Pielke R., Shepherd J., Voisin N. & Chronis T., 2011 : The influence of large dams on surrounding climate and precipitation patterns. *Geophysical Research Letters*, 38, 4405-4411
- De Martonne M.E., 1896 : Contribution à l'étude des pluies dans la région du Haut Nil. *Annales du Bureau Central Météorologique de France*, 197-212
- Desbois M., 1993 : Principes, limitations et perspectives des méthodes d'estimation des pluies par satellite. *AGRHYMET, Actes de l'atelier sur l'estimation des pluies, Niamey, Décembre 1993*, 168-174
- Dhonneur G., 1979 : Traité de météorologie tropicale ; Application au cas particulier de l'Afrique occidentale et centrale. *Direction de la Météorologie Nationale, Paris*, 185 p
- Diawara M.O., Hiernaux P., Mougin E., Gangneron F. & Soumaguel L., 2017 : Viabilité de l'élevage pastoral au Sahel ; étude de quelques paramètres démographique des élevages de Hombori (Mali). *Cahiers Agricultures*, 26(45006), 1-8
- Diday E., 1971 : Une nouvelle méthode en classification automatique et reconnaissance des formes la méthode des nuées dynamiques. *Revue de statistiques appliquée*, 19, 19-33
- Dinku T., Ceccato P., Cressman K. & Connor S.J., 2010 : Evaluating detection skills of satellite rainfall estimates over desert locust recession regions. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49, 1322-1332
- Diouf A.A., Hiernaux P., Brandt M., Faye G., Djaby B., Diop M.B., Ndione J.A. & Tychon B., 2016 : Do agrometeorological data improve satellite-based estimations of the herbaceous yield in sahelian semi-arid ecosystems ? *Remote Sensing*, 8(668), 1-23
- Doswell C.A., 1992 : Forecaster workstation design- Concepts and issues. *Weather and Forecasting*, 7, 398-407
- Doumounia A., Gosset M., Cazenave F., Kacou M. & Zougmore F., 2014 : Rainfall monitoring based on microwave links from cellular telecommunication networks ; first results from a West African testbed. *Geophysical Research Letter*, 10(1002), 6015-6021
- Drouet J.L. & Cunin L., 1993 : Comparaison des méthodes d'estimation des pluies AGRHYMET, EPSAT, TAMSAT au cours de la saison des pluies 1993. *Actes de l'atelier sur l'estimation des pluies, Niamey, Décembre 1993*, 101-117

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

- Dubrulle O., 1984: Comparing splines and kriging. *Computers & Geosciences*, 10(2), 327-333
- Durand Y., Brun E., Merindol L., Guyomarch G., Lesaffre B. & Martin E., 1993: A relevant estimation of meteorological parameters relevant for snow models. *Annals of glaciology*, 18, 65-71
- Ebert E. E. & M. J. Manton, 1998 : Performance of satellite rainfall estimation algorithm during TOGA-COARE. *Journal of Atmospheric Science*, 55, 1537-1557
- Edel L., Rysman J.F., Claud C., Palerme C. & Genthon C., 2019 : Potential of passive microwave around 183 GHz for snowfall detection in the Arctic. *Remote Sensing*, 11(2200), 1-16
- Eumetsat, 2012 : SEVIRI – Total ozone factsheet. *Eumetsat Technical Documents, EUM/OPS/DOC 11 496 V2B, Darmstadt*, 10 p
- Ewald F., Bugliaro L., Mannstein H. & Mayer B., 2013 : An improved cirrus detection algorithm MeCIDA2 for SEVIRI and its evaluation with MODIS. *Atmospheric Measurement Techniques*, 6, 309-322
- Ferraro R., Nelson B.R., Smith T. & Prat O.P., 2018 : The AMSU-based hydrological bundle climate data record – Description and comparison with other data sets. *Remote Sensing*, 10(1640), 1-18
- Fiolleau T. Roca R., 2013: An algorithm for the detection and tracking of tropical mesoscale convective system using infrared image from geostationary satellite. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 51(7), 4302-4315
- Flitcroft I.D., Milford J. & Dugdale G., 1989: Relating point to area average rainfall in semi-arid West Africa and the implications for rainfall estimates derived from satellite data. *Journal of Applied Meteorology*, 28, 252-266
- Forsythe M., 2007: Atmospheric motion vectors; past, present and future. *ECMWF seminar on recent developments in the use of satellite observations in NWP, Birmingham 3-7 sep. 2007*, 59-73
- Fuhrer O., Chadha T., Hoefler T., Kwasniewski G., Lapillone X., Leutwyler D., Lüthi D., Osuna C., Schär C., Schulthess T.C. & Vogt H., 2018 : Near-global climate simulation at 1 km resolution ; establishing a performance baseline on 488 GPUs with COSMO 5.0. *Geoscientific Model Development*, 11, 1665-1681
- Funahashi K., 1988 : On the approximate realization of continuous mapping by neural networks. *Neural Networks*, 2(3), 183-192
- Funatsu B., Rysman J.F., Claud C. & Chaboureau J.P., 2018: Deep convective cloud distribution over the Mediterranean region from AMSU-B/MHS observations. *Atmospheric Research*, 207, 122-135

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

- Funk C., Peterson P., Landsfeld M., Pedreros D., Verdin J., Shukla S., Husak G., Rowland J., Harrison L., Hoel A. & Michaelsen J., 2015 : The climate hazards infrared precipitation with stations – a new environmental record for monitoring extremes. *Scientific Data*, 66, 1-21
- Gallais J., 1984 : Hommes du Sahel – Espaces, temps et pouvoirs. *Flammarion, Paris*, 296 p
- Ganache J.F. & Houze R.A., 1982 : Mesoscale air motion associated with a tropical squall line. *Monthly Weather Review*, 110, 118-135
- Gandin L.S., 1965 : Objectives analysis of meteorological fields. *Israel program for scientific translation*, 1373, 242 pp
- Garba I., Djaby B., Salifou I., Boureima A., Ibra T. & Tychon B., 2015 : évaluation des ressources pastorales au Sahel nigérien à l'aide des données NDVI issues SPOT-Végétation et MOSID. *Photo-Interprétation – European Journal of Remote Sensing*, 1, 13-28
- Gosset M., Alcoba M., Roca R., Cloché S. & Urbani G., 2018 : Evaluation of TAPEER daily estimates and other GPM-era products against dense gauge networks in West Africa, analysing ground reference uncertainty. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 144, 255-269
- Gosset M. & Sauvageot H., 1991: A dual-wavelength radar method for ice-water characterization in mixed-phase clouds. *Journal of oceanic and atmospheric technology*, 9, 538-547
- GPM, 2018 : Algorithm theoretical basis document – GPROF2017 version 1 and version 2 (used in GPM V5 processing). *NASA technical document*, <https://gpm.nasa.gov>
- Greco M. & Anagnostou E., 2001 : Overland precipitation estimation from TRMM passive microwave observations. *Journal of Applied Meteorology*, 40(8), 1367-1380
- Grody N., 1991 : Classification of snow cover and precipitation using the Special Sensor Microwave Imager. *Journal of Geophysical Research*, 96(4), 7423-7435
- Guichard F., Ascencio N., Peugeot C., Bock O., Redelsperger J.L., Cui X., Garvert M., Lamptey B., Orlandi E., Sander J., Fierli, F., Gaertner M.A., Jones S., Lafore J.P., Morse A., Nuret M., Boone A., Balsamo G., De Rosnay P., Decharmes B., Harris P. & Bergès J.C., 2010 : An intercomparison of simulated rainfall and evaporation associated with a mesoscale convective system over West Africa. *Weather and Forecasting*, 25, 37-60
- Guichard F. & Couvreur F., 2017 : A short review of numerical cloud-resolving models. *Tellus A Dynamic Meteorology and Oceanography*, 69(1373578), 1-36
- Guillot G. & Lebel T., 1999 : Sahelian rainfall field modelling with a quasi meta-Gaussian distribution 2 ; parameter estimation and comparison to data. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 13, 113-130

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

- Haile G., Tang Q., Sun S., Huang Z., Zhang X. & Liu X., 2019 : Droughts in East-Africa; causes, impacts and resilience. *Earth Sciences Review*, 193, 146-161
- Hamilton R.A., Archbold J.W. & Douglas C., 1945 : Meteorology of Nigeria and adjacent territory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 71, 231-264
- Hansen J., Fung I., Lacis A., Rind D., Lebedeff S., Russell G. & Stone P., 1988 : Global climate changes as forecast by Goddard Institute for Space Studies three-dimensional model. *Journal of Geophysical Research – Atmosphere*, 93(8), 9341-9364
- Henson W., Austin G. & Oudenhoven H., 2004 : Development of an inexpensive raindrop size spectrometer. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 21, 1710-1717
- Herlofson N., 1947 : The T – log P diagram with skew coordinate axis. *Meteorologiske Annaler*, 10(2), 310-342
- Hielkema J. U. & Snijders F. L., 1994 : Operationnal use of satellite remote sensing and satellite communication technology for global food security and desert locust control by FAO- The ARTEMIS and DIANA systems. *Acta Astronica*, 32(9), 603-616
- Hiernaux P. & Le Houérou H.N., 2006 : Les parcours du Sahel. *Sécheresse*, 17, 1-21
- Hiernaux P., Botoni E.Y., Garba I., Touré I. & Djaby B., 2016: Guide pratique pour l'harmonisation des dispositifs de suivi-évaluation des ressources pastorales dans les pays du PRAPS. *Secrétariat exécutif du CILSS*, http://www.inter-reseaux.org/IMG/pdf/guide_pratique_praps.pdf
- Hirose M. & Nakamura K., 2005 : Spatial and diurnal variation of precipitation systems over Asia observed by the TRMM precipitation radar. *Journal of Geophysical Research*, 110(5106), 1-14
- Hitschfeld W. & Bordan J., 1954 : Errors inherent in the radar measurement of rainfall at attenuating wavelenghts. *Journal of Meteorology*, 11, 58-67
- Hong Y., Adler R.F. & Huffman G., 2006 : Evaluation of the potential of NASA multi-satellite precipitation analysis in global landslide hazard assessment. *Geophysical Research Letter*, 33(22402), 1-5
- Hourdin F., Granpeix J.Y., Rio C., Bony S., Jam A., Cheruy F., Rochetin N., Fairhead L., Idelkadi A., Musat I., Dufrene J.L., Lahellec A., Lefebvre M.P. & Roehrig R., 2013 : LMDZ5B – the atmospheric component of the IPSL climate model with revisited parametrization for clouds and convection. *Climate Dynamics*, 40, 2193-2222
- Hourdin F., Mauritsen T., Gettelman A., Golaz J.C., Balaji V., Duan Q., Folini D., Ji D., Klocke D., Qian Y., Rauser F., Rio C., Tomassini L., Watanabe M. & Williamson D., 2017 : The art and science of climate model tuning. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(3), 589-602

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

- Houze R.A., 2004 : Mesoscale convective systems. *Review of Geophysics*, 42, 1-43
- Houze R.A., 2004 : Orographic effects on precipitating clouds. *Review of Geophysics*, 50(1), 1-47
- Hovmöller E., 1949: The through and ridge diagram. *Tellus*, 1(2), 62-66
- Hsu K., Gao X., Sorooshian S. & Gupta H., 1997 : Precipitation estimation from remotely sensed information using neural networks. *Journal of Applied Meteorology*, 36, 1176-1190
- Huang X., Hu C., Huang X., Chu Y., Tseng Y., Zhang G.J. & Lin Y., 2018 : A long-term tropical convective systems dataset based on a novel objective automatic tracking algorithm. *Climate Dynamics*, 51, 3145-3159
- Huffman G., Adler R.F., Arkin P., Chang A., Ferraro R, Gruber A., Janowiak J., McNab A., Rudolf B. & Schneider U., 1997 : The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined precipitation dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(1), 5-20
- Huffman G., Adler R., Morrissey M., Bolvin D., Curtis S., Joyce R., MC Gavock & Susskind J., 2001 : Global precipitation at one-degree daily resolution from multisatellite observations. *Journal of Hydrometeorology*, 2, 36-50
- Huffman G., Bolvin D., Braithwaite D., Hsu K., Joyce R., Kidd C., Nelkin E., Sorooshian S. Tan J. & Xie P., 2019 : Algorithm theoretical document ; NASA GPM ;Integrated Multi-satellite retrievals for GPM. *NASA technical document ATBD V06*, 38 p, <https://gpm.nasa.gov>
- Hwang P.A. & Fois F., 2015 : Surface roughness and breaking wave properties retrieved from polarimetric microwave radar backscattering. *Journal of Geophysical Research – Oceans*, 120, 3640-3657
- Iguchi T., Kozu T., Kwiatkowski J., Meneghini R., Awaka J. & Okamoto K., 2009 : Uncertainties in the rain profiling algorithm for the TRMM precipitation radar. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 87A, 1-30
- Iguchi T., Seto S., Meneghini R., Yoshida N., Awaka J., Le M., Chandrasekar V. & Kubota T., 2017 : GPM/DPR level2, Algorithm theoretical basis. *NASA technical document*, [https://gpm.nasa.gov/sites/default/documents_files/ATBD DPR 201708 whole1.pdf](https://gpm.nasa.gov/sites/default/documents_files/ATBD_DPR_201708_whole1.pdf)
- Inoue T., 1987 : A cloud classification with NOAA 7 split-window measurements. *Journal of Geophysical Research*, 92, 3991-4000
- IPCC, 2007 : Climate change 2007 – The physical science basis –Working group I contribution to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change . *Cambridge University Press, Cambridge and New-york*, 996 p

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

- IPCC, 2013 : Climate change 2013 – The physical science basis - Working group I contribution to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Cambridge University Press, Cambridge and New-york*, 1552 p
- Jiang Q. & Smith R.B., 2003 : Cloud timescales and orographic precipitation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 60, 1543-1559
- Jobard I., Chopin F., Bergèd J.C. & Roca R., 2010 : An intercomparison of 10-day satellite precipitation products during West African monsoon. *International Journal of Remote Sensing*, 32(9), 2353-2376
- Joyce R.J., Janowiak J.E., Arkin P.A. & P. Xie, 2004 : C-Morph – A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *Journal of Hydrometeorology*, 5, 487-503
- Karger D. K., Conrad O., Böhrner J., Kawohl T., Kreft H., Soria-Auza R., Zimmerman N., Linder H. & M. Kessler, 2017: Climatologies at high resolution for the earth's land surface areas. *Scientific Data*, 4, 1-19
- Key J.R. & Schweiger A., 1998 : Tools for atmospheric radiative transfert, Streamer and Fluxnet. *Computers & Geosciences*, 24(5), 443-451
- Kiang R., Adimi F., Soika V., Nigro J., Singhasivanon P., Sirichaisinthop J., Leemingsawat S., Apiwathnasorn C. & Looareesuwan S., 2006 : Meteorological, environmental remote sensing and neural network analysis of the epidemiology of malaria transmission in Thailand. *Geospatial Health*, 1, 71-84
- Kidd, 2019 : Algorithm theoretical basis document, version 02-02, Global Precipitation Measurement Precipitation Retrieval and Processing Scheme (PRPS). *Nasa Technical Document*, <http://gpm.nasa.gov>
- Kidd C. & Huffman G., 2011 : Review of global precipitation measurement. *Meteorological Applications*, 18, 334-353
- Kidder S.Q., Kusselson S.J., Knaff J.A., Ferraro R., Kuligowski R.J. & Turk M., 2005 : The Tropical Rainfall Potential (TRaP) technique ; Part 1 Description and examples. *Weather and Forecasting*, 20, 456-464
- Kirschbaum D. B., Adler R., Hong Y., Hill S. & Lerner-Lam A., 2010 : A global landslide catalog for hazard applications – Method, results and limitations. *Natural Hazards*, 52, 561-575
- Kirshbaum D.J., Bryan G.H., Rotunno R. & Durran D., 2007 : The triggering of orographic rainbands by small-scale topography. *Journal of the Atmospheric sciences*, 64, 1530-1549

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

- Kohonen T., 1982 : Self organized formation of topological correct feature maps. *Cybernetics*, 43(1), 59-69
- Kovats R.S., Bouma M.J., Hajat S., Worall E. & Haines A., 2003 : El Niño and health. *Lancet*, 362, 1481-1489
- Krefis A.C., Schwartz N., Krüger A., Fobil J., Nkrumah B., Acquah S., Loag W., Sarpong N., Adu-Sarkodie Y., Ranft U. & May J., 2011 : Modeling the relationship between precipitation and malaria incidence in children from a holoendemic area in Ghana. *American Journal of Tropical Medicine and Hygiene*, 84(2), 285-291
- Krennert T., Pistonik G., Kaltenberger R. & Csekits C., 2018 : Crowdsourcing of weather observations at national meteorological and hydrological services in Europe. *Advances in Science and Research*, 15, 71-76
- Kummerow C. & Giglio L., 1994 : A passive microwave technique for estimating rainfall and vertical structure information from space. *Journal of applied meteorology*, 33, 3-18
- Kummerow C., Hong Y., Olson W.S., Yang S., Adler R., McCollum J., Ferraro R., Petty G., Shin D.B., & Wilheit T., 2001 : The evolution of the Goddard profiling algorithm (GProf) for rainfall estimation from passive microwave sensors. *Journal of Applied Meteorology*, 40, 1801-1820
- Kummerow C., Randel D., Kulie M., Wang N., Ferraro R., Munchak S. & Petkovic V., 2015 : The evolution of the Goddard profiling algorithm to a fully parametric scheme. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 32, 2265-2280
- Kurino T., 1997 : A satellite infrared technique for estimating « deep/shallow » precipitation. *Advanced Space Research*, 19, 511-514
- Lafore J.P. & Montcrieff M., 1989 : A numerical investigation of the organization and the interaction of the convective and stratiform regions of tropical squell lines. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(4), 521-544
- Lane J.E., Kasparis T., Metzger P.T. & Jones W., 2014 : In situ disdrometer calibration using multiple DSD moments. *Acta Geophysica*, 62(6), 1450-1477
- Laurent H., Machado L., Morales C.A. & Durieux L., 2002 : Characteristics of the amazonian mesoscale convective systems observed from satellite and radar during WETMAC/LBA experiment. *Journal of Geophysical Research*, 107(8054), 1-14
- Lawford R., Roads J., Lettenmaier D.P. & Arkin P., 2007 : GEWEX contribution to large scale hydrometeorology. *Journal of Hydrometeorology*, 8, 629-641

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

- Lazar M., Piou C., Doumandji-Mitiche B. & Lecoq M., 2016 : Importance of solitarious desert locust dynamic – Lessons from historical survey data in Algeria. *Entomologia Experimentalis et Applicata*, 161(3), 168-180
- Le Barbé L., Lebel T. & Tapsoba D., 2002 : Rainfall variability in West-Africa during the years 1950-90. *Journal of Climate*, 15(2), 187-202
- Lebel T., Bastin G., Obled C. & Creutin J.D., 1987 : On the accuracy of areal rainfall estimation; a case study. *Water resources Research*, 23(11), 2123-2134
- Lebel T., Taupin J.D & D'Amato D, 1997 : Rainfall monitoring during Hapex-Sahel ; General rainfall conditions and climatology. *Journal of Hydrology*, 188-189, 74-96
- Legates D.L. & Willmot C., 1990 : Mean seasonal and spatial variability in gauges-corrected global precipitations. *International Journal of Climatology*, 10, 111-127
- Le M., Chandrasekar V. & Biswas S., 2016 : Evaluation and validation of GPM dual-frequency classification module after launch. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 33, 2269-2716
- Le Treut H., 1992 : Les processus d'interaction entre l'océan et l'atmosphère. *Les climats tropicaux et leur évolution, Actes de l'atelier de La-Londes-les-Maures, CNES, Cepadues-Edition*, 141-151
- Levizzani V. & Cattani E., 2019 : Satellite remote sensing of precipitation and the terrestrial water cycle in a changing climat. *Remote Sensing*, 11(2031) , 1-41
- Levizzani V., Kidd C., Kirchbaum D., Kummerow C., Nakamu. & Turk F.J., 2020 : Satellite precipitation measurement. *Springer*, 450 p
- Lima M.A. & Wilson J.W., 2008 : Convective storm initiation in a moist tropical environment. *Monthly Weather Review*, 138, 1847-1864
- Lin Y & Hou A., 2008 : Evaluation of coincident passive microwave rainfall estimates using TRMM PR and ground measurements as references. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47, 3170-3186
- Li N., Zhu Y. & Wang Z., 2015 : A discussion on the applicable condition of Raleigh scattering. *International Journal of Remote Sensing Applications*, 5, 62-66.
- Liu C. & Zipser E.J., 2005 : Global distribution of convection penetrating the tropical tropopause. *Journal of Geophysical Research*, 110(23104), 1-12
- Lovejoy S. & Mandelbrot B.B., 1985 : Fractal properties of rain and a fractal model. *Tellus A Dynamic Meteorology and Oceanography*, 37(3), 209-232

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

- Maidment R. I., Grimes D., Black E., Tarnavsky E., Young M., Greatrex H., Allan R., Stein T., Nkonde E., Senkunda S. & Alcantara E. M., 2017 : A new, long-term daily satellite-based rainfall dataset for operational monitoring in Africa. *Scientific data*, 4(170063), 1-17
- Manton M.J., Peace A., Kemsley K., Kenyon S., Speirs J.C., Warren L. & Denholm J., 2017 : Further analysis of a snowfall enhancement project in the Snowy Mountains of Australia. *Atmospheric Research*, 193, 192-203
- Marshall J. S. & Palmer W., 1948 : The distribution of raindrops with size. *Journal of Meteorology*, 5(4), 165-166
- Martinez-Villalobos C. & Neelin D., 2019 : Why do precipitation intensities tend to follow Gamma distributions ? *Journal of the Atmospheric Sciences*, 76, 3611-3630
- Matheron G., 1964 : Principles of geostatistics. *Economic geology*, 58, 1246-1268
- Menad W., 2012 : Risques de crues et de ruissellement superficiel en métropole méditerranéenne – cas de la partie Ouest du grand Alger. *Thèse de doctorat de géographie, Université Paris-Diderot (Paris 7)*, 327 p
- Minicloux F., Creutin J.D. & Anquetin S., 2001 : Geostatistical analysis of orographic rainbands. *Journal of Applied Meteorology*, 40, 1835-1854
- Molina M. & Rowland F., 1974: Stratospheric sink for chlorofluoromethane, chlorine atom catalysed destruction of ozone. *Nature*, 249, 810-812
- Molini A., Lanza L.G. & La Barbera P., 2005 : The impact of tipping-bucket raingauge measurement errors on design rainfall for urban scale applications. *Hydrological Process*, 19(5), 1073-1088
- Moradi I., Ferraro R., Eriksson P. & Weng F., 2015 : Intercalibration and validation of observations from ATMS and SAPHIR microwave sounders. *IEEE Transactions of Geoscience and Remote Sensing*, 196(2892), 1-11
- Morel C. & Senesi S., 2002 : A climatology of mesoscale convective systems over Europe using satellite infrared imagery ; methodology. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128, 1953-1971
- Morel P., 2003 : Le projet Météosat le CNES et l'Europe. *La météorologie*, 8(41), 38-42
- Mugnai A., Casella D., Cattani E., Dietrich S., Laviola S., Levizzani V., Panegrossi G., Petracca M., Sano P., Di Paola E., Biron D., De Leonibus L., Melfi D., Rosci P., Vocino A., Zauli F., Pagliara P., Puca S., Rinollo A., Milani L., Porcù F. & Gattari F., 2013 : Precipitation products from the hydrology SAF. *Natural Hazards Earth System Sciences*, 13, 1959-1981

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

- Muller C.L., Chapman L. Johnston S., Kidd C., Illingworth S., Foody G., Overeem A. & Leigh R.R., 2015 : Crowdsourcing for climate and atmospheric sciences – current status and future potential. *International Journal of Climatology*, 35, 3185-3203
- Nace R.L., 1974 : Pierre Peyrault, the man and the contribution to modern hydrology. *Journal of the American Water Resources Association*, 10(4), 633-647
- NASDA, 2001 : TRMM data users handbook. *Earth Observation Center, National Space Development Agency of Japan*, https://www.eorc.jaxa.jp/TRMM/document/text/handbook_e.pdf
- Nesbitt S. W. & Anders A. M., 2009 : Very high precipitation climatology from the TRMM precipitation radar. *Geophysical Research Letter*, 36(15815), 1-5.
- Nicholson S.E., 1980 : The nature of rainfall fluctuations in subtropical West Africa. *Monthly Weather Review*, 108, 473-487
- Nikulin G., Jones C., Samuelsson P., Giorgi P., Sylla M.B., Asrar G., Büchner M., Cerezo-Mota R., Christensen O.B., Déqué M., Fernandez J., Hänsler A., Van Meijgaard E. & Sushama L., 2012 : Precipitation climatology in an ensemble of CORDEX-Africa regional climate simulations. *Journal of Climate*, 25, 6057-6078
- Nkeuzou A., Sauvageot H., Ochou A. D. Kebe F. M., 2004: Raindrop size distribution and radars parameters at Cape Verde. *Journal of Applied Meteorology*, 34, 90-105
- Novella N.S. & Thiaw W., 2012 : African climatology version 2 for Famine Early Warning System. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52, 588-606
- Olatinwo S. O., Shoewo O. & Makanjuola N.T., 2014 : Radio wave attenuation in a GSM network. *Pacific Journal of Science and Technology*, 15(1), 114-124
- Onibon H., Lebel T., Afouda A. & Guillot G., 2004 : Gibbs sampling for conditional spatial disaggregation of rain fields. *Water Resources Research*, 40(08401), 1-12
- Overeem A., Leijnse H & Uijlenhoet R., 2016 : Two and a half year of country wide rainfall map using radio links from commercial cellular telecommunication networks. *Water Resource Research*, 52, 8039-8065
- Pailleux J., 1996 : Impact des mesures satellitales sur la prévision numérique. *La Météorologie*, 8(15), 5-18
- Parikh J.A. & Ball J., 1980 : Analysis of cloud type and cloud amount during GATE from infrared SMS data. *Remote Sensing of Environment*, 9(3), 225-245
- Passarelli R.E. & Boehme H., 1983 : The orographic modulation of pre-warm-front precipitation in southern new England. *Monthly Weather Review*, 111, 1062-1070

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Pauthier B., Bois B., Castel T., Thévenin D., Chateau-Smith C. & Richard Y., 2016 : Mesoscale and local scale evaluation of quantitative precipitation estimates by weather radar products during a heavy rainfall event. *Advances in Meteorology*, 6089319, 1-9

Pédelaborde P., 1983 : Introduction à l'étude scientifique du climat. *SEDES, Paris*, 353 p

Peterson T. C. & Vose R., 1997 : An overview of the Global Historical Climatology Network temperature database. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 2837-2849

Petty G.W., 1994 : Physical retrievals of over-ocean rain rate from multichannel microwave imagery. Part I Theoretical characteristics of normalized polarization and scattering indices. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 54, 79-99

Polavarapu R.J. & Austin G.L., 1979 : A review of the GARP atlantic tropical experiment. *Atmosphere Ocean*, 17(1), 2-13

Pollock. D., O'Donnell G., Quinn P., Dutton M., Black A., Wilkinson M. E., Colli M., Stagnaro M., Lanza G. L., Lewis E., Kilsby C.G. & O'Connell P.E., 2018 : Quantifying and mitigating wind-induced undercatch in rainfall measurements. *Water Resource Research*, 54, 3863-3875

PPS, 2014 : Precipitation Processing System – Introduction to data products version 1.0. *NASA technical document*, 25 p, <ftp://arthurhou.pps.eosdis.nasa.gov>

Prigent C., Jaumouillé E., Chevallier F. & Aires F., 2008 : A parametrization of the microwave land surface emissivity between 19 and 100 GHz, anchored to satellite derived estimates. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 46(2), 344-352

Quintana-Segui P., Le Moigne P., Durand Y., Martn E., Habets H., Baillon M., Canellas C., Franchisteguy L. Morel S., 2008 : Analysis of near surface atmospheric parameters – Validation of the SAFRAN analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47, 92-107

Redelsperger J. L. & Lafore J. P., 1988 : A three-dimensional simulation of a tropical squall line, convective organization and thermodynamic vertical transport. *Journal of Atmospheric Sciences*, 45, 1334-1356

Resio D.T., Powell N., Clalone M.A., Das H.S. & Westerink J.J., 2017 : Quantifying impacts of forecast uncertainties on predicted storm surges. *Natural Hazards*, 88, 1423-1449

Richards F. & Arkin P., 1981 : On the relationship between satellite-observed cloud cover and precipitation. *Monthly weather review*, 109, 1081-1093

Riemann-Campe K., Fraedrich K & Lunkeit F., 2009 : Global climatology of Convective Available Potential Energy (CAPE) and Convective INhibition. (CIN). *Atmospheric Research*, 93, 534-545

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Rigal D., 1989 : Crue et décrue au lac Tchad. *Veille Climatique Satellitaire*, 28, 71-76

Roca R., Taburet N., Lorant E., Chambon P., Alcoba M., Brogniez H., Cloché S., Dufour C., Gosset M. & Guilloteau C., 2018 : Quantifying the contribution of the Megha-Tropiques mission to the estimation of daily accumulated rainfall in the tropics. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 144, 49-63

Roe G.H., 2005 : Orographic precipitation. *Annual Review of Earth Planet*, 33, 645-671

Roffey J. & Popov G., 1968 : Environmental and behavioural process in a desert locust outbreak. *Nature*, 219, 446-450

Romatschke U. & Houze R., 2011 : Characteristics of precipitating convective systems in the south asian monsoon. *Journal of Hydrometeorology*, 12, 3-26

Rotunno R., Klemp J.B. & Weisman, 1988 : A theory for strong long-lived squall lines. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45, 463-485

Rumelhart D., Hinton G. & Williams R., 1986 : Learning representations by back propagating errors. *Nature*, 323, 533-536

Russell B., Williams E.R., Gosset M., Cazenave F., Descroix L., Guy L., Lebel T., Ali A., Metayer F. & Quantin G., 2010 : Radar/rain gauges comparison on squall lines in Niamey for the AMMA. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(1), 289-303

Saddiqi D., 2017 : Intempéries, l'axe Rabat-Salé sous l'eau. Huffington Post MG, 23/02/2017, https://www.huffpostmaghreb.com/entry/inondations-intemperies-sale_mg_14963090

Sampaio G., Nobre C., Heil Costa M., Satyamurt P., Soares-Filho B. & Cardoso M., 2007 : Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion. *Geophysical Research Letters*, 34, 17709-17715

Sauvageot H. & Koffi M., 1999 : Multimodal raindrop size distribution. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57, 2480-2492

Schmetz J. & Nuret M., 1987 : Automatic tracking of high level clouds. *ESA journal*, 11, 257-286

Schneider U., Becker A. Finger P, Meyer-Christopher A., Ziese M. & Rudolf B., 2014 : GPCP's new land surface precipitation climatology based on quality-controlled in situ data and its role in quantifying the global water cycle. *Theoretical and Applied Climatology*, 115, 15-40

Schumacher C., Houze R. & Kraucurra, 2004 : The tropical dynamical response to latent heating estimates derived from the TRMM precipitation radar. *Journal of Atmospheric Sciences*, 61, 1341-1358

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

- Seto T., Kubota T., Igushi T., Takahashi N. & Oki T., 2009 : An evaluation of over-land rain rate estimates by the Gsmap and Gprof algorithms ; the role of low frequency channels. *Journal of the meteorological society of Japan*, 87A, 183-202
- Seyama E.S., Masocha M. & Dube T., 2019 : Evaluation of TAMSAT satellite rainfall estimates for southern Africa , a comparative approach. *Physics and Chemistry of the Earth*, 112, 141-153
- Shige S., Kida S., Ashiwake H., Kubota T. & Aonashi K., 2013 : Improvement of TMI rain retrieval in mountainous area. *Journal of Applied Climatology and Meteorology*, 52, 242-254
- Siddique-E-Akbor A.M., Hossain F., Sikder S., Shum C.K., Tseng S., Yi Y., Turk J.F. & Limaye A., 2014 : Satellite precipitation data-driven hydrological modeling for water resources management in the Ganges, Brahmaputra and Meghna basins. *Earth Interactions*, 18(17), 1-25
- Siegethaller A., Lezaux O., Feist D.G. & Kampfer N., 2001 : First water vapor measurement at 183 GHz from the high alpine station Jungfraujoch. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote sensing*, 39(1), 2084-2086
- Sindhu K. D. & Bhat G.S., 2013 : Comparison of Cloudsat and TRMM reflectivities. *Journal of Earth Science System*, 122(4), 947-956
- Smith W. L., Woolf H. M., Hayden C., Wark D. & McMillin L., 1979 : The TIROS-N operational vertical sounder. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 60(10), 1177-1187
- Smolarkiewicz P.K. & Rotunno R., 1989 : Low Froude number flow past three-dimensional obstacles – Part 1 Baroclinically generated lee vortices. *Journal of the Atmospheric Research*, 46(8), 1154-1165
- Soldatenko S., Tingwell C., Steinle P. & Kelly-Gerreyn B., 2018 : Assessing the impact of surface and upper-air observations on the forecast skill of the ACCESS numerical weather prediction model over Australia. *Atmosphere*, 9(23), 1-16
- Spencer R. W., Goodman H. M. & Hood R., 1989 : Precipitation retrieval over land and ocean with the SSM/I ; Identification and characteristics of the scattering signal. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 6, 254-268
- Steiner M., Bell T. L., Zhang H. & Wood E. F., 2003 : Comparison of two methods for estimating the sampling-related uncertainty of satellite rainfall averages based on a large radar dataset. *Journal of Climatology*, 16, 3759-3778
- Sumner G., 1988 : Precipitation – process and analysis. *John Wiley & Sons, Chichester, New York, Toronto*, 455 p
- Tan J. & Huffman G., 2019 : Computing morphing vectors for version 06 IMERG. *NASA technical document*, 9 p, <https://gpm.nasa.gov>

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

- Tan J., Petersen W.A. & Tokay A., 2016 : A novel approach to identify sources of errors in IMERG for GPM ground validation. *Journal of Hydrometeorology*, 17, 2477-2491
- Tapiador F.J., Kidd C., Hsu K. & Marzano F., 2004 : Neural networks in satellite rainfall estimation. *Meteorological Applications*, 11, 83-91
- Tapiador F.J., Navarro A., Levizzani V., Garcia-Ortega E., Huffman G., Kidd C., Kucera P., Kummerow C., Masunaga H., Petersen W.A., Roca R., Sanchez J.L., Tao W. & Turk F., 2017 : Global precipitation measurements for validating climate models. *Atmospheric Research*, 197, 1-20
- Tarnavsky E., Grimes D., Maidment R., Black E., Allan R.P., Stringer M., Chadwick R. & Kayitakire F., 2014 : Extension of the TAMSAT satellite-based rainfall monitoring over Africa and from 1983 to present. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 53, 2805-2822
- Taupin J.D., Amani A. & Lebel T., 1998 : Variabilité spatiale des pluies au Sahel une question d'échelle. *Actes de la conférence Water resources variability in Africa during the XXth century, Abidjan, Côte d'Ivoire*, 143-151
- Taylor C., Harris P. & Parker D., 2010 : Impact of soil moisture on the development of a Sahelian mesoscale convective system – A case-study from the AMMA Special Observing Period. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136, 456-470
- Tetgmeier S., Anstey J., Davis S., Dragani R., Harada Y., Ivanciu I., Pilch Kerdzierski R., Krüger K., Legras B., Long C., Wang J., Wargan K. & Wright J.S., 2020 : Temperature and tropopause characteristics from reanalyses data in the tropical tropopause layer. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 20(2), 753-770
- Tomasini M., Lafore J.P., Piriou C., Roca R., Ramage K., Laurent H., Morel C. & Senesi S., 2006 : Atlas on a climatology of West African mesoscale convective systems. *Deliverable DU2.1.3a of the European Project AMME-UE*, 004089, 33 p
- Tonttila J., Afzalifar A., Kokkola K., Raatikainen T., Korhonen H. & Romakkaniemi S., 2020 : Precipitation enhancement in stratocumulus clouds through airbourne seeding, sensitivity analysis by UCLALES-SALSA. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 1167, 1-24
- Tramblay Y., Feki H., Quintana-Segui P. & Guijarro J., 2019 : The SAFRAN daily gridded precipitation product in Tunisia (1979-2015). *International Journal of Climatology*, 6181, 1-9
- Trenberth K.E. & Zhang Y., 2018 : How often does it really rain? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2, 289-298
- Triplet J.P. & Roche G., 1997 : *Météorologie générale. Météorologie Nationale, Paris*, 318 p
- Tucker C.J., 1979 : Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation. *Remote Sensing of Environment*, 8(2), 127-150

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

- Tucker C.J., Hielkema J.U. & Roffey J., 1985 : The potential of satellite remote sensing of ecological conditions for survey and forecasting desert-locust activity. *International Journal of Remote Sensing*, 6(1), 127-138
- Turk J., Hawkins J.D., Smith E., Marzano F., Mugnai A. & Levizzani V., 2000 : Combining SSM/I, TRMM and infrared geostationary data in a real-time fashion for rapide precipitation updates-Advantages and limitations. *2000 EUMETSAT Meteorological Satellite Data Users Conference, Bologna*, 1-8
- Turner M.D., Ayantunde A., Patterson K. & Pattreson E., 2011 : Livelihood transition and the changing nature of the farmer-herder conflict in sahelian West-Africa. *The Journal of Development studies*, 47, 183-206
- Uijlenhoet R., Overeem A. & Leijnse H., 2018: Opportunistic remote sensing of rainfall using microwave links from cellular communication networks. *WIREs Waters*, 5(1289), 1-15
- Ulbrich C.W., 1983 : Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 22, 1764-1775
- Van Leth T., Overeem A., Uijlenhoet R. & Leijnse H., 2018: A measurement campaign to assess sources of error in microwave link rainfall estimation. *Atmospheric Measurement Techniques*, 11, 4645-4669
- Verdin J. & Claver R., 2002 : Grid cell based crop water accounting for the famine early warning system. *Hydrological Process*, 16, 1617-1630
- Vermote E.F., Tanré D., Deuzé J.L. Herman H. & Morcrette J., 1997 : Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, 6S - An Overview. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 35(3), 675-686
- Viltard N., Burlaud C. & Kummerow C., 2006 : Rain retrieval from TMI brightness temperature measurements using a TRMM/PR based database. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45, 455-466
- Vincente G.A., Scofield R. A. & Menzel P., 1998 : The operationnal GOES infrared rainfall estimation technique. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(9), 1983-1998
- Von Stroch H. & Stehr N., 2006 : Anthropogenic climate change, a reason for concern since the 18th century and earlier. *Geografiska Annaler Series A Physical Geography*, 88(2), 107-113
- Warren S., 1994 : Neural networks and statistical models. *Proc. 19 th Annual SAS Users Groups International Conference*, 1-13

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

- Weisman M.L. & Rotunno R., 2004 : A theory for strong long-lived squall lines revisited. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61(4), 361-382
- Wessel J.E. & Boucher D., 1998 : Comparison between cross-track and conical scanning microwave window channels near 90 GHz. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(1), 16-24
- WHO, 2019 : World malaria report. *World Health Organization, Genève*, 189 p
- Wilheit T. T., Chang A., Rao M., Rodgers E. & Theon J., 1977 : A satellite technique for quantitatively mapping rainfall rates over the oceans. *Journal of applied meteorology*, 16, 551-560
- WMO, 1979 : Declaration of the World Climate Conference. Archivé sur <https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000037648>
- WMO, 2018 : Guide to instruments and methods of observation. *WMO N° 8, ISBN: 978-92-63-10008-5*
- Yakamata M.D., Ogino S., Wu P., Jun-Ichi H., Mori S., Matsumoto J. & Syamsudin F., 2018 : Maritime continent coastlines controlling earth's climate. *Progress in Earth and Planetary Science*, 5(21), 1-28
- Yan B., Weng F. & Meng H., 2008 : Retrieval of snow surface emissivity from the Advanced Microwave Sounder Unit. *Journal of Geophysical Research*, 113(19206), 1-23
- Yang S. & Nesbitt SW., 2014 : Statistical properties of precipitation as observed by the TRMM precipitation radar. *Geophysical Research Letters*, 41(15), 5636-5643
- Yin X. & Gruber A., 2009 : Validation of the abrupt change in GPCP precipitation in the Congo river basin. *International Journal of Climatology*, 30(1), 110-119
- Yu Y., Notaro M., Wang F., Mao J., Shi X. & Wei Y., 2017 : Objective positive vegetation-rainfall feedbacks in the Sahel dominated by a moisture recycling mechanism. *Nature Communication*, 8(1873), 1-9
- Zhang Y., Seo D.J., Kitzmiller D., Lee H., Kuligowski R., Kim D. & Kondrugunta C., 2013 : Comparative strengths of ScaMPR satellite QPEs with and without TRMM ingest versus gridded gauges only analysis. *Journal of Hydrometeorology*, 14, 153-170
- Zipser E. J., Daniel J., Cecil J., Liu C., Nesbitt S. & Yorty D., 2006 : Where are the most intense thunderstorms on earth ? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(8), 1057-1071.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Table des tableaux

2.4.2.a	157
2.4.2.b	157
2.4.3.a	158
2.5.4.a	159
2.5.4.b	160

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Capteur	Bal.	Fauchée	IFOV											
GMI	C	885	4.4x7			10.6	18.7	22.2	36.5	89.0		166.5	183.3	
SSMIS	C	1700	13x14				19.3	23.8	37.0	91.0	150.0		183.3	
AMSR2	C	1450	3x5	6.9	7.3	10.7	18.7	23.8	36.5	89.0				
MHS	P	2180	16x16							89.0	157.0		183.3	190.0
ATMS	P	2200	16x16					23.8		89.0		165.0	183.3	
SAPHIR	P	1700	10x10										183.3	
AMSU-A	P	2250	48x48					23.8		89.0				

Tableau 2.4.2.a : Fréquences disponibles sur les capteurs micro-ondes opérationnels. La lettre C désigne un balayage conique et P un balayage perpendiculaire. Fauchée et IFOV sont exprimés en km. Le paramètre IFOV indique la taille du plus petit champs enregistré par un capteur. Les fréquences sont exprimées en GHz. Source <https://www.wmo-sat.info/oscar>

SMMIS	F17 6:20	F18 7:08	F17 18:20	F18 19:08		
AMSR2	GCOM 1:30	GCOM13:30				
MHS	N19 4:46	N18 8:32	METOP 9:30	N19 16:46	N18 20:32	METOP 21:30
ATMS	N20 1:25	N20 13:35				
AMSU-A	N19 4:46	N18 8:32	METOP9:30	N19 16:46	N18 20:32	METOP 21:30

Tableau 2.4.2.b : Heure de croisement à l'équateur des satellites héliosynchrone transportant les capteurs micro-ondes. Situation estimée pour les appareils opérationnels en mars 2020.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Satellite	Opérateur	Longitude	Statut	Type	Diffusion
GOES-17	NOAA	137W	Opérationnel	GOES-3G	HRIT
GOES-16	NOAA	75W	Opérationnel	GOES-3G	GeoNetCast
Météosat-11	Eumetsat	0	Opérationnel	MSG	Eumetcast
Météosat-9	Eumetsat	3.5E	Réserve	MSG	
Météosat-10	Eumetsat	9.5E	Acq. rapide	MSG	Eumetcast
Météosat-8	Eumetsat	41.5E	Opérationnel	MSG	Eumetcast
INSAT-3DR	ISRO	74E	Opérationnel	INS3	Restreinte
Electro-L N2	RosHydroMet	76E	Opérationnel	El-L	Eumetcast
Feng-Yun 2H	CMA	79E	Opérationnel	FY-2	CMACast
INSAT-3D	ISRO	82E	Opérationnel	INS3	Restreinte
Feng-Yun 4A	CMA	105E	Opérationnel	FY-4	CMACast
Feng-Yun 4B	CMA	105E	Réserve	FY-4	
Himawari 8	JMA	140E	Opérationnel	Himawari-3G	HimawariCast
Himawari 9	JMA	140E	Réserve	Himawari-3G	
Electro-L N3	RosHydroMet	166E	Opérationnel	El-L	HRIT

Tableau 2.4.3.a : Satellites météorologiques opérationnels en mars 2020. L'acquisition rapide désigne un mode de fonctionnement où un satellite ne réalise qu'un balayage partiel du globe mais à une fréquence plus rapide. Source <https://www.wmo-sat.info>

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

1A	Téléométrie telle que fournie par un satellite (comptes numériques)
1B	Températures de brillance fournies par un satellites
1C	Température de brillance d'un satellite inter-calibrée avec le GPM/GMI
2A	Estimation de précipitations pour un capteur dans la projection du satellite
2B	Estimation de précipitation multi-capteurs dans la projection d'un satellite (seulement GPM)
3A	Estimation de précipitation pour un capteur projetée sur la grille GPM
3B	Estimation de précipitation multi-capteurs projetée sur la grille GPM

Tableau 2.5.4.a : Niveaux de produits dans la nomenclature GPM.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

	IMERG-RT	IMERG-Calibré	Réseau synoptique
Sidi Ifni	0.00	0.00	13
Tanger/Boukhal	1.10	1.18	6
Larache	16.00	18.85	6
Chefchaouen	20.35	20.68	6
Al Hoceima	0.95	1.18	1
Oujda/Angad	0.00	0.00	0
Taza	0.05	0.08	0
Rabat/Sale	70.75	71.51	64
Fes-Sais	4.75	11.47	13
Meknes/Bassatine	11.90	16.78	2
Casablanca/Anfa	9.95	11.51	3
Nouasseur	14.60	17.94	0
Safi	4.05	6.14	6
Midlet	0.00	0.00	0
EL-Rachidia	0.00	0.00	0
Essaouira	0.00	0.00	0
Marrakech	1.70	1.82	1
Al Massira	0.00	0.00	7
Ouarzazate	0.00	0.00	0
Tan-Tan	0.00	0.00	0.5
Tetouan	2.85	4.03	2

Tableau 2.5.4.b : Cumuls pluviométriques (mm) du 23 février 2017 sur les postes du réseau synoptique marocain. La valeur mesurée sur la station figure en colonne de droite, l'estimation IMERG calibrée par le GPCC est au centre et le produit temps réel à gauche.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Table des figures

	<i>Introduction</i>	
2.0.a		165
2.0.b		166
	<i>2.1 Physique des précipitations</i>	
	<i>2.1.1 Mécanismes fondamentaux</i>	
2.1.1.a		167
2.1.1.b		168
2.1.1.c		169
2.1.1.d		170
2.1.1.e		171
2.1.1.f		172
2.1.1.g		173
2.1.1.h		174
2.1.1.i		175
2.1.1.j		176
	<i>2.1.2 Systèmes convectifs à méso-échelle</i>	
2.1.2.a		177
2.1.2.b		178
2.1.2.c		179
2.1.2.d		180
2.1.2.e		181
2.1.2.f		182
2.1.2.g		183
2.1.2.h		184
	<i>2.1.3 Effets du relief sur les précipitations</i>	
2.1.3.a		185
2.1.3.b		186
	<i>2.2 Enjeux du suivi des précipitations</i>	
	<i>2.2.1 Cycle de l'eau et modifications anthropogéniques du climat</i>	
2.2.1.a		187
2.2.1.b		188
	<i>2.2.2 Sécurité alimentaire en Afrique de l'Ouest</i>	
2.2.2.a		189
2.2.2.b		190
2.2.2.c		191
2.2.2.d		192
2.2.2.e		193
2.2.2.f		194
2.2.2.g		195
2.2.2.h		196
2.2.2.i		197

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

2.3 Mesure des précipitations depuis la surface

2.3.1 Dispositifs de mesure ponctuelle des précipitations

2.3.1.a	198
2.3.1.b	199
2.3.1.c	200
2.3.1.d	201

2.3.2 Méthodes de spatialisation

2.3.2.a	202
---------	-----

2.3.3 Radars météorologiques

2.3.3.a	203
2.3.3.b	204
2.3.3.c	205
2.3.3.d	206
2.3.3.e	207
2.3.3.f	208

2.3.4 Impact des liaisons GSM sur le dispositif d'observation

2.3.4.a	209
---------	-----

2.4 Système d'observation par satellites

2.4.1 Radars de précipitations satellitaires

2.4.1.a	210
2.4.1.b	211
2.4.1.c	212
2.4.1.d	213

2.4.2 Micro-ondes passives

2.4.2.Z	214
2.4.2.a	215
2.4.2.b	216
2.4.2.c	217
2.4.2.d	218
2.4.2.e	219
2.4.2.f	220
2.4.2.g	221

2.4.3 Radiomètres visibles et infrarouges

2.4.3.a	222
2.4.3.b	223
2.4.3.c	224
2.4.3.d	225

2.4.4 Relation entre intensité de précipitations et température de brillance

2.4.4.a	226
2.4.4.b	227
2.4.4.c	228
2.4.4.d	229
2.4.4.e	230
2.4.4.f	231
2.4.4.g	232

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

2.4.4.h	233
2.4.4.i	234
2.4.4.j	235
2.4.4.k	236
2.4.4.m	237
2.4.4.n	238
2.4.4.o	239
2.4.4.p	240
2.4.4.q	241
<i>2.5 Procédures d'estimation des précipitations</i>	
<i>2.5.1 Extraction des caractéristiques dynamiques à partir des géostationnaires</i>	
2.5.1.a	242
2.5.1.b	243
2.5.1.c	244
2.5.1.d	245
2.5.1.e	246
2.5.1.f	247
2.5.1.g	248
2.5.1.h	249
<i>2.5.2 Exploitation des propriétés multispectrales des géostationnaires</i>	
2.5.2.a	250
2.5.2.b	251
2.5.2.c	252
2.5.2.d	253
2.5.2.e	254
2.5.2.f	255
2.5.2.g	256
<i>2.5.3 Algorithmes micro-ondes purs</i>	
2.5.3.a	257
2.5.3.b	258
2.5.3.c	259
2.5.3.d	260
2.5.3.e	261
2.5.3.f	262
2.5.3.g	263
<i>2.5.4 Produits opérationnels et synthèses de diverses sources</i>	
2.5.4.a	264
2.5.4.b	265
2.5.4.c	266
2.5.4.d	267
2.5.4.e	268
2.5.4.f	269
2.5.4.g	270
2.5.4.h	271
2.5.4.i	272

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

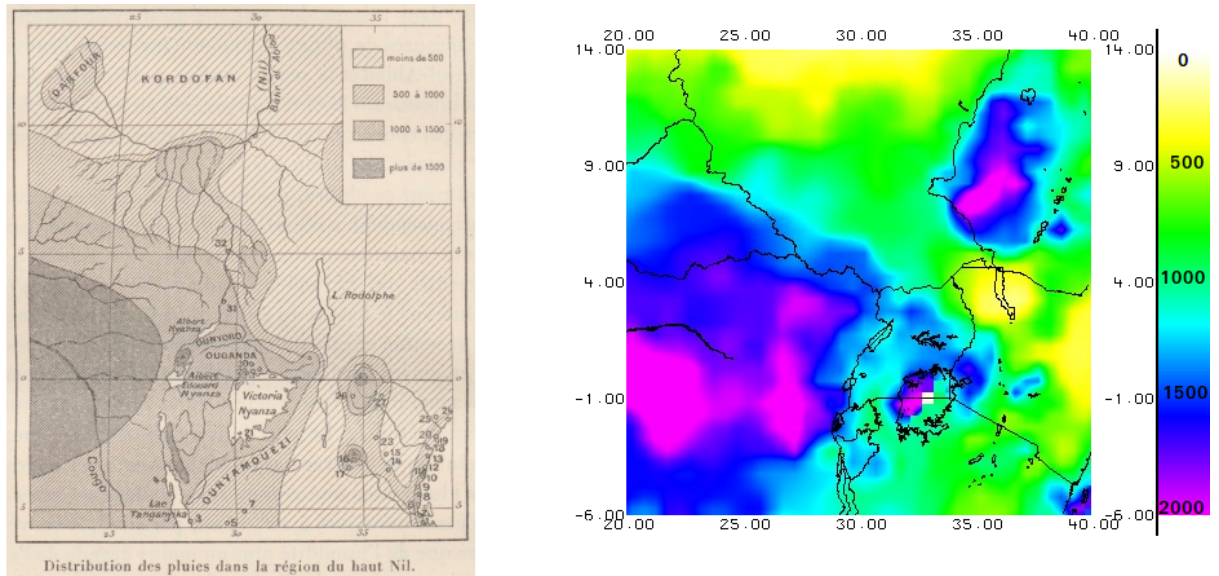


Figure 2.0.b : Cumuls annuels de précipitations (mm) sur le bassin du Nil blanc, tels qu'estimés par De Martonne (1897), à gauche, et par le produit GPCC pour la période 1950-1980, à droite.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

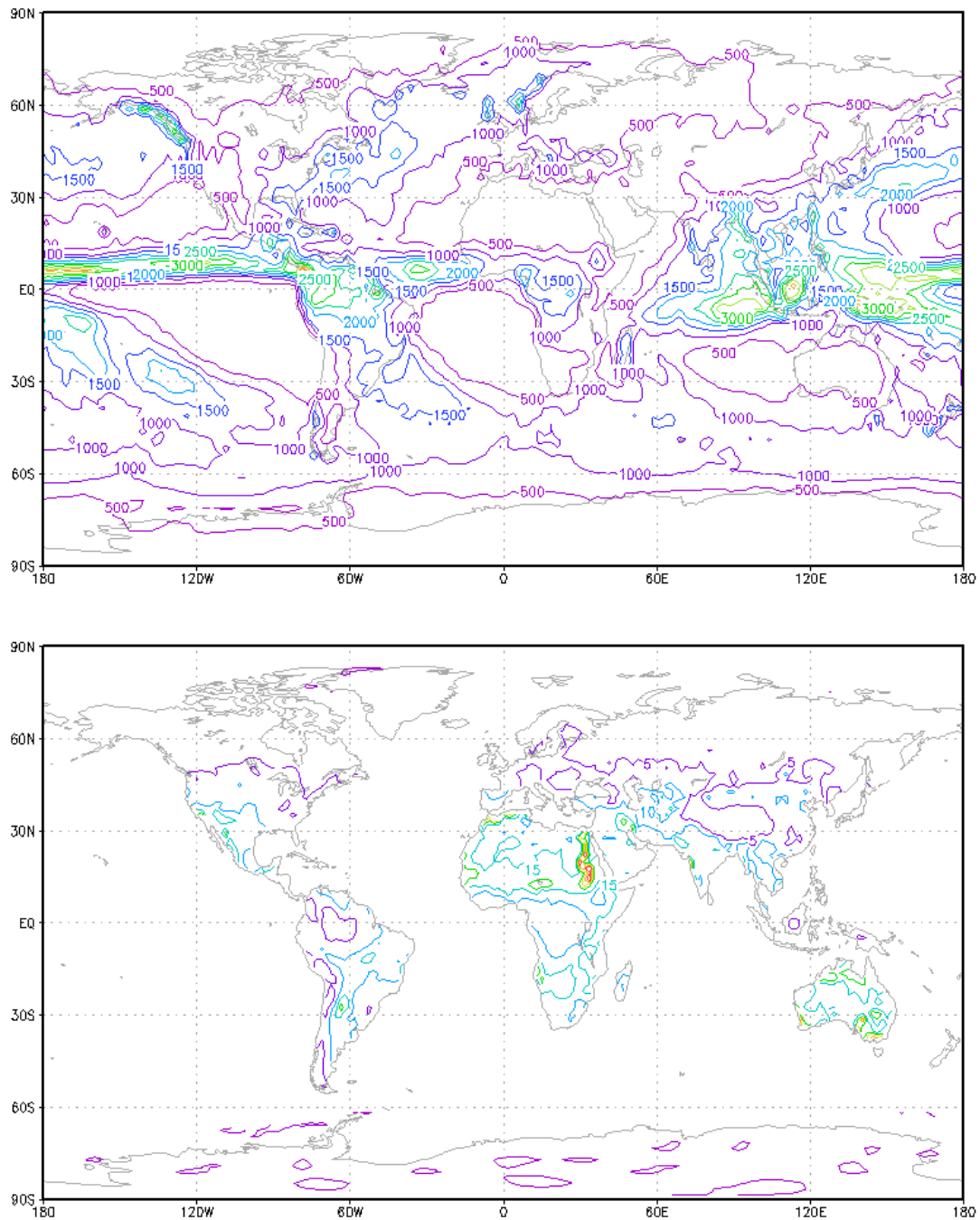


Figure 2.1.1.a : En haut, cumuls pluviométriques (mm) pour l'année 2005 fourni par le produit GPCP et en bas moyenne de l'évaporation potentielle quotidienne (mm) la même année extraite des réanalyses NCEP/NCAR.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

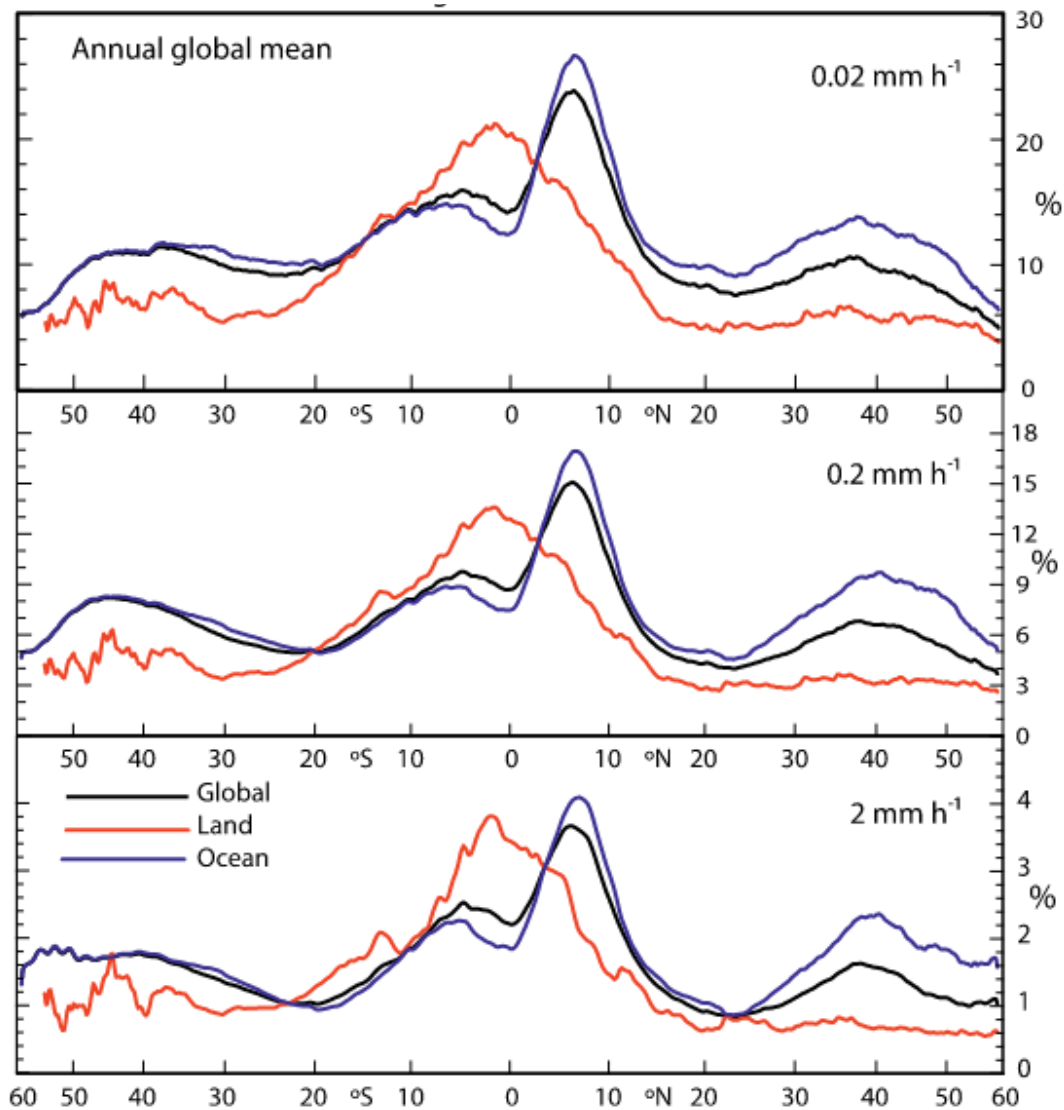


Figure 2.1.1.b : Probabilité de précipitations selon trois seuils en fonction de la latitude (Trenberth et Zhang, 2018). La courbe rouge correspond aux surfaces continentales, la courbe bleue aux surfaces océaniques et la courbe noire à l'ensemble du globe.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

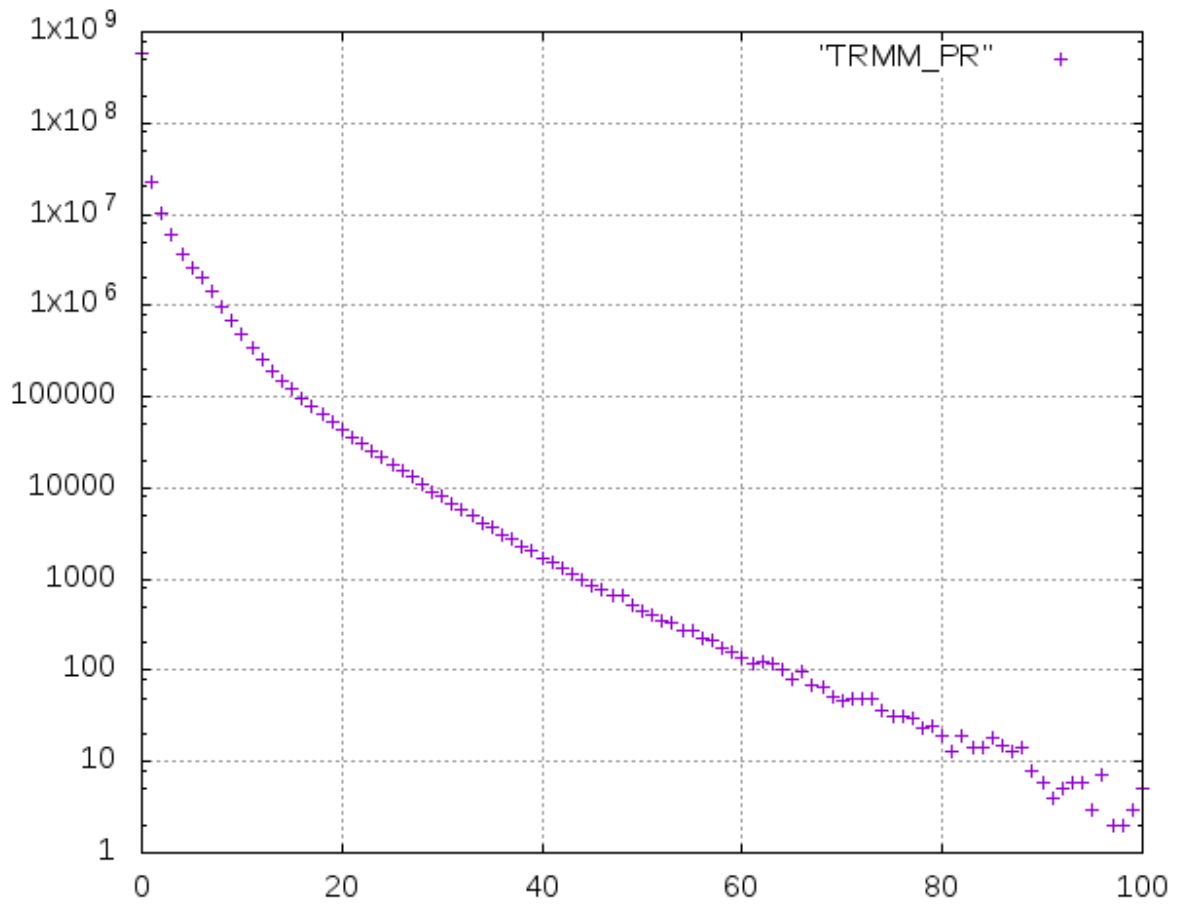


Figure 2.1.1.c : Distribution des intensités de précipitations (mm/h) mesurées par le radar du satellite TRMM sur la période 2002-2008. Les effectifs sont représentés sur une échelle logarithmique en ordonnée.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

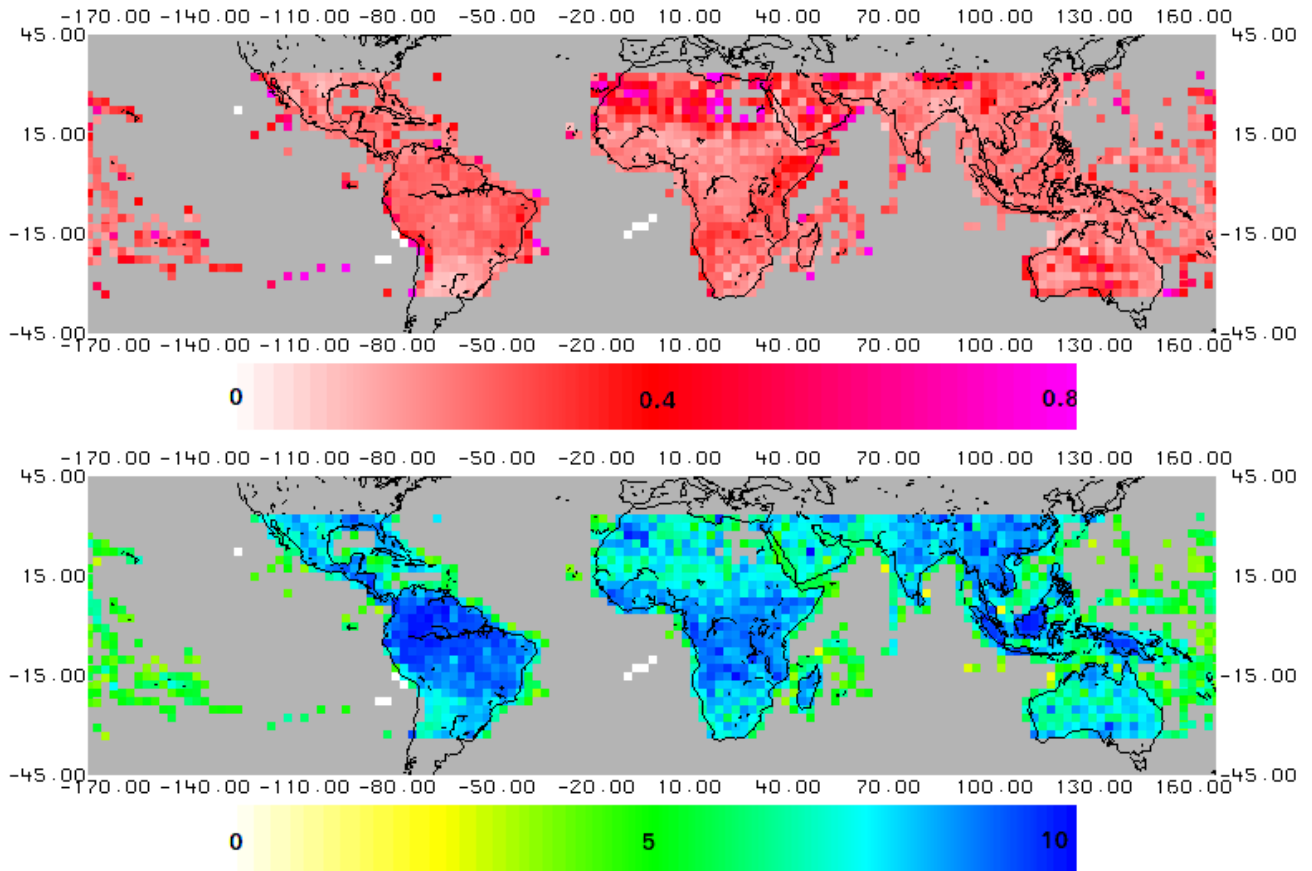


Figure 2.1.1.d : Paramètres des distribution d'intensités de précipitation estimées à partir des données TRMM/PR sur une maille de 2.5°. Le paramètre τ est cartographié en haut et le paramètre A en bas.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

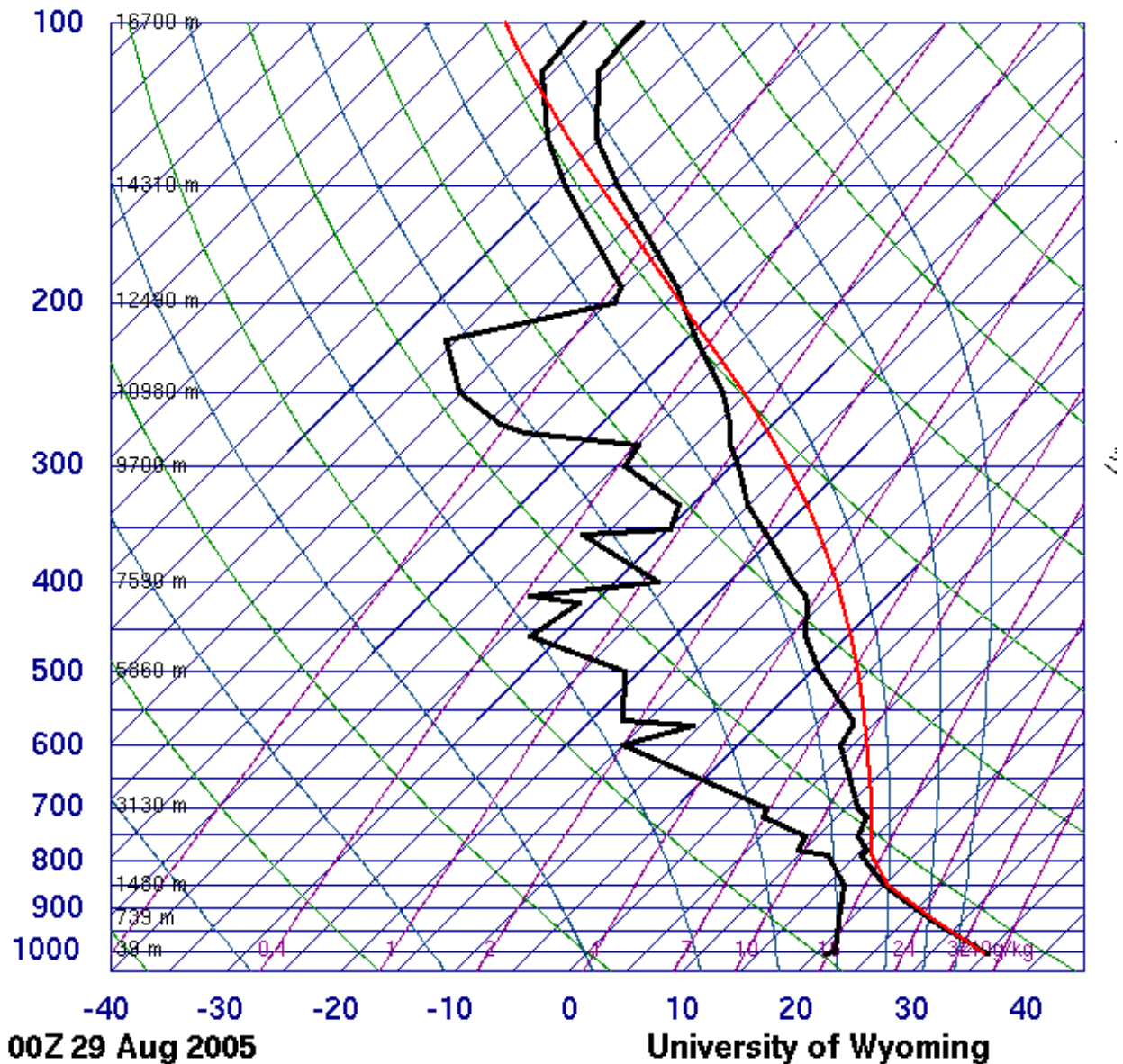


Figure 2.1.1.e : Radiosondage de la station de *Lake Charle* le 29 août 2005 à 00:00 TU. Sur le diagramme *Skew-T*, les pressions sont codées en hPa et les températures en °C. Les données de radiosondage sont tracées en noir (la température réelle est à droite et la température de point de rosée à gauche) et la température simulée en rouge. Les données ont été téléchargées depuis le site de l'université du Wyoming :

<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

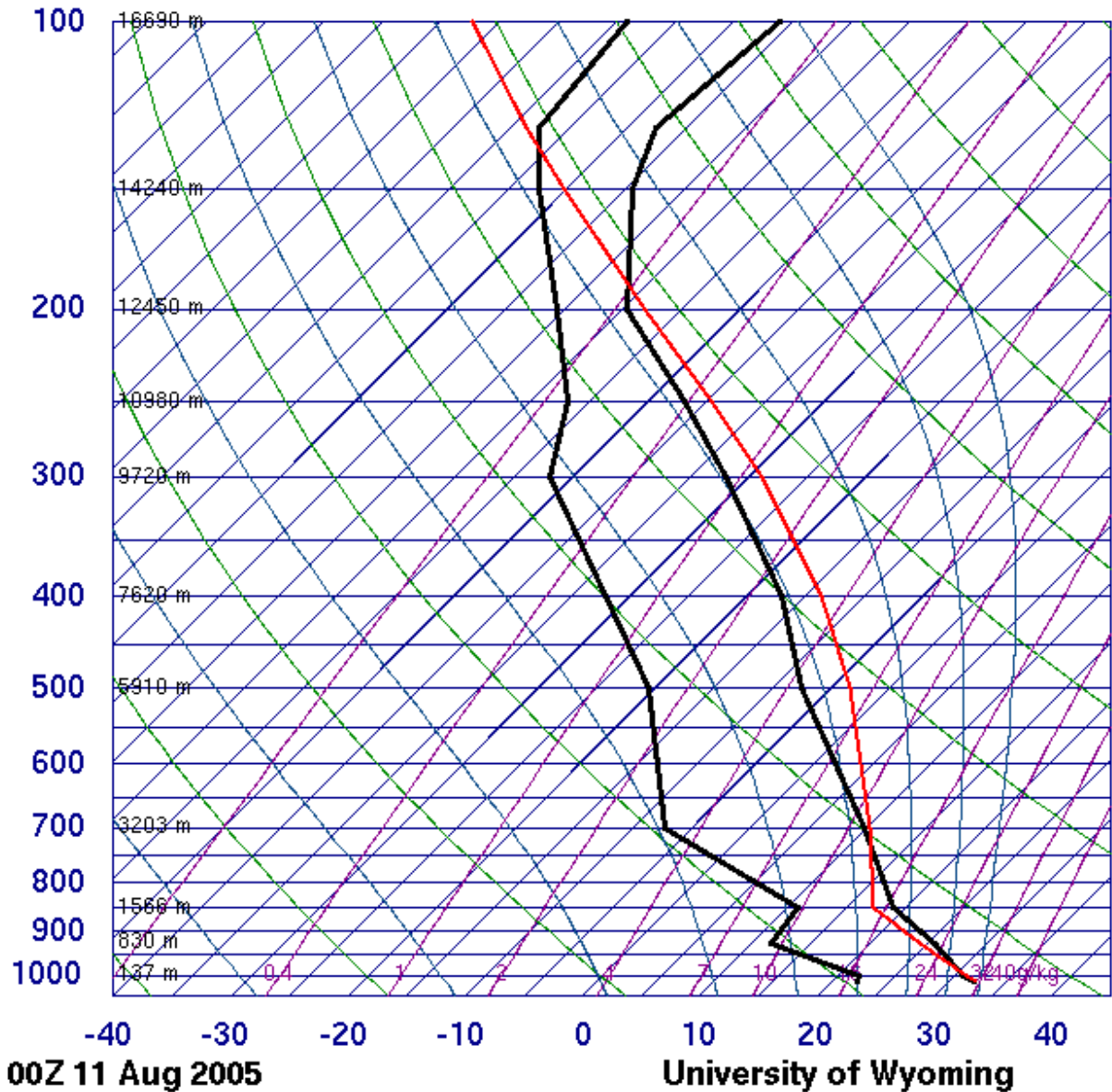


Figure 2.1.1.f: Radiosondage de la station de *Lake Charles* le 11 août 2005 à 00:00 TU. Sur le diagramme *Skew-T*, les pressions sont codées en hPa et les températures en °C. Les données de radiosondage sont tracées en noir (la température réelle est à droite et la température de point de rosée à gauche) et la température simulée en rouge. Les données ont été téléchargées depuis le site de l'université du Wyoming :

<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

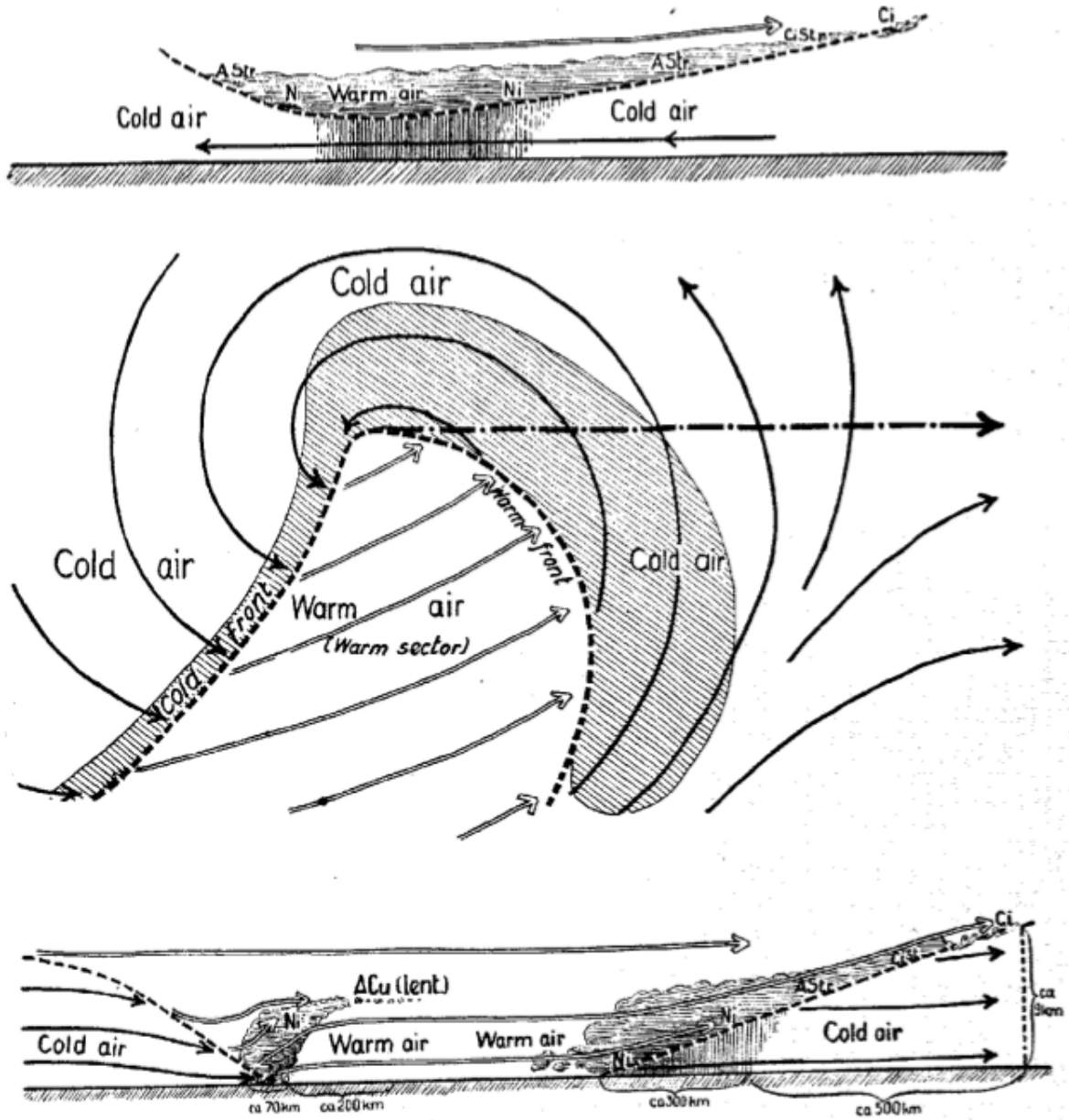


Figure 2.1.1.g : Représentation idéalisée d'un front polaire extraite de Bjerknes et Solberg (1922).

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

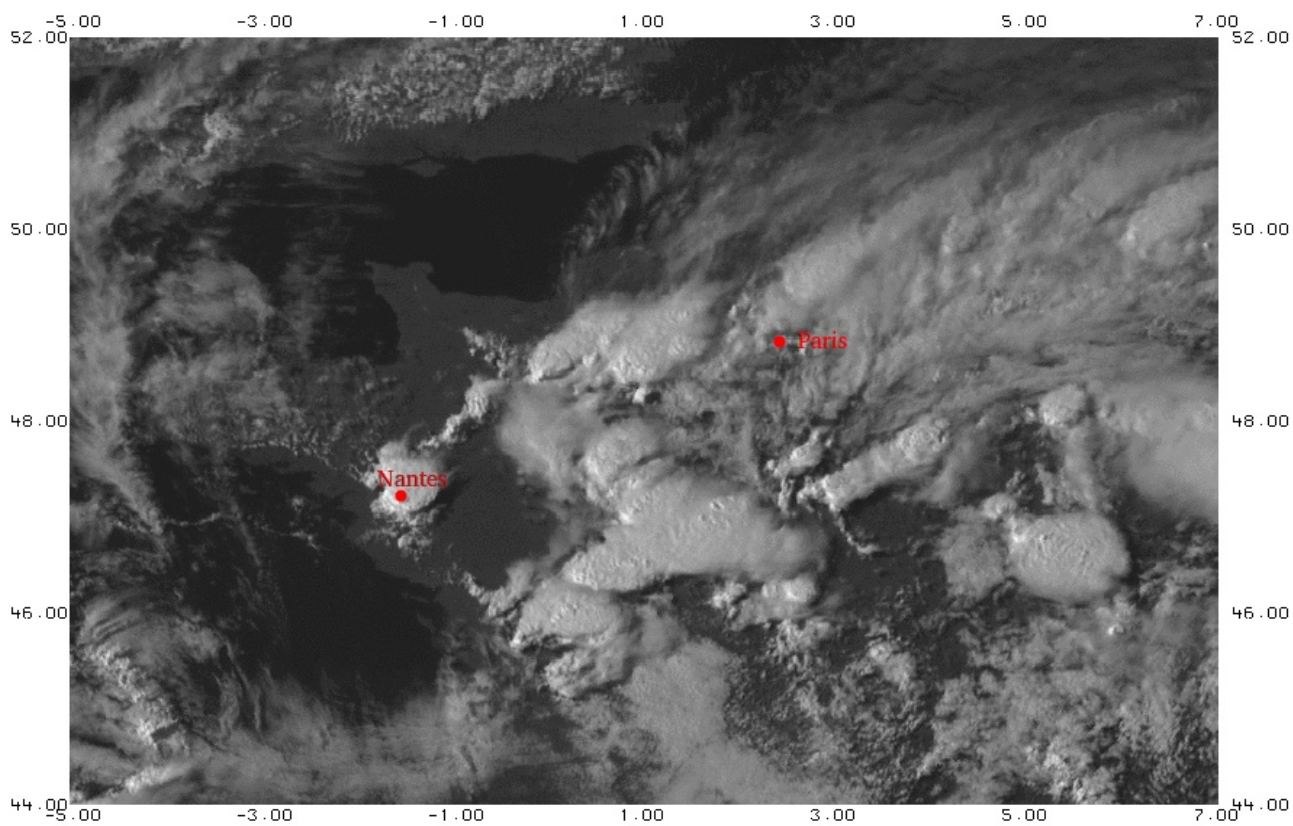


Figure 2.1.1.h : Image MSG/SEVIRI en canal visible haute résolution du 10 juillet 2017 à 15:30 TU. Les données sont projetées sur la fenêtre 44N-52N/5W-7E. Les villes de Paris et Nantes sont repérées par des points rouges.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

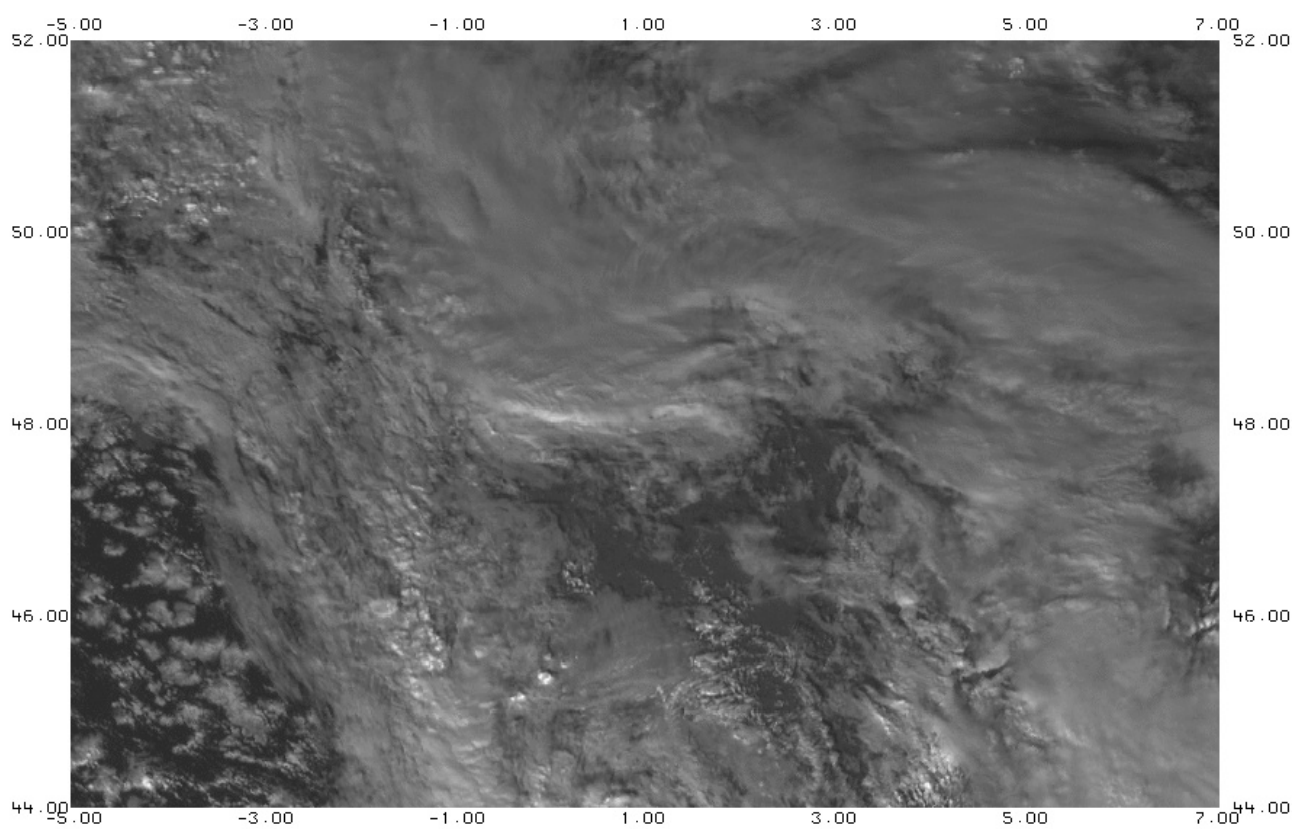


Figure 2.1.1.i : Image MSG/SEVIRI en canal visible haute résolution du 23 novembre 2019 à 12:45 TU. Les données sont projetées sur la fenêtre 44N-52N/5W-7E.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

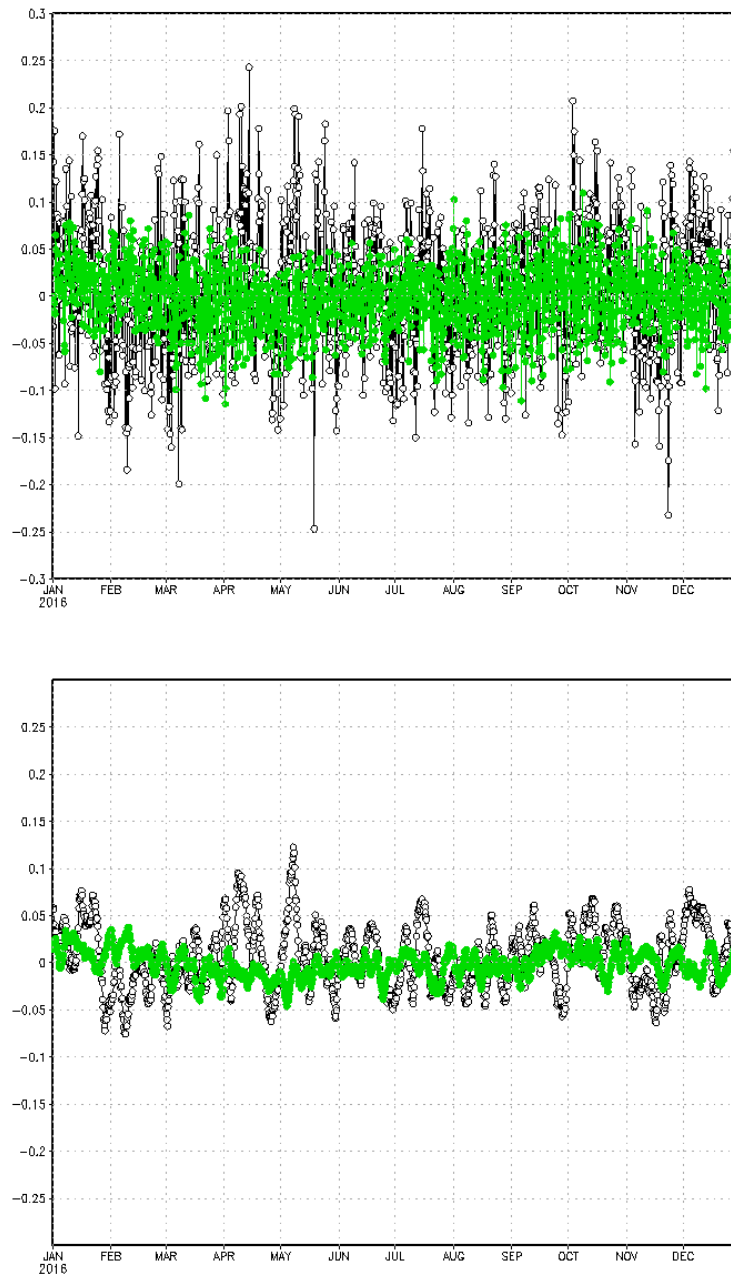


Figure 2.1.1.j : Vitesse verticale (Pa/s) à 850 hPa pour l'année 2016 sur le méridien origine. Les valeurs au pas de temps de 6 h sont tracées dans la figure du haut où la courbe noire correspond à la latitude de 45 N et la courbe verte à l'équateur. Les mêmes valeurs, lissées par un filtre de moyenne mobile de trois jours, sont tracées dans la figure du bas. Les données sont extraites des réanalyses NCEP/NCAR.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

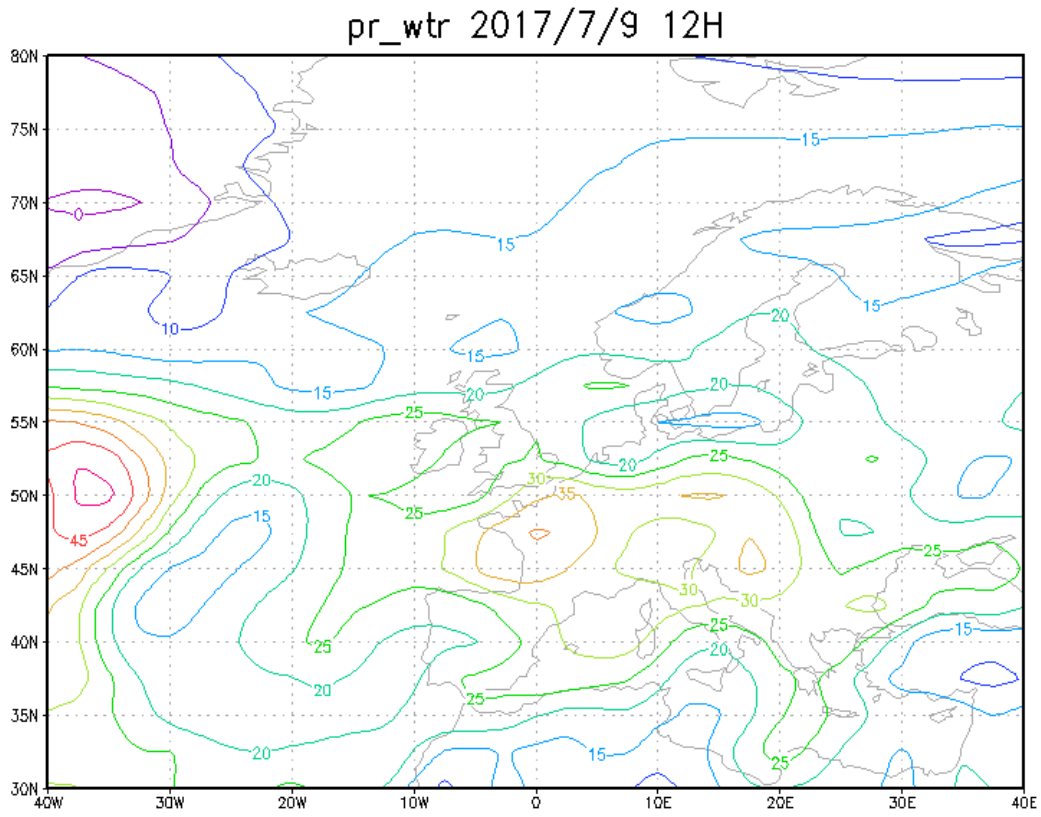


Figure 2.1.2.a : Compte intégré en eau précipitable le 9 juillet 2017 à 12:00 TU. Extrait des réanalyses NCEP/NCAR.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

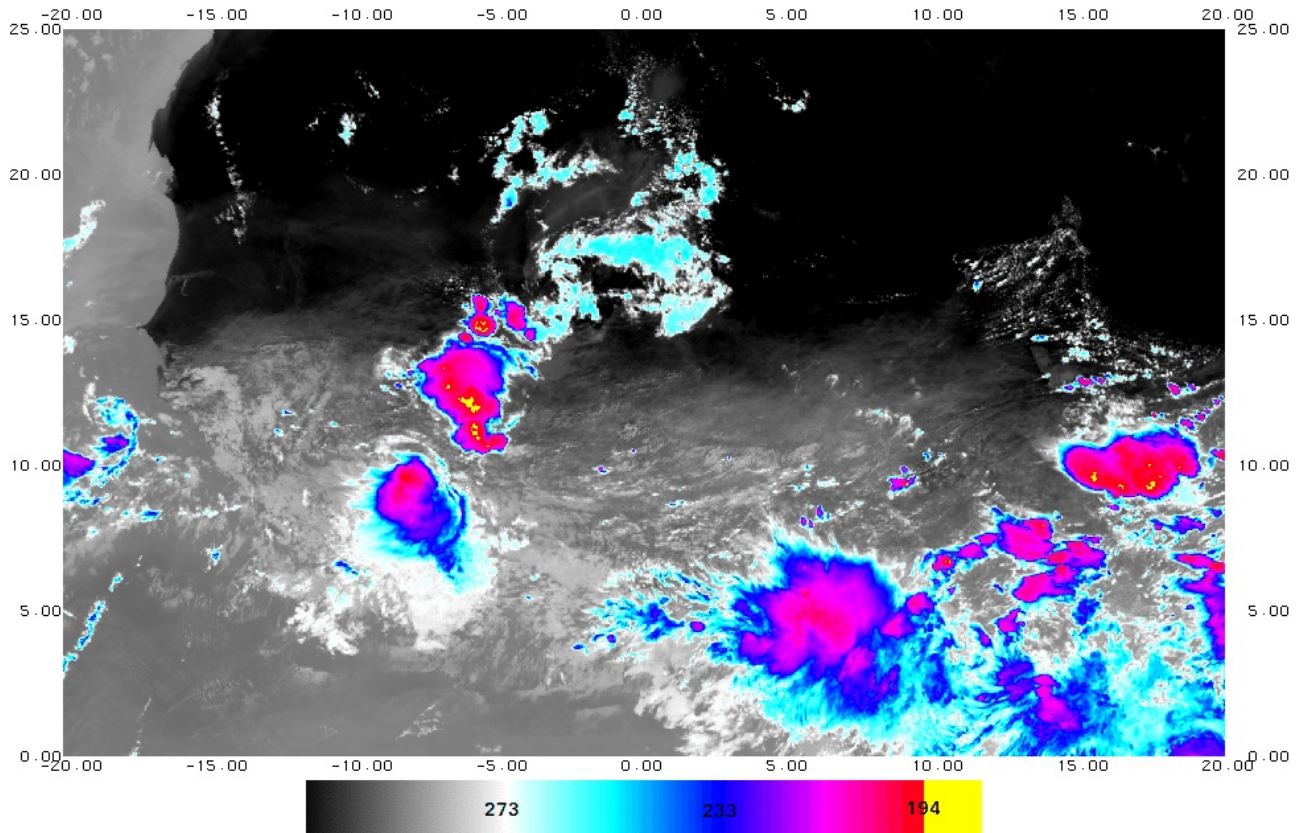


Figure 2..1.2.b : Température de brillance (K) à 10.8 μm du capteur MSG/SEVIRI le 7 juillet 2019 à 14:00 TU. Les données sont projetées sur la fenêtre 0-25N/20W-20E. Les températures plus froides que la tropopause apparaissent en jaune.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

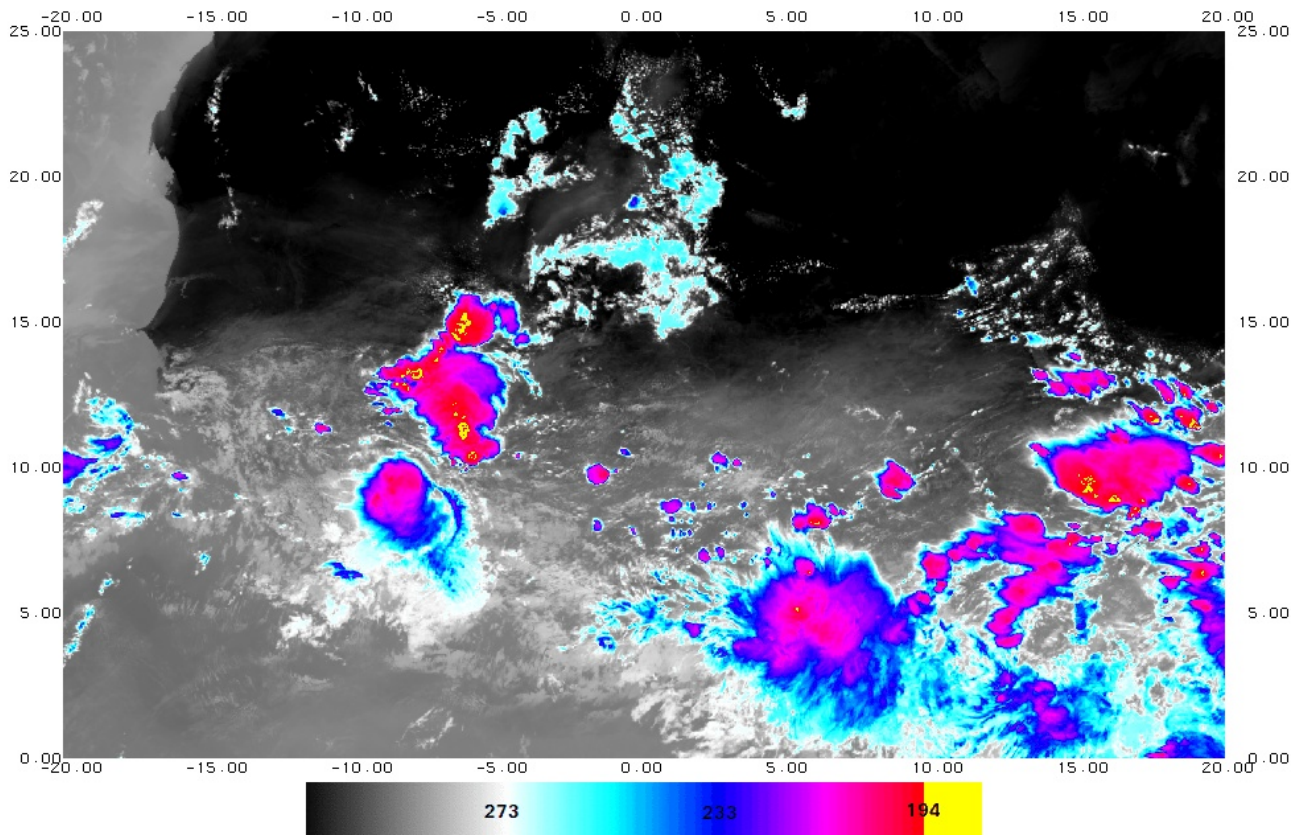


Figure 2..1.2.c : Température de brillance (K) à 10.8 μm du capteur MSG/SEVIRI le 7 juillet 2019 à 15:00 TU. Les données sont projetées sur la fenêtre 0-25N/20W-20E. Les températures plus froides que la tropopause apparaissent en jaune.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

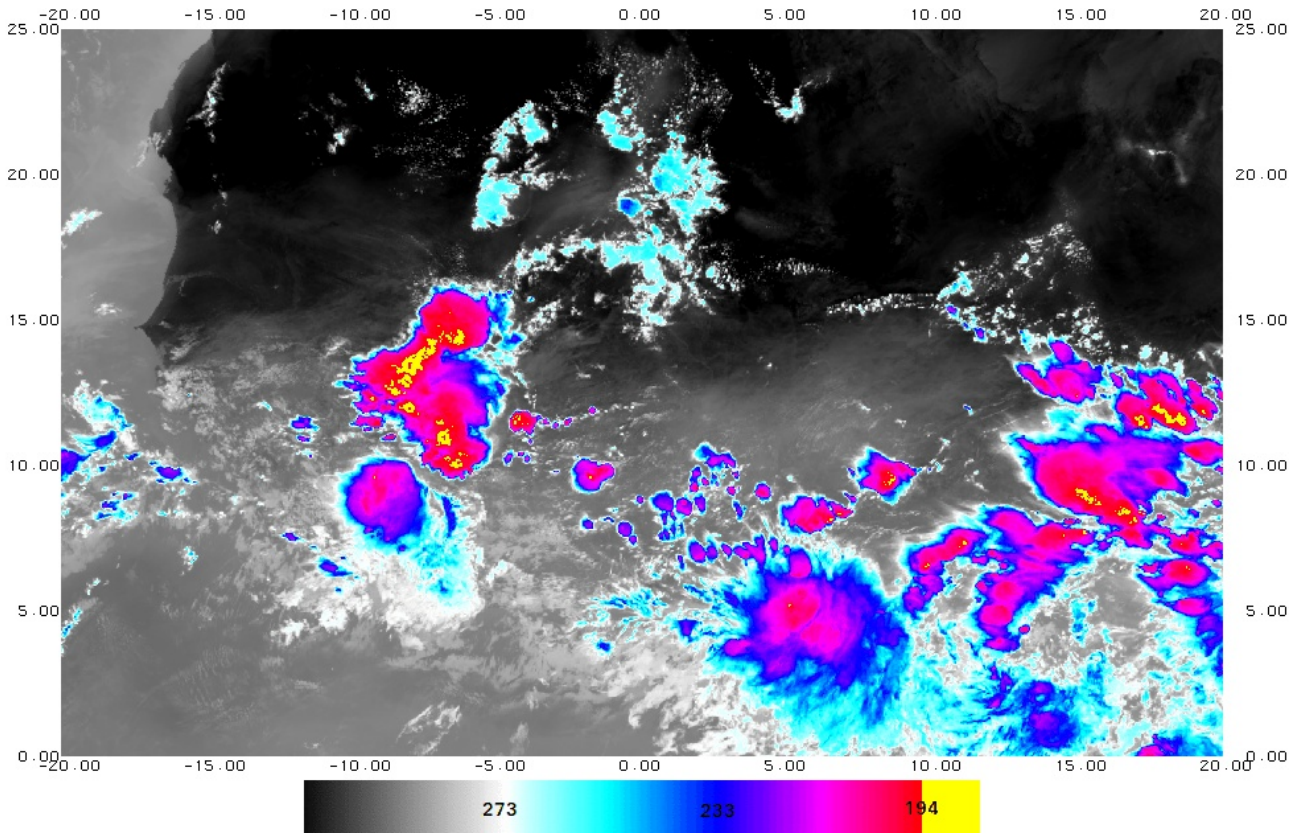


Figure 2..1.2.d : Température de brillance (K) à 10.8 μm du capteur MSG/SEVIRI le 7 juillet 2019 à 16:00 TU. Les données sont projetées sur la fenêtre 0-25N/20W-20E. Les températures plus froides que la tropopause apparaissent en jaune.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

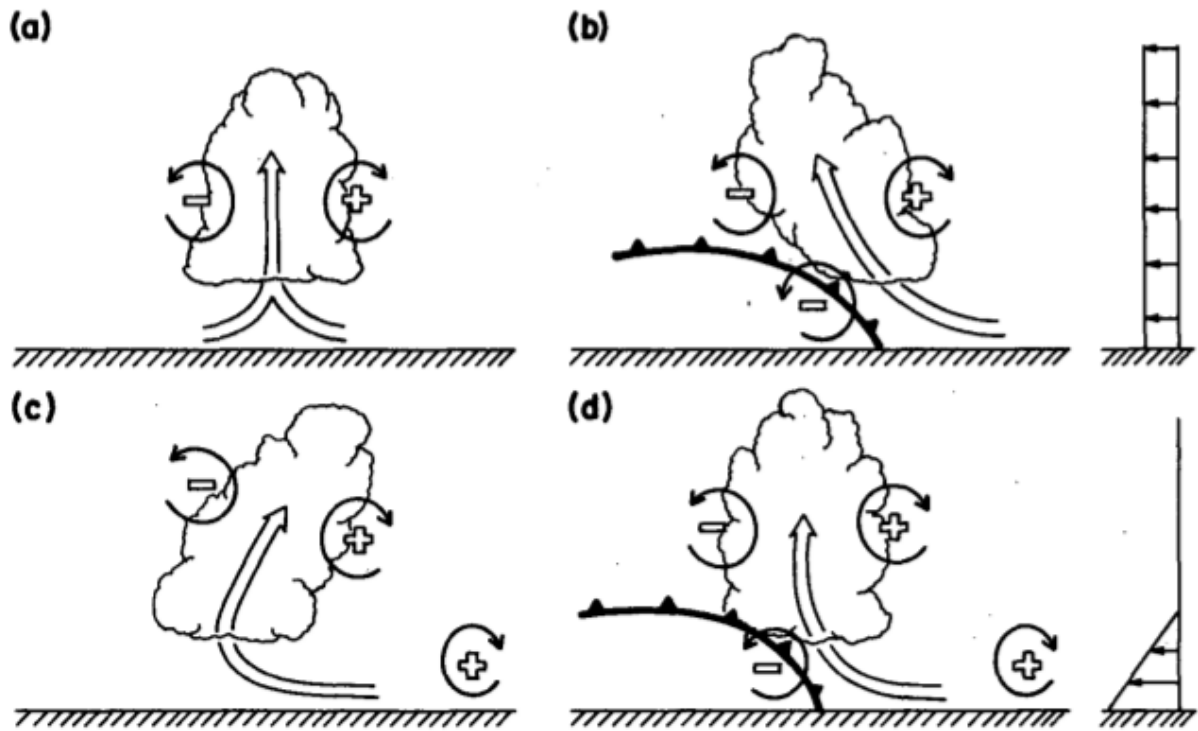


Figure 2.1.2.e : Schéma idéalisé de l'interaction entre la goutte froide et le cisaillement de vents d'après Rottuno *et al.* (2008). Un modèle sans aucun de ces effets perturbateurs est représenté en **a**, un modèle avec goutte froide seule en **b**, un modèle avec cisaillement seul en **c** et le modèle en équilibre optimal en **d**. La flèche représente l'alimentation de la cellule convective en air humide.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

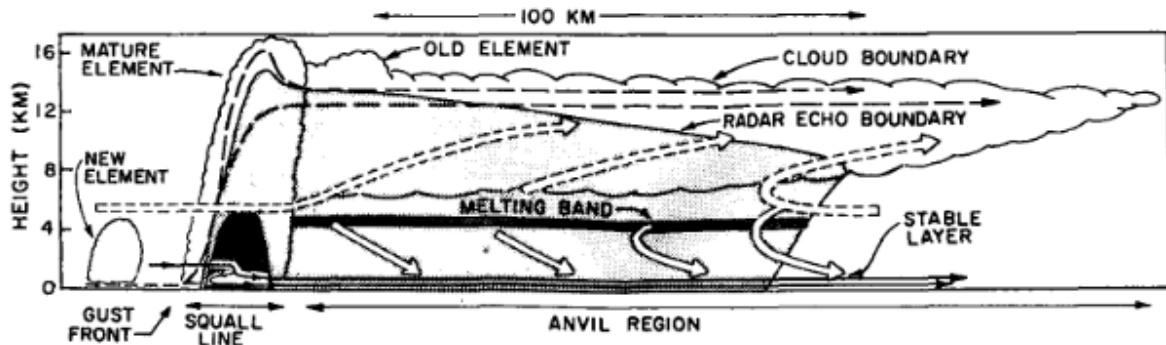


Figure 2.1.2.f : Schéma idéalisé d'une ligne de grains tropicales (Ganache et Houze, 1982) où les zones de forte réflectivité radar figurent en noir. Ce système se propage de droite à gauche.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

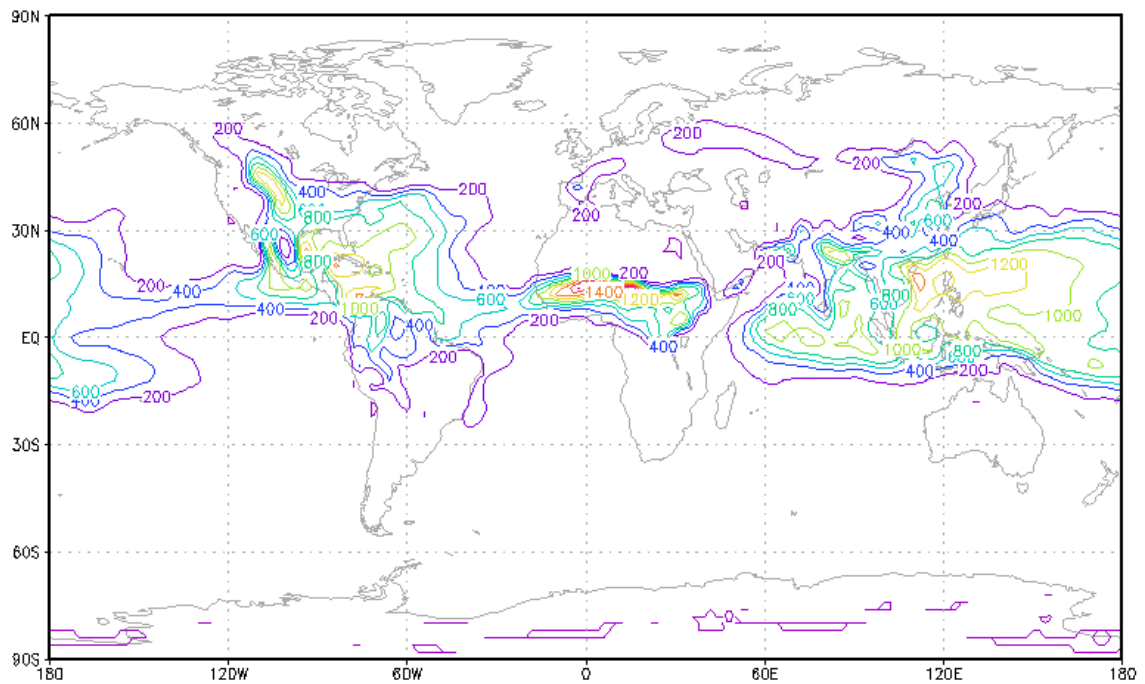
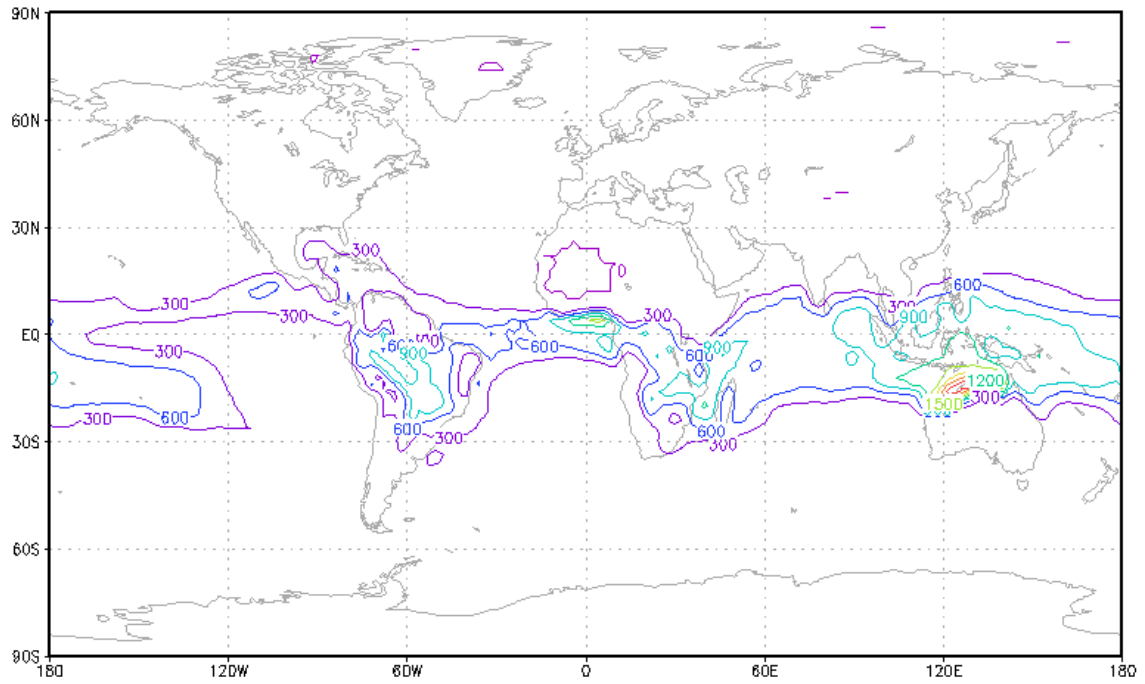


Figure 2.1.2.g : Énergie disponible pour la convection (J/kg) moyenne pour les mois de janvier (haut) et juillet (bas) 2013. Extrait des réanalyses NCEP/NCAR.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

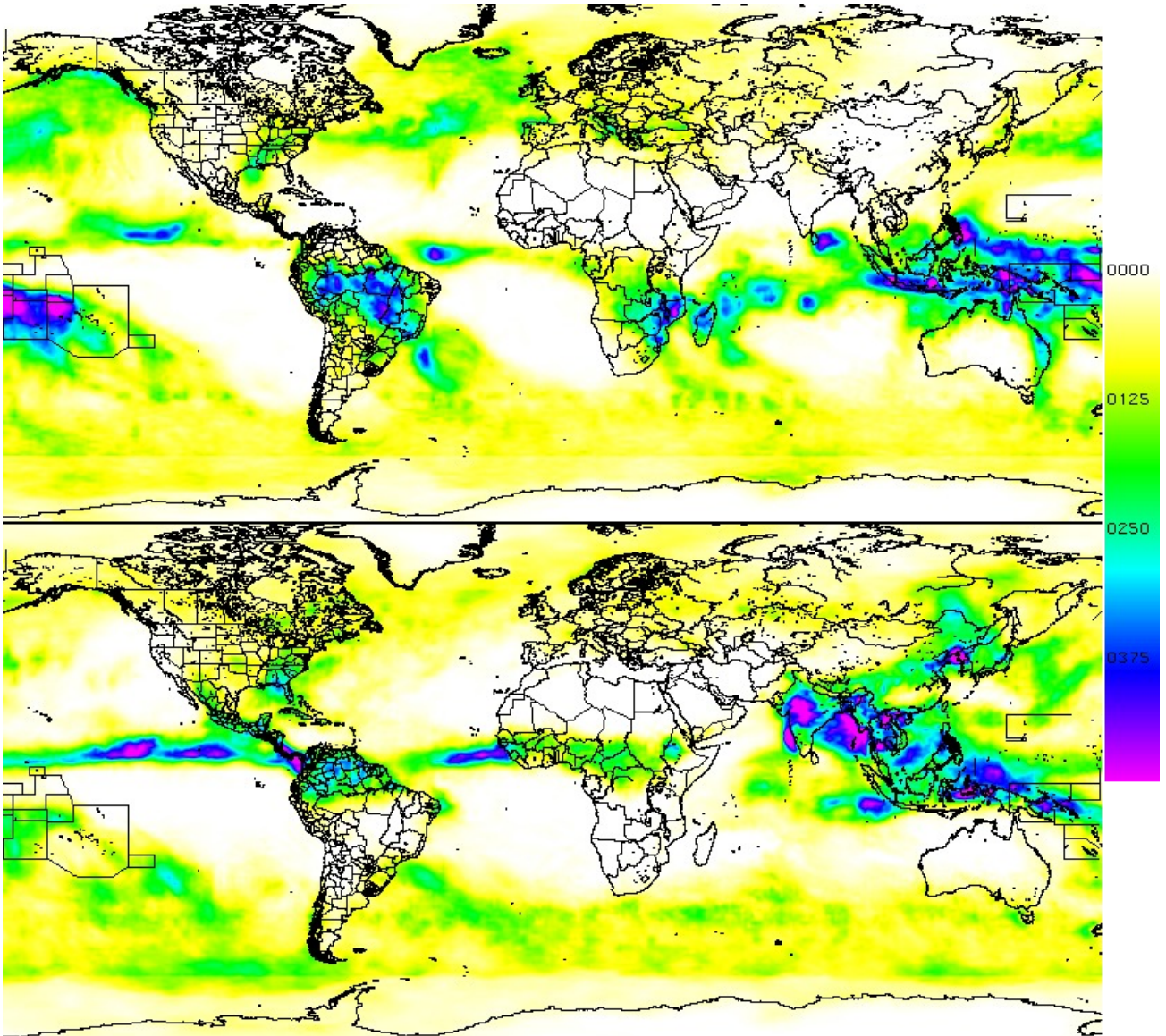


Figure 2.1.2.h : Cumuls de précipitations pour les mois de janvier (haut) et juillet 2013 (bas). Extrait du produit GPCP-1DD.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

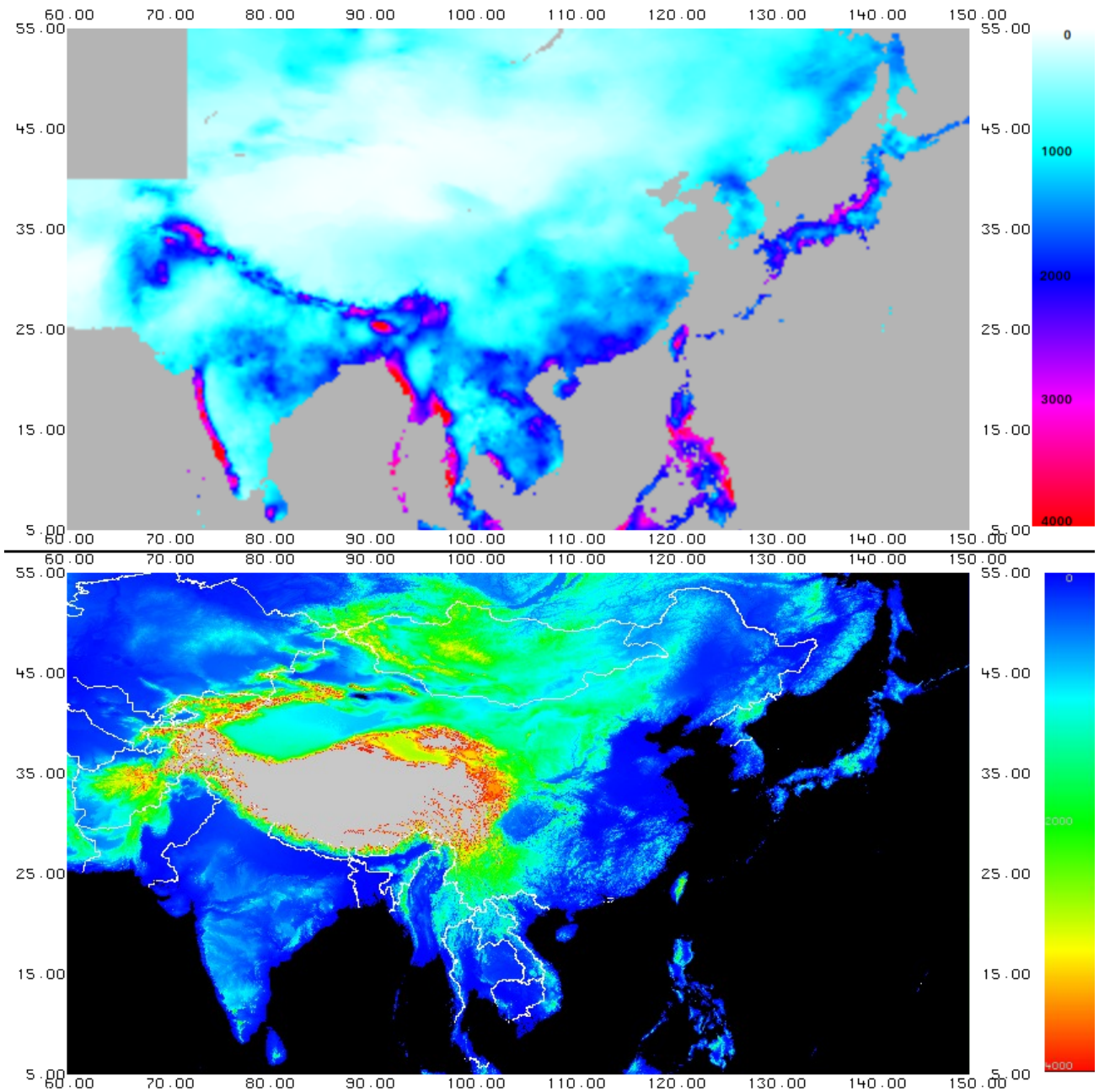


Figure 2.1.3.a : Cumuls de précipitations (mm) pour l'année 2013 à partir des stations pluviométriques collectées par la base Aphrodite (haut) et altimétrie (m) restituée à partir de la base SRTM (bas). Les données sont projetées sur la fenêtre 5N-55N/60E-150E.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

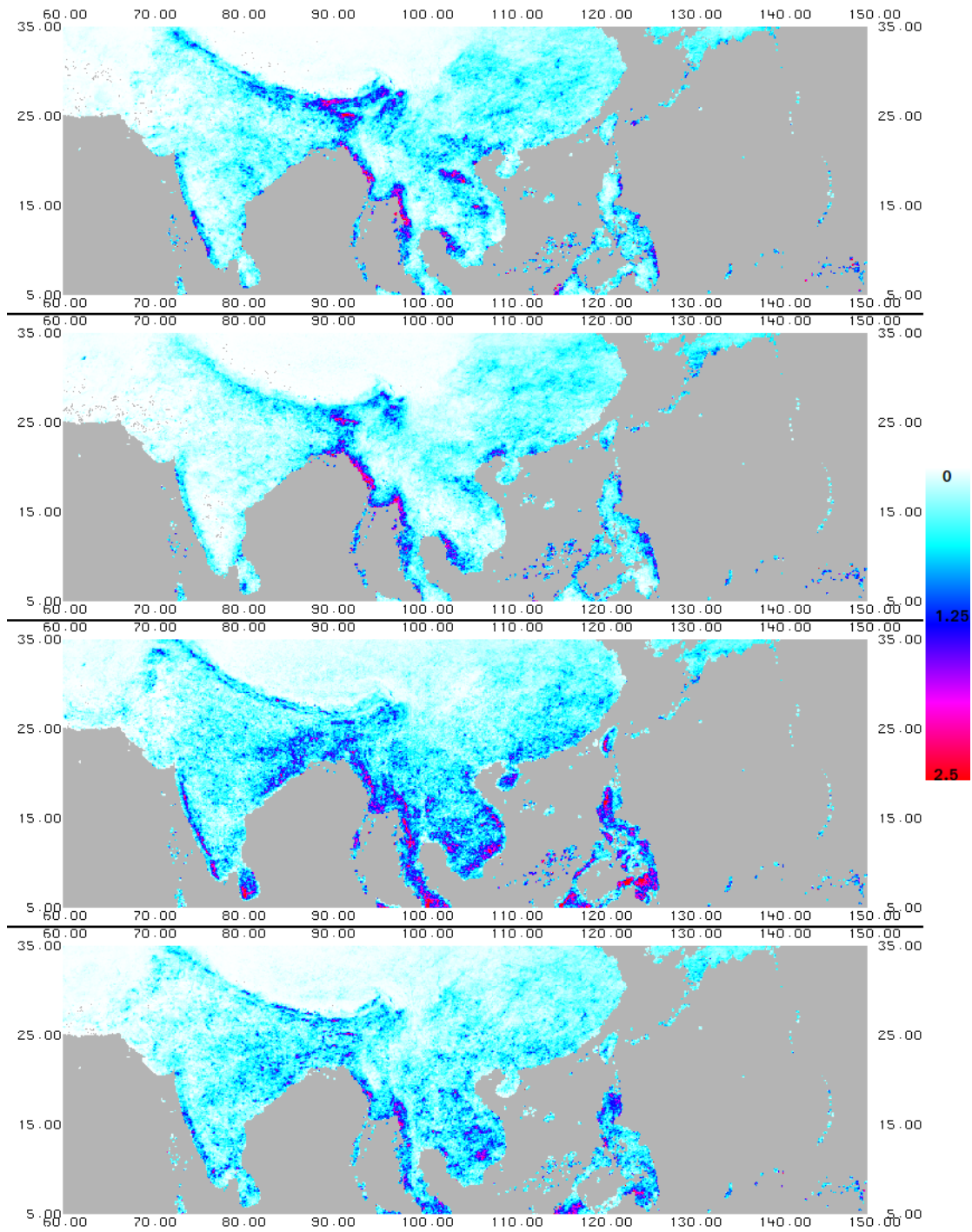


Figure 2.1.3.b : Intensité moyenne de précipitations (mm/h) extraite des données radar TRMM en fonction de l'heure solaire et projetée sur la fenêtre 5N-35N/60E-150E. De haut en bas ont été représentées les accumulations correspondant aux intervalles : 0 h – 6 h, 6 h – 12 h, 12 h – 18 h et 18h – 24 h.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

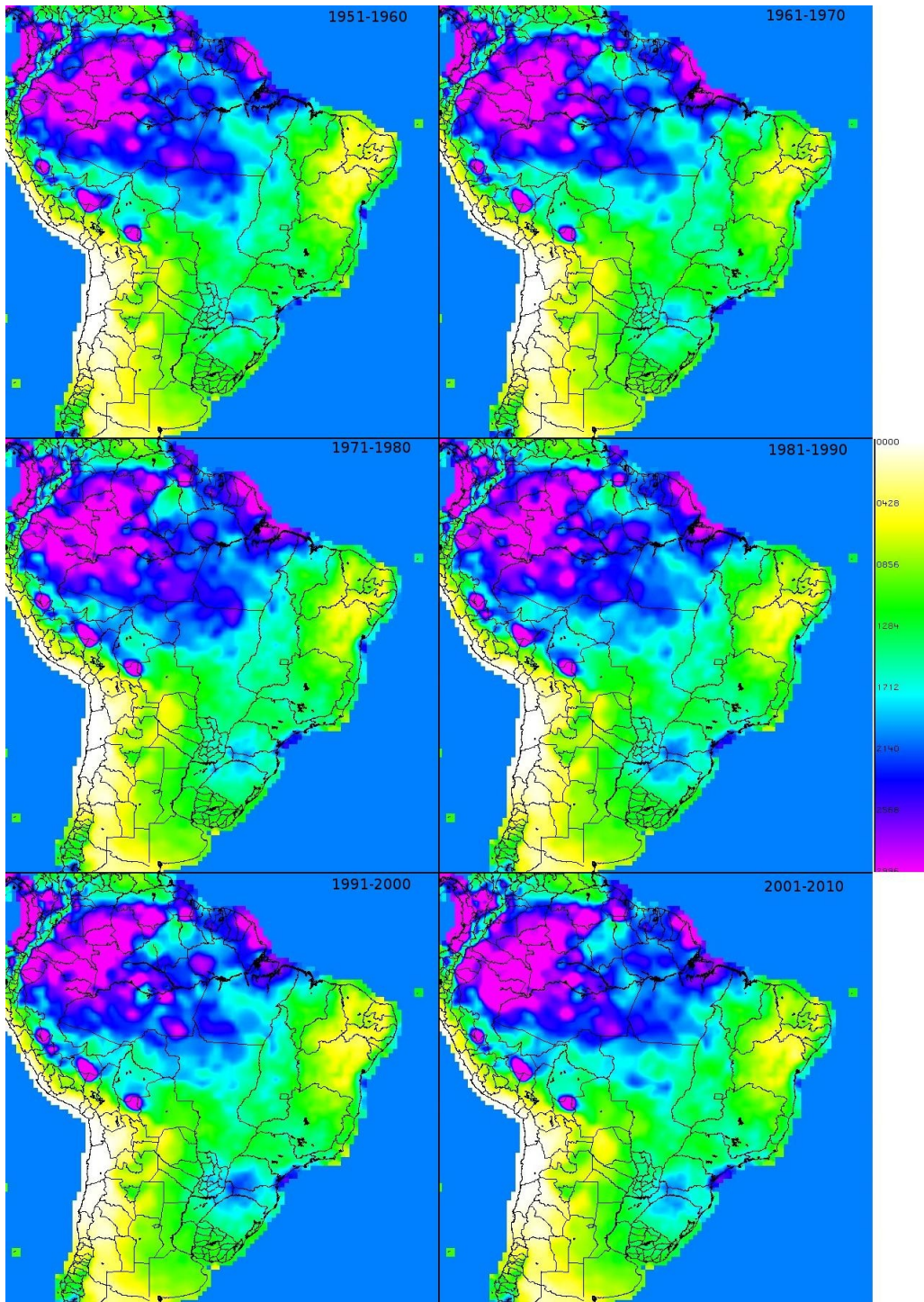


Fig 2.2.1.a: Cumuls pluviométrique annuels (mm) moyennés par décennie. Les données proviennent du réseau sol collecté par le GPCC (*Global Precipitation Climatology Center*) et sont extraites sur la fenêtre 40S-10N/80W-30W.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

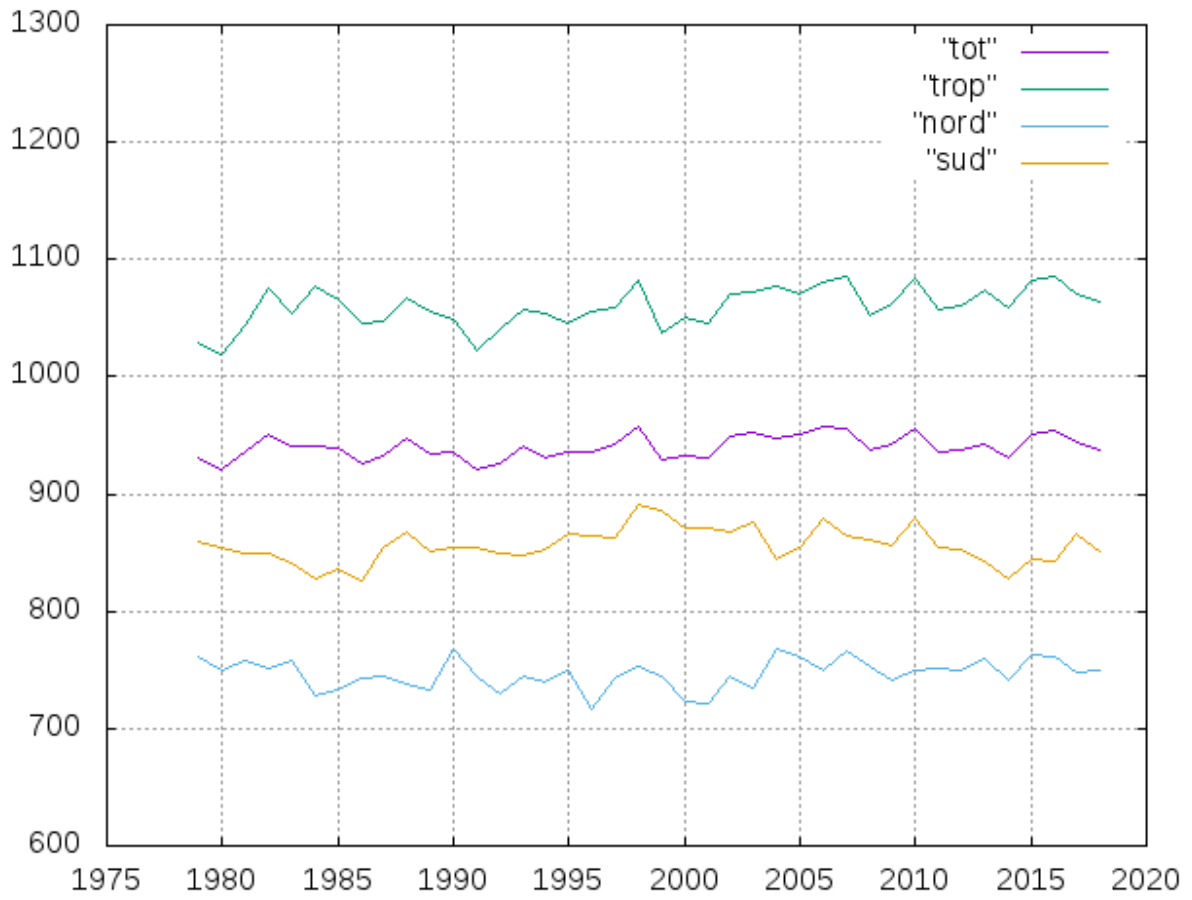


Figure 2.2.1.b : Cumuls annuels de précipitations (mm) extrait du produit GPCP. La courbe *tot* correspond à l'ensemble de globe, *trop* à la ceinture intertropicale, *nord* aux latitudes polaires et moyennes nord et *sud* aux latitudes polaires et moyennes sud.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

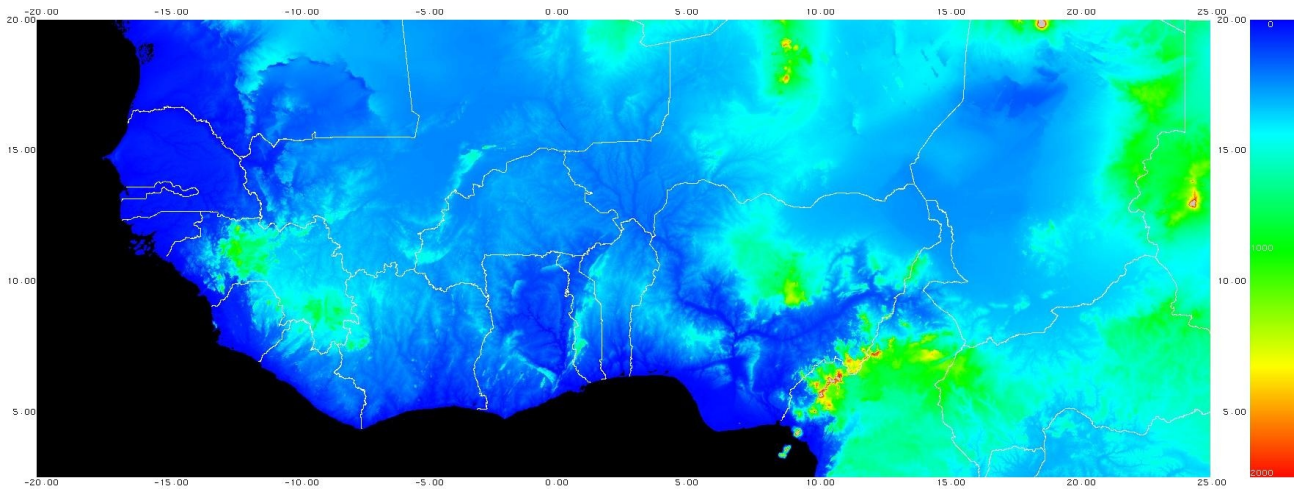


Figure 2.2.2.a: Altitude (m) sur l'Afrique de l'Ouest. Extrait de la base ETOPO1 (USGS) sur la fenêtre 2.5N-20N/20W-25E .

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

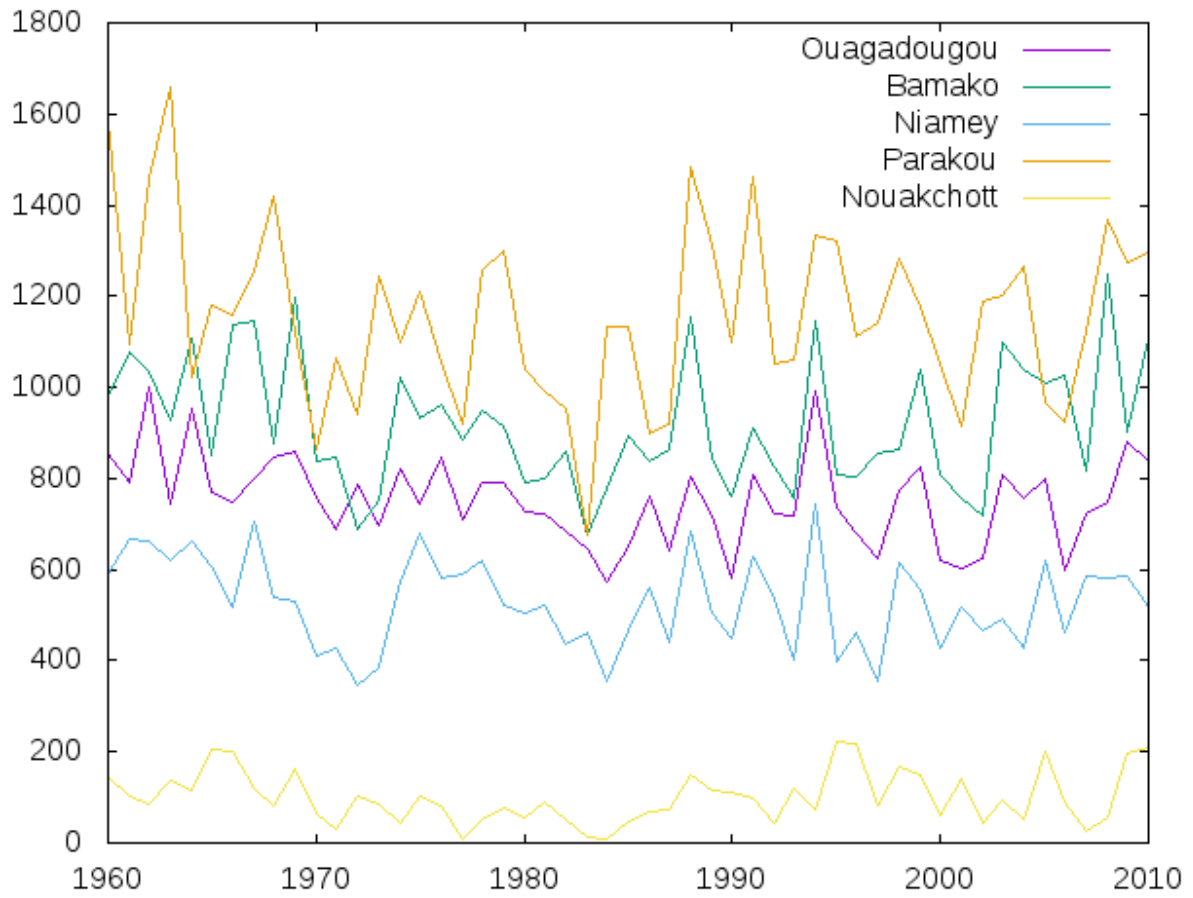


Figure 2.2.2.b : Cumuls de précipitations annuels pour la période 1960-2010. Les données proviennent du GPCC et ont été extraites pour cinq villes de la zone Soudano-Sahélienne : Niamey (13.2N/2.7E), Ouagadougou (12.35N/1.52W), Bamako (12.65N/8W), Parakou (9.33N/2.63E) et Nouakchott (18.1N/15.95W).

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

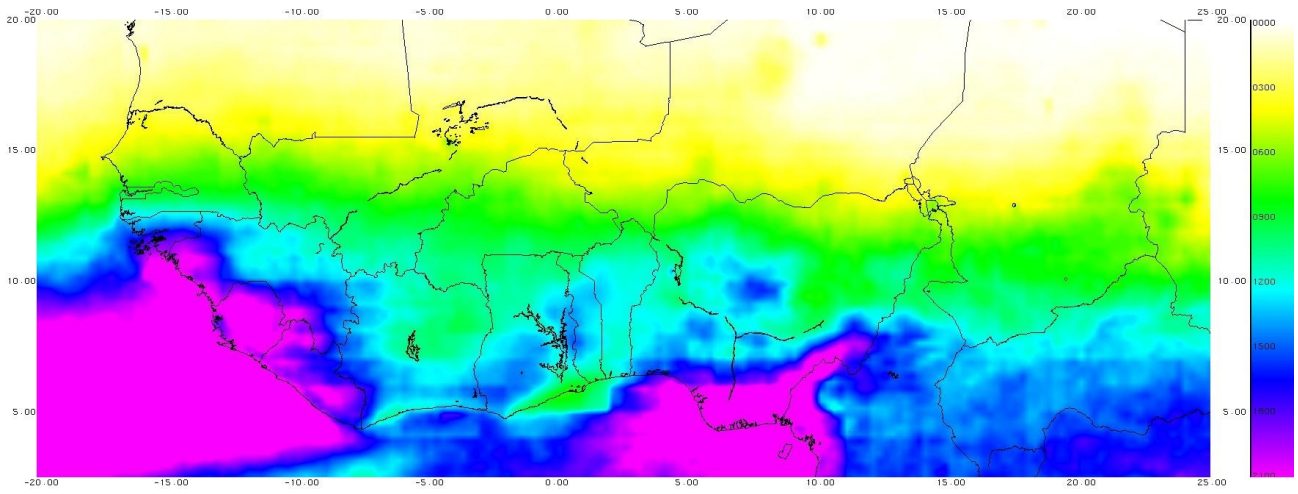


Figure 2.2.2.c : Cumul pluviométriques annuels moyennés sur la période 2001-2010. Les données sont extraites du produit TRMM-3B42 qui complète les postes pluviométriques par les informations satellitaires lorsque leur densité est insuffisante. La fenêtre de projection est 2.5N-20N/20W-25E.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

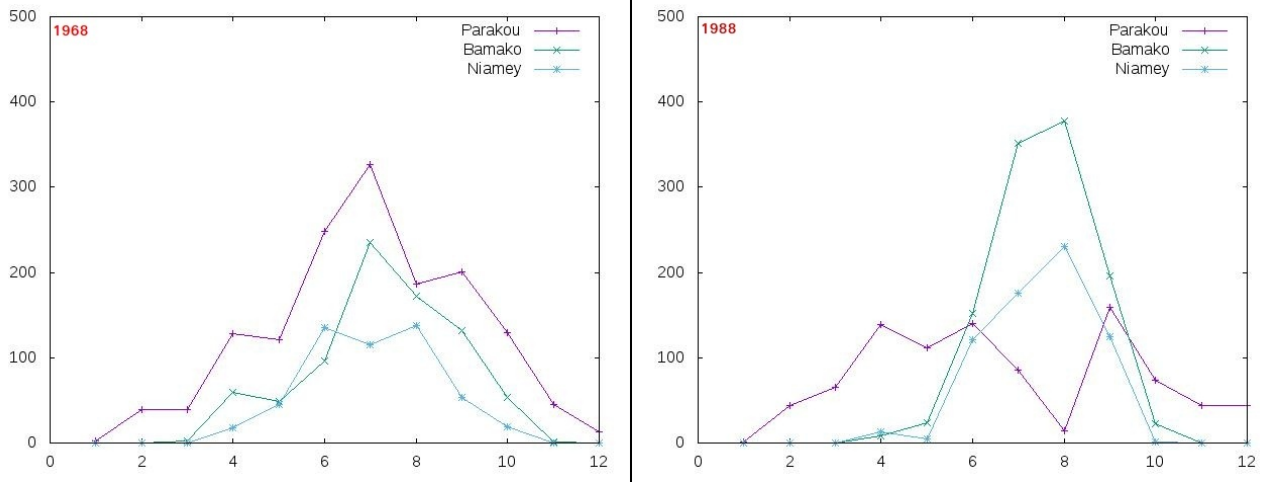


Figure 2.2.2.d : Cumuls de précipitations mensuels pour les années 1968 (gauche) et 1988 (droite). Les données proviennent du GPCC et ont été extraites pour trois villes de la zone soudano-sahélienne.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

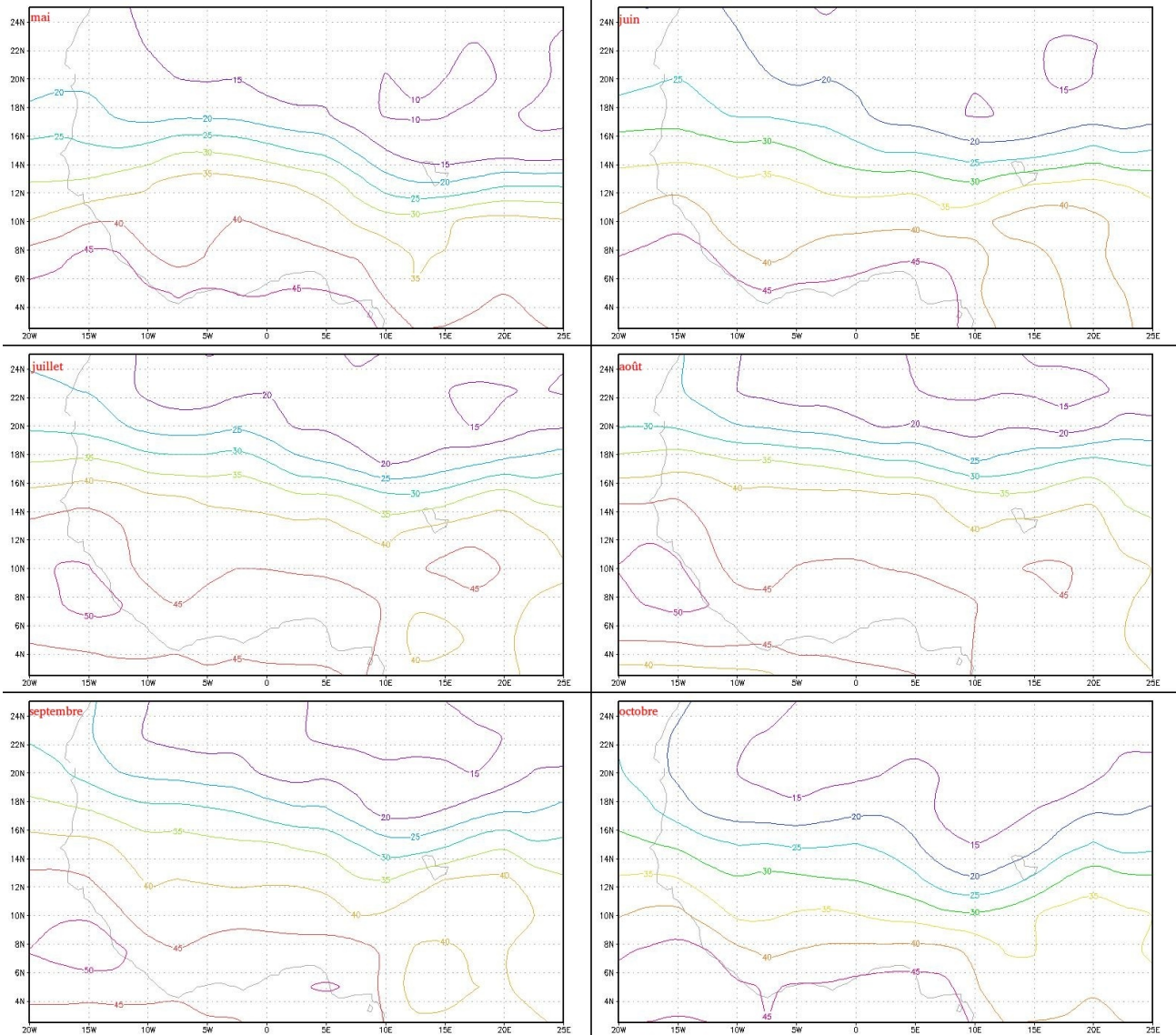


Figure 2.2.2.e : Moyenne mensuelle du compte intégré en eau précipitable (kg/m^2) pour les mois de mai 1968 (haut à gauche) jusqu'à octobre 1968 (bas à droite). Données extraites de la base de réanalyse NCEP/NCAR et projetées sur la fenêtre 2.5N-25N/-20W-25E.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

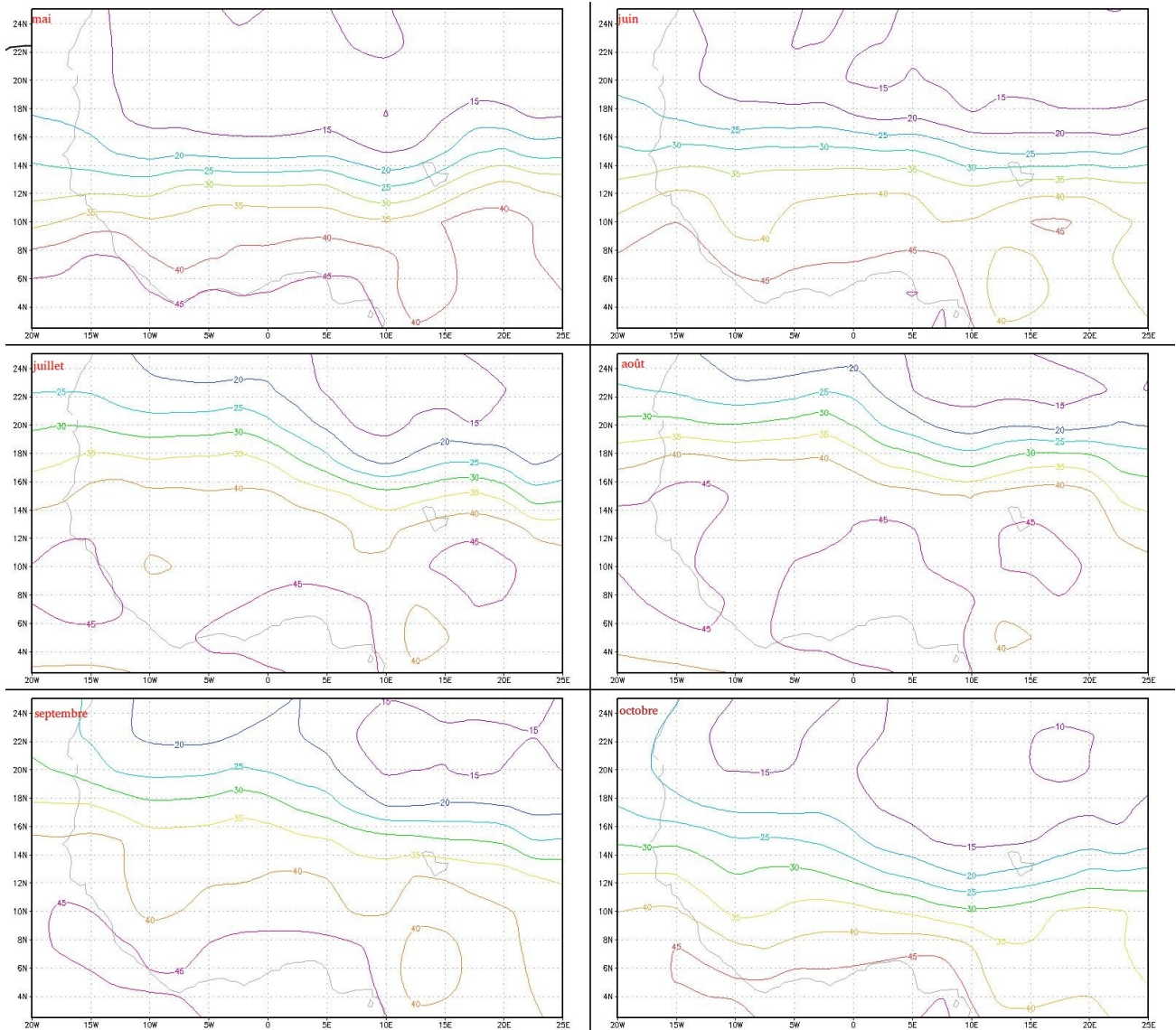


Figure 2.2.2.f : Moyenne mensuelle du compte intégré en eau précipitable (kg/m^2) pour les mois de mai 1988 (haut à gauche) jusqu'à octobre 1988 (bas à droite). Données extraites de la base de réanalyse NCEP/NCAR et projetées sur la fenêtre 2.5N-25N/-20W-25E.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

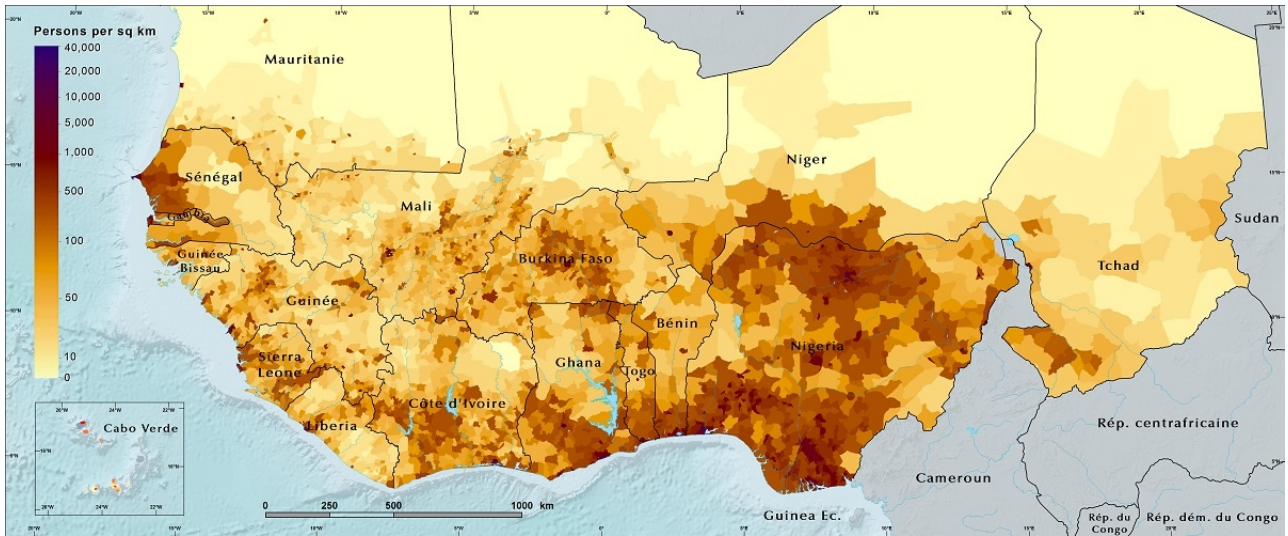


Figure 2.2.2.g : Densité de population en Afrique de l'Ouest par région administrative en 2015.
Source : CILSS – Atlas of West Africa (2016).

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

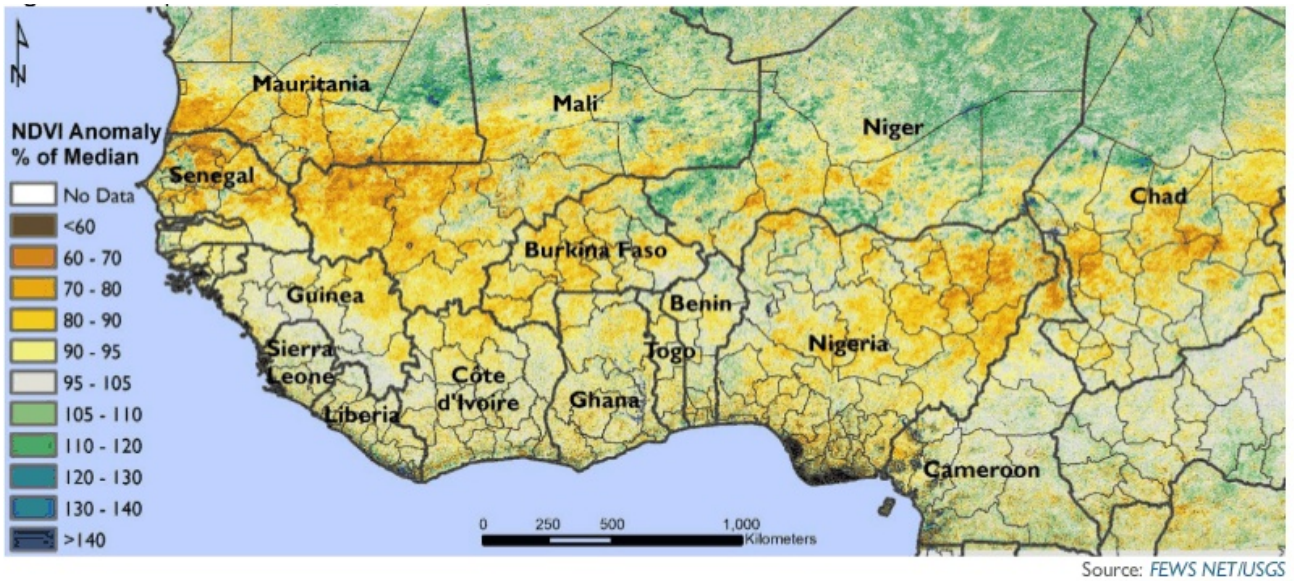


Figure 4. End of season WRSI anomaly, 2017

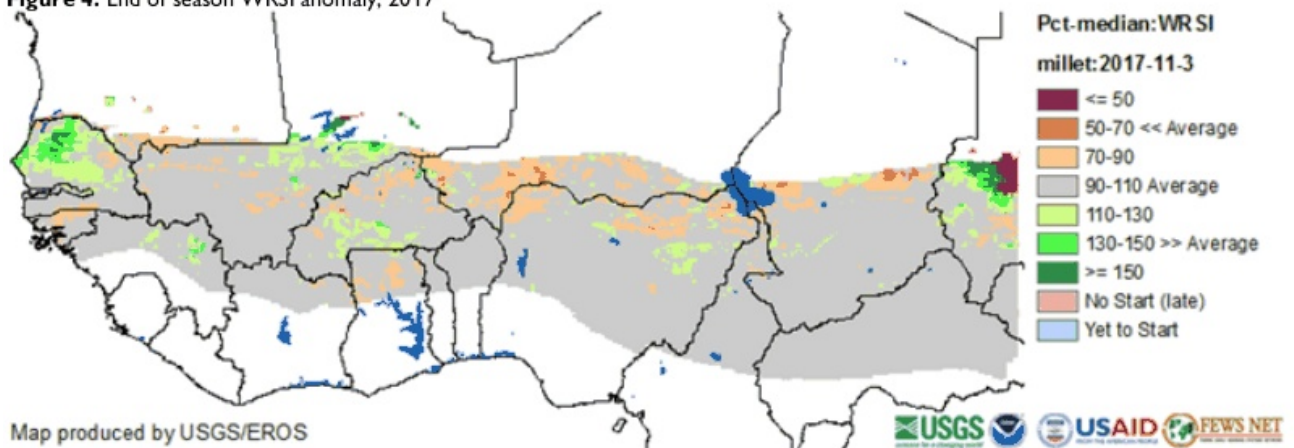


Figure 2.2.2.h : Anomalie du NDVI (haut) et du WRSI (bas). Cartes extraites du bulletin FEWS de suivi de campagne pour l'année 2017.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales



Figure 2.2.2.i : Criquet pèlerin adulte en phase solitaire. Photo de A. Pingstone placée dans le domaine public (*Wiki-common*).

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

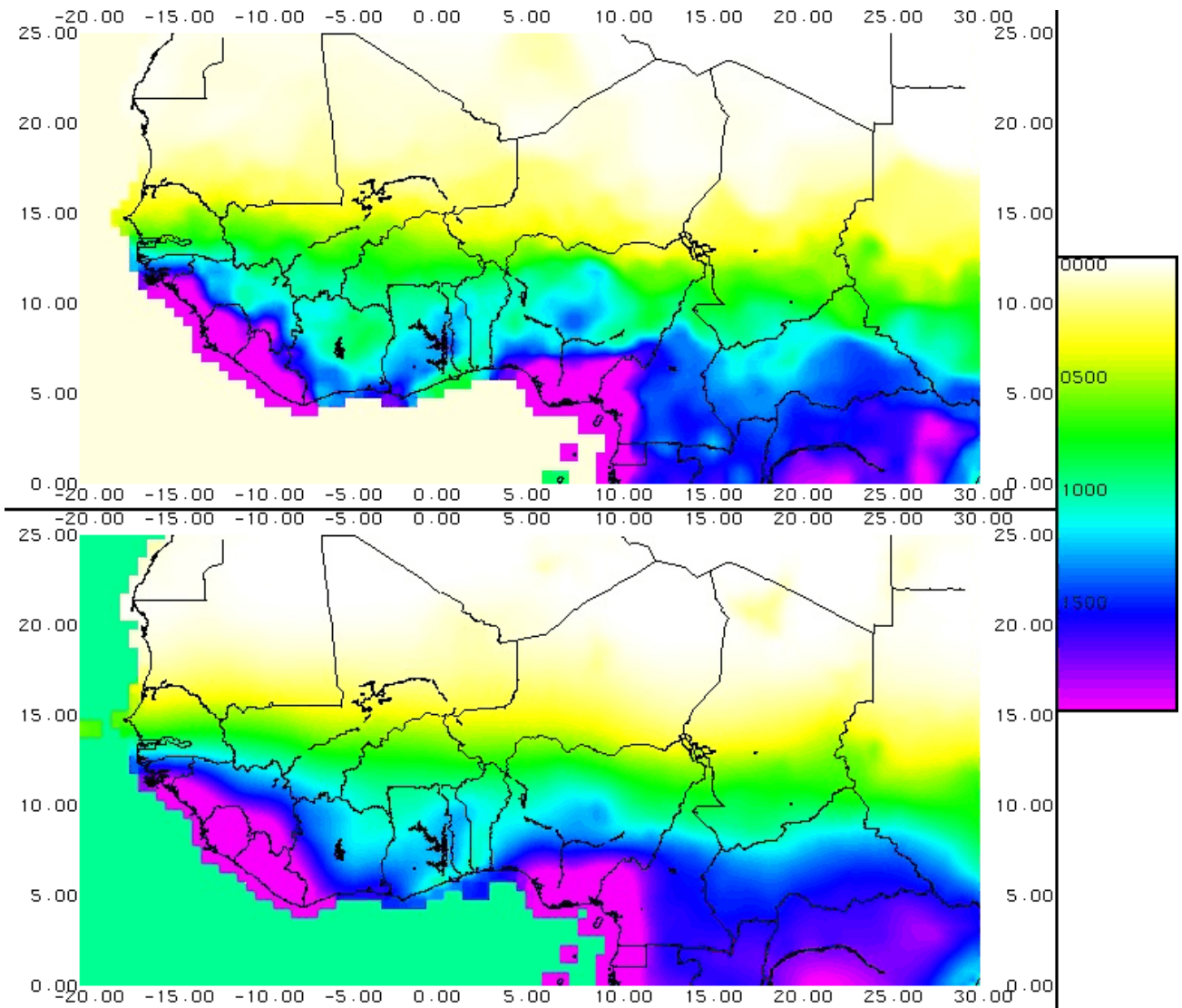


Figure 2.3.1.a: Cumuls de précipitation annuels moyennés sur la décennie 2000-2009. Les données proviennent de la base GPCP (haut) et de la base CRU (bas) et sont projetées sur la fenêtre 0-25N/20W-20E.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

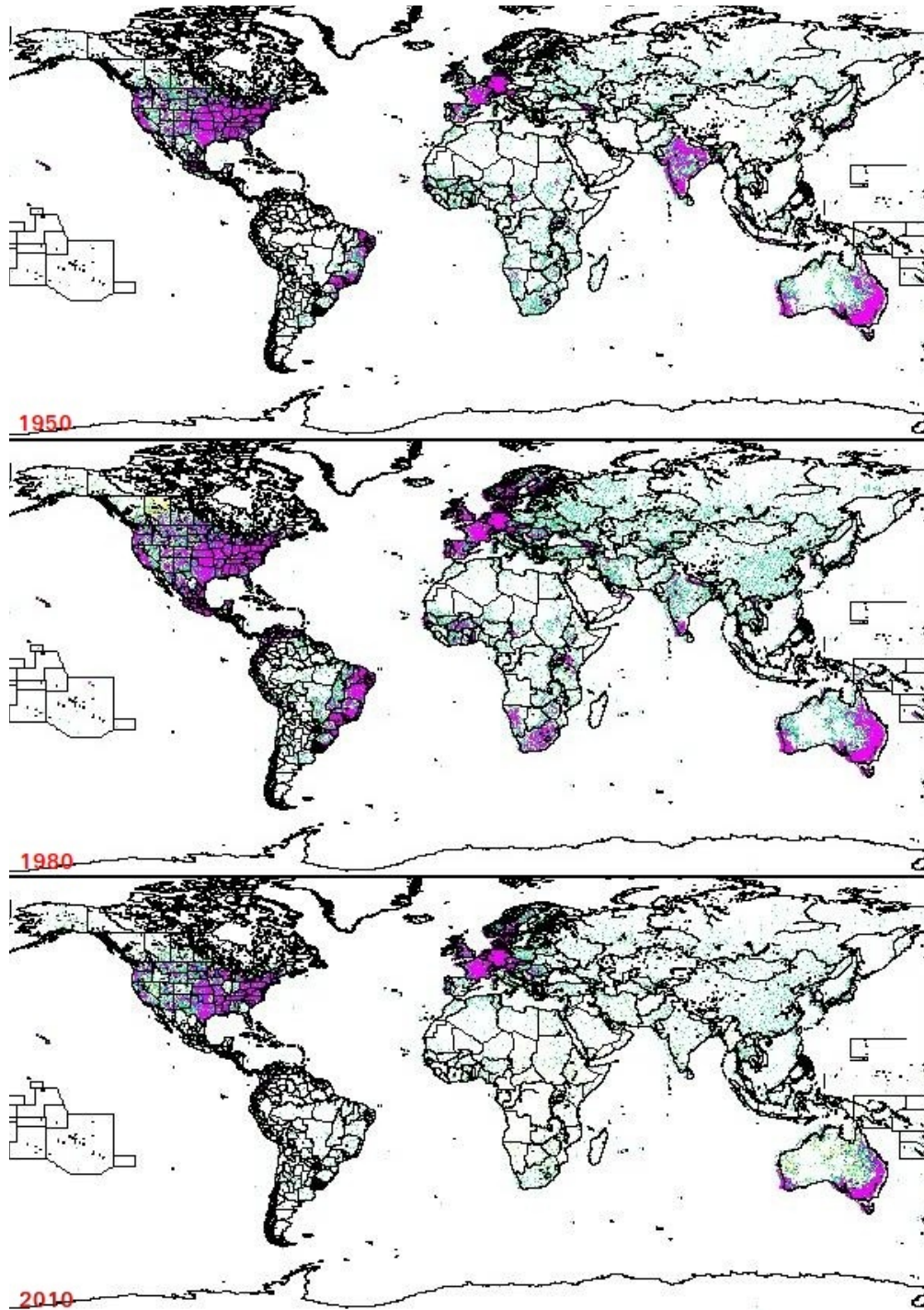


Figure 2.3.1.b: Effectif des postes pluviométriques contribuant au produit GPCP. Les cellules où une seule station a reporté sont indiquées en cyan et celles où plus d'une station a reporté en pourpre.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales



Figure 2.3.1.c : Un pluviomètre à auget, le Vaisala RG13 (source <http://www.vaisala.com>).

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

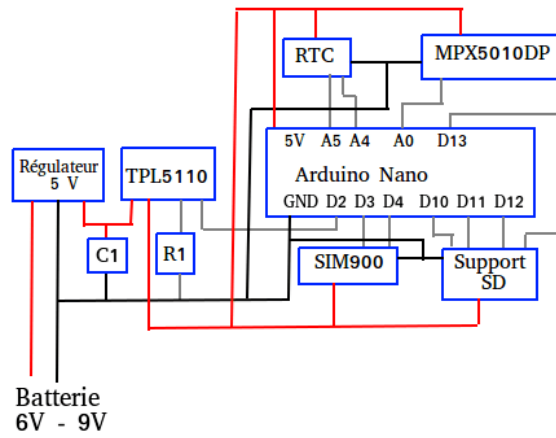


Figure 2.3.1.d : Schéma de l'électronique du pluviomètre à pression différentielle conçu autour d'un système Arduino. La résistance R1 sert à déterminer la période de scrutation et le condensateur C1 à stabiliser la tension. La tension positive est en rouge, la terre en noir et les liaisons logiques en gris.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

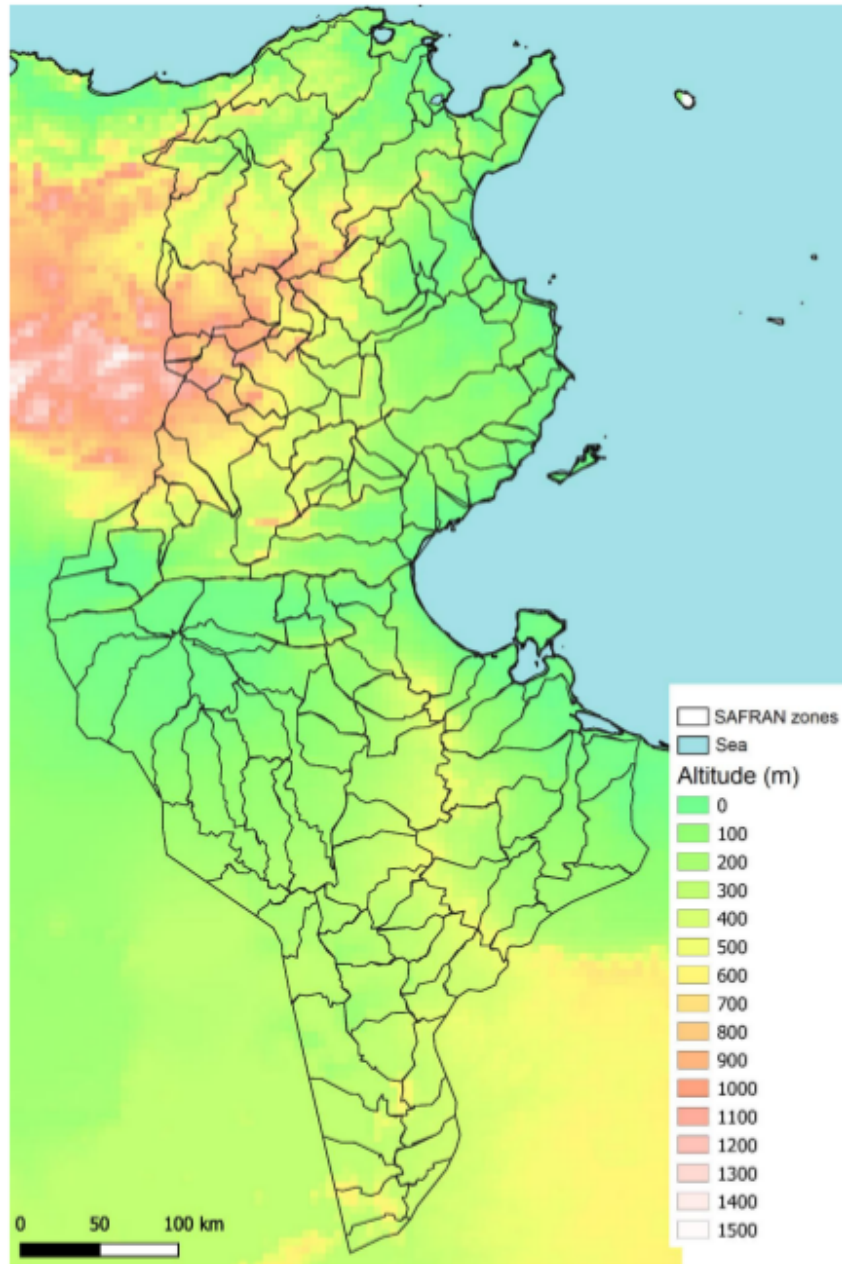


Figure 2.3.2.a : Zones définies pour la méthode SAFRAN d'interpolation des précipitations à partir d'un modèle numérique de terrain (Tramblay *et al.*, 2019).

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

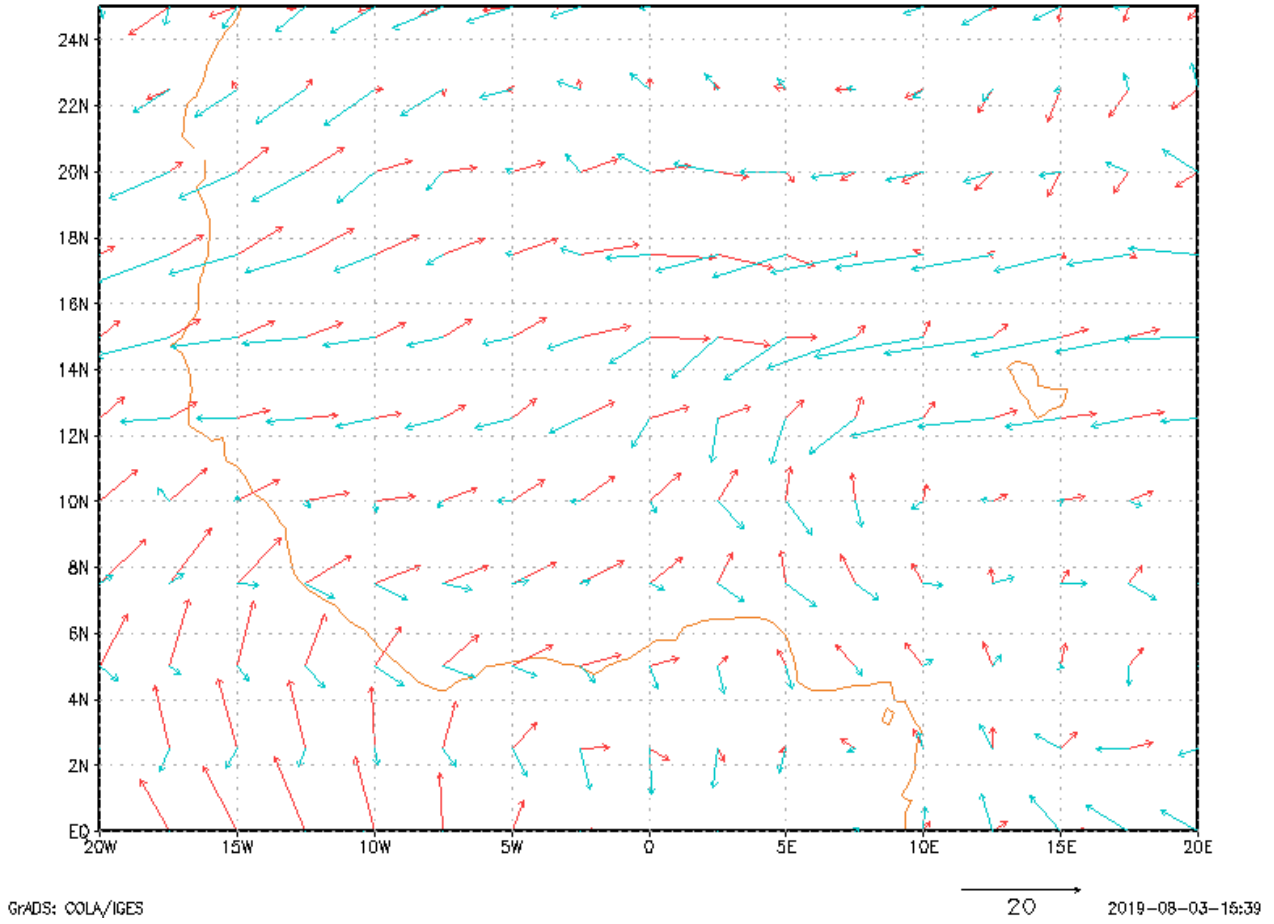


Figure 2.3.3.a: Flux à 925 hpa tracé en rouge et à 700 hpa en cyan pour le 30 aout 2010. Données extraites des réanalyses NCEP/NCAR.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

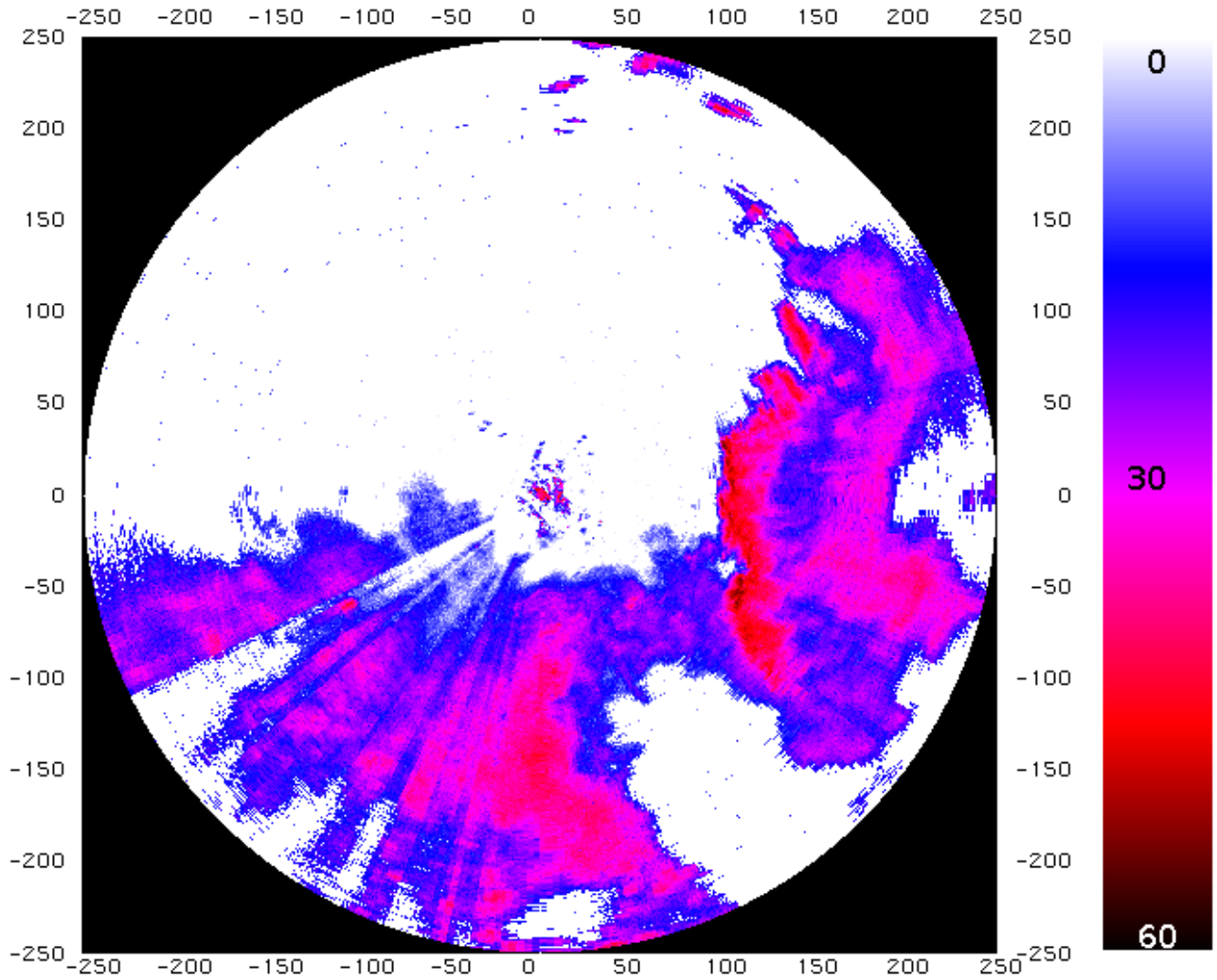


Figure 2.3.3.b: Réflectivité radar (en dBZ) du radar expérimental installé à l'aéroport de Niamey telle qu'enregistrée le 30 août à 17:08 TU. L'échelle des distances est indiquées en km depuis la position du radar..

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

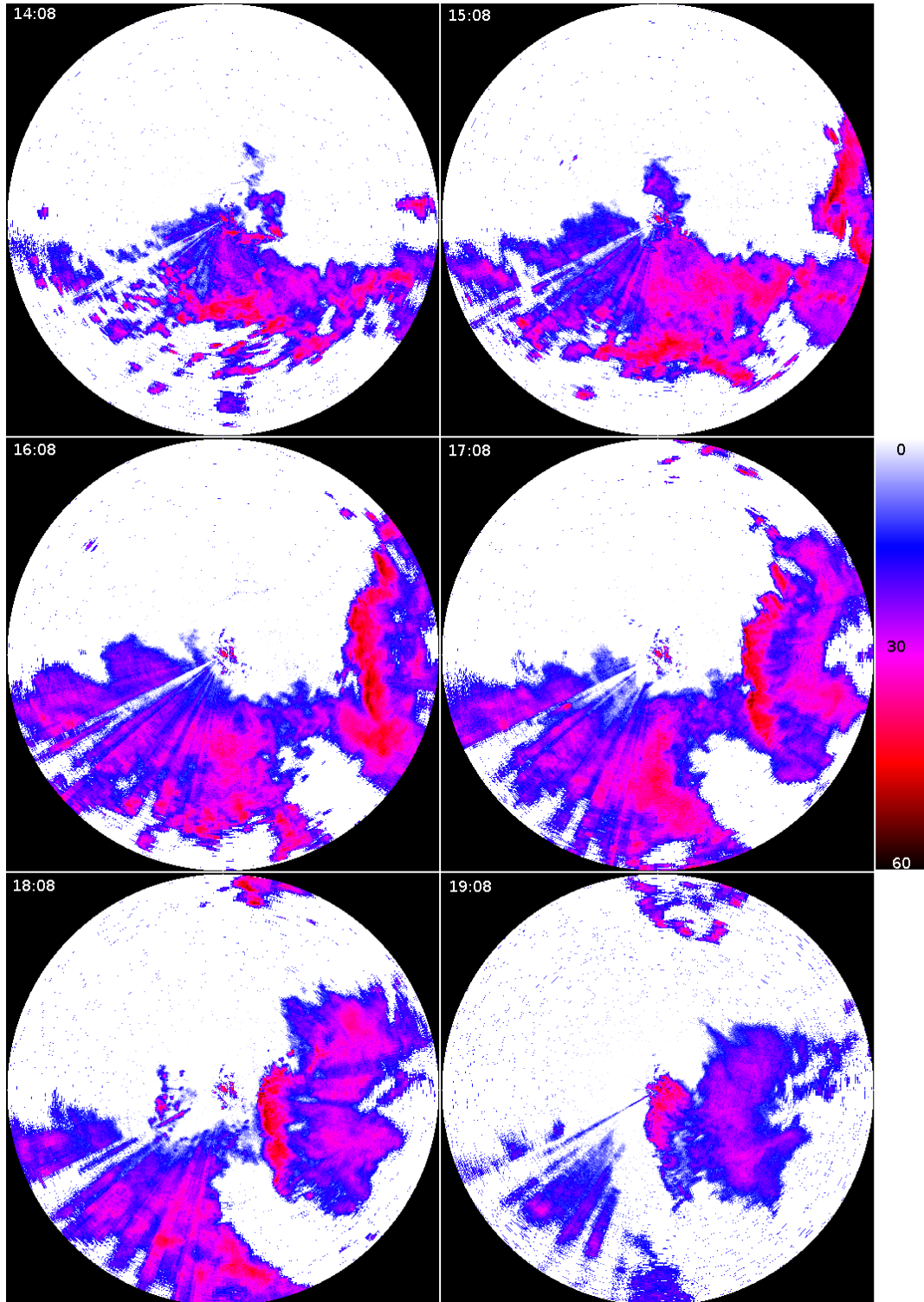


Figure 2.3.3.c: Réflectivités radar (dBZ) du radar expérimental le 30 août 2010 en fréquence d'acquisition horaire.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

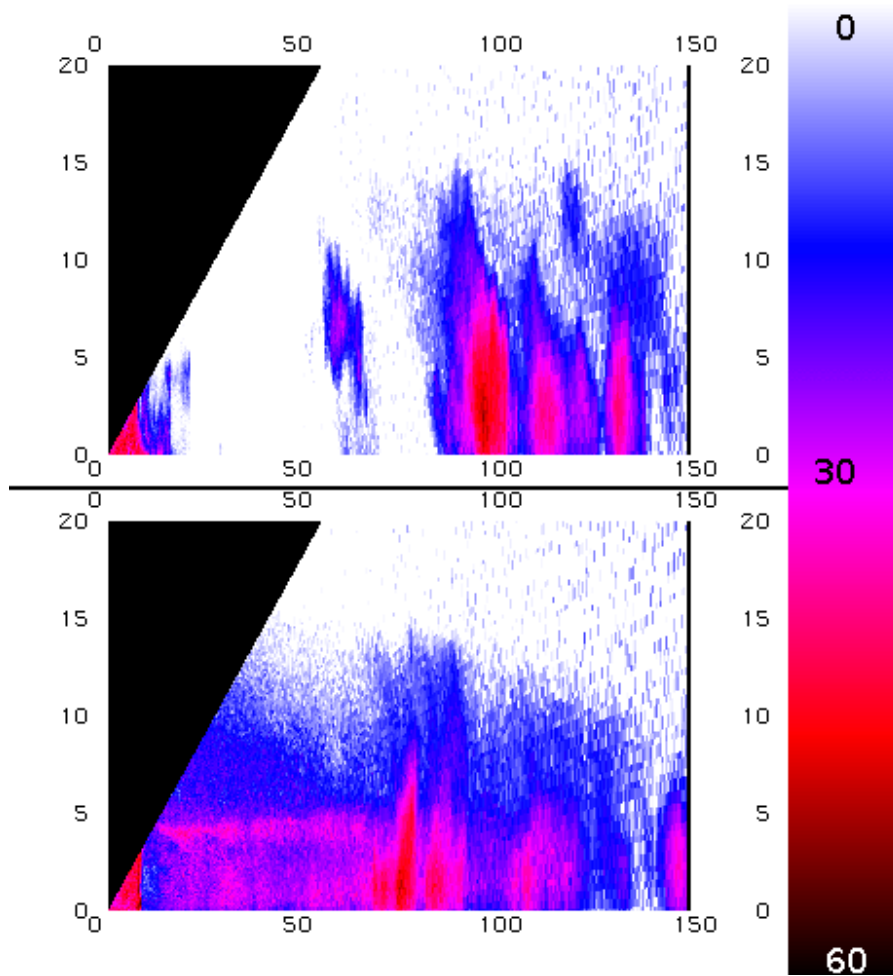


Figure 2.3.3.d: Réflectivité radar en mode RHI le 30 août 2010. Acquisition de 11:09 TU pour un azimut de 94° (haut) et de 13:39 TU pour un azimut de 150° (bas). Les échelles sont exprimées en km depuis la position du radar.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

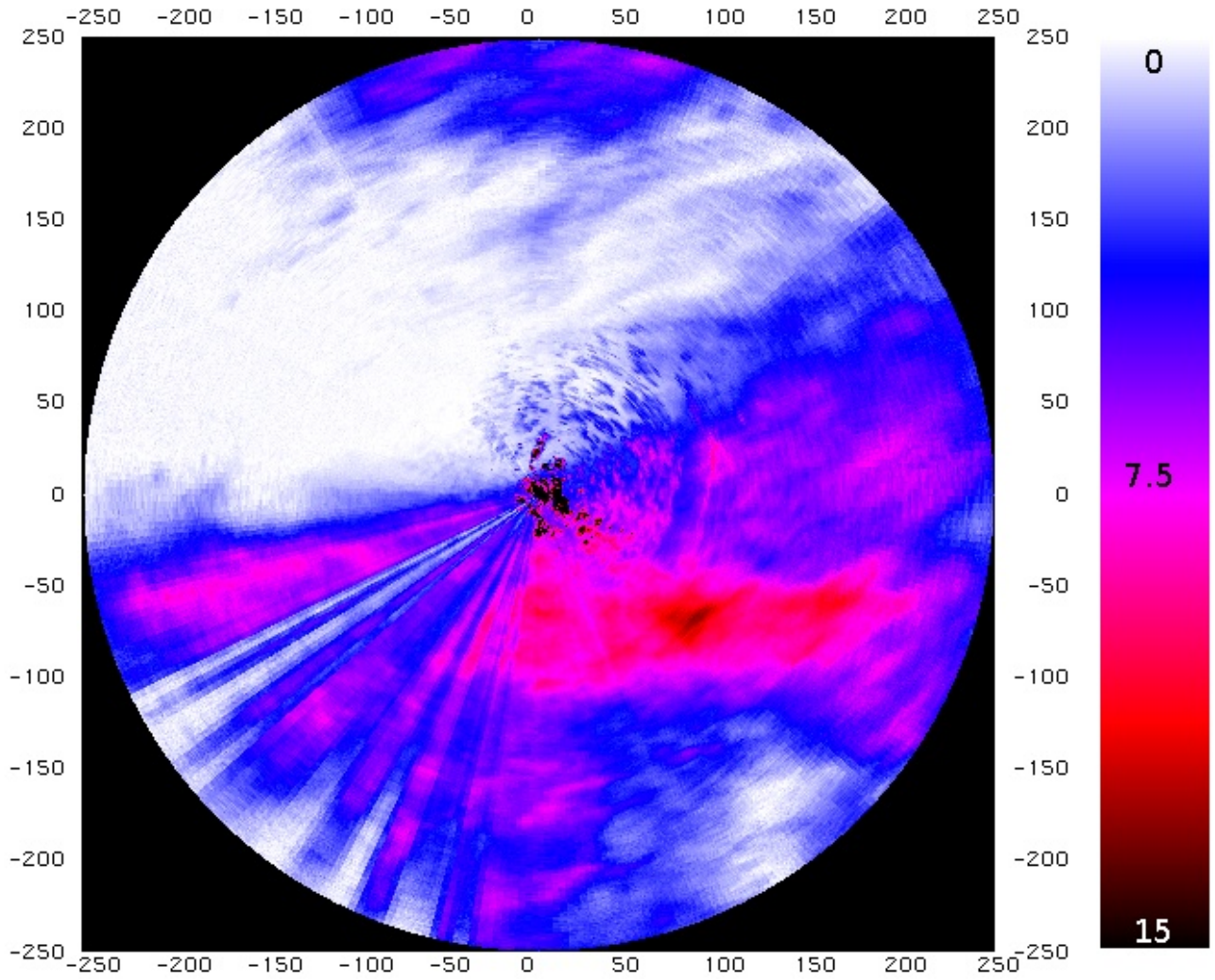


Figure 2.3.3.e: Réflectivités du radar expérimental (dBZ) moyennées pour le 30 août 2010. Les distances sont indiquées en km depuis la position du radar.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

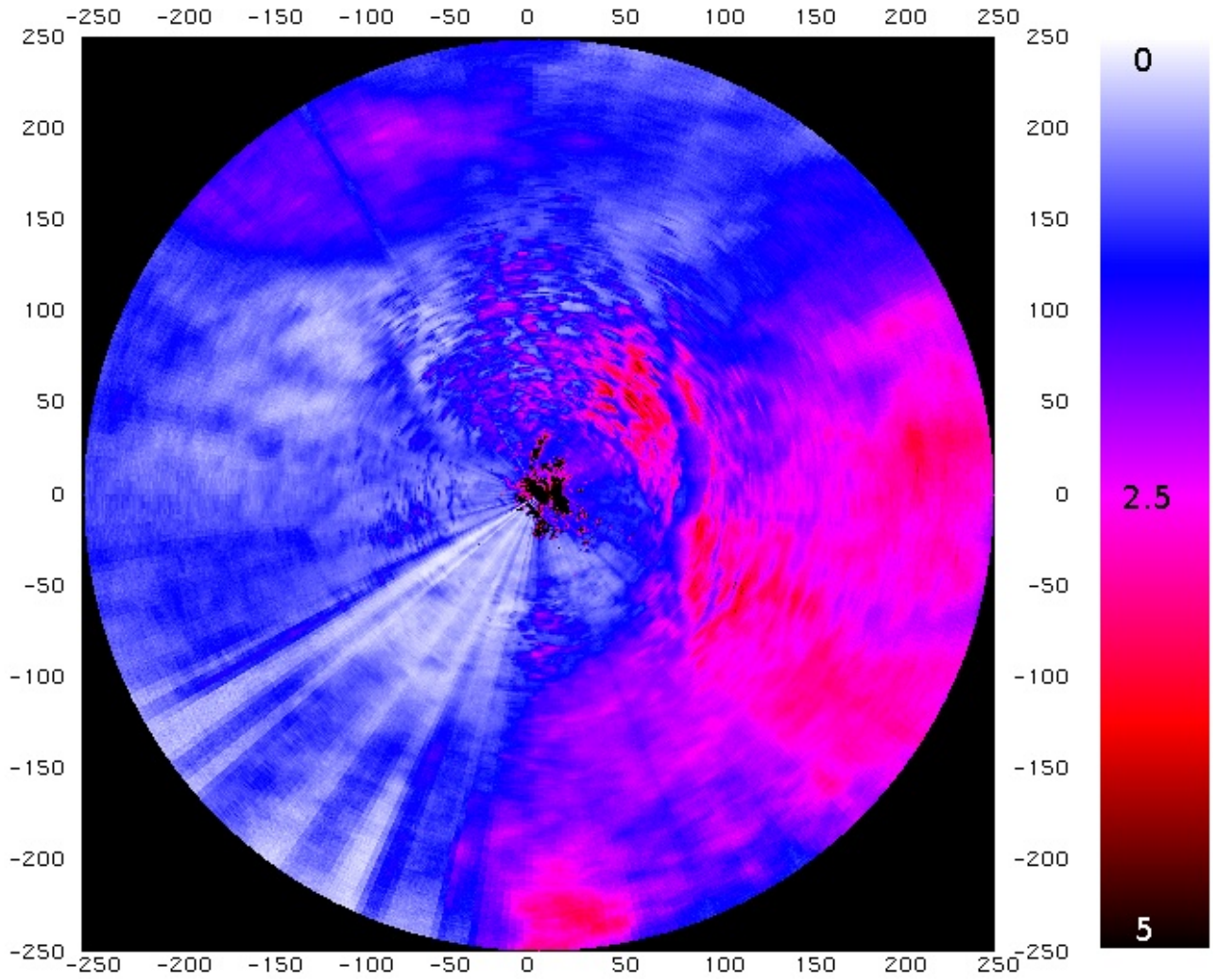


Figure 2.3.3.f: Réflectivité moyenne (exprimée en dBZ) du radar expérimental pour le mois d'août 2010. Les distances sont indiquées en km depuis la position du radar.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

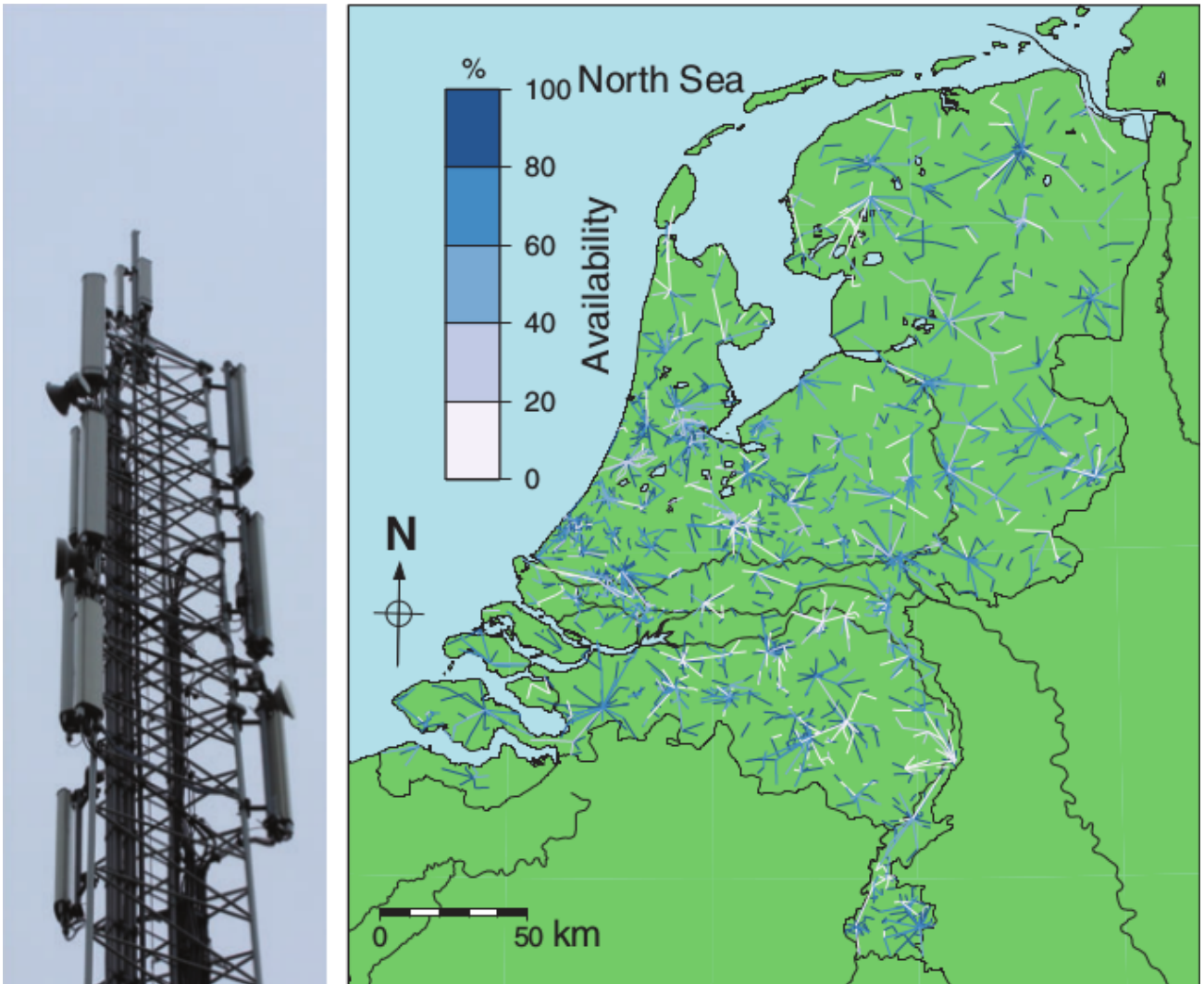


Figure 2.3.4.a : À gauche nœud de réseau GSM et à droite répartition des liaisons micro-ondes disponibles d'après Uijlenhoet *et al.* (2018). L'échelle de couleur indique le taux de report de la qualité de liaison.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

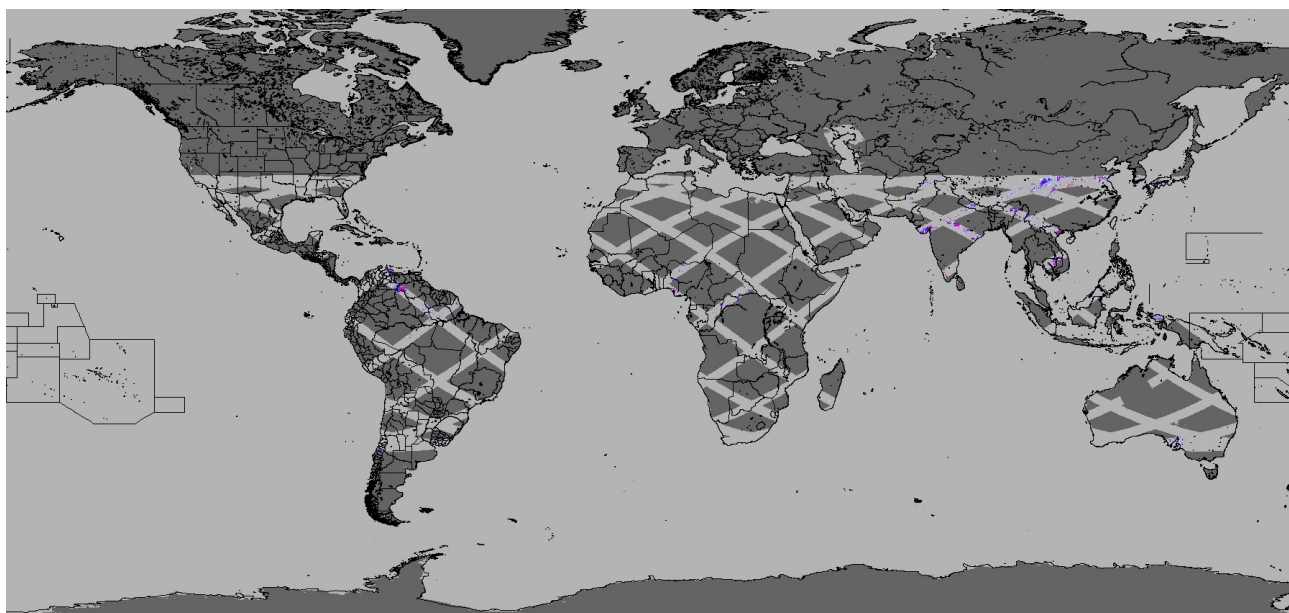


Figure 2.4.1.a: Couverture des surfaces continentales par le radar TRMM/PR pour la journée du 3 juillet 2005.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

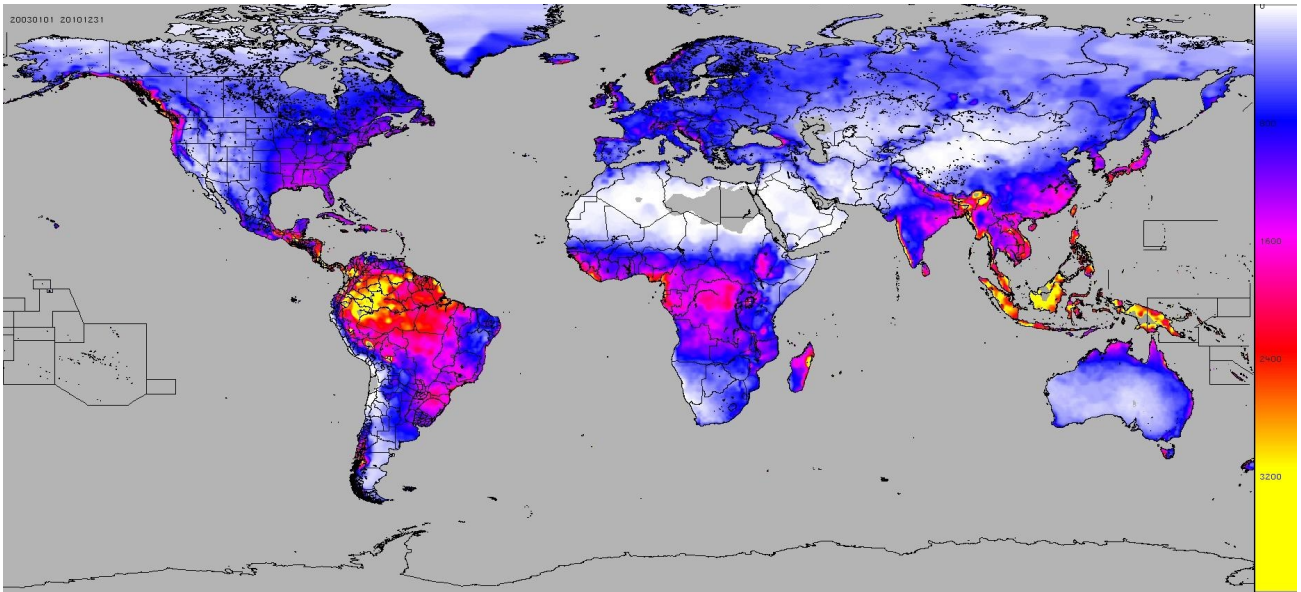


Figure 2.4.1.b: Estimation GPCP du cumul de pluie (mm) en moyenne annuelle sur la période 2002-2011.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

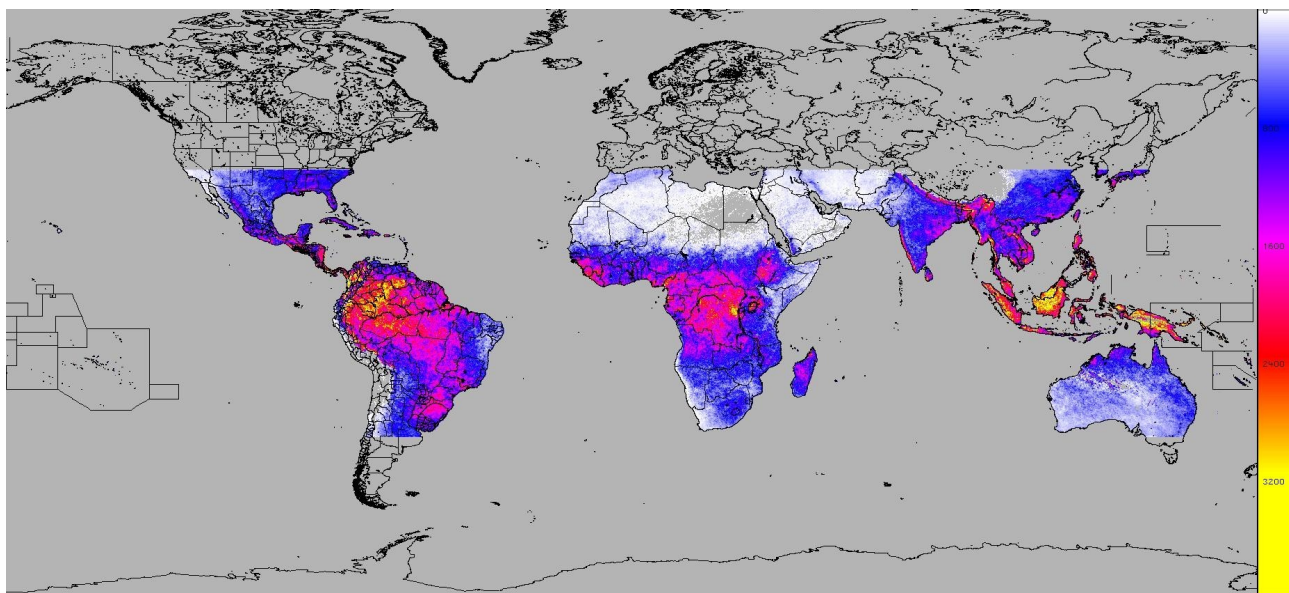


Figure 2.4.1.c: Estimation 2A25 du cumul de pluie (mm) en moyenne annuelle sur la période 2002-2011.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

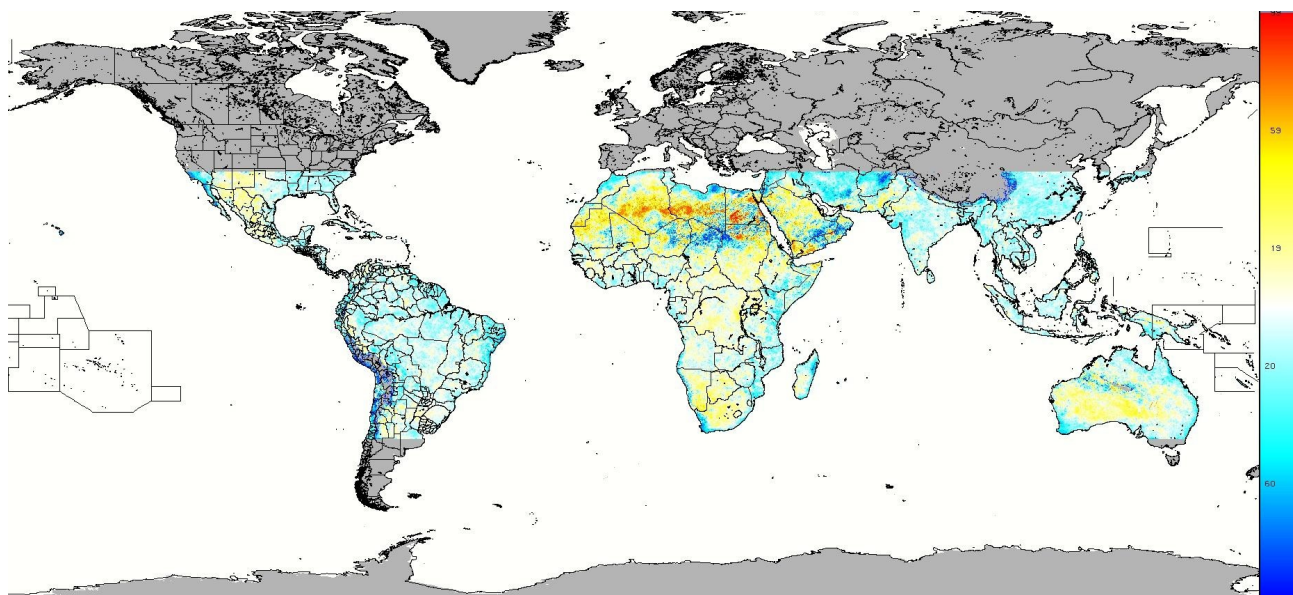


Figure 2.4.1.d: Indice de différence normalisé entre les produits GPCP et le 2A25. Les zones où le GPCP est en excès par rapport au 2A25 sont codées en cyan et bleu et celles où le 2A25 est en excès en jaune et rouge.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

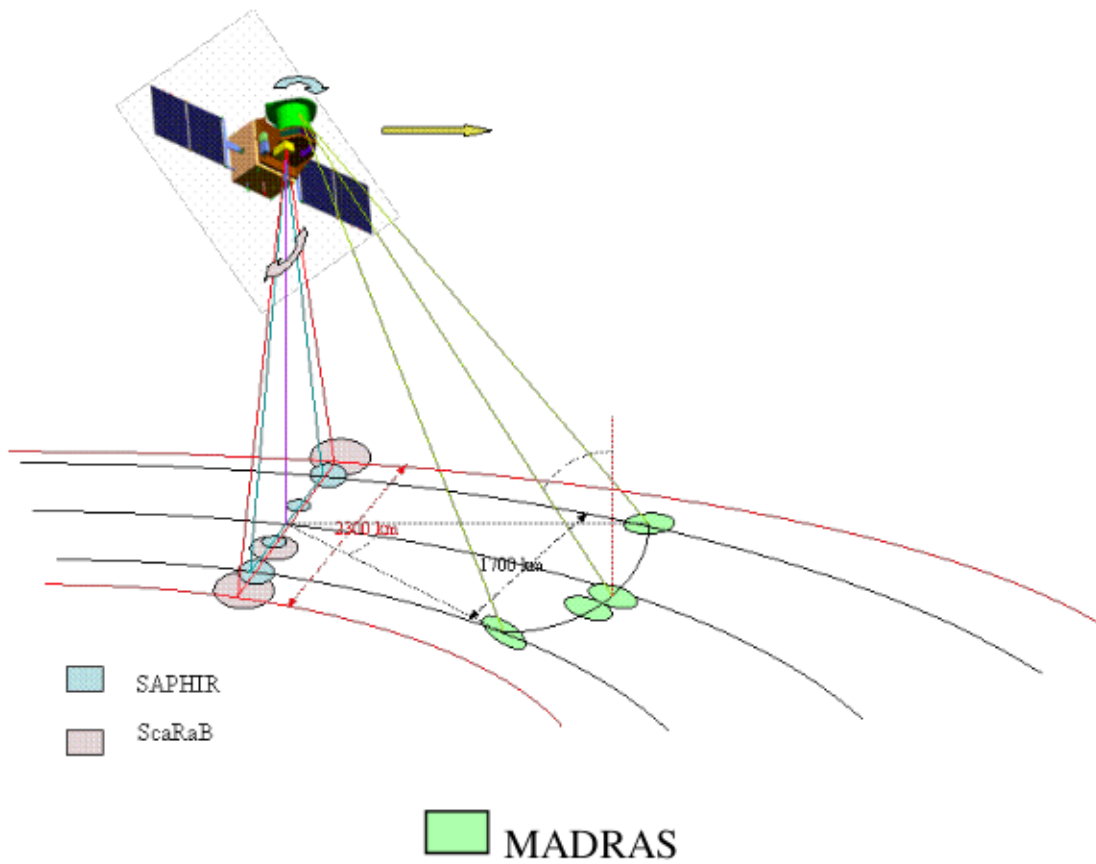


Figure 2.4.2.Z : Schéma du satellite Mégha-Tropiques. La radiomètre imageur Madras opère par balayage conique alors que le sondeur Saphir fonctionne en balayage perpendiculaire. Extrait de *Global Precipitation Measurement Mission, Algorithm theoretical basis, NASA*.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

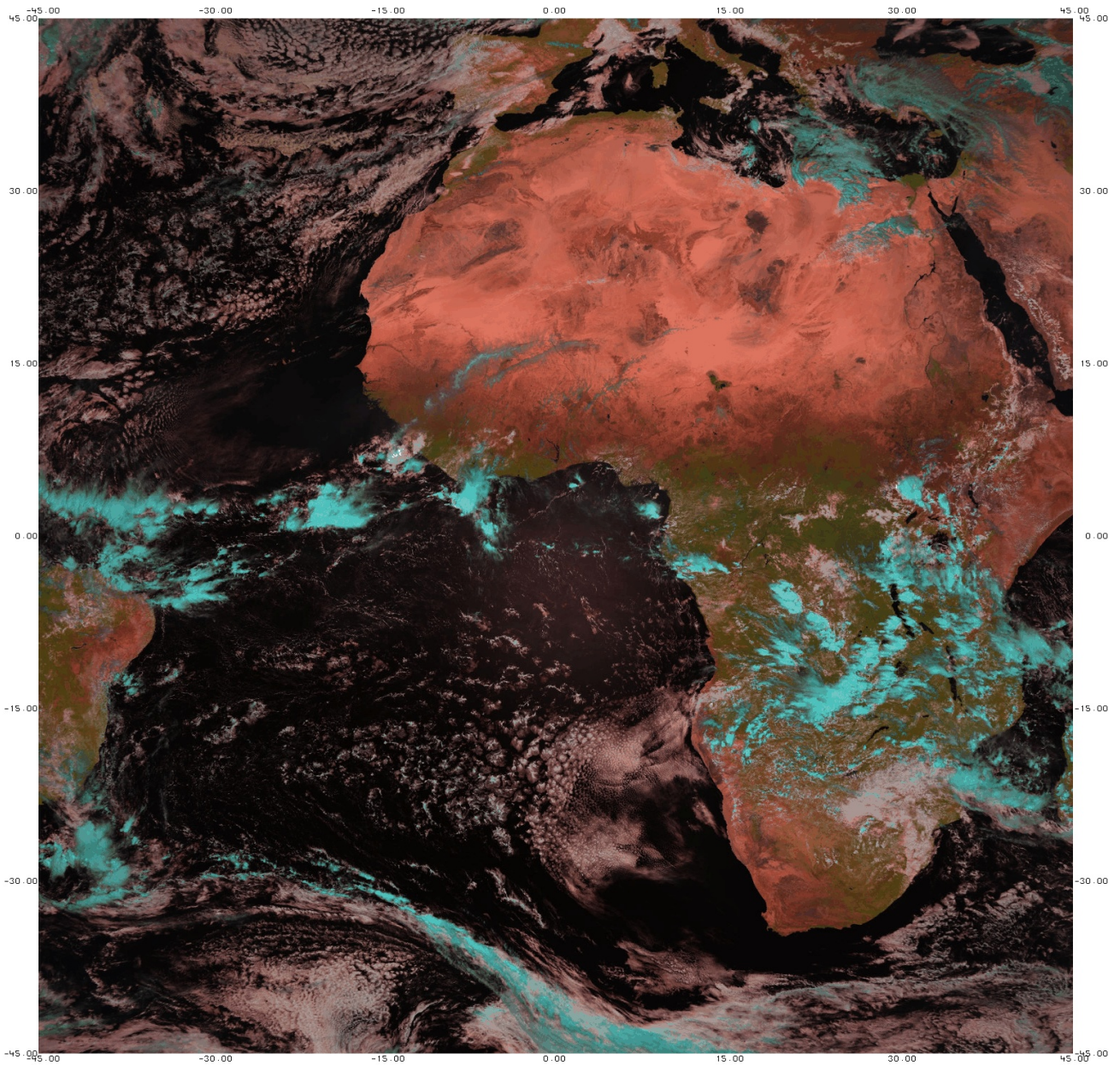


Figure 2.4.2.a: Composition colorée MSG 27 février 2017 12:00. La composante rouge est associée à l'infrarouge moyen ($1.6 \mu\text{m}$), la verte au proche-infrarouge ($0.8 \mu\text{m}$) et la composante bleue au rouge ($0.6 \mu\text{m}$). Les données sont extraites sur la fenêtre 45S-45W/45N-45S.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

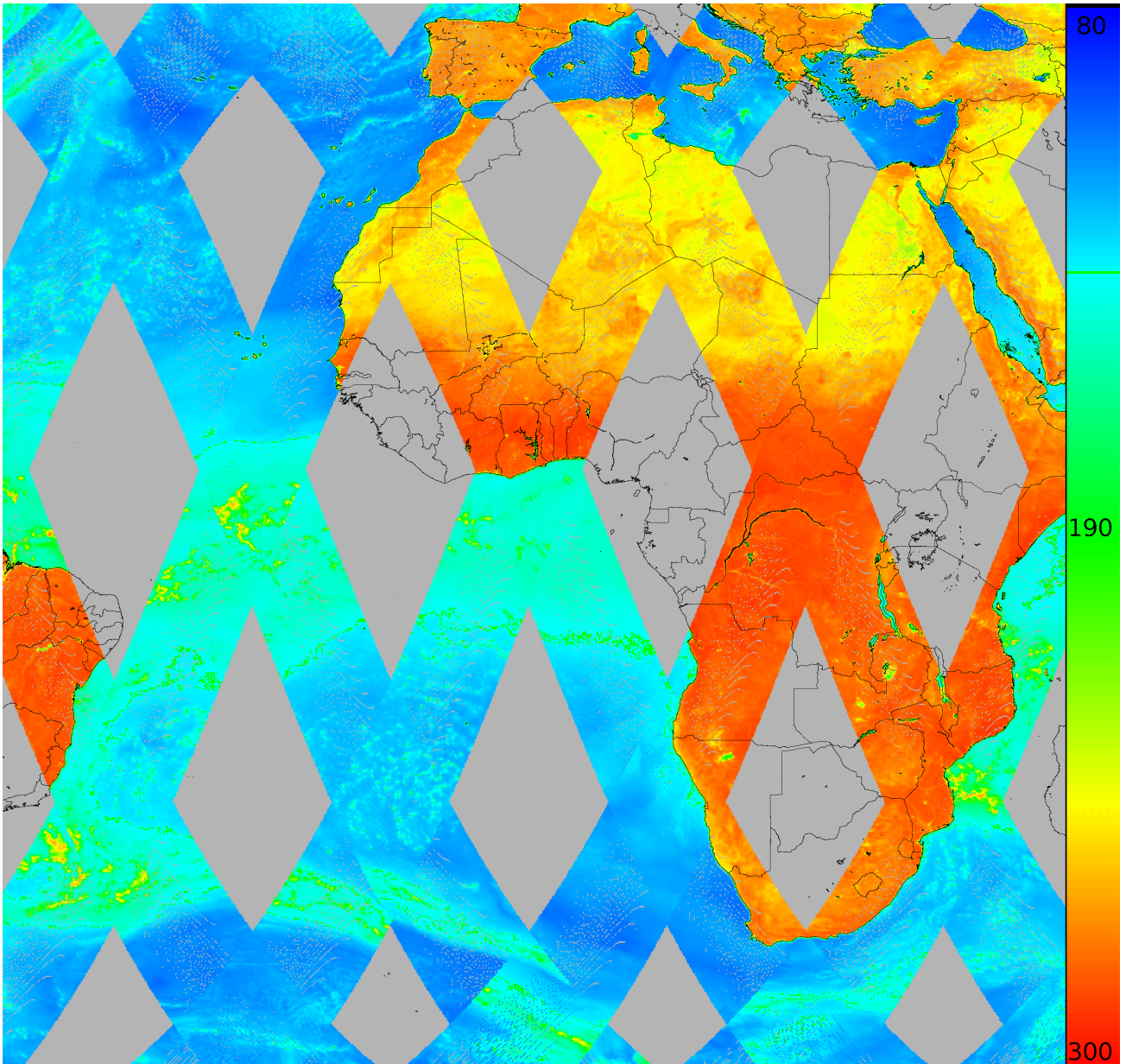


Figure 2.4.2.b: Canal GMI 18 GHz-H. Synthèse des observations du 27 février 2017 provenant de la base GPM. L'échelle de température est codée en K et les données sont extraites sur la fenêtre 45S-45W/45N-45S.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

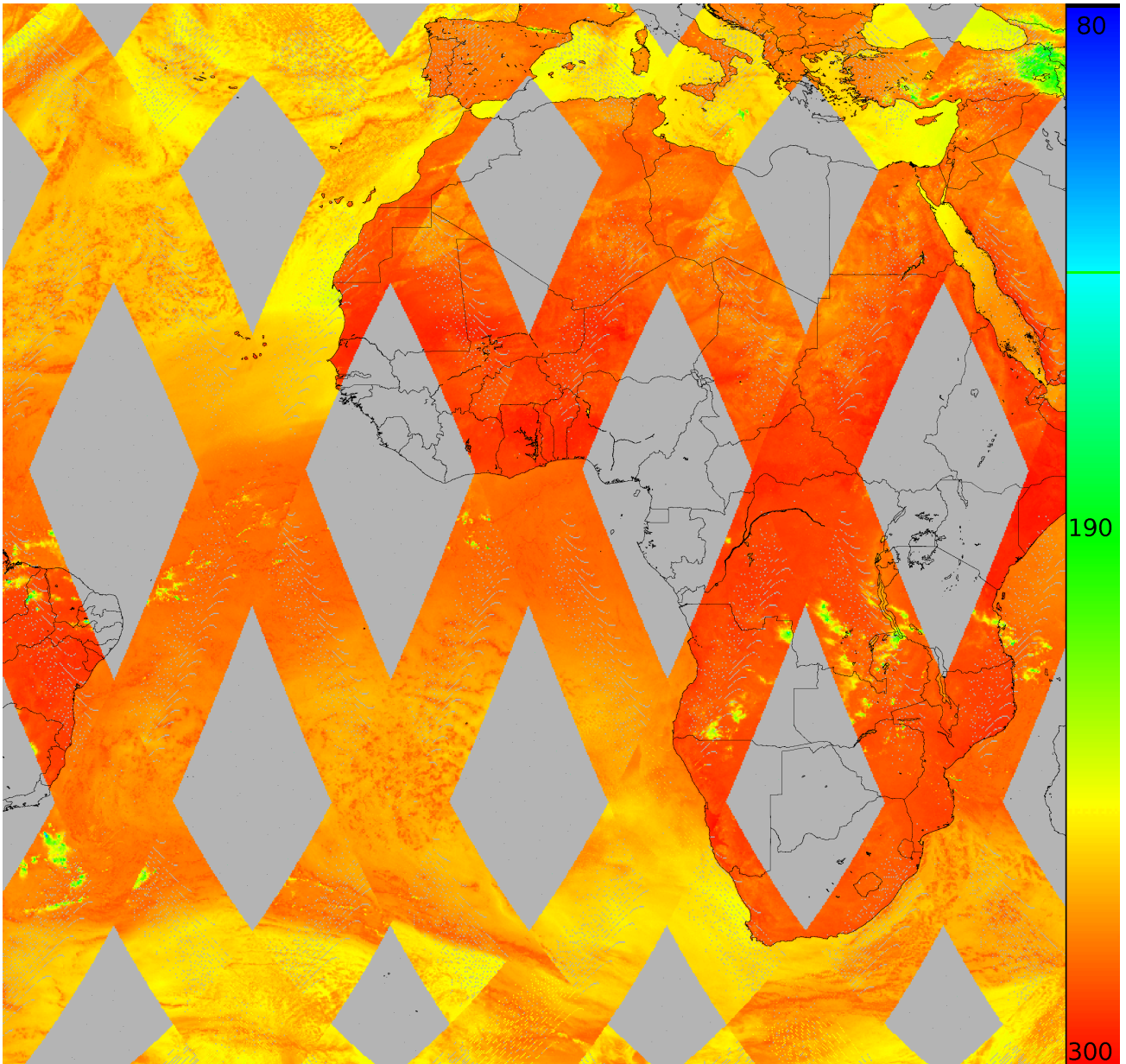


Figure 2.4.2.c: Canal GMI 89 GHz-V. Synthèse des observations du 27 février 2017 provenant de la base GPM. L'échelle de température est codée en K et les données sont extraites sur la fenêtre 45S-45W/45N-45S.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

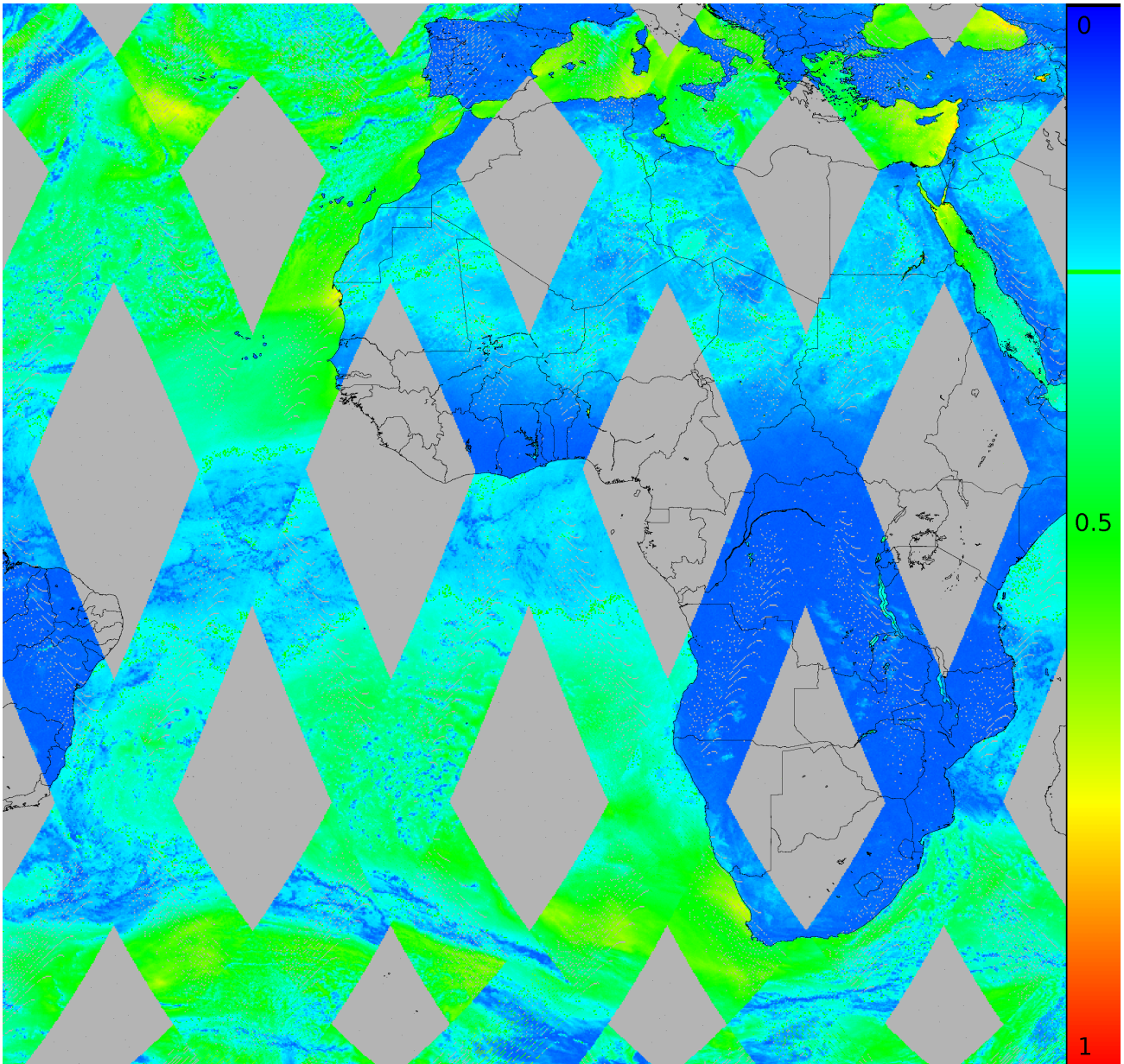


Figure 2.4.2.d: Différence normalisée entre les canaux GMI 89 GHz-V et 89 GHz-H. Synthèse des observations du 27 février 2017 provenant de la base GPM. L'échelle de couleur est sans unité et les données sont extraites sur la fenêtre 45S-45W/45N-45S.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

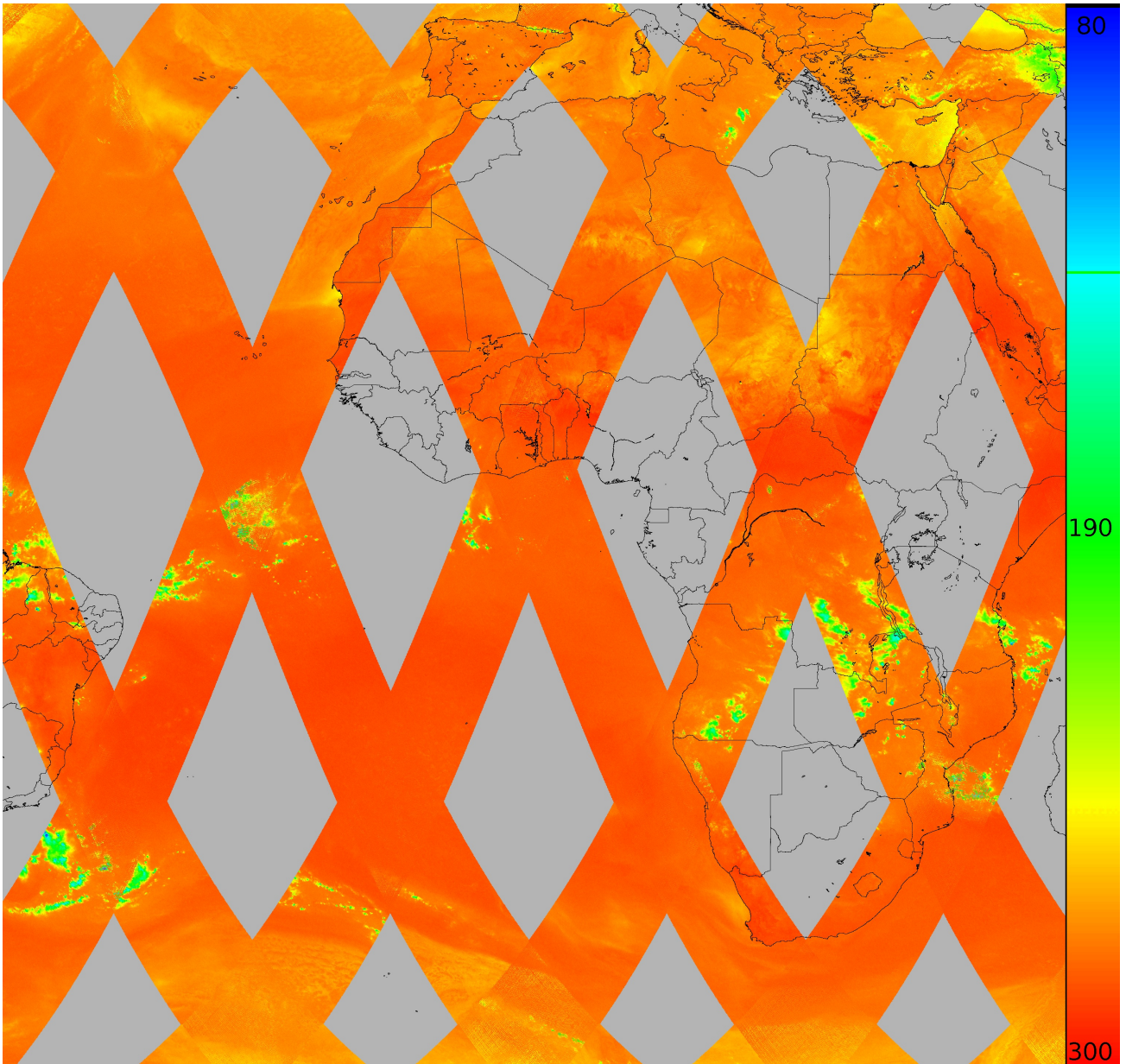


Figure 2.4.2.e: Canal GMI 166 GHz-V. Synthèse des observations du 27 février 2017 provenant de la base GPM. L'échelle de température est codée en K et les données sont extraites sur la fenêtre 45S-45W/45N-45S.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

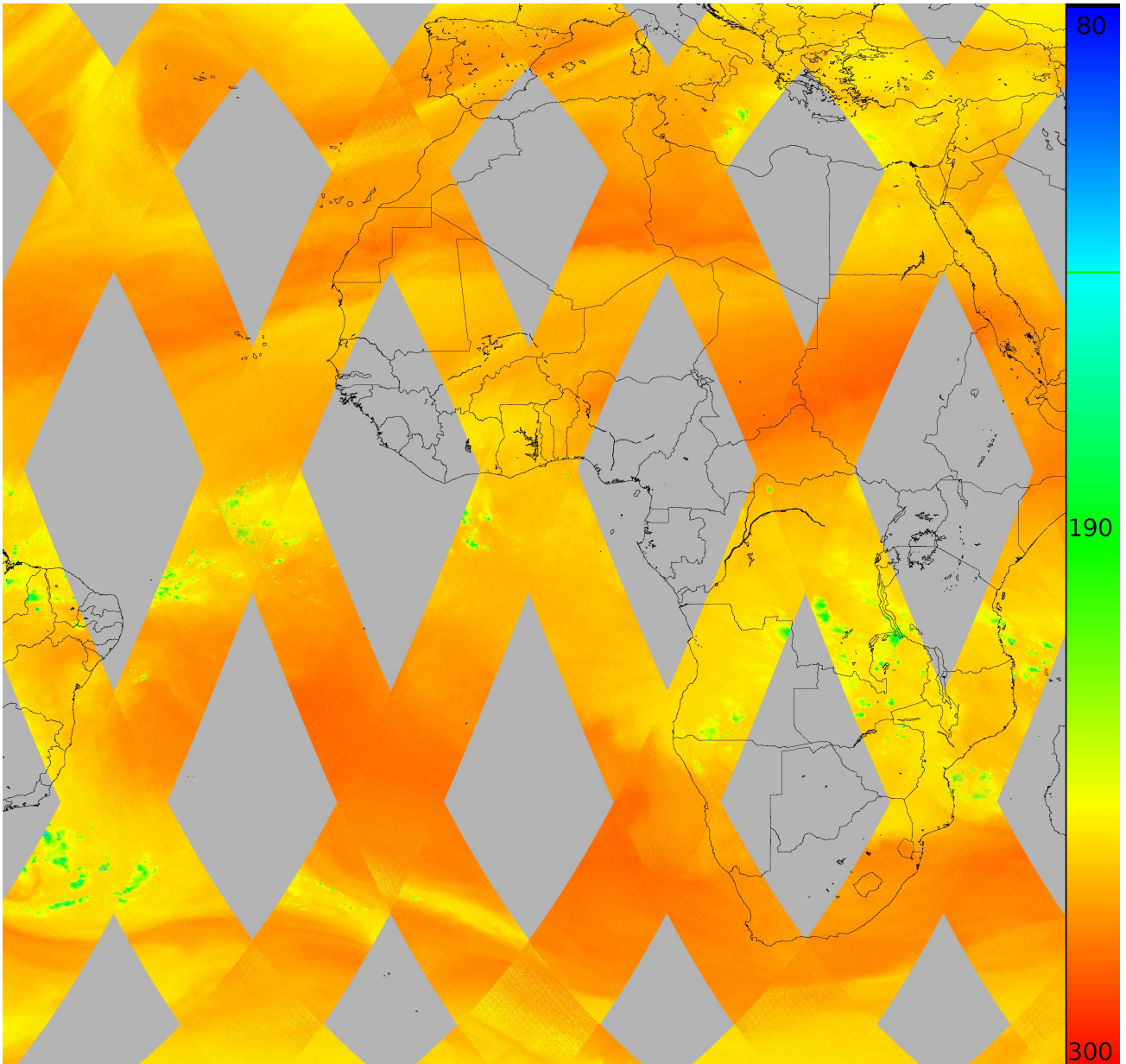


Figure 2.4.2.f: Canal GMI 183.31 GHz±3. Synthèse des observations du 27 février 2017 provenant de la base GPM. L'échelle de température est codée en K et les données sont extraites sur la fenêtre 45S-45W/45N-45S.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

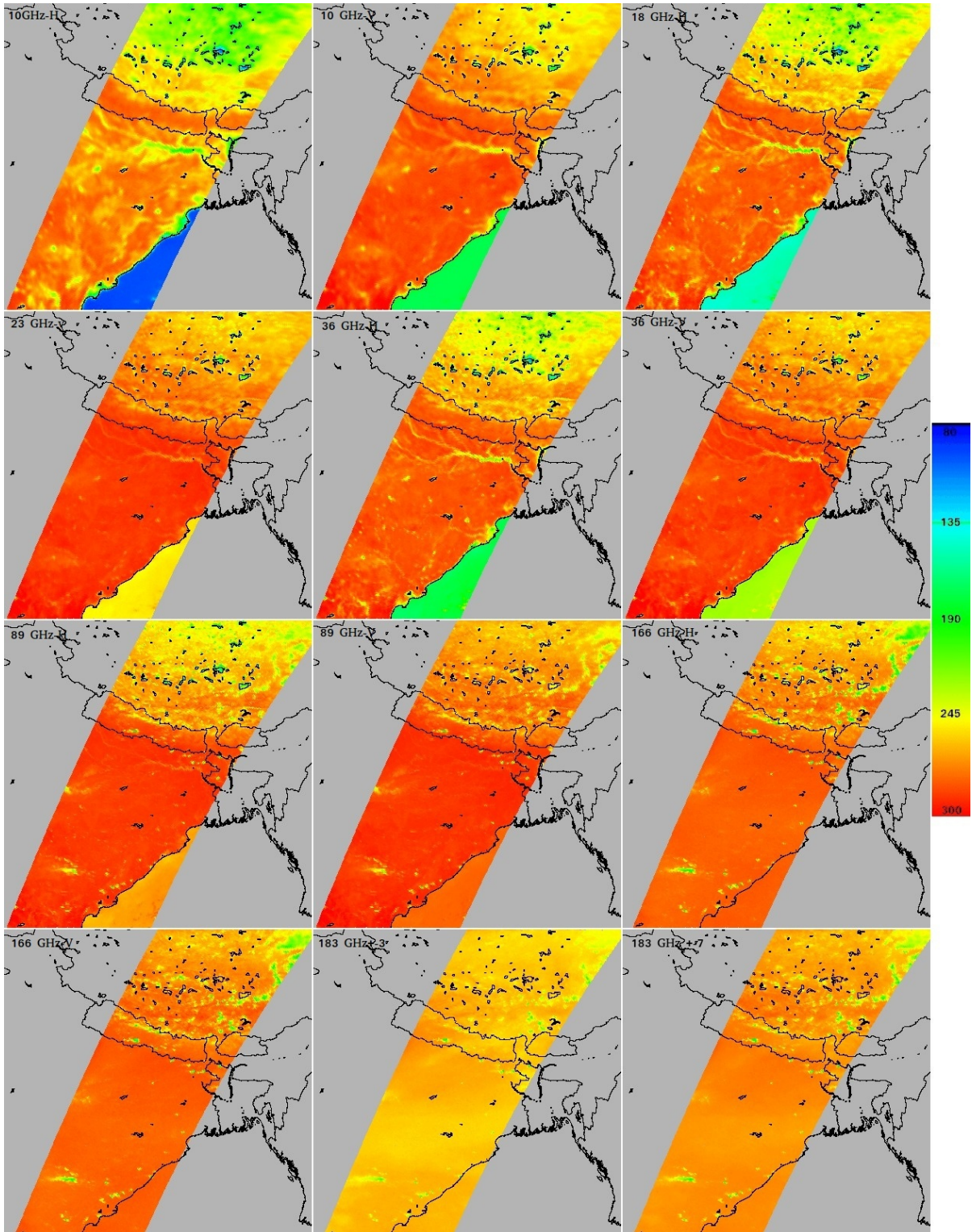


Figure 2.4.2.g: Canaux GMI projetés sur la fenêtre 15N-35N/75E-95E (12/09/2018 7:55 TU).

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

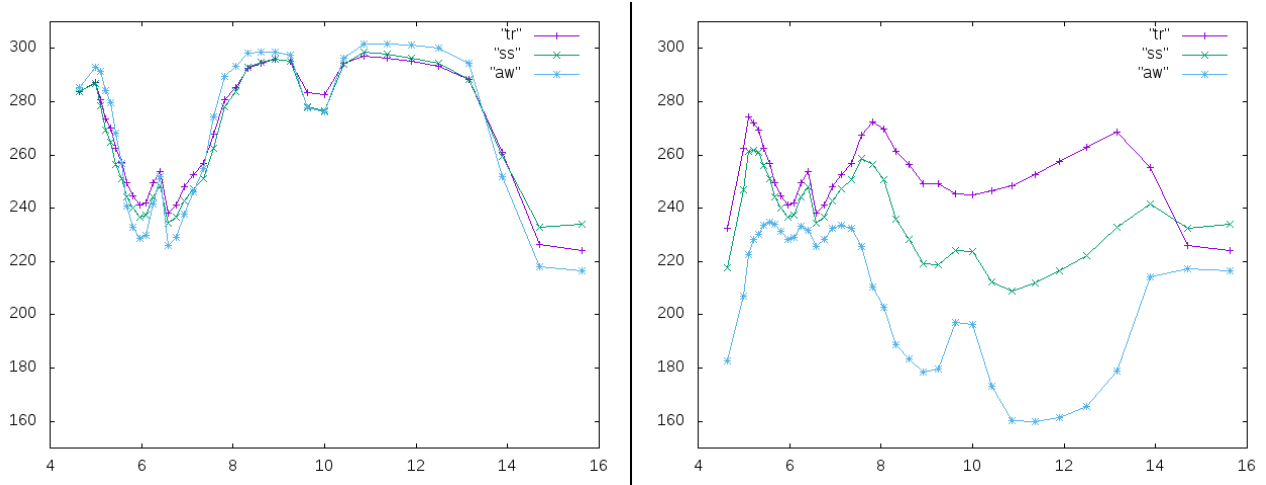


Figure 2.4.3.a: Températures de brillance mesurées au sommet de l'atmosphère par un satellite au nadir. Les calculs sont réalisés avec *Streamer* pour trois atmosphères prédéfinies: tropical (tr), sub arctique d'été (ss) et arctique d'hiver (aw). La figure de gauche correspond à une température de surface de 305 K et la figure de droite ne prend pas en compte l'émission de la surface. L'échelle des température (verticale) est en K et celle des longueurs d'onde (horizontale) en μm.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

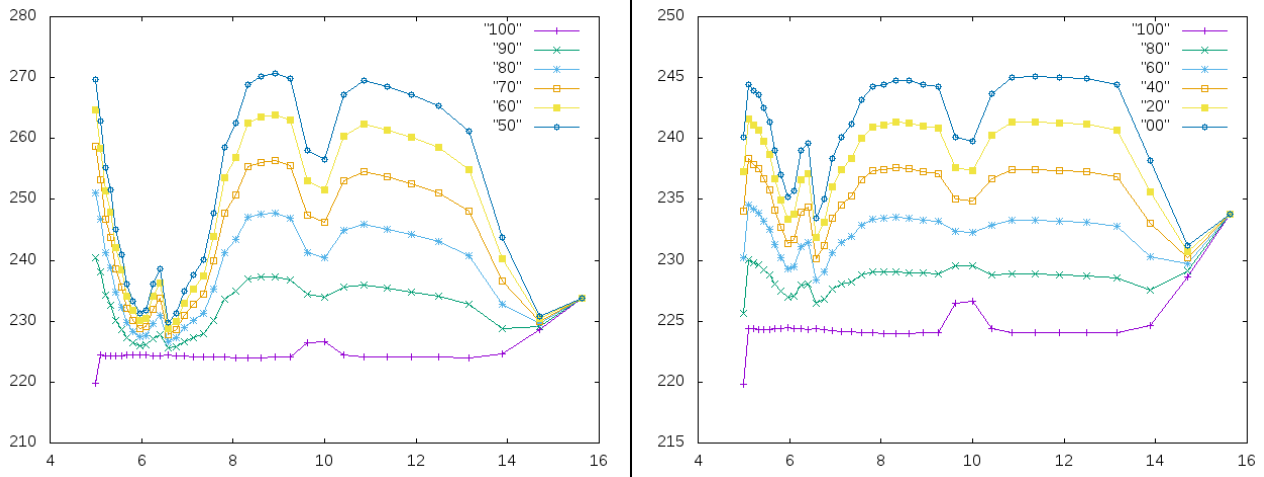


Figure 2.4.3.b: Température de brillance en présence d'un couvert nuageux spatialement hétérogène. Le graphique de gauche est obtenu en faisant varier le taux de recouvrement d'un nuage d'une température de sommet de 225 K au dessus d'un sol à 305 K. A droite les température sont obtenu pour un couvert nuageux composé d'une couche à 225 k et d'une couche à 246 K. Les pourcentage de recouvrement correspondent à la couche la plus froide. L'échelle des températures (verticale) est en K et celle des longueurs d'onde (horizontale) en μm .

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

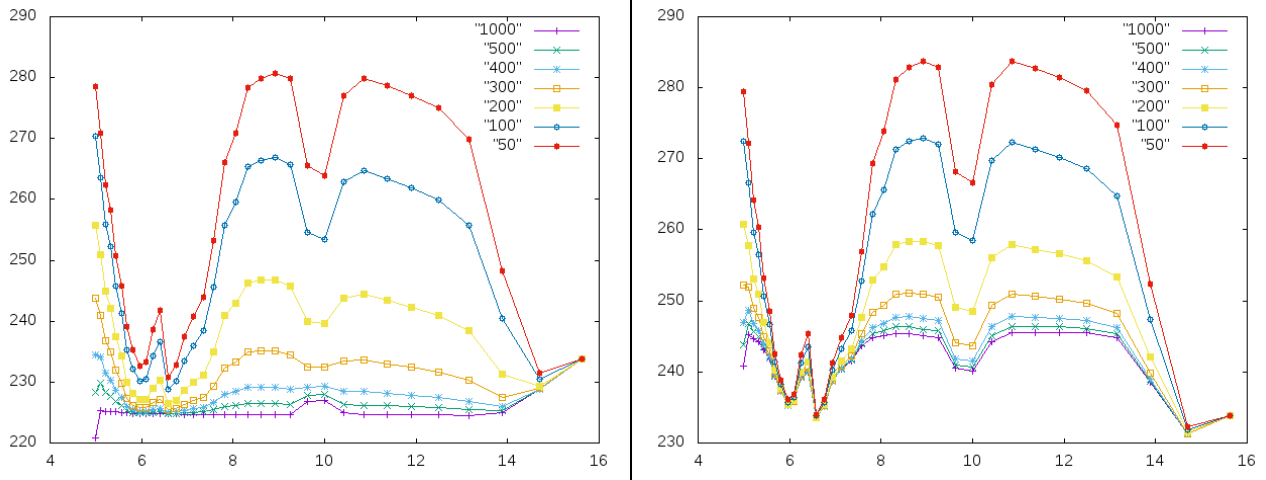


Figure 2.4.3.c: Température de brillance en présence d'un couvert nuageux continu mais d'épaisseur variable, de 50 m à 1000 m. Le graphique de gauche correspond à une altitude de sommet de nuage de 10 km et celui de droite à une altitude de 7 km. L'échelle des températures (verticale) est en K et celle des longueurs d'onde (horizontale) en μm .

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

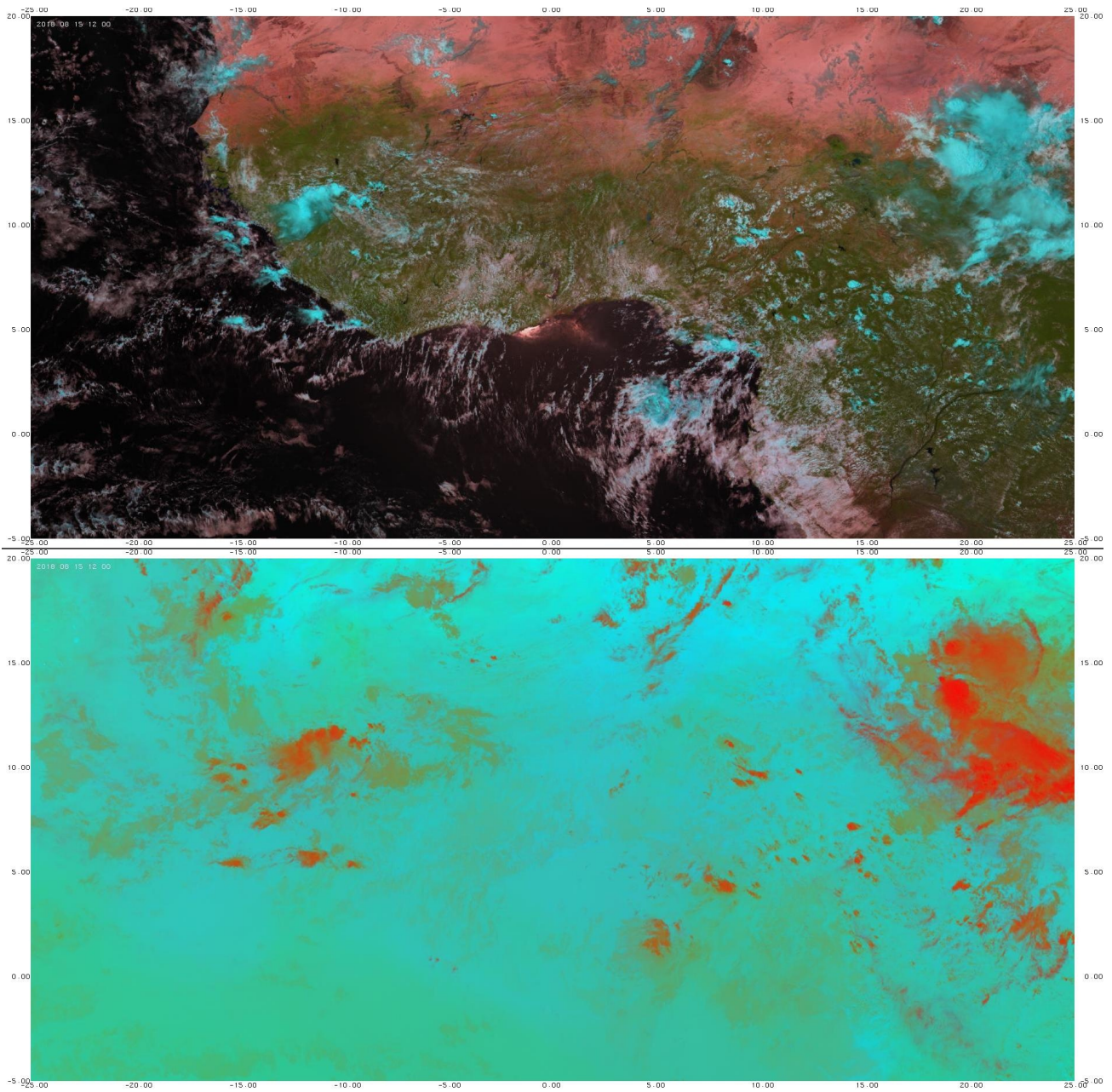


Figure 2.4.3.d: Compositions colorées Météosat Seconde Génération du 15 juillet 2018 12:00 TU sur la fenêtre 5S-20N/25W-25E. L'image du haut (resp. bas) est obtenue en associant au rouge le canal 1.6 μm (resp. 10.8 μm inversé), au vert le canal 0.8 μm (resp. la différence entre les températures à 9.7 μm et 10.8 μm) et au bleu le canal 0.6 μm (resp. la différence entre les températures à 6.2 μm et 10.8 μm).

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

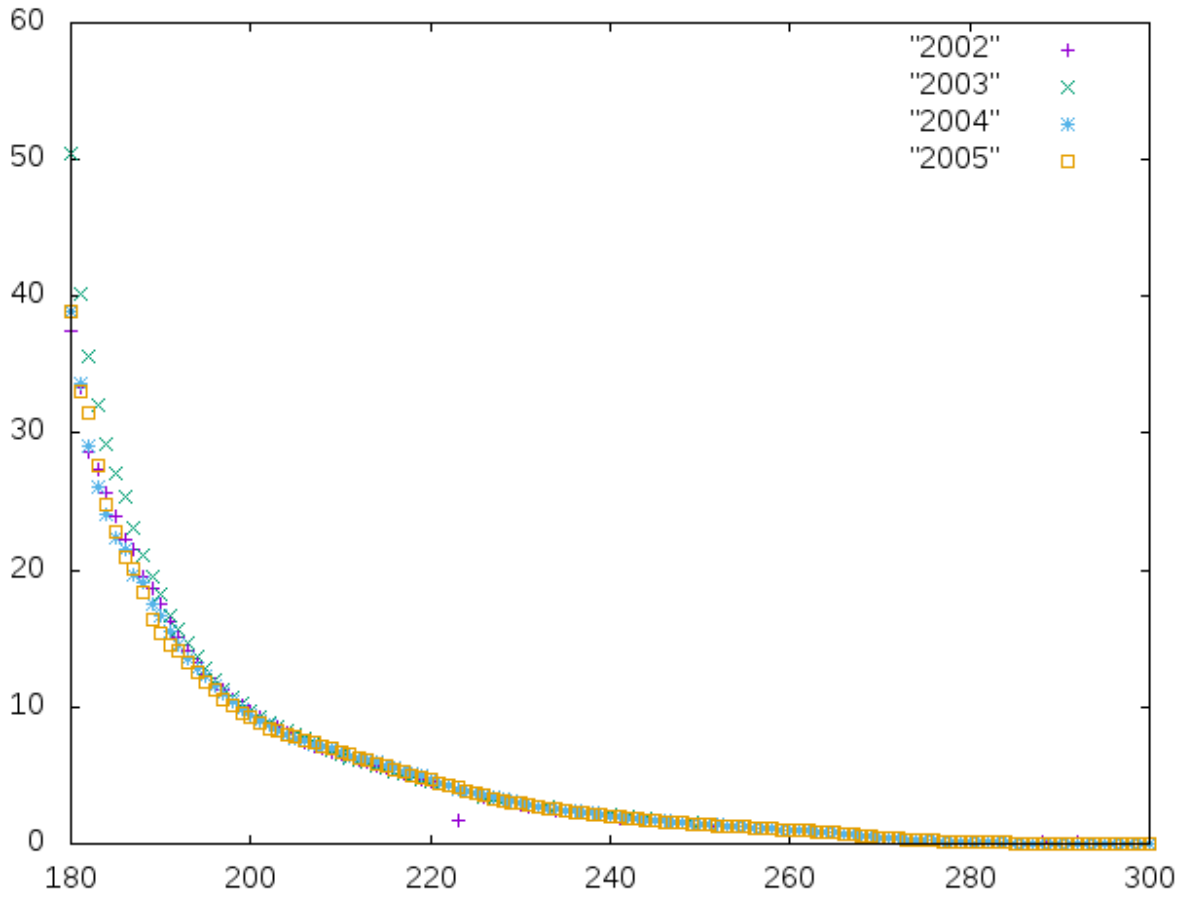


Figure 2.4.4.a: Intensité moyenne de précipitation (mm/h) en fonction de la température de brillance (K) à 10.8 μm . Courbes tracées pour quatre années successives.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

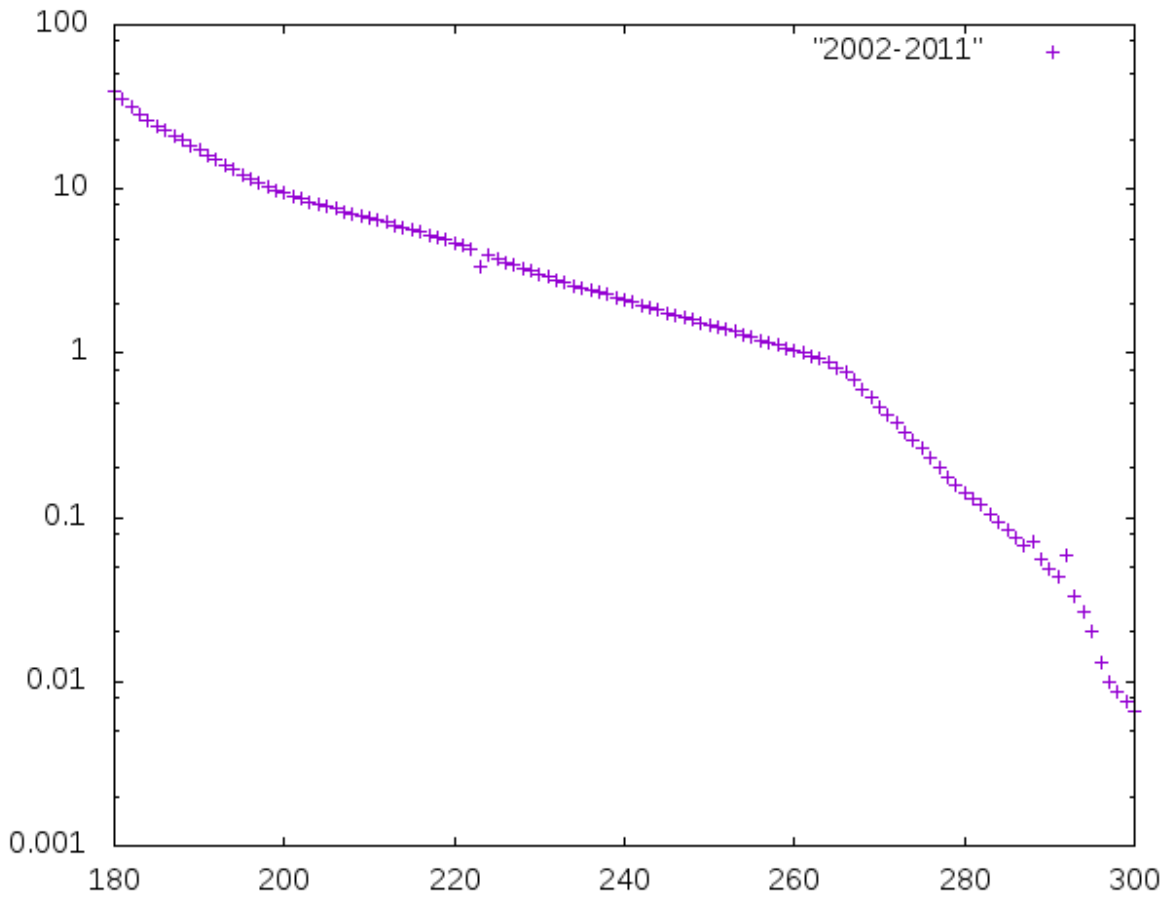


Figure 2.4.4.b: Intensité moyenne de précipitation (mm/h) en fonction de la température de brillance (K) à 10.8 μm en échelle logarithmique. Toutes valeurs accumulées sur la période 2002-2011.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

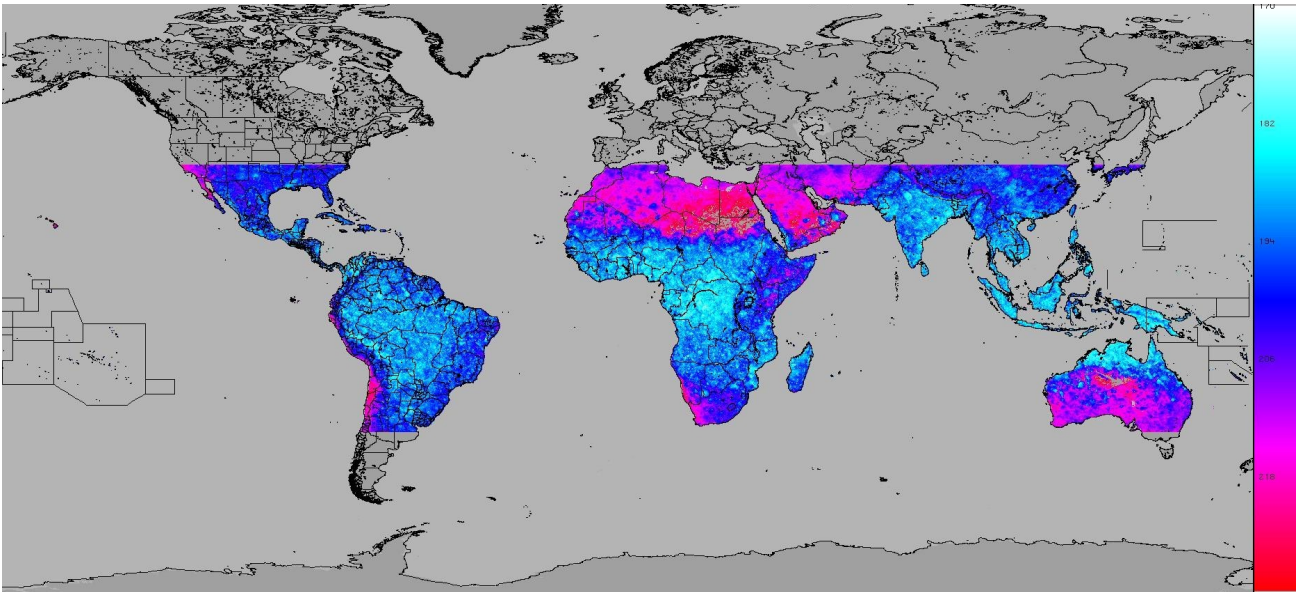


Figure 2.4.4.c: Température minimale enregistrée par le capteur VIRS (10.8 μm) sur la période 2002-2011.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

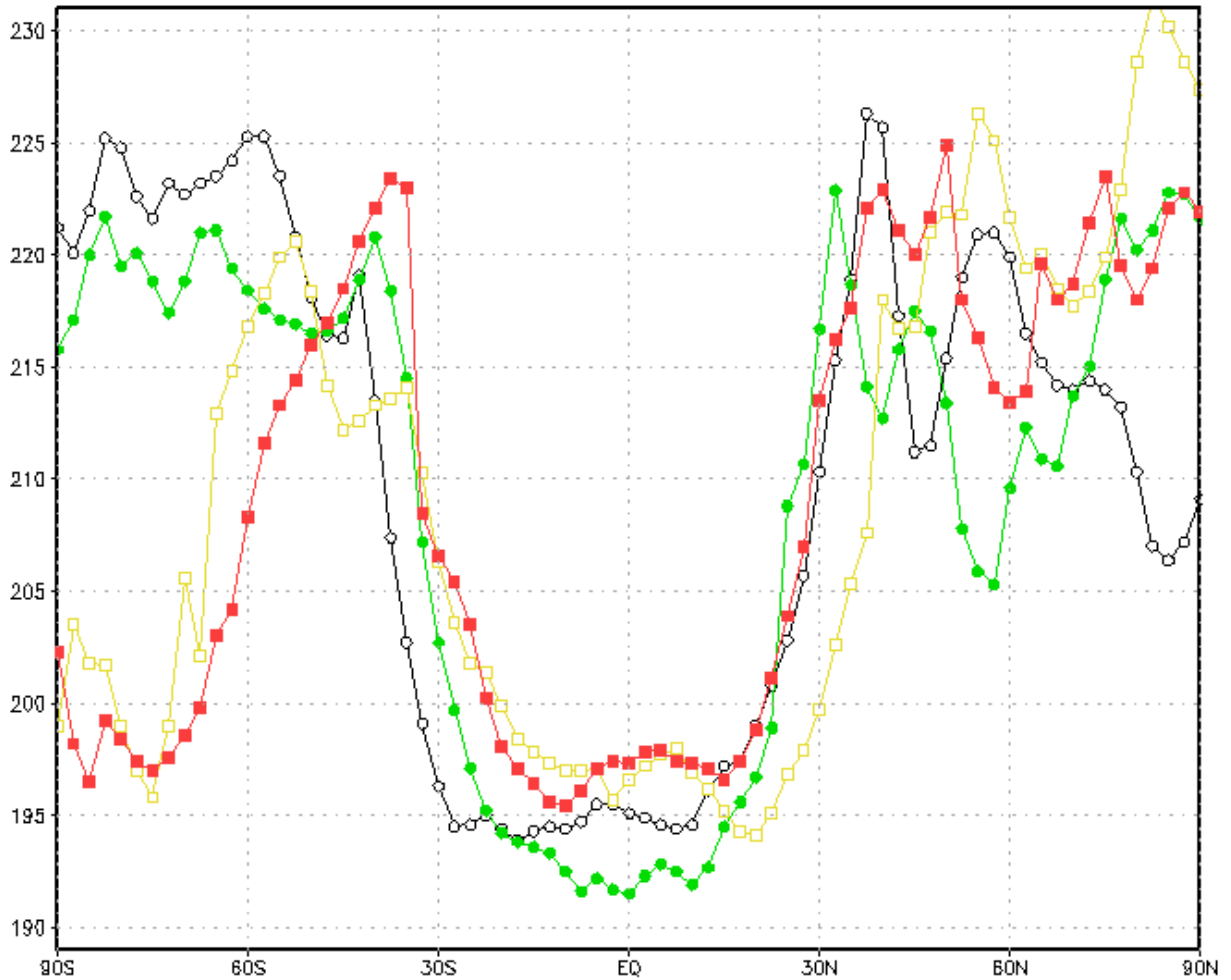


Figure 2.4.4.d: Température de tropopause (K) sur la longitude 20E pour les dates suivantes: 1^{er} janvier 2005 (vert), 1^{er} avril 2005 (noir), 1^{er} juillet 2005 (rouge) et 1^{er} octobre 2005 (jaune). Les extractions sont réalisées à partir de la base NCEP/NCAR.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

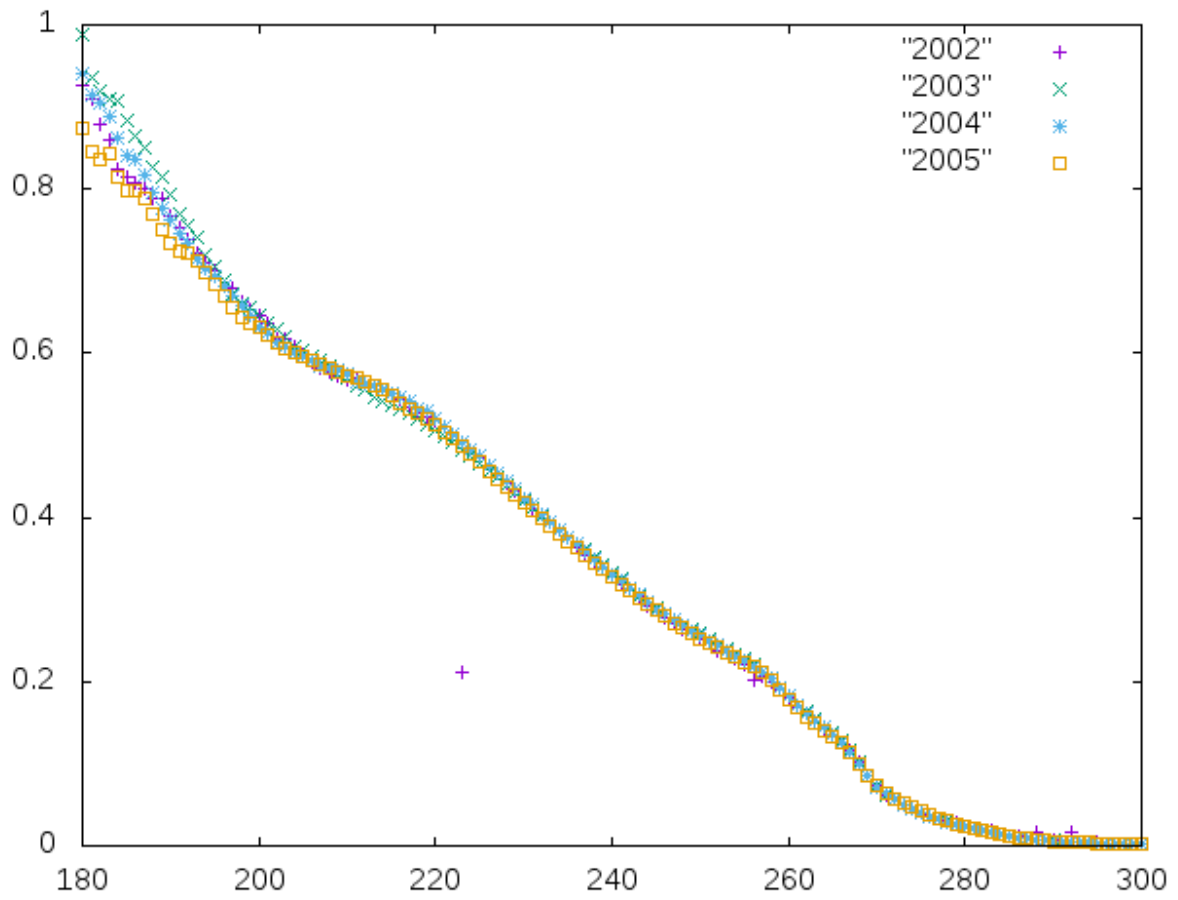


Figure 2.4.4.e: Proportion de phénomènes précipitant en fonction de la température de brillance à 10.8 μm .

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

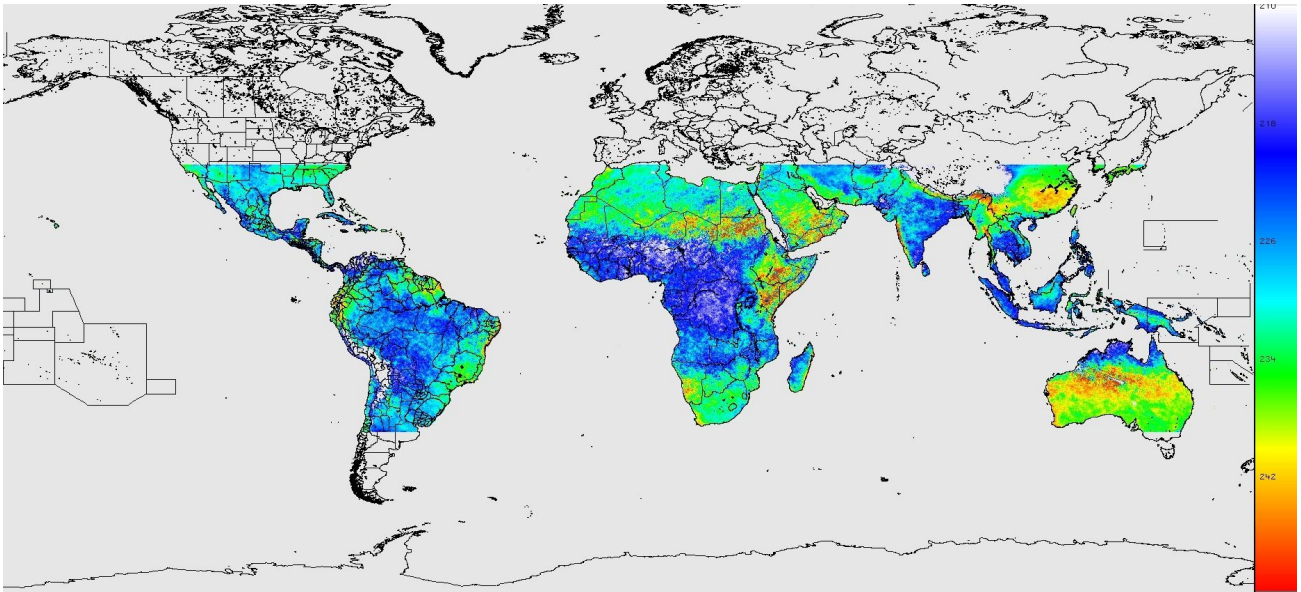


Figure 2.4.4.f: Seuil optimal de discrimination (K) entre pluie et non pluie calculé sur une maille de 0.1° à partir des données TRMM pour la période 2002-2011.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

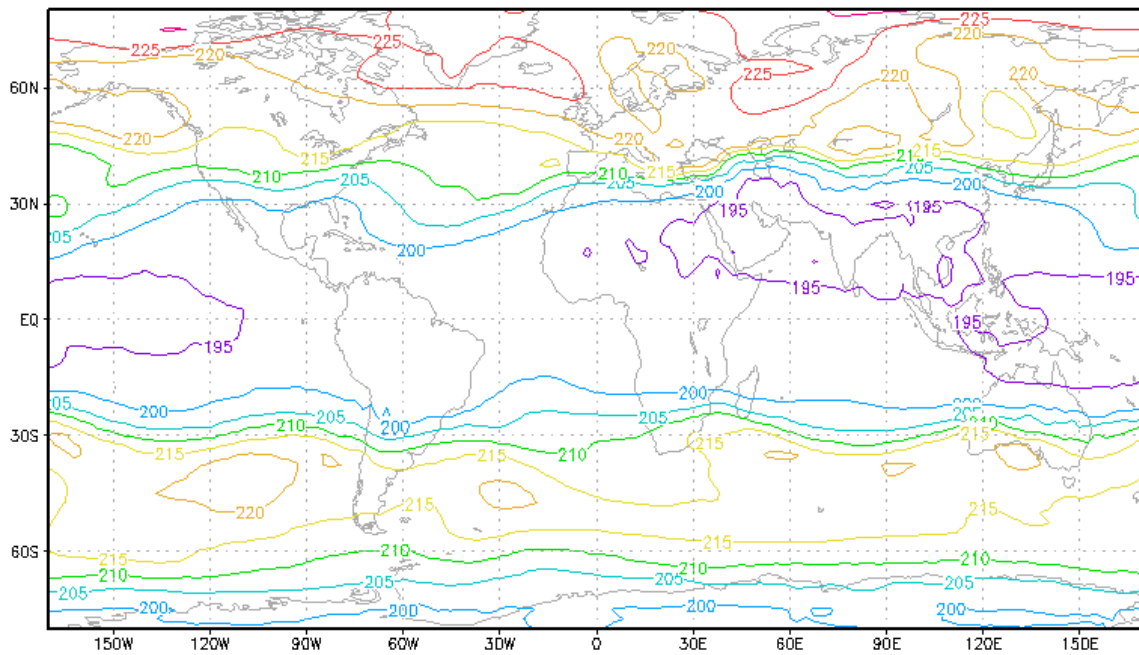
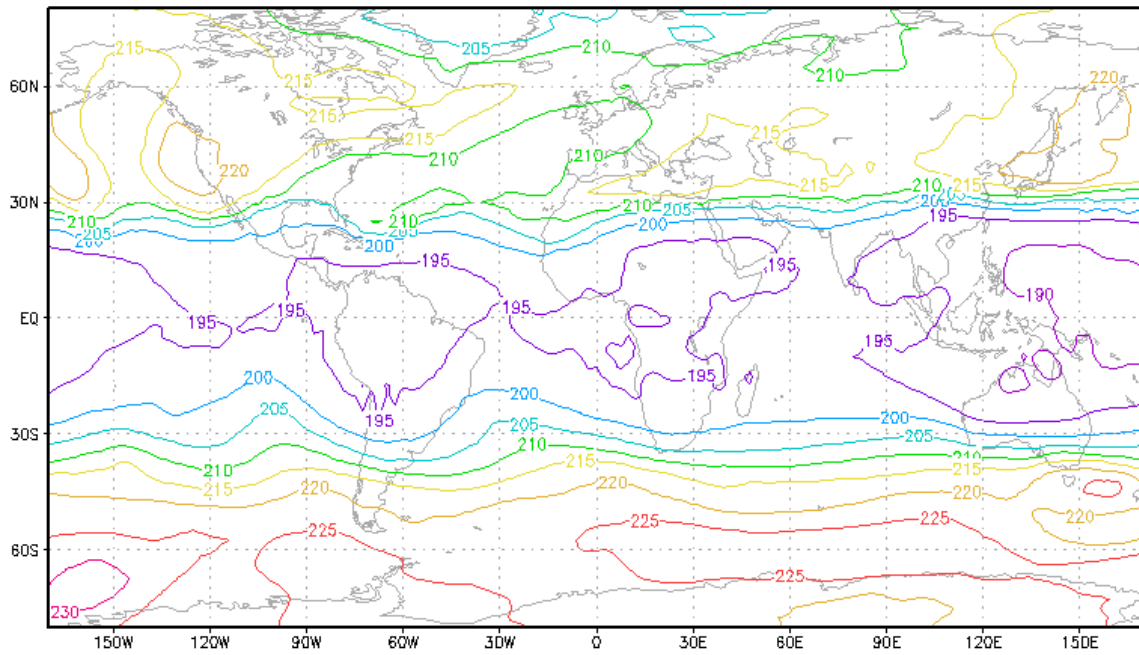


Figure 2.4.4.g: Température de tropopause pour les mois de janvier 2005 (haut) et juillet 2005 (bas).

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

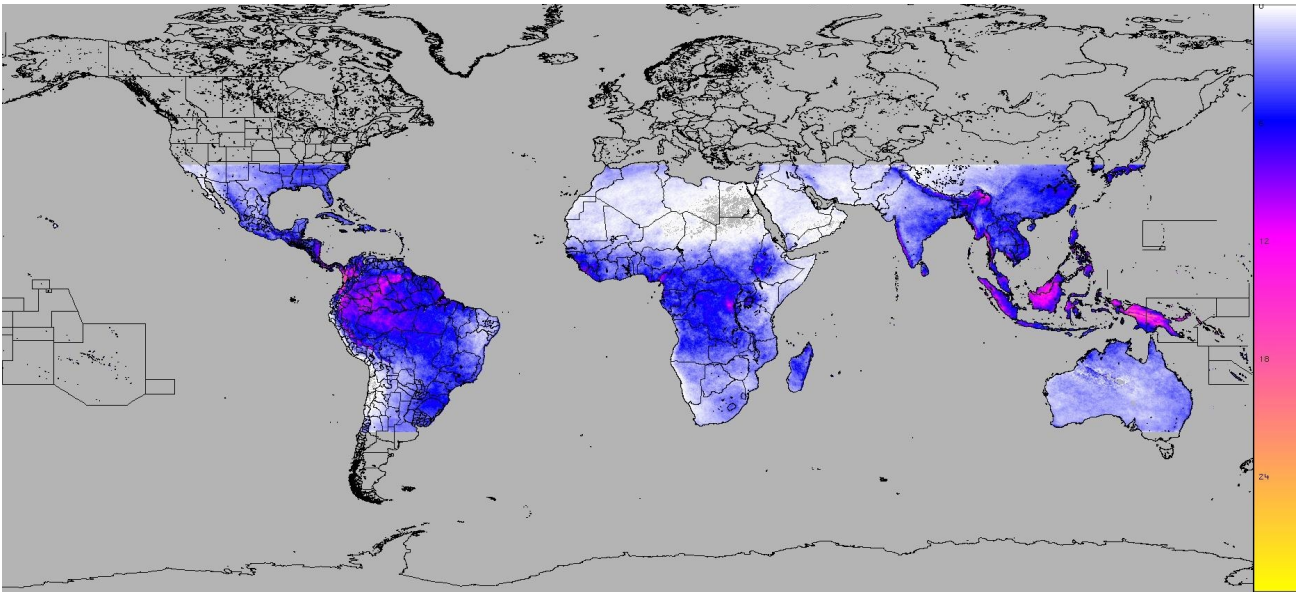


Figure 2.4.4.h: Probabilité de pluie estimée à partir du radar de précipitation TRMM sur la période 2002-2011.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

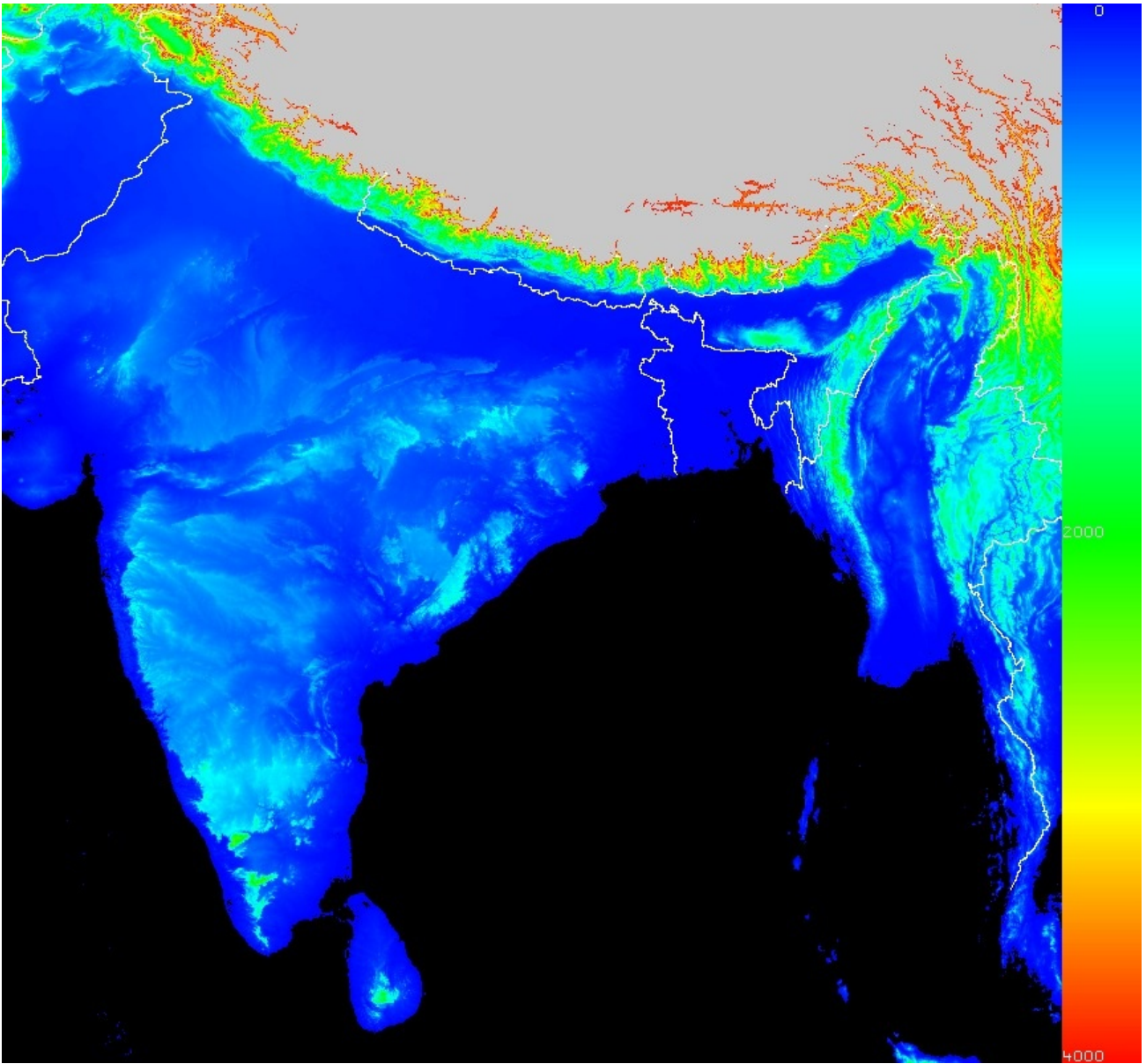


Figure 2.4.4.i: Altimétrie SRTM sur la fenêtre 5N-35N/70E-100E.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

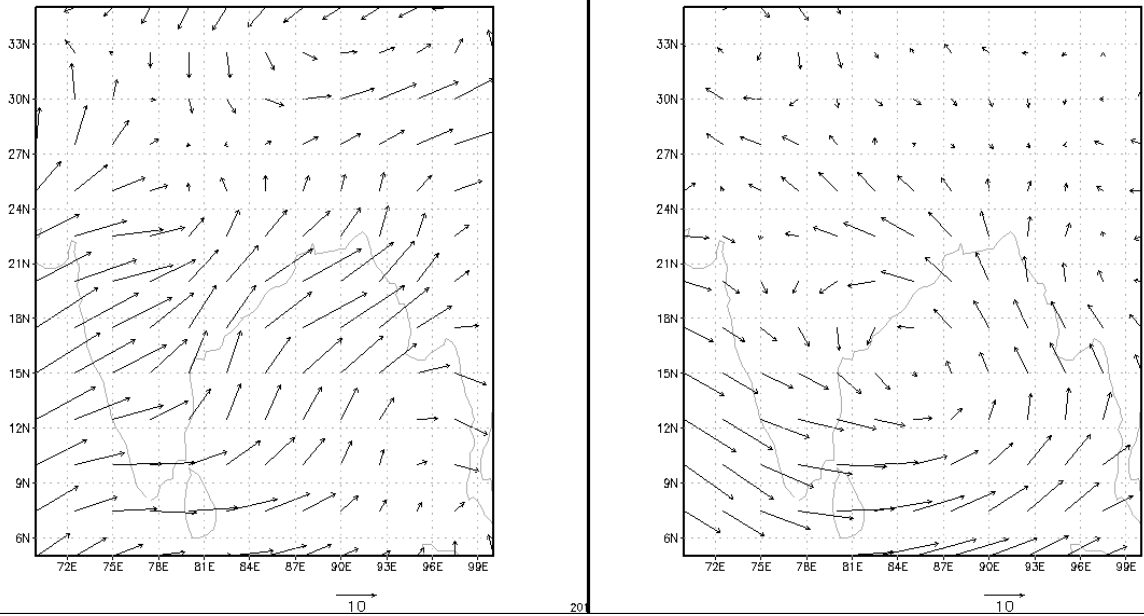


Figure 2.4.4.j: Flux à 925 hpa pour le 30 juin 2005 (gauche) et le 7 septembre 2005 (droite) sur la même fenêtre que la figure 2.2.4.2.i. Les données sont extraites de la base NCEP/NCAR.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

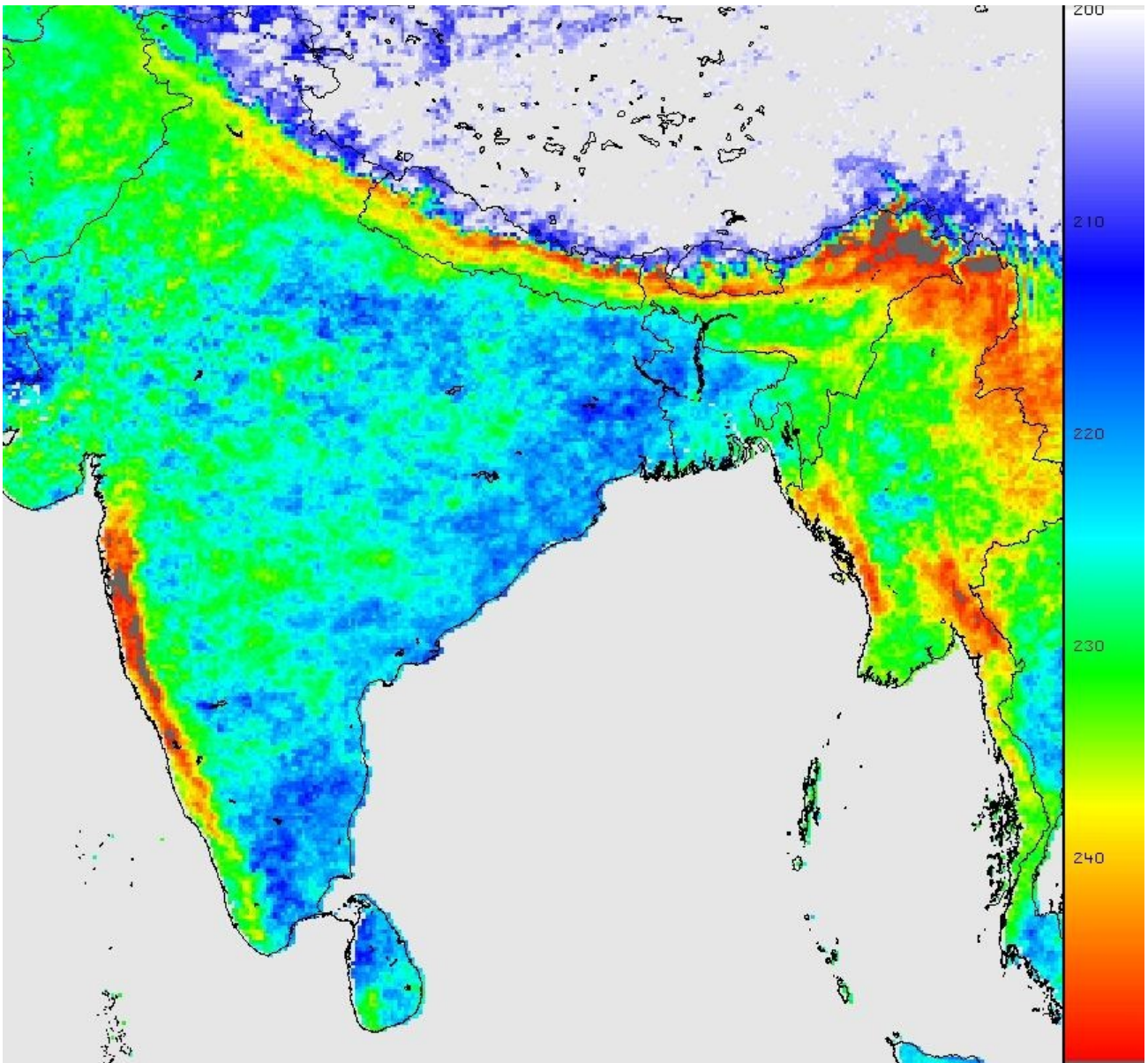


Figure 2.4.4.k: Zoom de la carte des seuils optimaux (fig. 2.4.4.f) sur le domaine 5N-35N/70E-100E.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

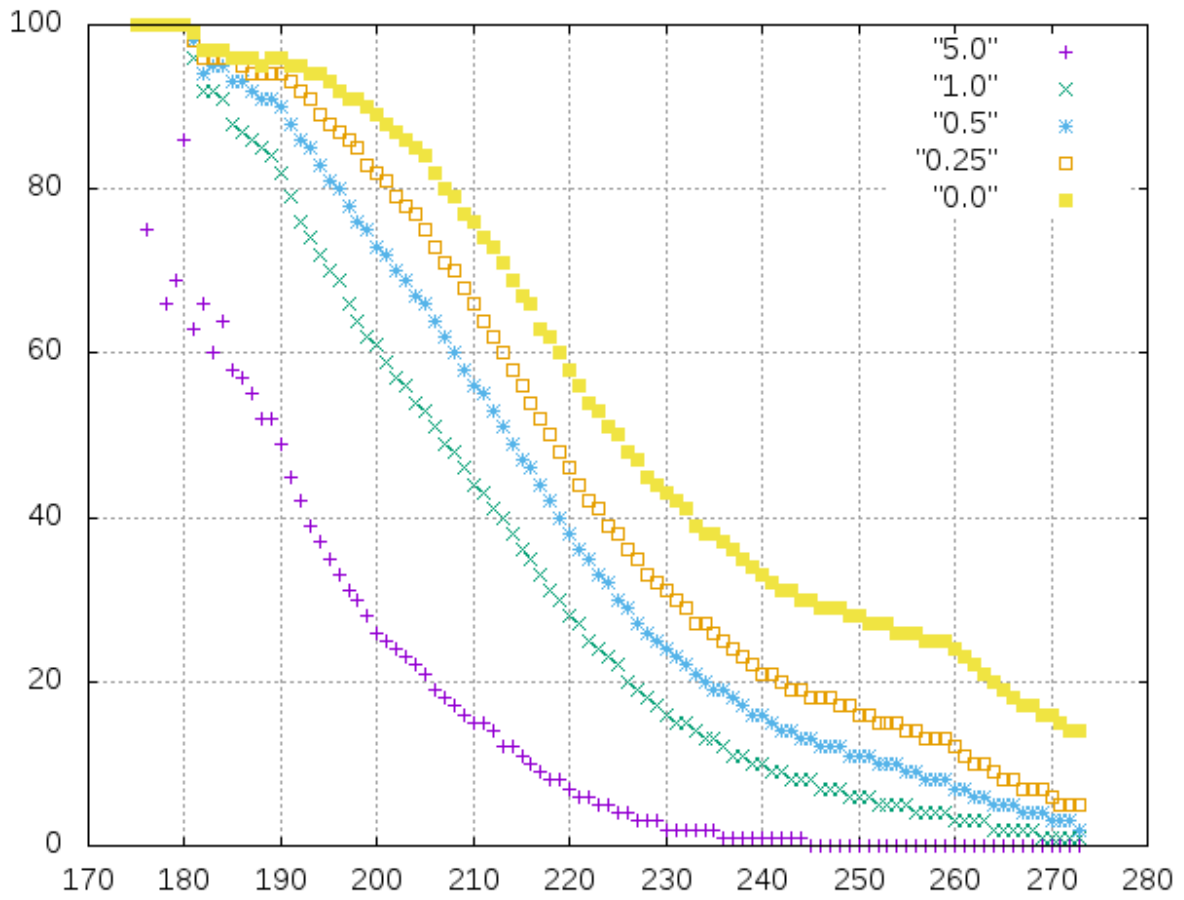


Figure 2.4.4.m : Pourcentage de pixels dépassant un seuil en fonction de la température de brillance à 10.8 μm (K). Les valeurs de seuil sont indiquées en mm/h de l'absence de pluie à 5 mm/h.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

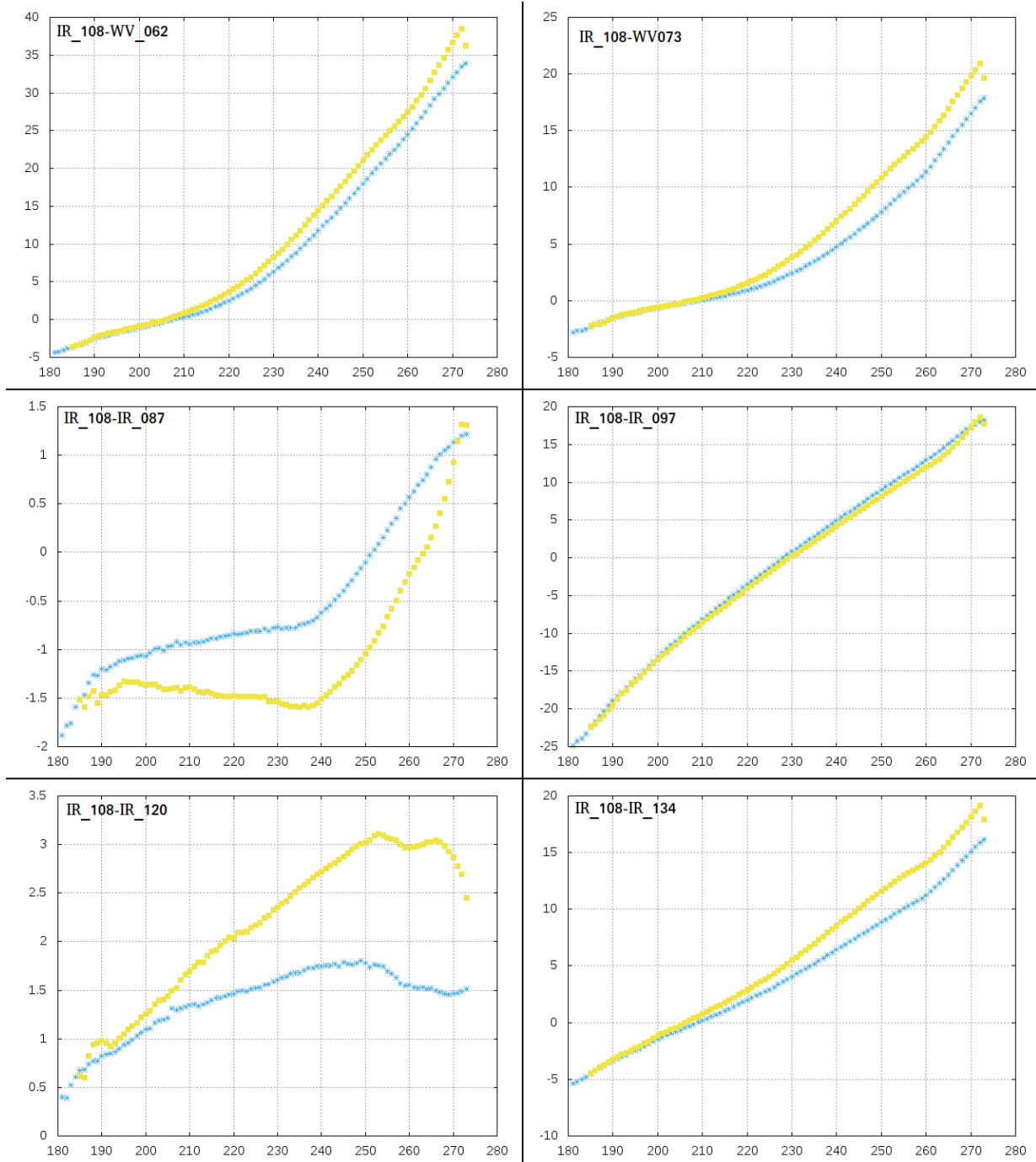


Figure 2.4.4.n : Valeurs moyennes de l'écart avec la température de brillance à 10.8 μm calculées pour les six canaux thermiques purs du radiomètre MSG/SEVIRI. La courbe bleue (resp. jaune) correspond aux pixels classés comme pluvieux (resp. non pluvieux) par l'algorithme Gprof. Les échelles sont en Kelvin, celle de l'axe des ordonnées a été adaptée à la dynamique de chaque courbe.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

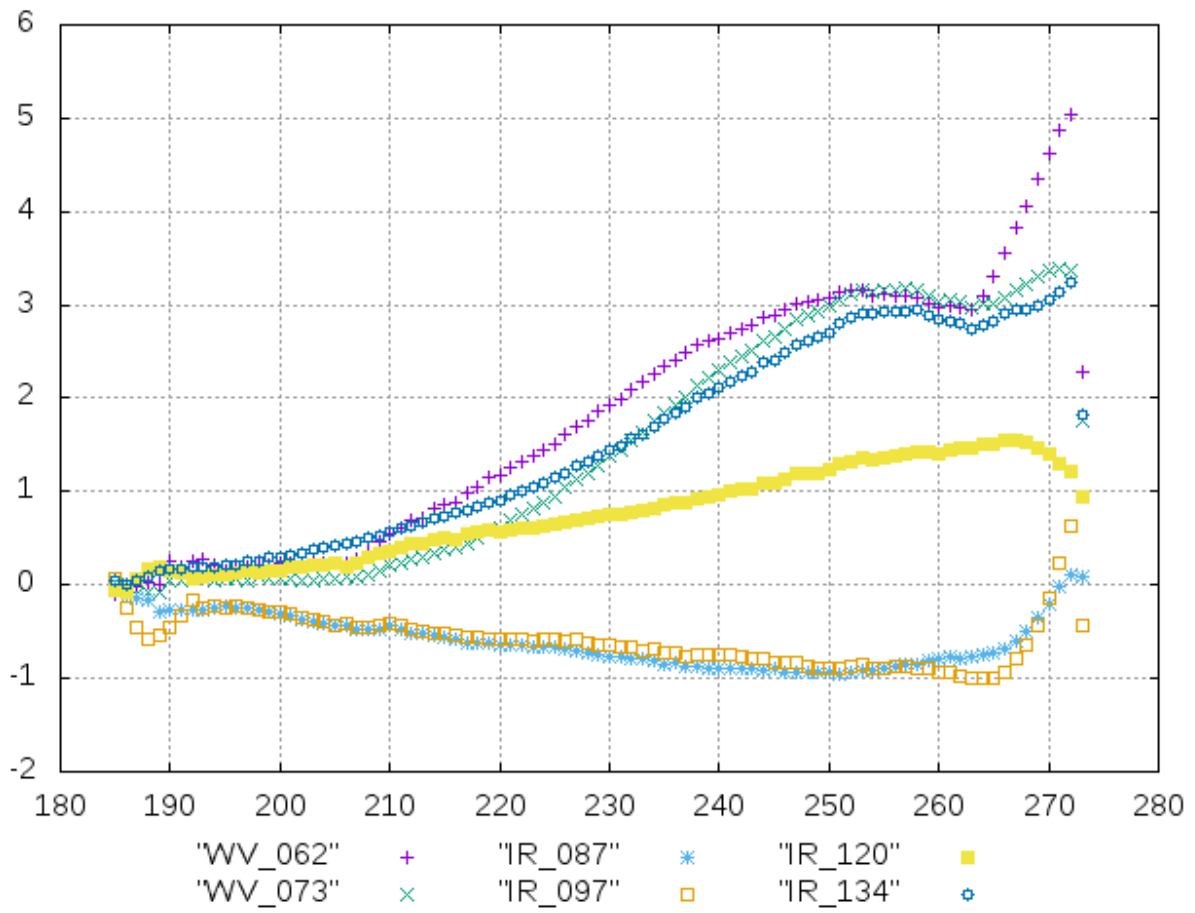


Figure 2.4.4.o : Différence entre les températures de brillance moyennes des pixels non pluvieux et pluvieux pour les canaux MSG/SEVIRI en fonction de la température de brillance à 10.8 µm. Les échelles sont en Kelvin.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

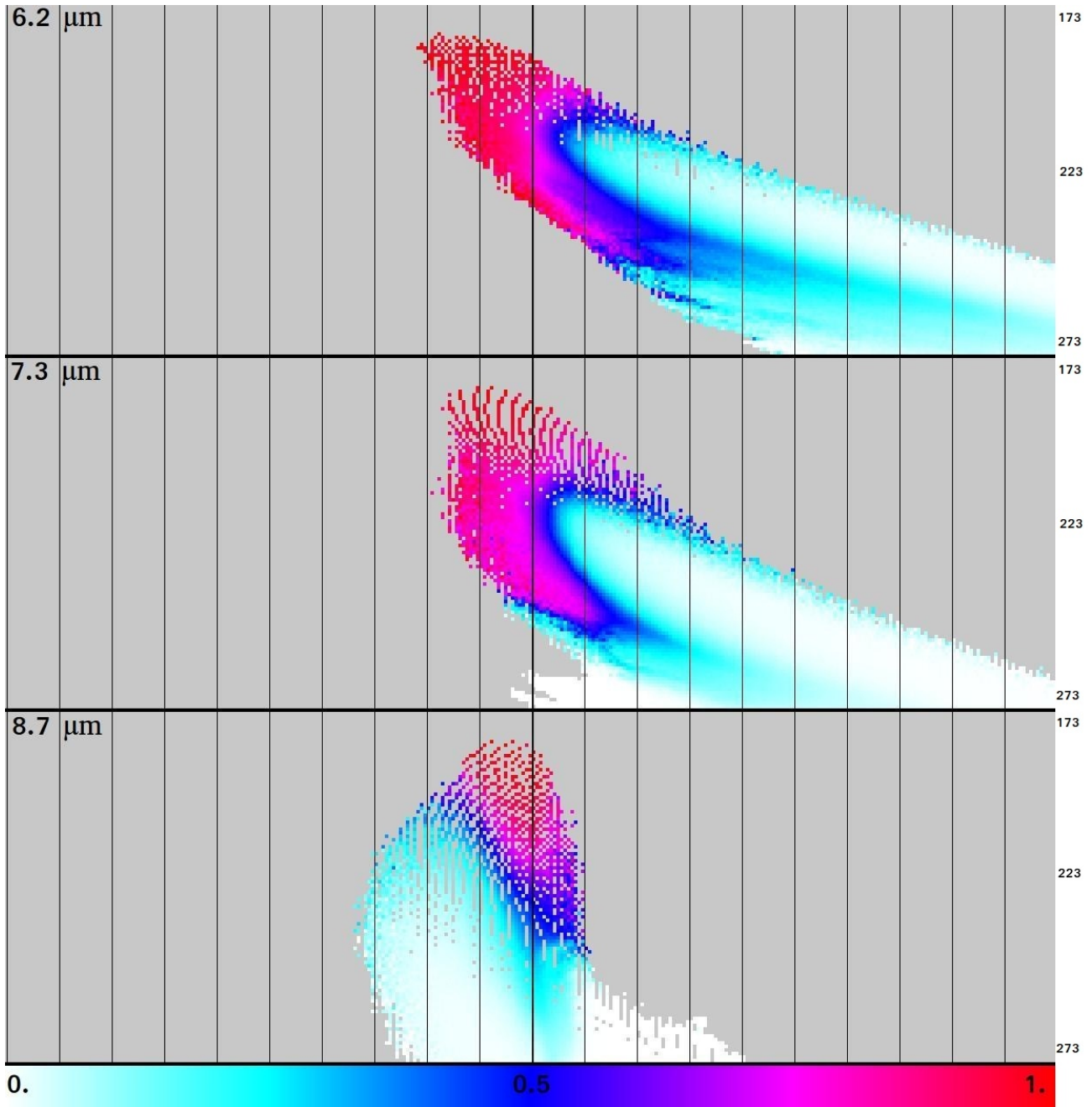


Figure 2.4.4.p : Taux de précipitations en fonction de la température de brillance à 10.8 μm et de son écart avec la température de brillance à 6.2 μm (haut), 7.3 μm (milieu) et 8.7 μm (bas). Les températures de brillance à 10.8 μm sont codées en ordonnée et les écarts en abscisse, les valeurs positives à droite et négatives à gauche. Le carroyage vertical correspond à un pas de 3 K, la ligne centrale indiquant des températures de brillance identiques. L'échelle de couleur varie du blanc (pas de précipitation) au rouge (précipitation certaine). Le gris correspond à des combinaisons inexistantes ou trop rares pour effectuer une estimation.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

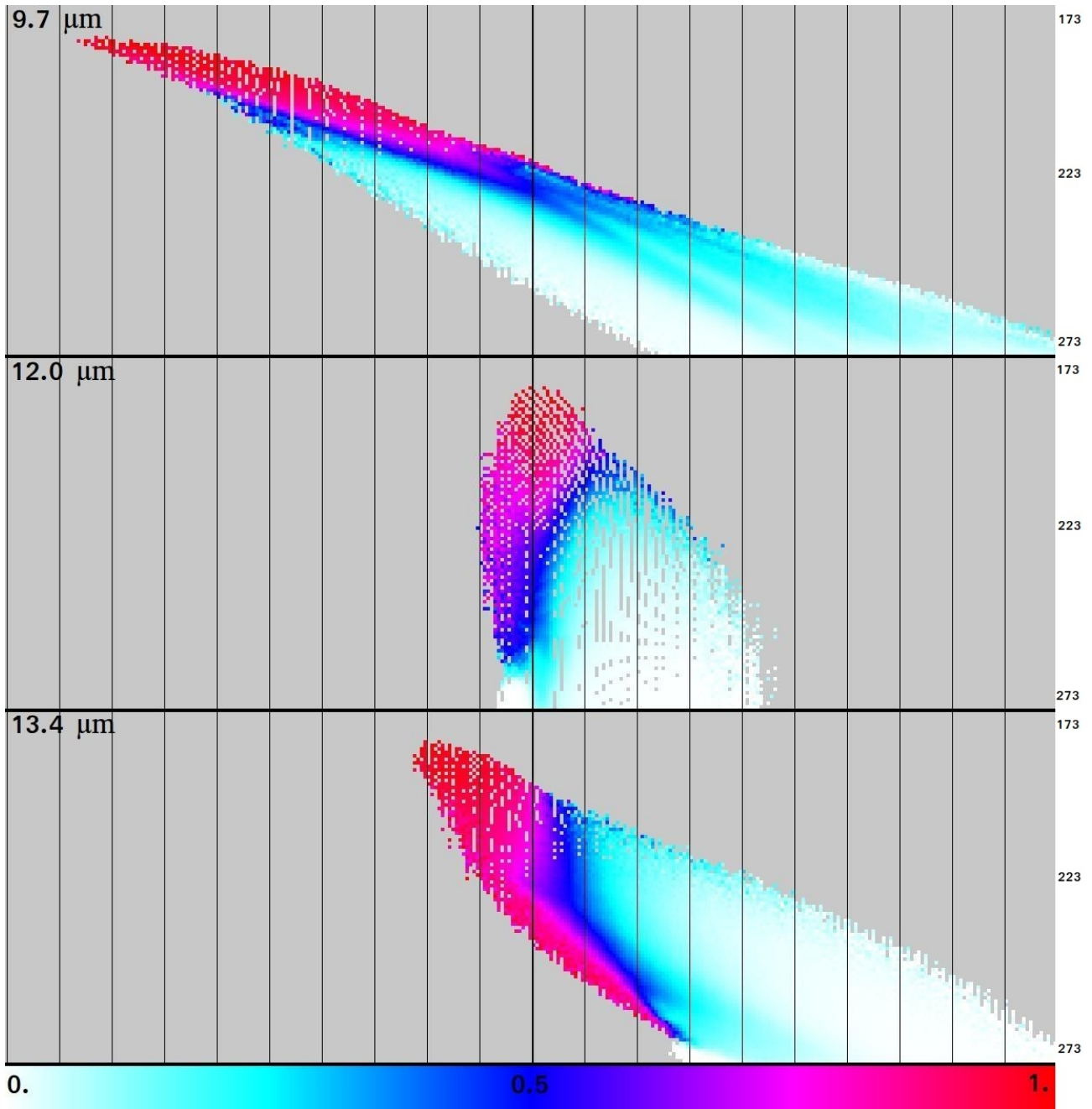


Figure 2.4.4.q : Taux de précipitations en fonction de la température de brillance à 10.8 μm et de son écart avec la température de brillance à 9.7 μm (haut), 12.0 μm (milieu) et 13.4 μm (bas). Les températures de brillance à 10.8 μm sont codées en ordonnée et les écarts en abscisse, les valeurs positives à droite et négatives à gauche. Le carroyage vertical correspond à un pas de 3 K, la ligne centrale indiquant des températures de brillance identiques. L'échelle de couleur varie du blanc (pas de précipitation) au rouge (précipitation certaine). Le gris correspond à des combinaisons inexistantes ou trop rares pour effectuer une estimation.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

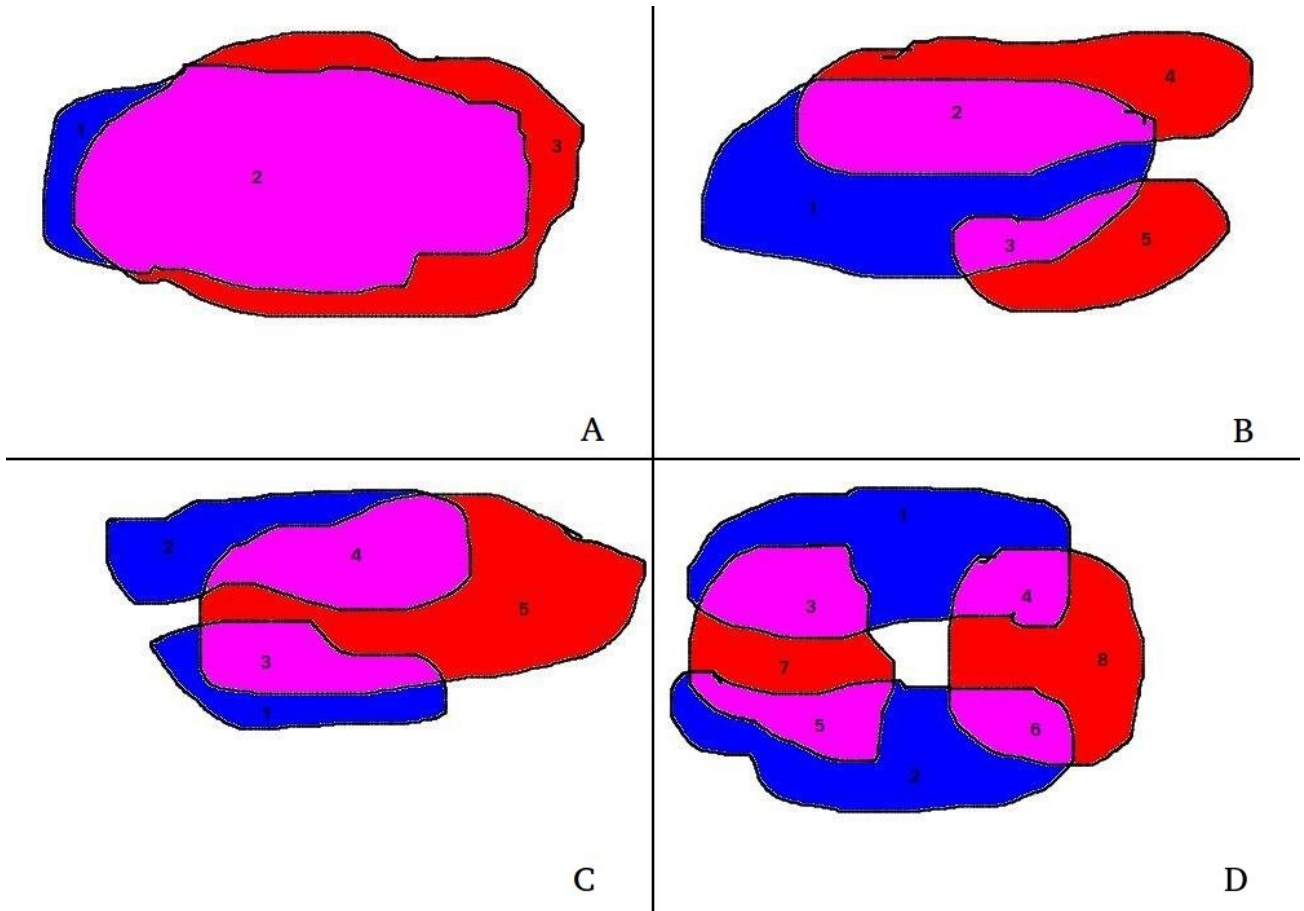


Figure 2.5.1.a : Schémas de situation de recouvrement entre deux images successives. Les amas de la première image sont figurés en bleu, ceux de la deuxième en rouge. Le violet correspond au zones de recouvrement.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

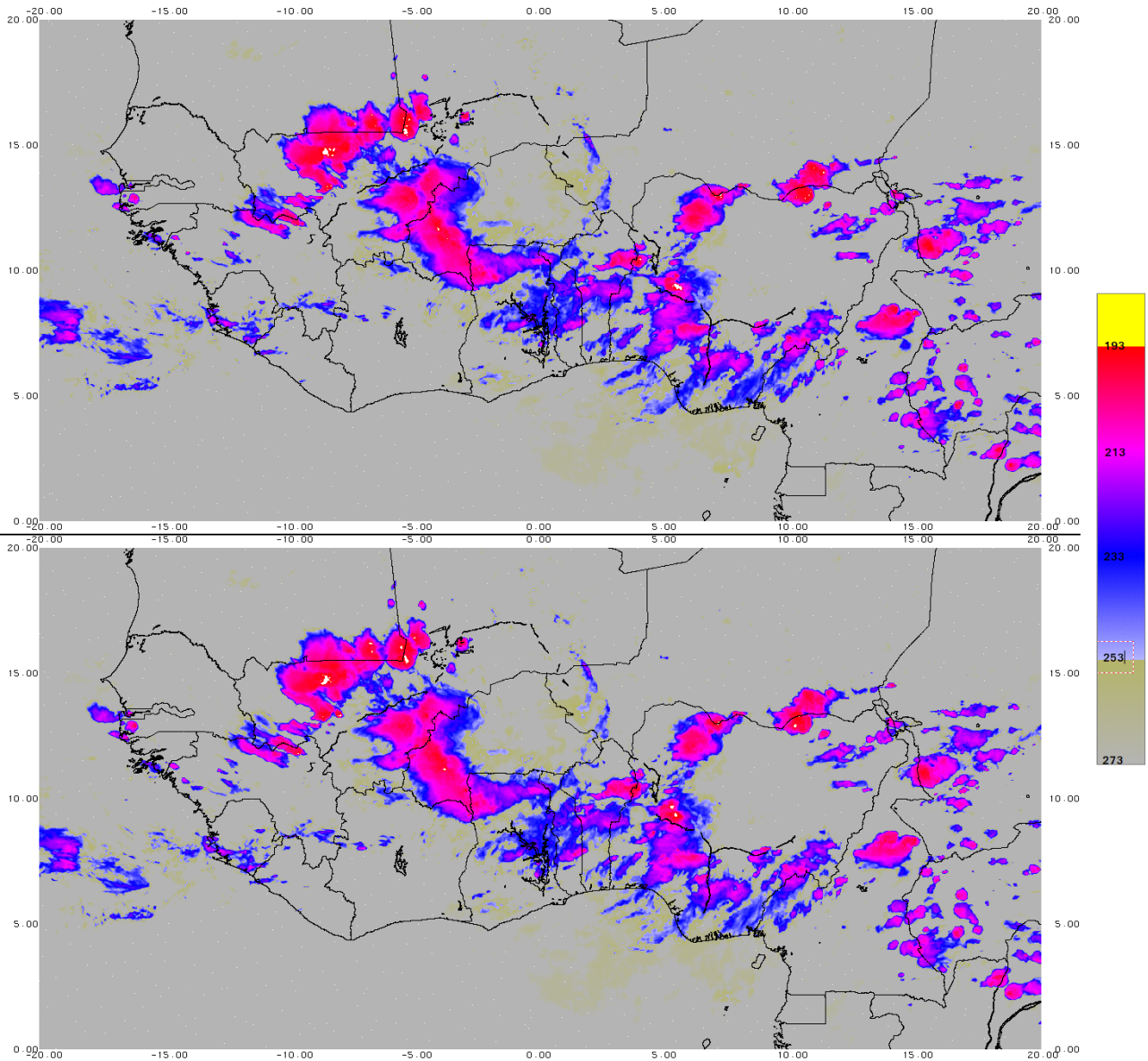


Figure 2.5.1.b: Image MSG du canal 10.8 μm le 20 juillet 2018 à 16:30 TU (haut) et à 16:45 (bas). Les températures de brillance sont exprimées en K et la fenêtre d'extraction est 20N-0/20W-20E.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

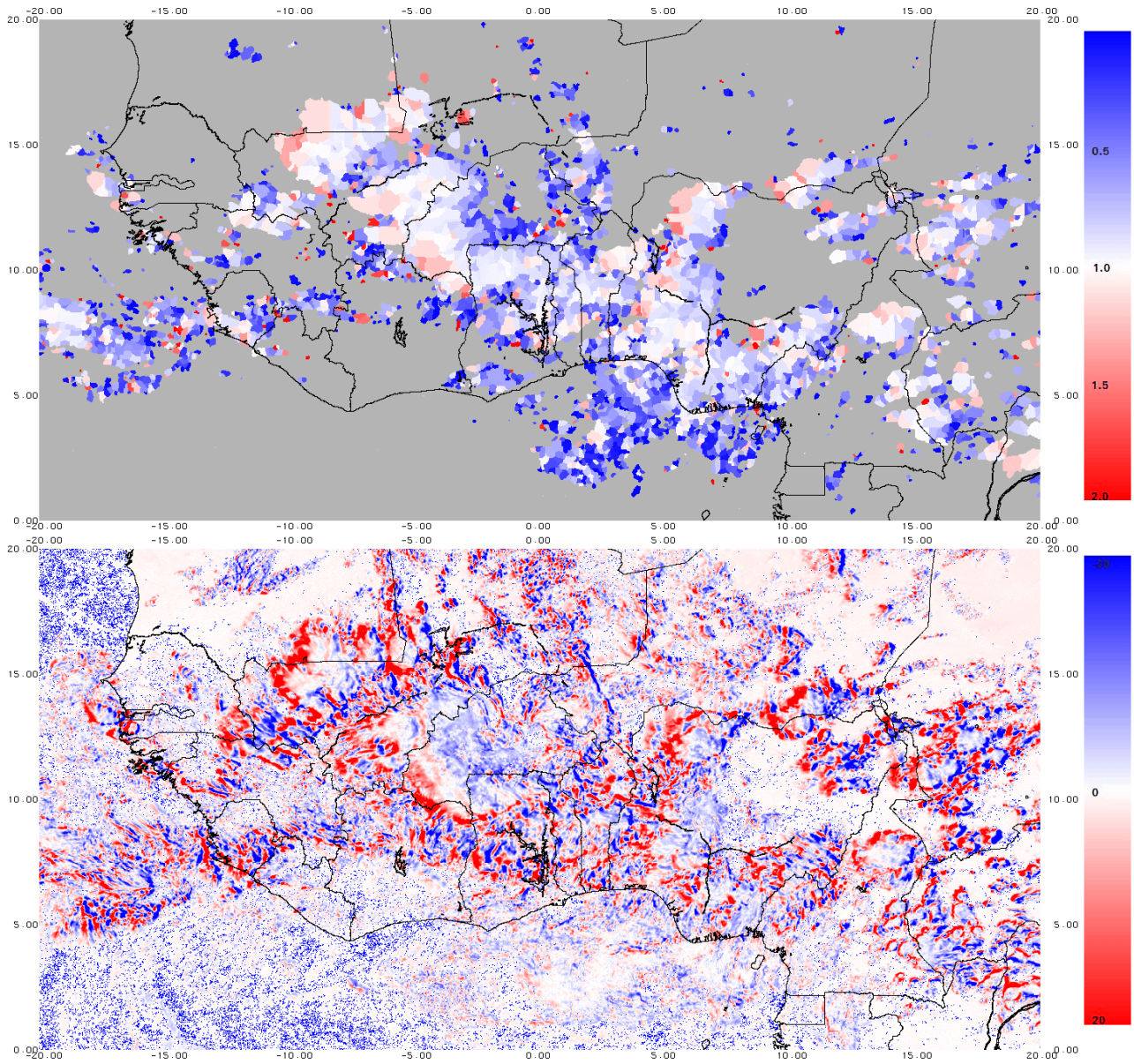


Figure 2.5.1.c: Indice de croissance (haut) et différence de température (bas) calculés à partir des images du 20 juillet 2018 16:30 TU et 16:45 TU.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

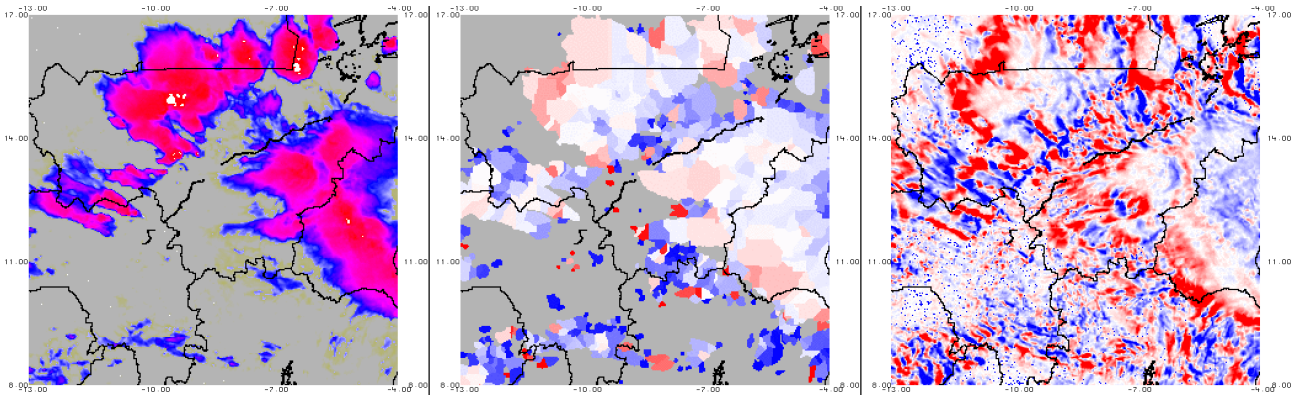


Figure 2.5.1.d: Zoom sur les images de température de brillance (gauche), de taux d'accroissement (centre) et de différence de température (droite).

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

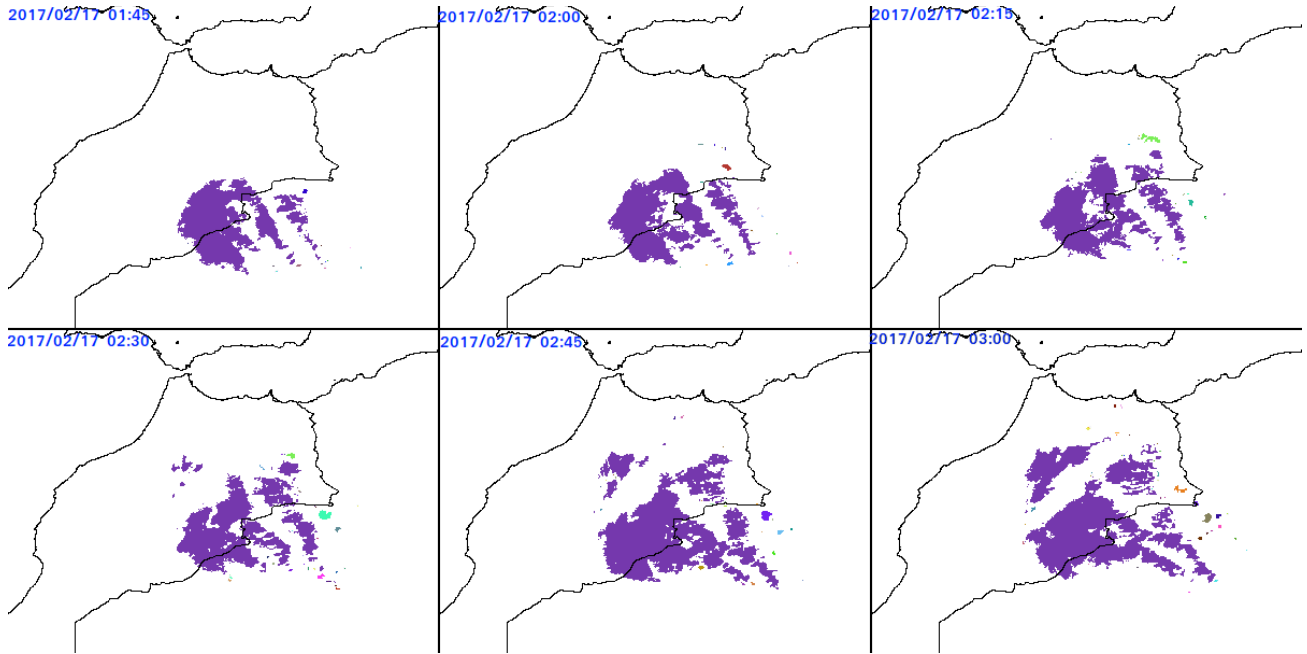


Figure 2.5.1.e: Exemple de suivi de SHF sur la fenêtre 28N-37N/11W-2E. Les couleurs sont affectées aléatoirement aux différents objets suivis.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

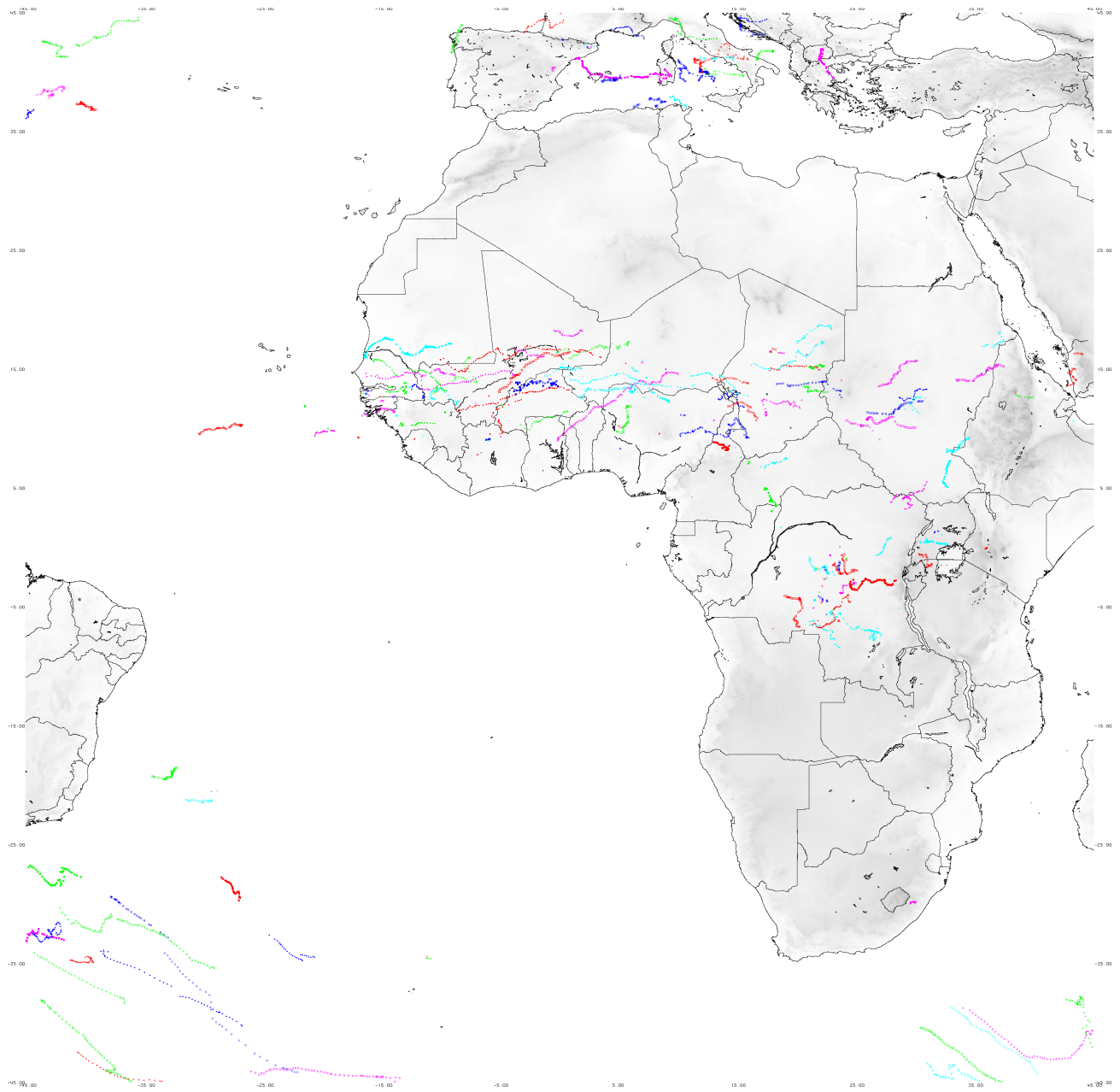


Figure 2.5.1.f: Trajectoires générées du 13 août 2018 au 31 août 2018 sur la fenêtre 45N-45S/45W-45E. Seules les trajectoires d'une durée supérieure à six heures ont été représentées. Le seuil est établi à partir de la température de tropopause.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

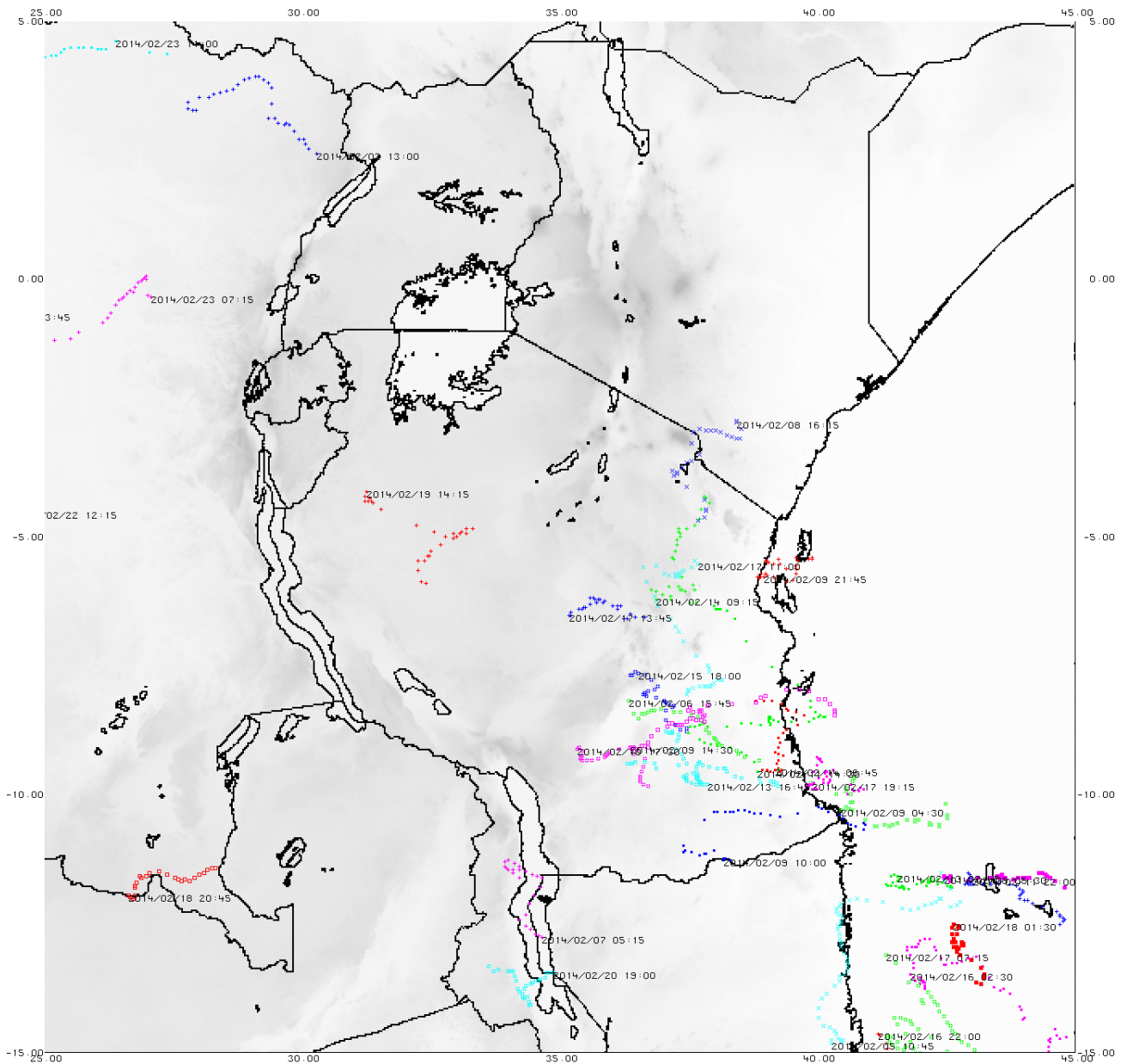


Figure 2.5.1.g: Trajectoires générées du 1^{er} février 2014 au 28 février 2014 sur la fenêtre 5N-15S/25E-45E. Seules les trajectoires d'une durée supérieure à six heures ont été représentées. La date et l'heure sont indiquées pour le début de trajectoire. Le seuil est établi à partir de la température de tropopause.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

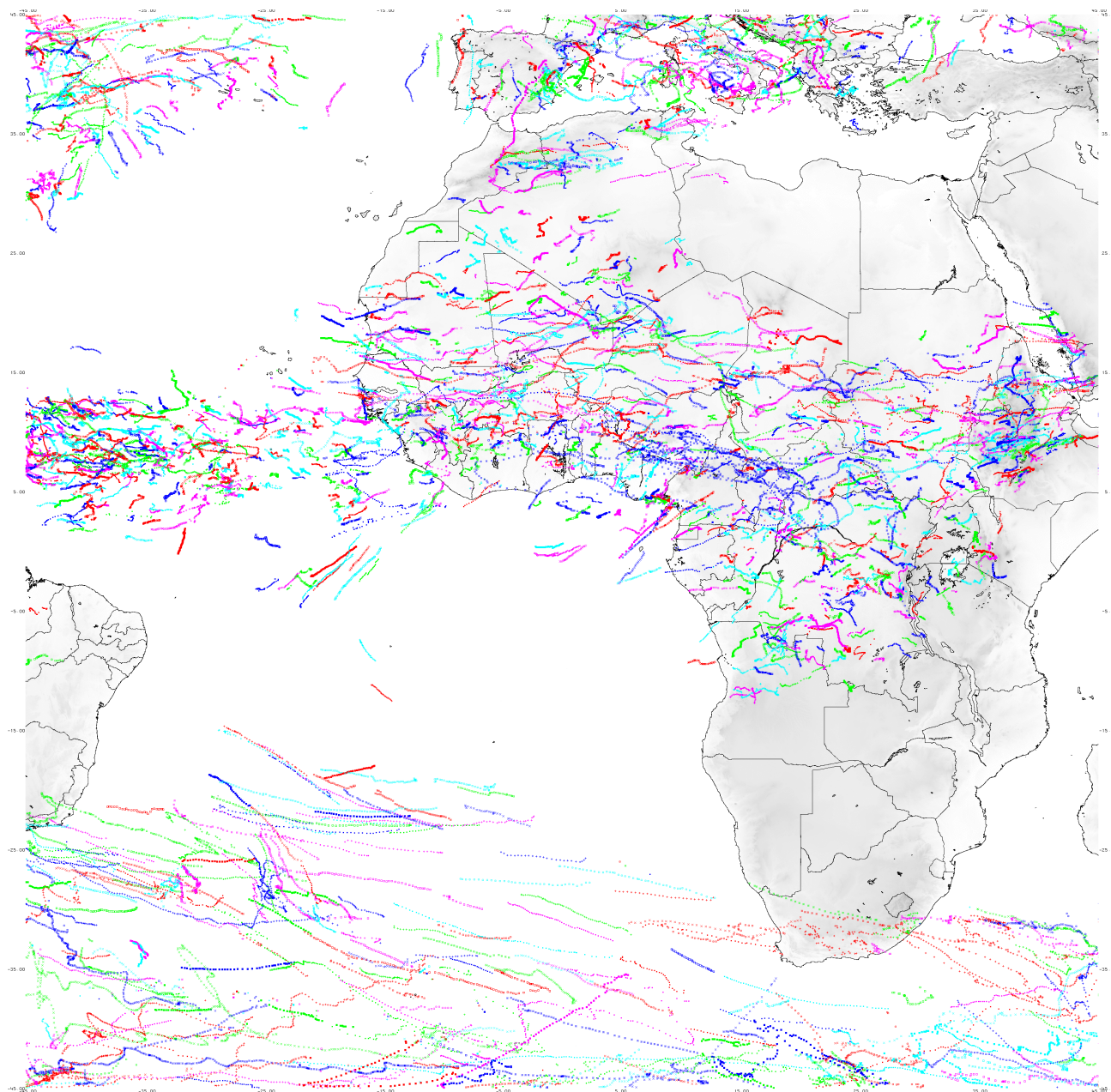


Figure 2.5.1.h: Trajectoires générées du 13 août 2018 au 31 août 2018 sur la fenêtre 45N-45S/45W-45E. Seules les trajectoires d'une durée supérieure à six heures ont été représentées. La binarisation est effectuée par un seuil fixe de 233 K.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

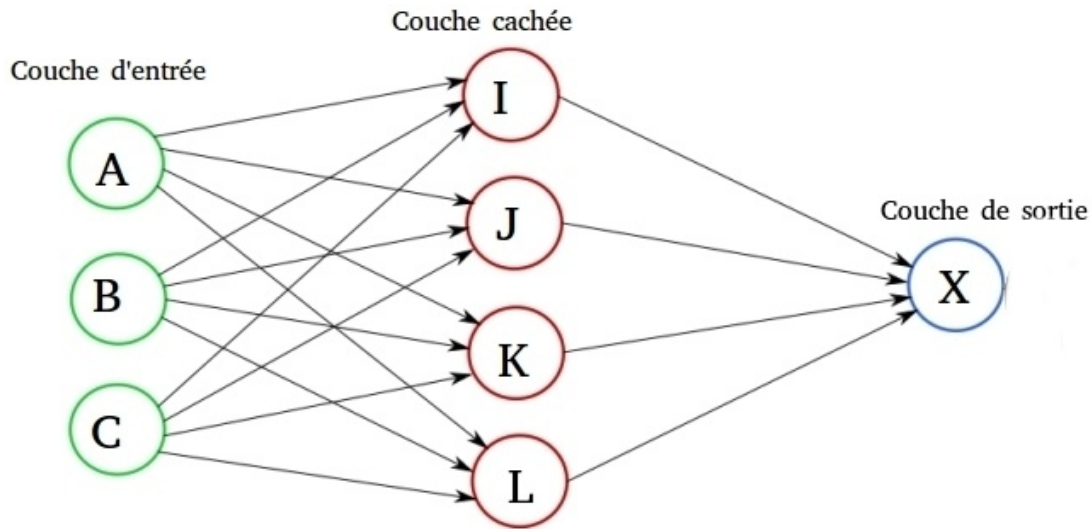


Figure 2.5.2.a : Schéma d'un perceptron multicouche. Les neurones A, B et C correspondent aux estimateurs, usuellement les différents canaux d'un capteur. Les neurones I, J, K et L sont des intermédiaires de calcul. Le neurone X est le paramètre à estimer, usuellement une grandeur géophysique (intensité de précipitation ou température). Chaque flèche correspond à un paramètre du modèle à estimer.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

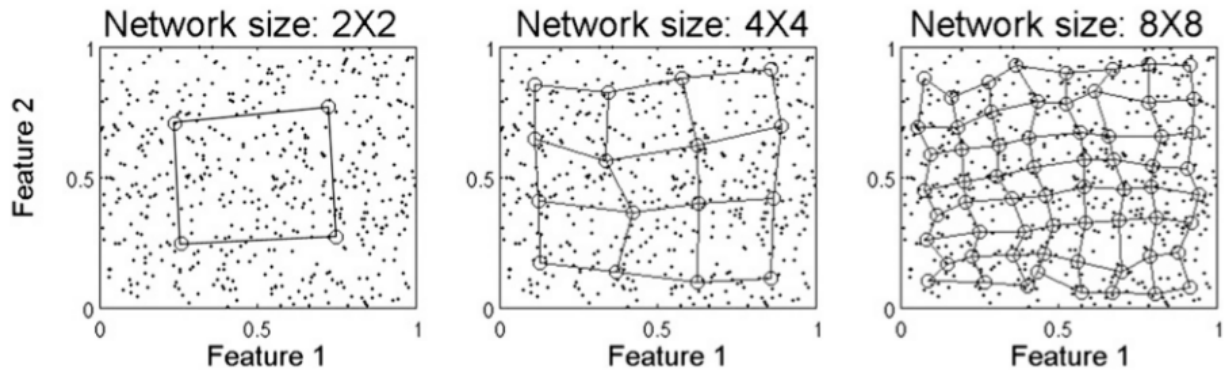
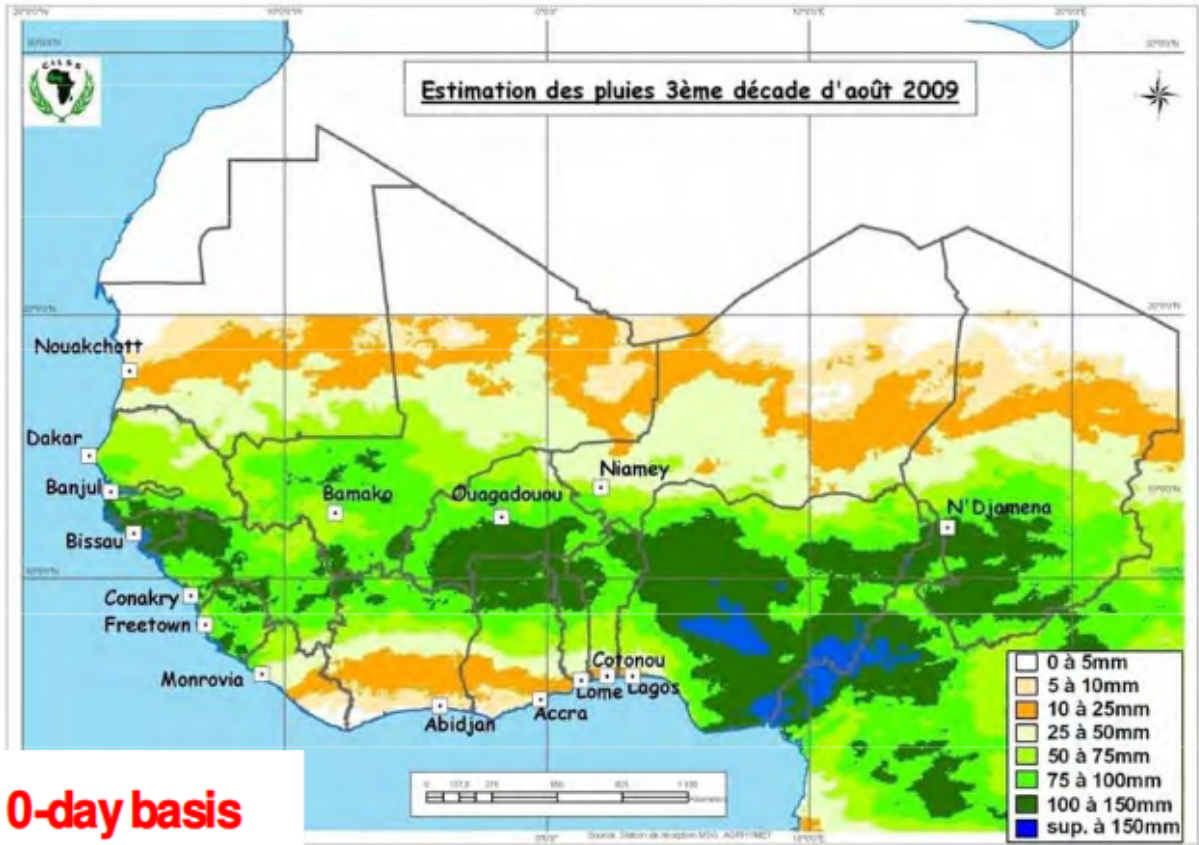


Figure 2.5.2.b : Un exemple de carte de Kohonen après apprentissage d'après Behgrandi *et al.* (2009). La disposition du réseau est projetée dans le plan des deux premiers paramètres d'entrée pour différentes dimensions du réseau.

Rainfall products from satellite estimation (MSG)



•10-day basis

8

Figure 2.5.2.c : Estimation de cumul de pluie pour la troisième décade d'août 2009 par la procédure EPSAT-SG. Extrait de la présentation du centre régional AGRHYMET par A. Ali https://www.wmo.int/pages/prog/wcp/documents/Ali_Abdou_AGRHYMET.pdf.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

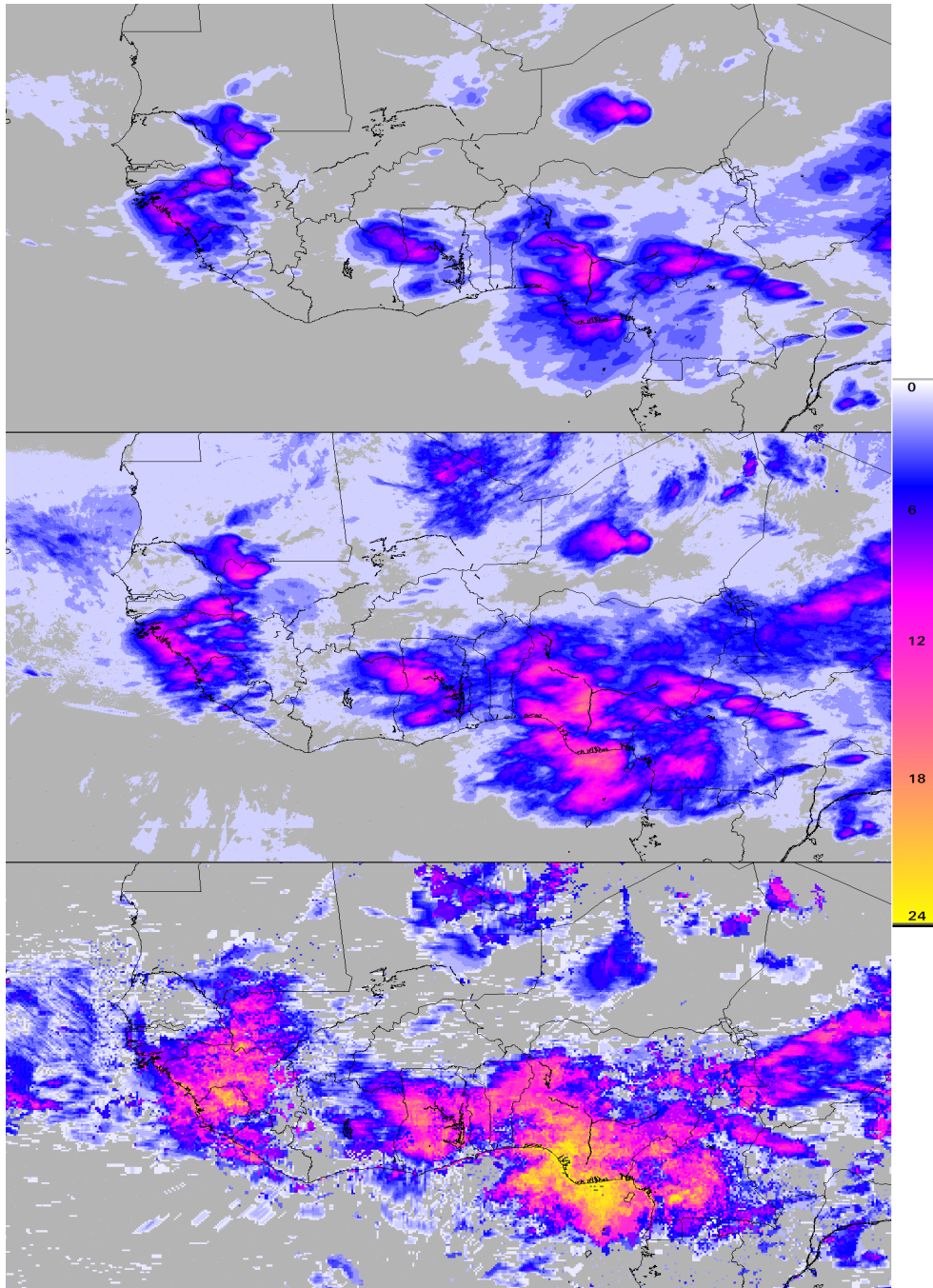


Figure 2.5.2.d : Durée de précipitations, exprimée en heure, le 1^{er} aout 2017. L'image du haut a été obtenue par adaptation d'histogramme, celle du centre par un réseau de neurone comportant 16 nœuds dans la couche cachée et celle du bas est produite à partir de l'estimateur Imerg. Les données sont projetées sur la fenêtre 2S-23N/23W-23E.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

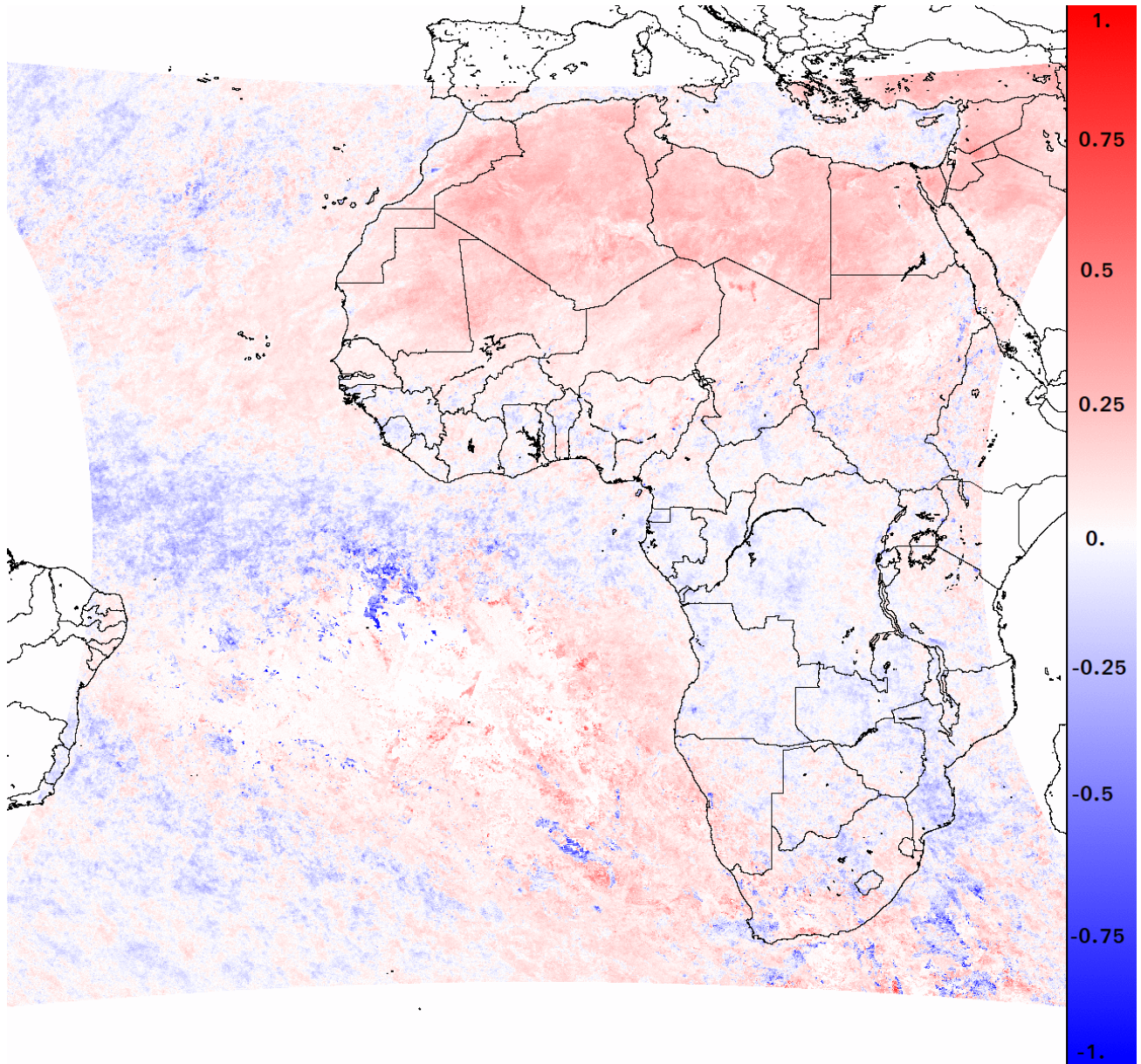


Figure 2.5.2.e : Répartition spatiale de l'erreur d'estimation du réseau neuronal par rapport à la base d'entraînement. La différence de probabilité moyenne de précipitation est représentée en saturation de rouge lorsque le réseau neuronal sur-estime par rapport aux estimations micro-ondes et en saturation de bleu lorsqu'il sous-estime. Les données sont projetées sur le fenêtré 45N-45S/45W-45E.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

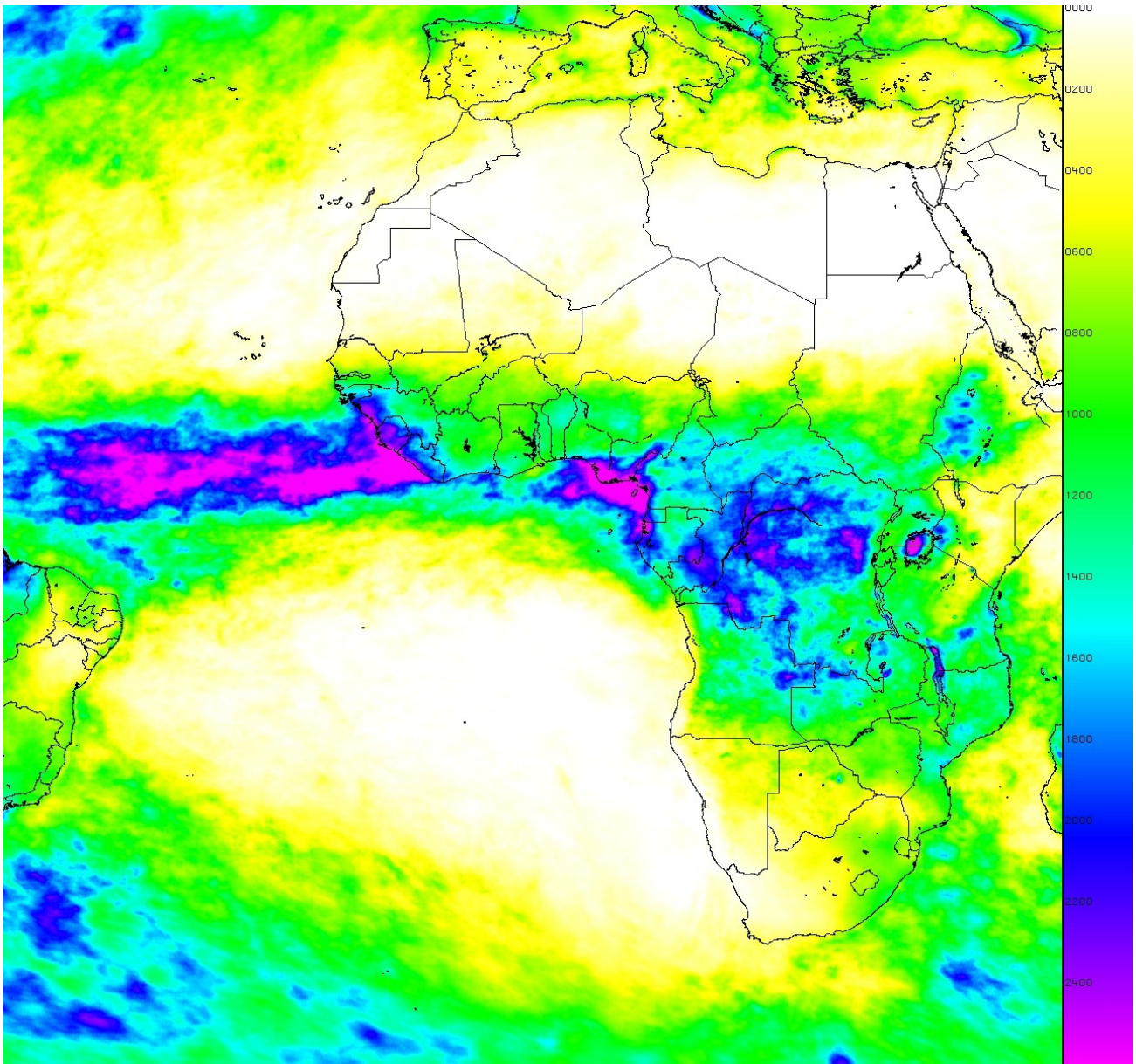


Figure 2.5.2.f : Cumul de précipitation (mm) pour l'année 2017 extrait du produit Imerg élaboré par la NASA/JAXA. Les données sont projetées sur le fenètre 45N-45S/45W-45E.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

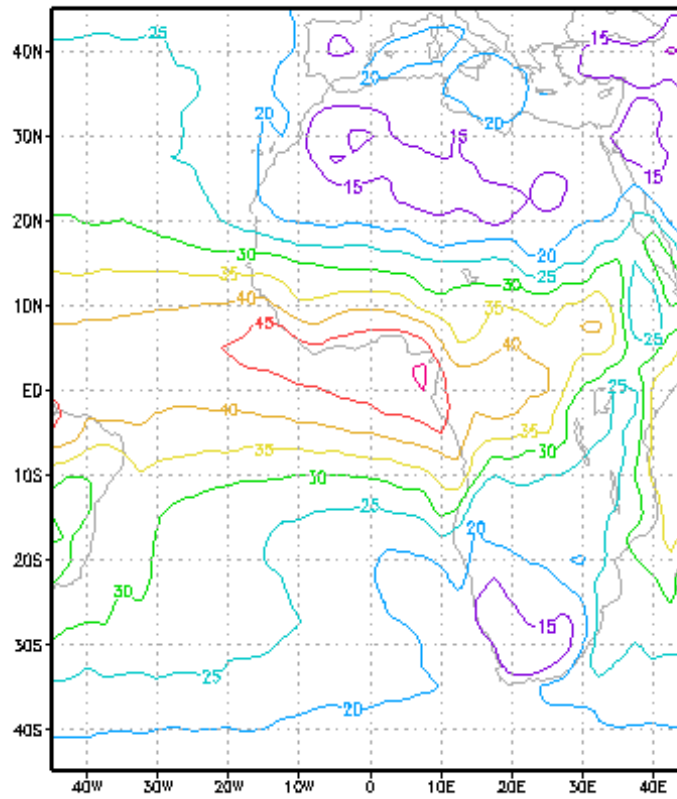


Figure 2.5.2.g : Valeur moyenne du compte intégré en eau précipitable sur la période 2017-2019. Réanalyses NCEP/NCAR

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

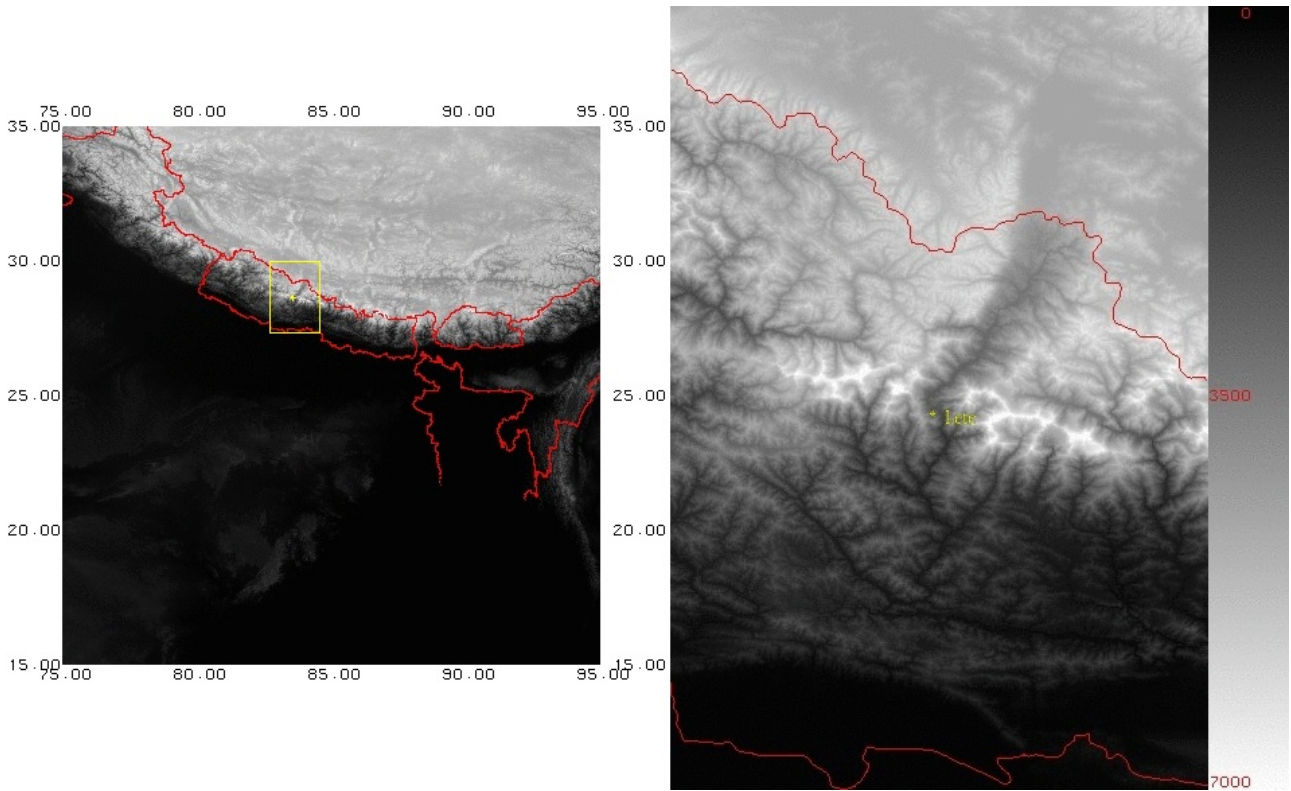


Figure 2.5.3.a : Situation de la station de Lete au Népal (pointée en jaune) sur le modèle numérique de terrain SRTM extrait sur la fenêtre 15N-35N/75E-95E. L'image de droite est un agrandissement de la zone encadrée en jaune dans la zone globale et couvre la vallée de Kali Gandaki (27.33N-30N/82.72E-84.5E).

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

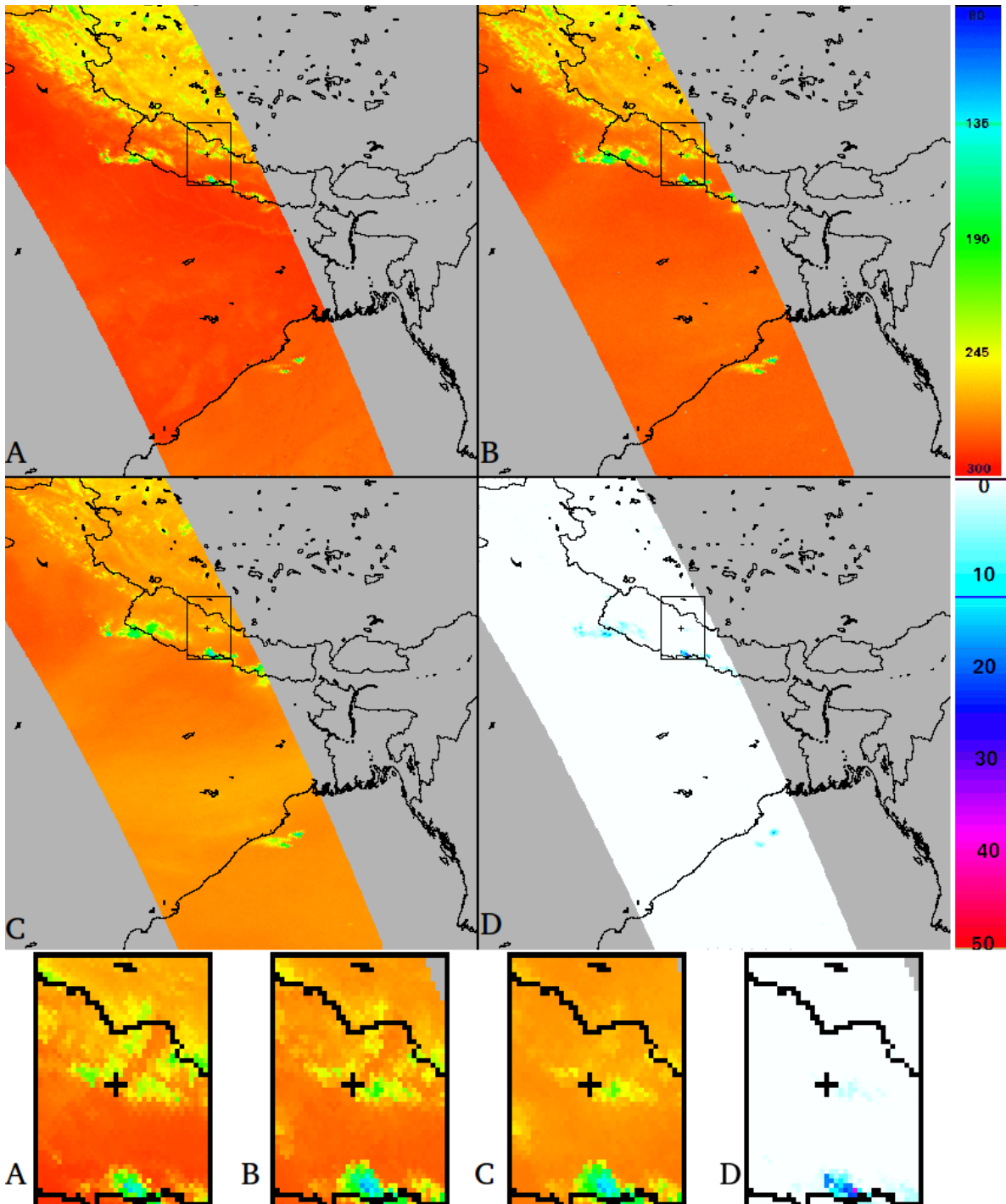


Figure 2.5.3.b : Données GMI (K) et estimation GProf (mm/h) pour le 11 septembre 2018 à 18:35 TU. En **A** température de brillance 89 GHz-V, en **B** température de brillance 166 GHz-V, en **C** température de brillance 183.31 GHz ± 7 et en **D** résultat de l'algorithme GProf. Les données sont projetées sur la fenêtre 15N-35N/75E-95E et les agrandissements des zones centrales figurent en bas de page.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

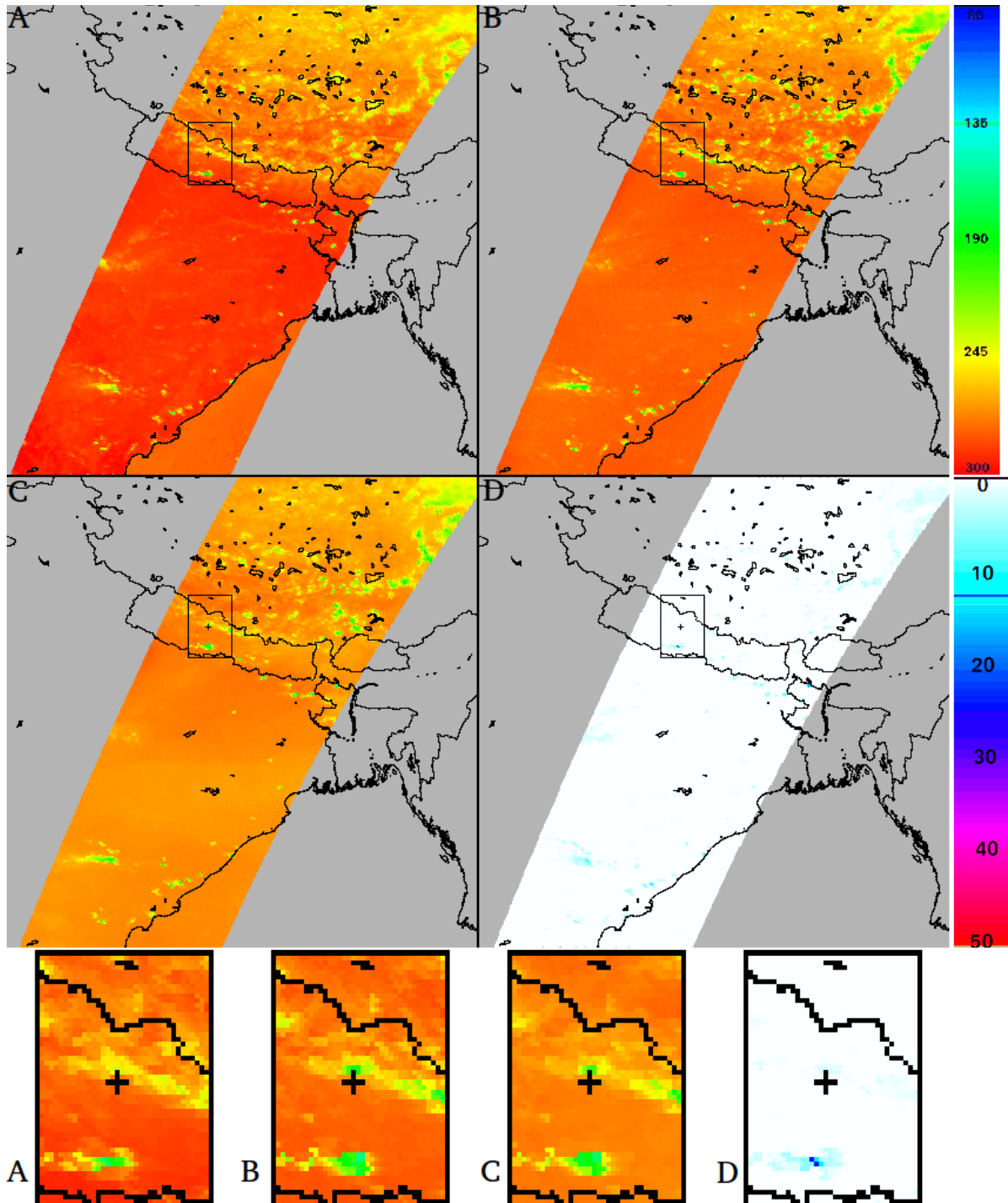


Figure 2.5.3.c : Données GMI (K) et estimation GProf (mm/h) pour le 12 septembre 2018 à 7:55 TU. En **A** température de brillance 89 GHz-V, en **B** température de brillance 166 GHz-V, en **C** température de brillance 183.31 GHz ± 7 et en **D** résultat de l'algorithme GProf. Les données sont projetées sur la fenêtre 15N-35N/75E-95E et les agrandissements des zones centrales figurent en bas de page.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

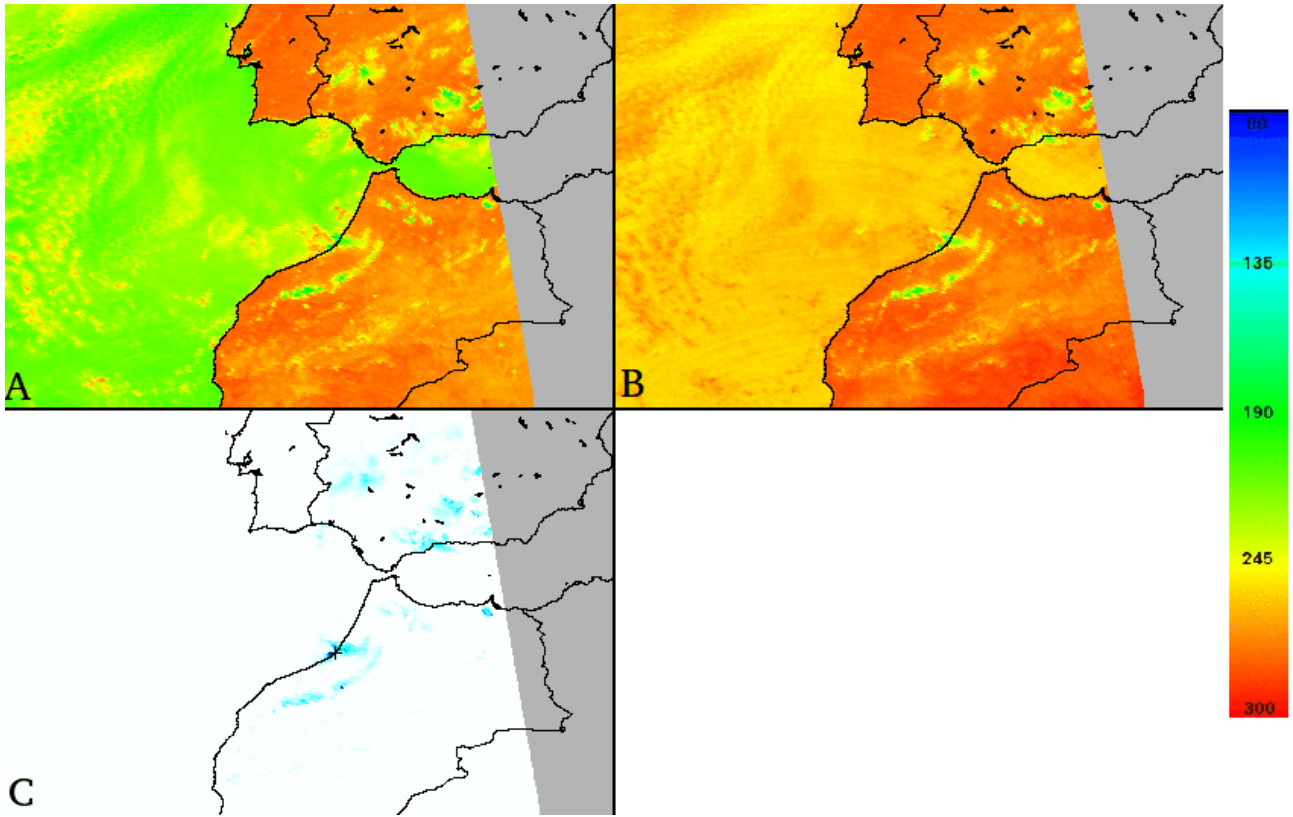


Figure 2.5.3.d : Situation du 23 février 2017 à 13:55 TU. Les données GCOMW/AMSR2 sont projetées sur la fenêtre 30N-40N/15W-0. Température de brillance en K pour les canaux 89 GHz-V (A), 89 GHz-H (B) et estimation GProf en mm/h (C).

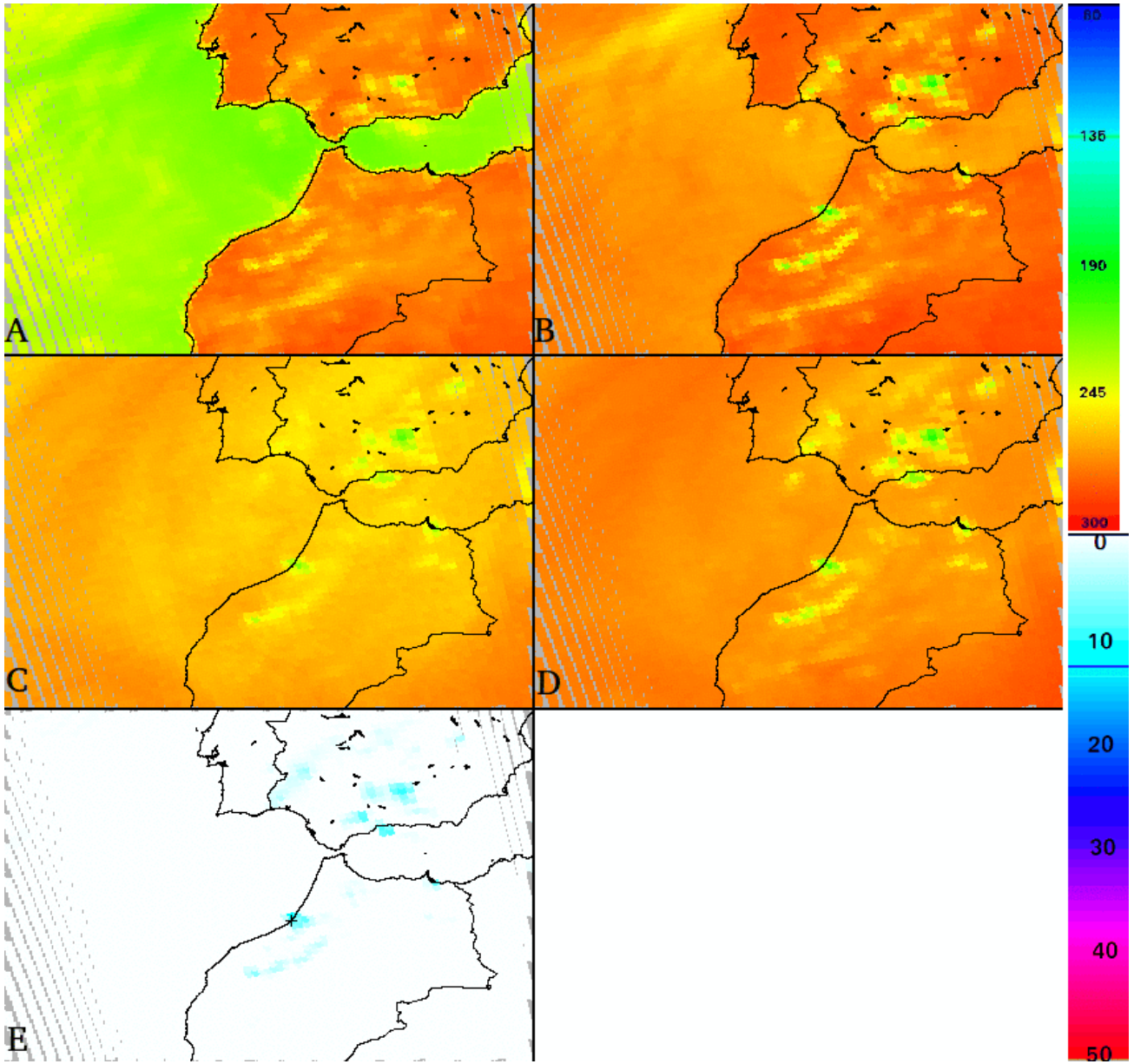


Figure 2.5.3.e : Situation du 23 février 2017 à 15:00 TU. Les données NOAA19/MHS sont projetées sur la fenêtre 30N-40N/15W-0. Température de brillance en K pour les canaux 89 GHz-V (A), 157 GHz-V (B), 183.31 GHz \pm 3 (C), 183.31 GHz \pm 7 (D) et estimation GProf en mm/h (E).

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

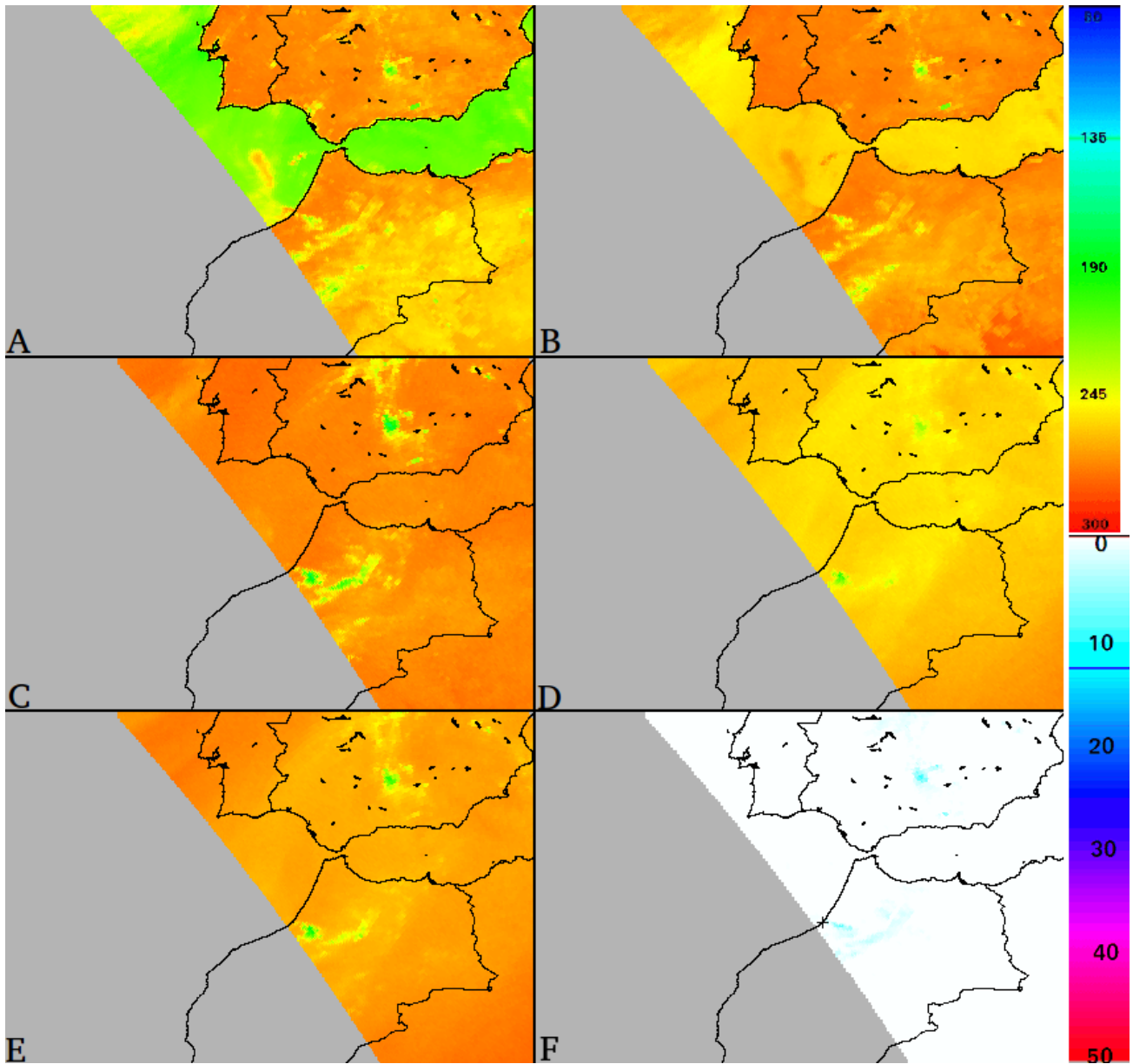


Figure 2.5.3.f : Situation du 23 février 2017 à 20:58 TU. Les données GPM/GMI sont projetées sur la fenêtre 30N-40N/15W-0. Température de brillance en K pour les canaux 89 GHz-H (A), 89 GHz-V (B), 166 GHz-H (C), 183.31 GHz \pm 3 (D), 183.31 GHz \pm 7 (E) et estimation GProf en mm/h (F).

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

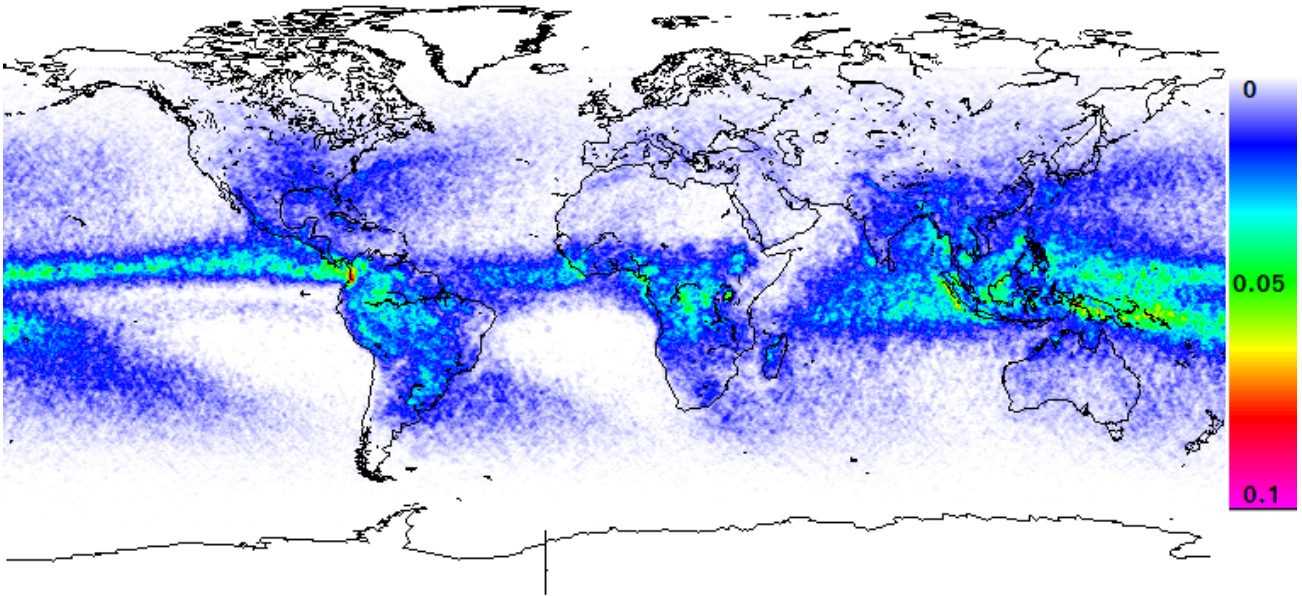


Figure 2.5.3.g : Probabilité de précipitations estimée par le radar MT/DPR en accumulation de six ans de données (avril 2014 – mars 2020).

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

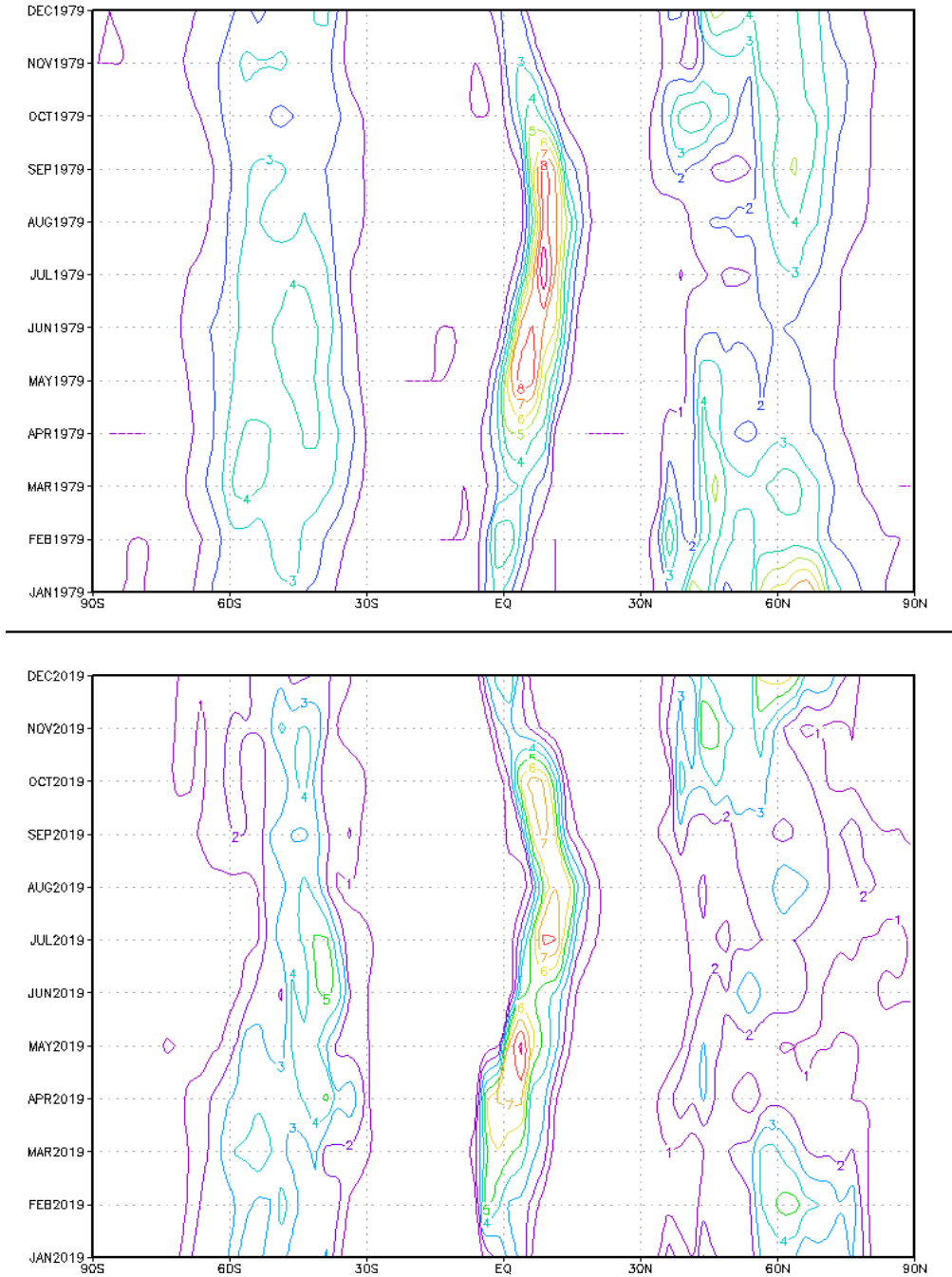


Figure 2.5.4.a : Intensité moyenne de précipitations (mm/h) sur le méridien origine présentée sur un diagramme Hovmuller mois/latitude. Le diagramme du haut correspond à l'année 1979 et celui du bas à l'année 2019.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

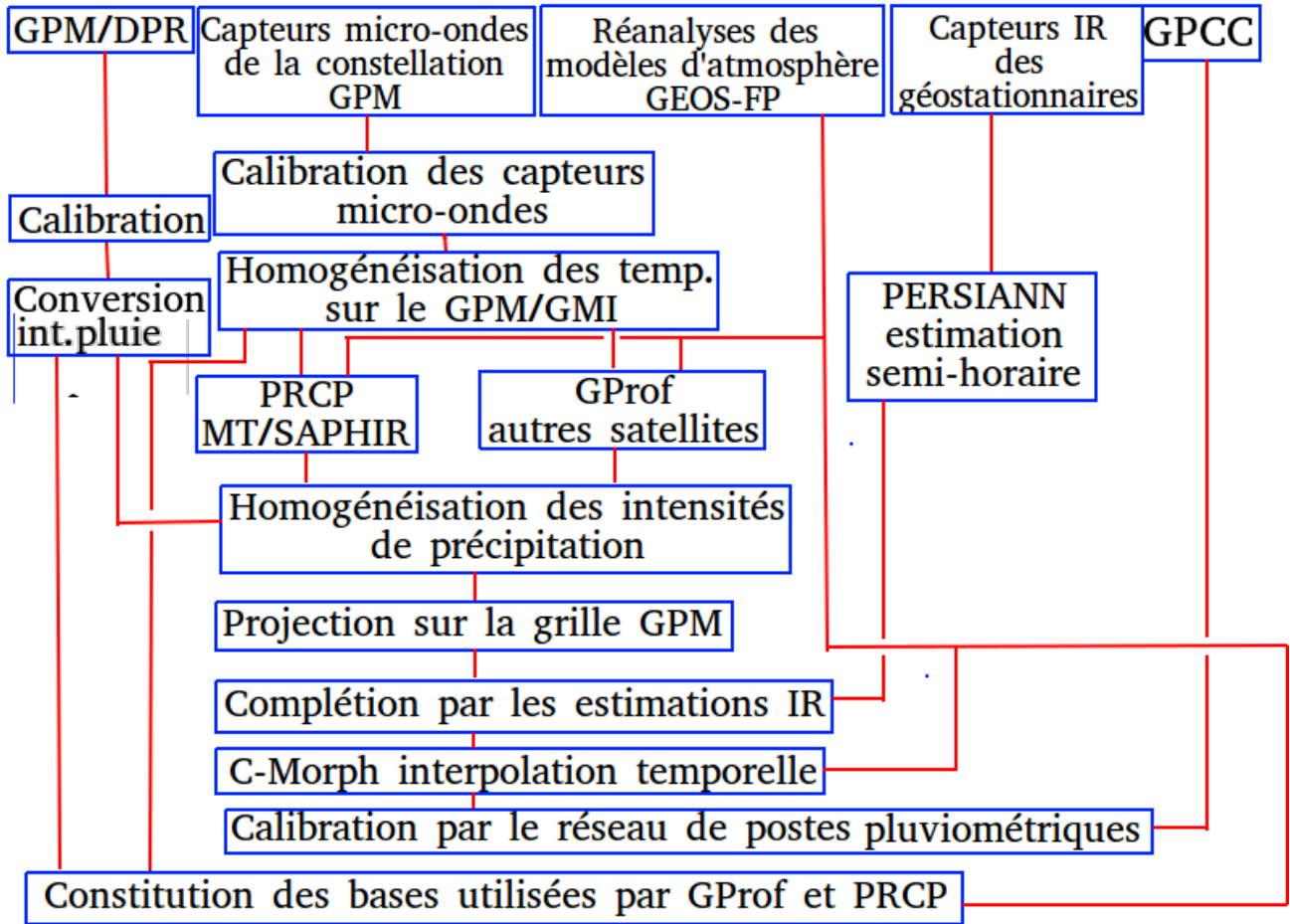


Figure 2.5.4.b : Schéma simplifié de la chaîne de traitement GPM. On remarquera que dans la nouvelle version l'infrarouge thermique n'intervient plus qu'à travers la procédure PERSIANN et que le radar de précipitation ne joue qu'un rôle très secondaire en temps réel. Il est principalement utilisé pour constituer la base d'apprentissage de GProf et PRCP.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

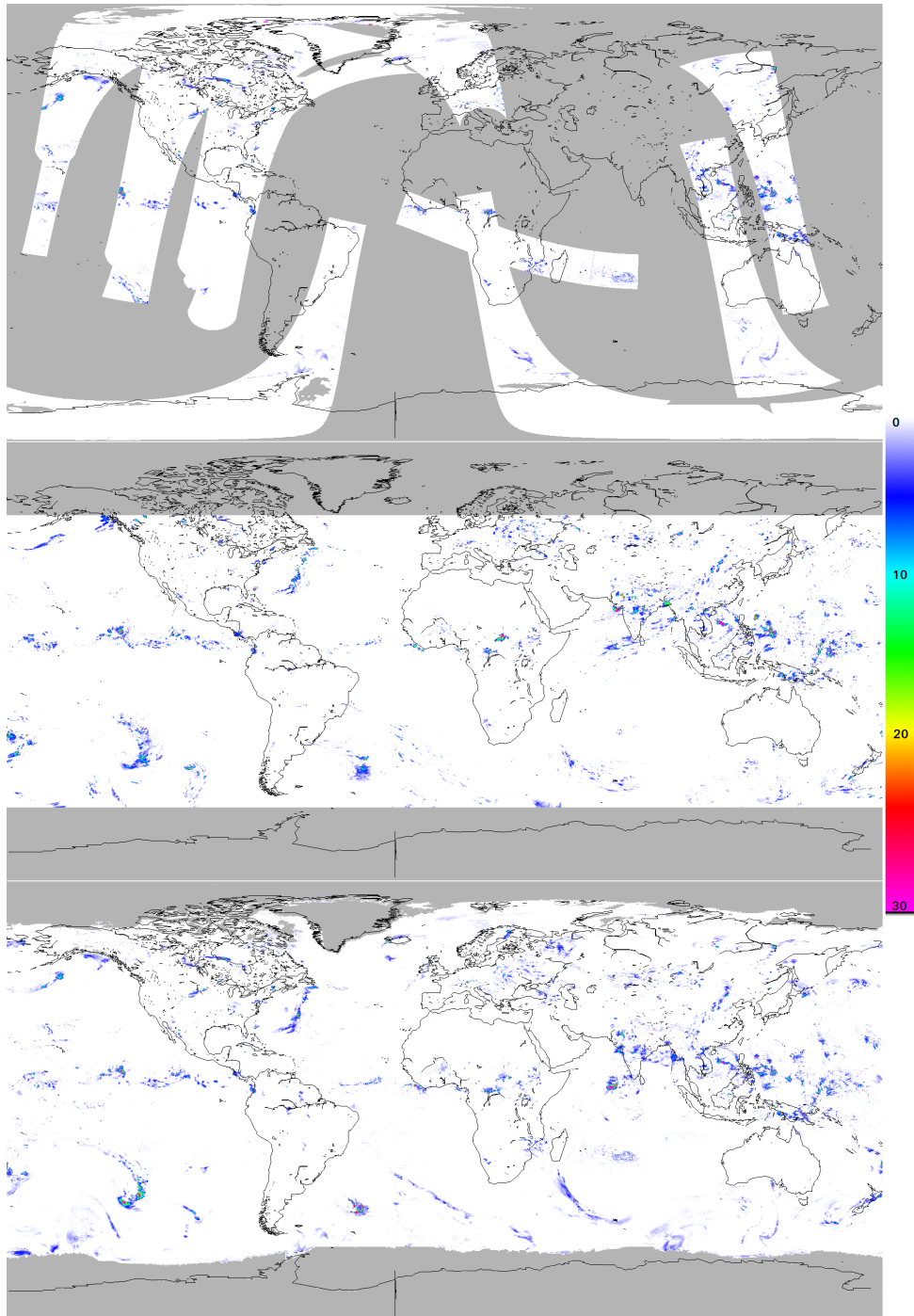


Figure 2.5.4.c : Produit semi-horaire IMERG pour le 15 juillet 2018 12:00 TU. Estimation d'intensité de précipitation (mm/h) par les algorithmes micro-ondes pur (haut), PERSIANN (centre) et le produit de synthèse avant ingestion du réseau GPCP (bas).

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

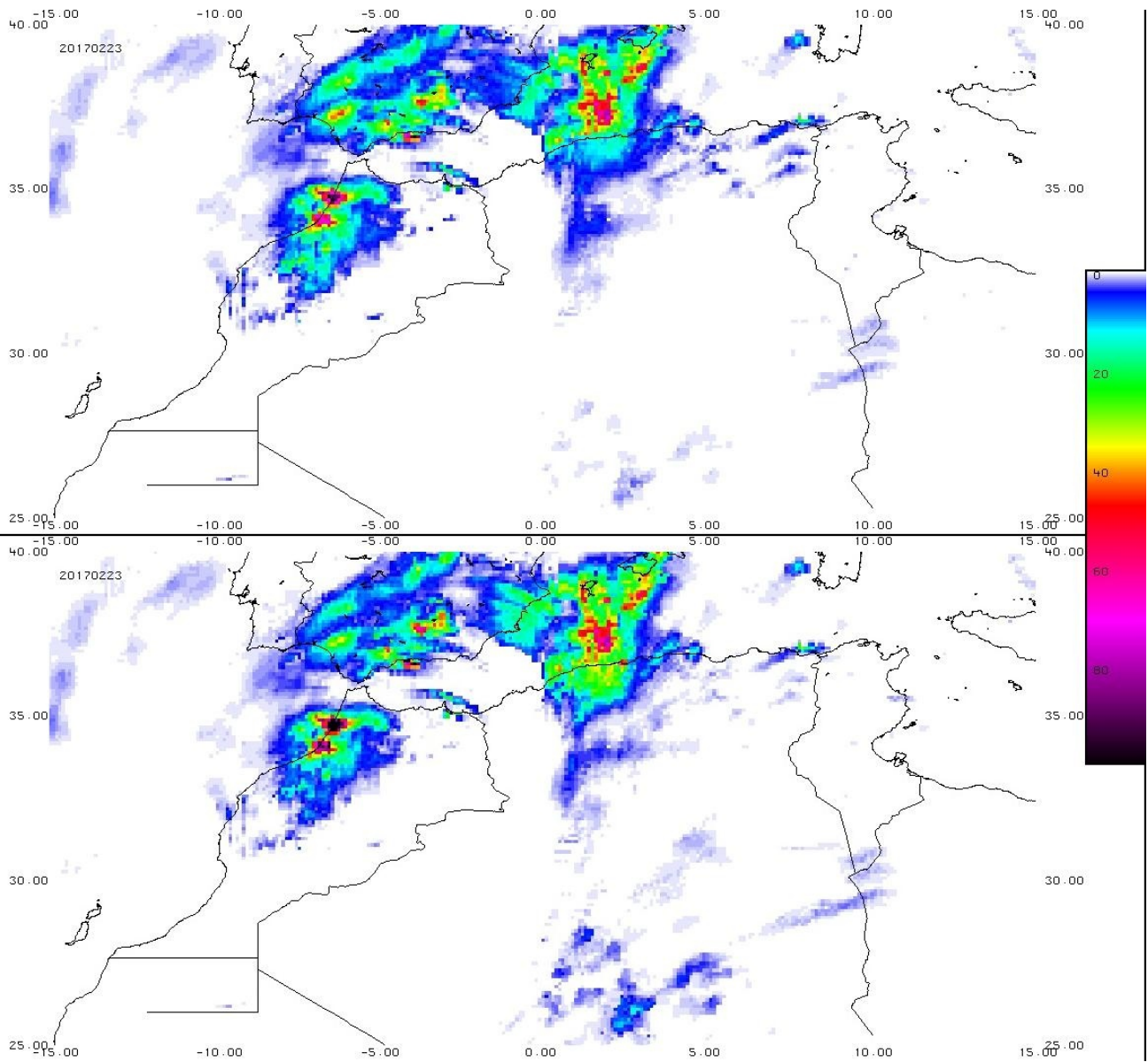


Figure 2.5.4.d : Cumuls (mm) pour le 23 février 2017 extraits des produits IMERG calibré (haut) et temps réel (bas). Les données sont projetées sur la fenêtre 25N-40N/15W-15E.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

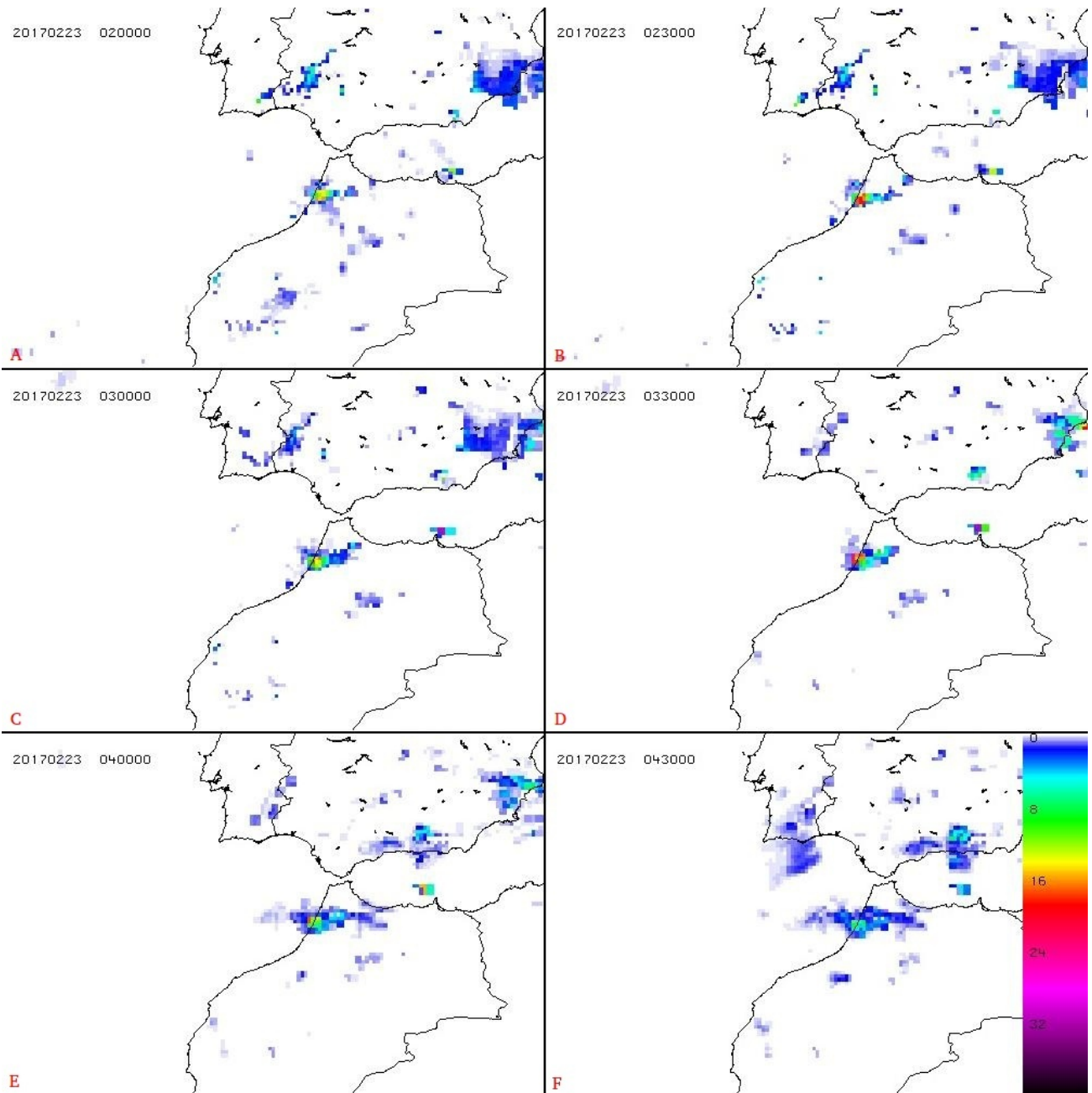


Figure 2.5.4.e : Estimations semi-horaires d'intensité de précipitations (mm/h). Extrait du produit IMERG le 23 février 2017 à 2:00 TU (A), 2:30 TU (B), 3:00 TU (C), 3:30 TU (D), 4:00 TU (E) et 4:30 TU (F). Les données sont projetées sur la fenêtre 30N-40N/15W-0.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

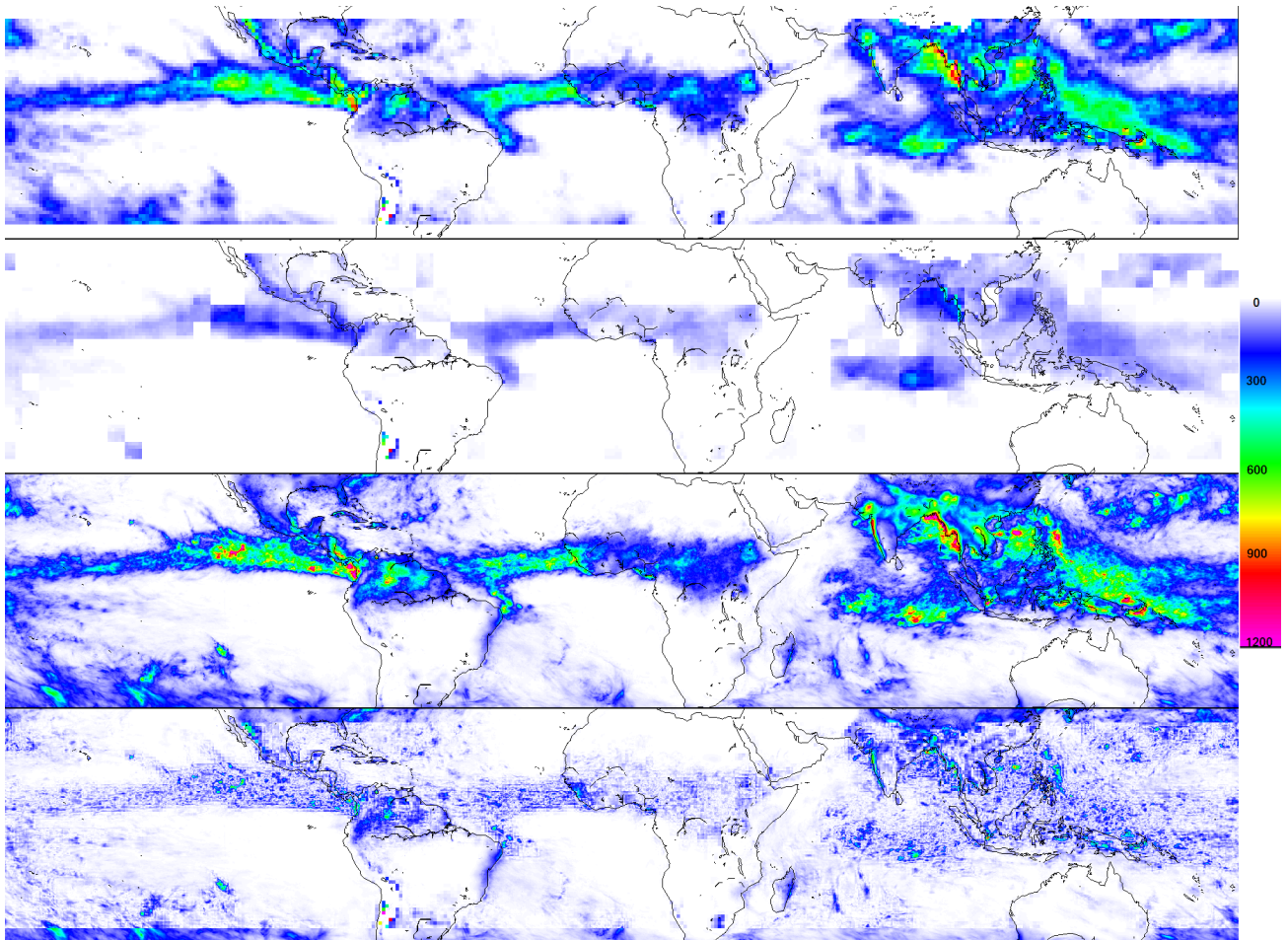


Figure 2.5.4.f : Comparaison des produits TAPEER et IMERG calibré sur le mois de juillet 2017. De haut en bas figurent : le cumul pluviométrique TAPEER, l'erreur d'estimation TAPEER, le cumul pluviométrique IMERG et l'écart absolu entre les estimations TAPEER et IMERG. L'échelle est codée en mm.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

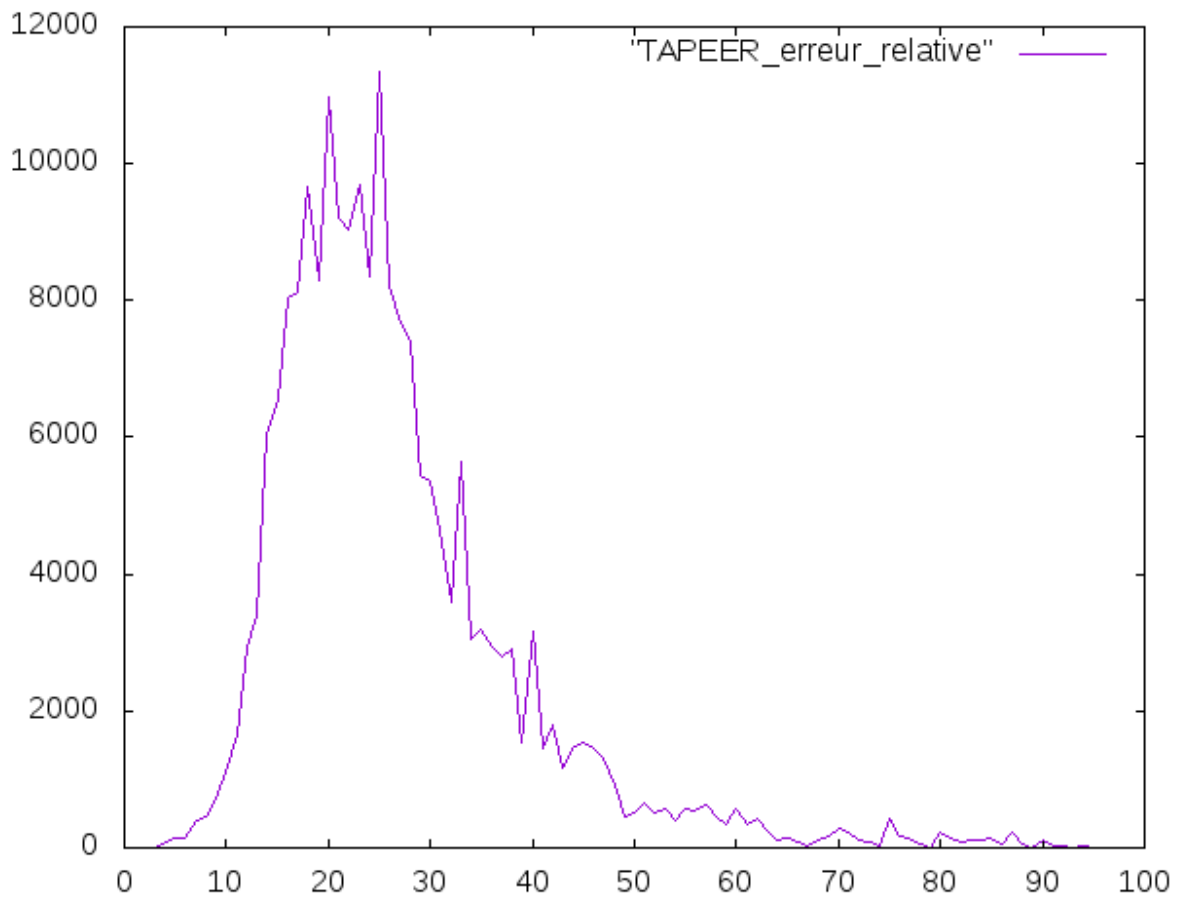


Figure 2.5.4.g : Histogramme des erreurs relatives d'estimation fournies par le produit TAPEER pour le cumul de précipitations en juillet 2017.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

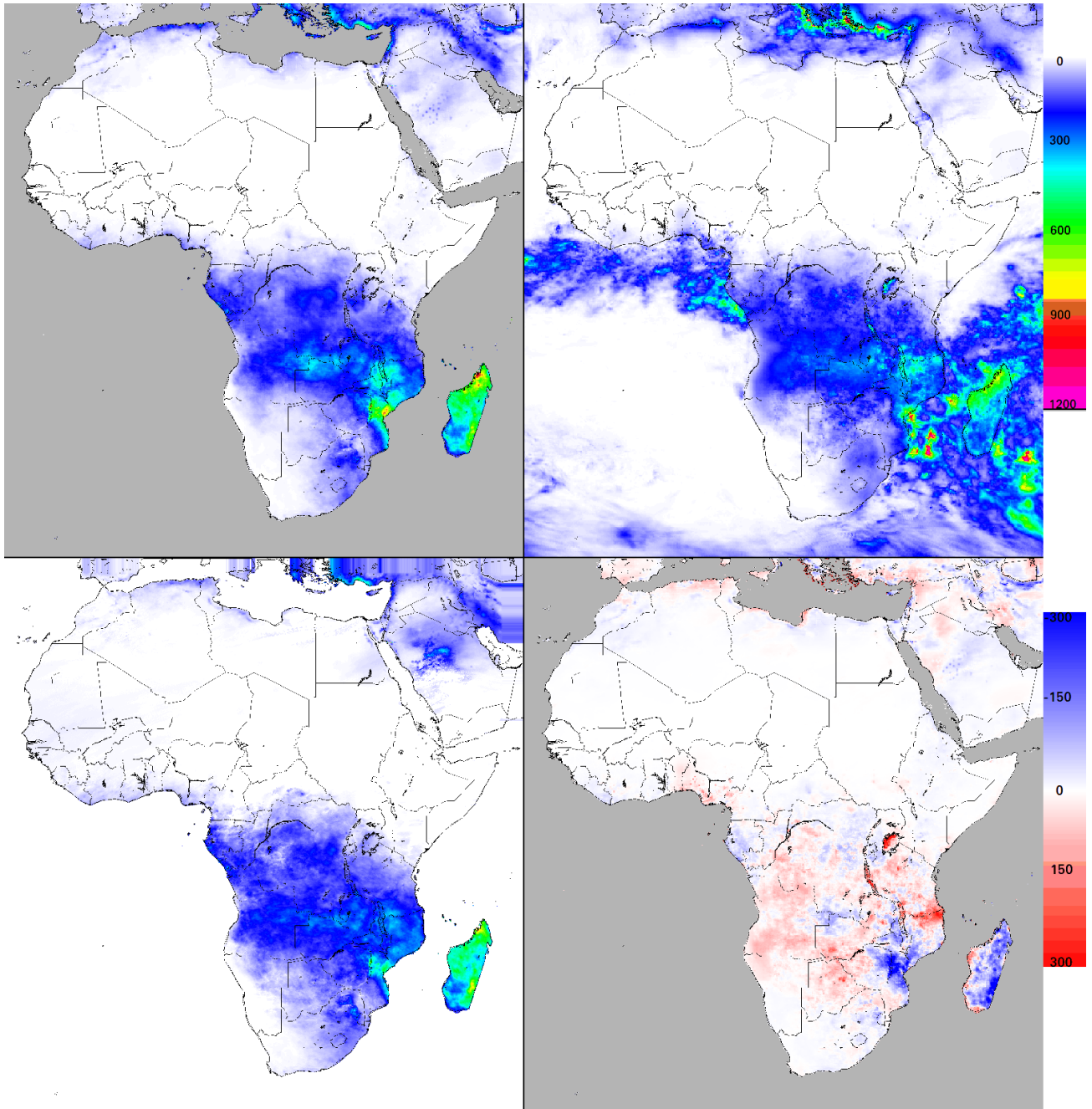


Figure 2.5.4.h : Cumul de précipitations (mm) pour le mois de janvier 2019 extrait des produits CHIRPS (en haut à gauche), IMERG calibré (en haut à droite) et TAMSAT (en bas à gauche). L'écart entre les produits CHIRPS et IMERG (mm) figure en bas à droite. Les écarts positifs (rouge) correspondent à une sous-estimation de CHIRPS par rapport à IMERG et les écarts négatifs (bleu) correspondent à une sur-estimation de CHIRPS par rapport à IMERG. L'échelle de couleur supérieure est utilisée pour coder les cumuls et l'échelle inférieure pour coder les écarts.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

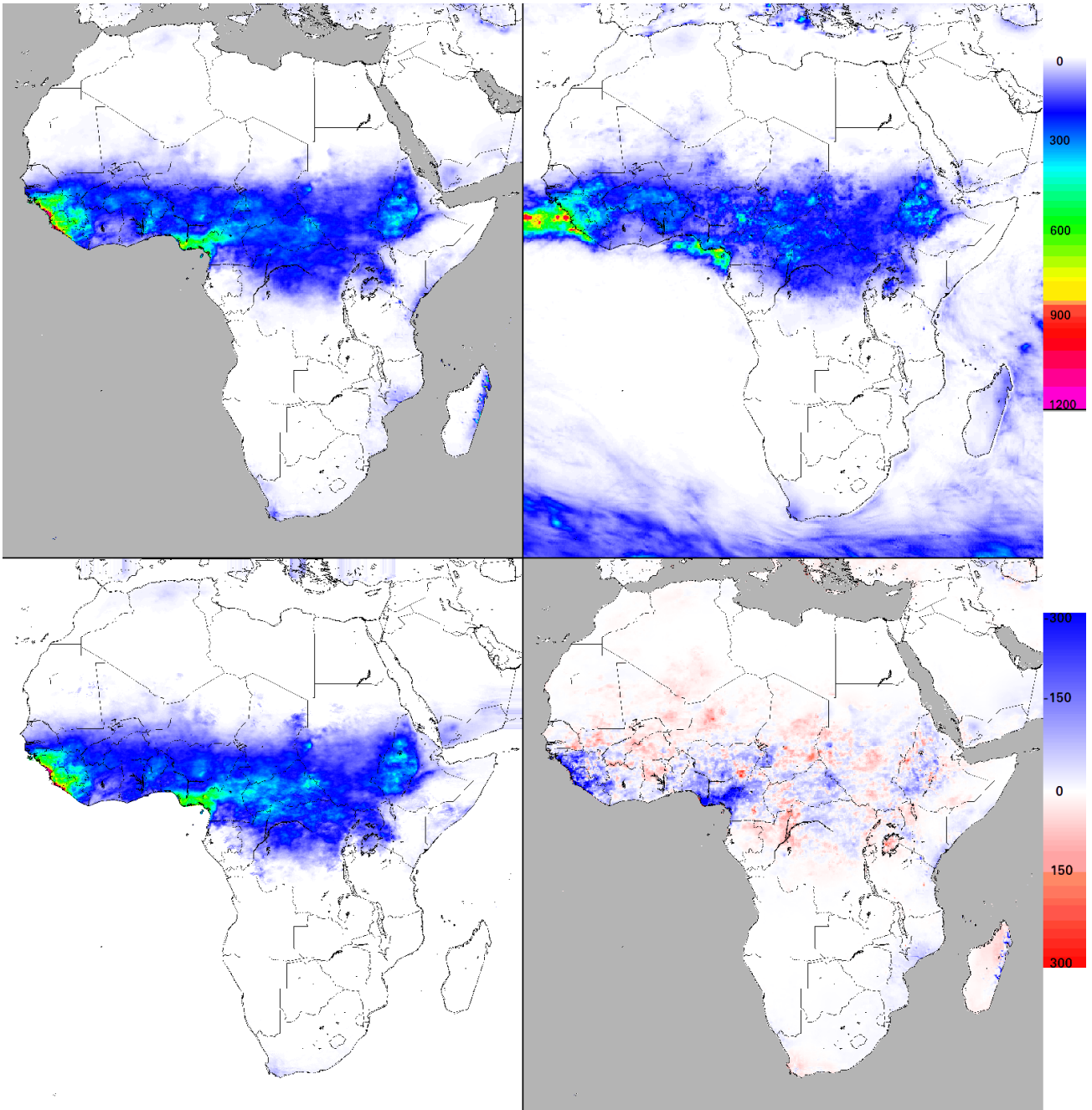


Figure 2.5.4.i : Cumul de précipitations (mm) pour le mois de juillet 2019 extrait des produits CHIRPS (en haut à gauche), IMERG calibré (en haut à droite) et TAMSAT (en bas à gauche). L'écart entre les produits CHIRPS et IMERG (mm) figure en bas à droite. Les écarts positifs (rouge) correspondent à une sous-estimation de CHIRPS par rapport à IMERG et les écarts négatifs (bleu) correspondent à une sur-estimation de CHIRPS par rapport à IMERG. L'échelle de couleur supérieure est utilisée pour coder les cumuls et l'échelle inférieure pour coder les écarts.

Mesure des précipitations tropicales et subtropicales

Table des matières

Liste des principaux acronymes et sigles	4
Sommaire	6
2.0 Introduction	7
2.1 Physique des précipitations	12
2.1.1 Mécanismes fondamentaux	13
2.1.2 Systèmes convectifs à méso-échelle	19
2.1.3 Effets du relief sr les précipitations	23
2.2 Enjeux du suivi des précipitations	27
2.2.1 Cycle de l'eau et modifications anthropogéniques du climat	28
2.2.2 Sécurité alimentaire en Afrique de l'Ouest	35
2.2.3 Gestion des risques hydroclimatiques et sanitaires	42
2.3 Mesure des précipitations depuis la surface	46
2.3.1 Dispositifs de mesure ponctuelle des précipitations	47
2.3.2 Méthodes de spatialisation	53
2.3.3 Radars météorologiques	57
2.3.4 Impact des liaison GSM sur le dispositif d'observation	62
2.4 Système d'observation par satellites	67
2.4.1 Radars de précipitations satellitaires	68
2.4.2 Micro-ondes passives	72
2.4.3 Radiomètres visibles et infrarouges	78
2.4.4 Relations entre intensité de précipitations et température de brillance	84
2.5 Procédures d'estimation des précipitations	93
2.5.1 Extraction de caractéristiques dynamiques à partir des géostationnaires	94
2.5.2 Exploitation des propriétés multispectrales des géostationnaires	103
2.5.3 Algorithmes micro-ondes purs	111
2.5.4 Produits opérationnels et synthèses de diverses sources	117
2.6 Conclusions et perspectives	129
Bibliographie	135
Table des tableaux	156
Table des figures	161