



HAL
open science

Estimation de l'évapotranspiration par télédétection spatiale en Afrique de l'Ouest : vers une meilleure connaissance de cette variable clé pour la région

Aubin Allies

► To cite this version:

Aubin Allies. Estimation de l'évapotranspiration par télédétection spatiale en Afrique de l'Ouest : vers une meilleure connaissance de cette variable clé pour la région. Hydrologie. Université Montpellier, 2018. Français. NNT : 2018MONTG068 . tel-02045897

HAL Id: tel-02045897

<https://theses.hal.science/tel-02045897v1>

Submitted on 22 Feb 2019

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.

THÈSE POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER

En Géosciences

École doctorale GAIA

Unité de recherche HydroSciences Montpellier

Estimation de l'évapotranspiration par télédétection spatiale en Afrique de l'Ouest : vers une meilleure connaissance de cette variable clé pour la région

Présentée par Aubin ALLIES

Le 23 novembre 2018

Sous la direction de Bernard CAPPELAERE

Devant le jury composé de

Frédérique SEYLER, Directrice de recherche IRD, ESPACE-DEV, Montpellier

Gilles BOULET, Directeur de recherche IRD, CESBIO, Toulouse

Jean-Pierre LAGOUARDE, Directeur de recherche INRA, ISPA, Villenave d'Ornon

Aaron BOONE, Chargé de recherche CNRS, CNRM, Toulouse

Agnès BEGUE, Directrice de recherche CIRAD, TETIS, Montpellier

Albert OLIOSO, Directeur de recherche INRA, EMMAH, Avignon

Bernard CAPPELAERE, Ingénieur de recherche IRD, HSM, Montpellier

Jérôme DEMARTY, Chargé de recherche IRD, HSM, Montpellier

Présidente du jury

Rapporteur

Rapporteur

Examineur

Invité

Invité

Directeur

Encadrant



UNIVERSITÉ
DE MONTPELLIER

La plupart des gens disent que c'est l'intelligence qui fait un grand scientifique. Ils se trompent : c'est le caractère.

Albert Einstein

On a beau chercher, on ne trouve jamais que soi-même

Anatole France

Remerciements

Enfin cette fameuse partie « Remerciements » qui vient clôturer trois années de montagnes russes émotionnelles débouchant sur une dépendance à la caféine. De ma propre expérience et de celle de quelques « compagnons de galère », c'est souvent la seule partie que l'on a plaisir à lire et parfois même la seule que l'on lit vraiment. On ne va pas se mentir, ce pavé (le terme n'est pas de trop à en croire les membres du jury à qui j'ai infligé cette petite torture) ne sera pas lu par grand monde, probablement tout juste quelques futurs thésards proches du sujet qui voudrons un aperçu de ce qui les attend. Il faut croire qu'il faut donc apporter le plus grand soin à la rédaction de cette partie pour donner envie au peu de potentiels lecteurs de lire la suite. Trêve de tergiversations ; venons-en aux remerciements de toutes les personnes ayant contribué de près ou de loin à l'accomplissement de ce travail.

Mes premiers remerciements iront bien évidemment à mes encadrants : mon directeur Bernard Cappelaere, mon encadrant Jérôme Demarty auxquels j'associe Albert Oliosio qui a accepté de jouer un rôle d'encadrant « non-officiel » en quelque sorte. Bernard, j'ai grandement apprécié travailler à tes côtés et je retiendrai de toi ta rigueur et ton honnêteté scientifique dont j'espère être à la hauteur à l'avenir. Que tu sois aussi remercié par ces quelques lignes pour le temps précieux que tu as passé à la relecture et à la correction de ce manuscrit et tout particulièrement du premier article pour lequel tu as consacré de nombreuses heures parfois au détriment de la santé de tes yeux ! Albert, je te dois énormément sur le plan du savoir. Grâce à toi, je pense notamment avoir réussi à combler quelques unes de mes lacunes dans le domaine de la télédétection qui m'était presque totalement inconnu avant le début de cette thèse. Je m'étais lancé ce défi de partir sur un sujet dont je n'avais pas la maîtrise mais je dois bien avouer que sans toi j'aurais eu bien du mal à y parvenir. Au-delà de cela, ta bonne humeur a rendu bien agréable nos séances de travail. Jérôme, c'est probablement avec toi que j'ai passé le plus de temps durant ces trois dernières années. Je te dois évidemment beaucoup sur bien des plans. Tu me suis désormais depuis ma deuxième année de Master. Je dois dire que si je me suis lancé dans cette aventure tu y es pour beaucoup. C'est toi qui, lors de mon stage de deuxième année de Master, m'a donné l'envie de poursuivre dans la recherche et qui a su me motiver et me préparer pour passer les concours aux contrats doctoraux. Et finalement rebelote, bonne nouvelle on va encore se supporter pendant trois ans ! Blague à part, j'ai vraiment apprécié travailler avec toi. Tu as su me transmettre ta passion et ta curiosité. Tu as su aussi me remotiver dans les moments de doute. Au-delà du plan professionnel, c'est la personne que j'ai apprécié tout au long de cette aventure. A vous trois j'espère que nous aurons l'occasion de travailler à nouveau ensemble à l'avenir ou à défaut simplement prendre un bon verre de vin (un Corbières évidemment !) ou un vieux rhum cubain (c'est bien aussi !).

Je tiens ensuite à remercier les membres de mon comité de thèse qui tiennent un rôle non négligeable dans l'aboutissement de ce travail. Merci à Agnès Bégué, Christophe Peugeot, Laurent Kergoat et Frédéric Jacob pour vos conseils, l'intérêt que vous avez accordé à mon travail et pour m'avoir aiguillé parmi le foisonnement d'idées plus ou moins pertinentes que j'ai pu évoquer durant mes deux comités.

Je poursuis en remerciant les membres du jury pour le temps consacré à l'évaluation de ces travaux et pour l'intérêt qu'ils y ont porté. Je remercie ainsi Gilles Boulet et Jean-Pierre Lagouarde d'avoir rapporté sur ce travail. Leurs rapports détaillés ont permis d'améliorer sans nul doute la rigueur de la version finale de ce manuscrit et d'en faciliter probablement la lecture et la compréhension. Leurs commentaires constructifs m'ont par ailleurs aidé à prendre le recul nécessaire sur mes travaux. Merci à Frédérique Seyler d'avoir présidée ce jury et à Aaron Boone d'avoir joué le rôle d'examineur. Leurs regards un peu extérieurs au sujet ont permis une réelle ouverture et des échanges constructifs lors de ma soutenance. Merci également à Agnès Bégué, membre invité pour l'intérêt accordé à mes travaux.

Cette thèse n'aurait pas été possible sans l'ensemble des données de terrain générées dans le cadre de l'Observatoire AMMA-CATCH. Remercier chacun des membres impliqués ne serait pas raisonnable, je fais donc ici un grand merci collectif. Longue vie à l'Observatoire ! Je tiens tout de même à avoir une pensée particulière pour les membres de l'équipe Niger que j'ai eu l'occasion de côtoyer avec plaisir. N'ayant pas pu me rendre sur le terrain, à mon grand désarroi, pour des raisons sécuritaires, c'est un peu à travers votre propre expérience que j'ai dû voyager. Merci Ibrahim, Jean-Philippe, Monique et Hélène pour vos belles photos envoyées juste avant ma soutenance qui m'ont donné du baume au cœur et transmis de « bonnes ondes » ; de manière plus générale, merci de votre gentillesse et de votre bienveillance qui me manqueront. Je veux aussi remercier Sylvie Galle, Vincent Rivalland et Jordi Etchanchu pour l'intérêt porté à mes travaux et pour avoir fait le voyage pour assister à ma soutenance. J'en profite enfin pour remercier tous ceux qui ont organisé et participé à mon pot de départ : Jérôme, Bernard, Nanée, Carole, Christophe, Nathalie, Monique, Patrick, Hélène, Jean-Philippe, Camille, Son, en espérant n'oublier personne. Merci pour ce très bon moment et pour vos cadeaux.

Une pensée pour l'équipe administrative du Laboratoire HydroSciences Montpellier qui rend la vie du laboratoire agréable. Un merci particulier à Roger Saraiva et Kristine Gujda pour leur bonne humeur et leur profonde gentillesse. Une pensée également à tous les collègues thésards durant ces trois années. Une pensée en particulier pour ceux que j'ai le plus côtoyé : Antoine, Camille et Son, avec qui j'ai partagé le bureau. Nos discussions footballistiques entre supporters du Barça et du Real vont me manquer. See you soon in Vietnam in the next ten years, I'll remember. Je joins à ce petit paragraphe Laetitia pour les bons moments passés autour d'un verre et pour avoir partagé son expérience de récente diplômée. Ah ! Ça me fait me remémorer notre soirée sud-africaine au White Tiger, on aura bien rigolé.

Cette thèse a été par ailleurs rendu possible grâce au financement de l'Université de Montpellier et l'école doctorale GAIA ainsi qu'à l'accueil dans le laboratoire HydroSciences Montpellier dont je remercie son directeur Patrick Seyler.

J'ai gardé le meilleur pour la fin. Mes dernières pensées iront à mes amis et surtout à ma famille qui m'ont soutenu et permis à leur façon de tenir le cap durant ces trois années. Une pensée d'abord pour les anciens « Génies Bio » de l'IUT et notamment ceux que j'ai pu revoir, à mon grand plaisir, juste avant mon départ en Californie : Camille, Nina, Ugo, Pote, Léa, Julien (enfin Clary) et Flo (oui je te mets dans les IUTistes même si tu n'y étais pas). À

Flo, Pote et Julien merci d'avoir été présents à ma soutenance et d'être restés jusqu'au bout du bout des questions (waouh quel masochisme !) et Ugo merci d'être passé boire un coup. Désolé pour l'absence de jaune les copains, on s'en reboira quelques-uns à mon retour, j'aurai sûrement oublié le goût d'ici là. À Camille et Nina, on ira se boire notre petit café en terrasse pour papoter et refaire un peu le monde, j'adore ça ! À tous, j'espère qu'on arrivera à se refaire ce fameux weekend des anciens mais pour de vrai avec tout le monde ! À mes parents, merci de votre bienveillance et infini reconnaissance pour m'avoir toujours soutenu dans mes choix. Je crois qu'il serait inutile d'en dire plus. Avoir vu la fierté dans vos yeux et ceux de mon grand-père durant ma soutenance n'a pas de prix. Merci à mes grands-parents et à ma sœur pour leur soutien et pour avoir toujours cru en moi. Une pensée pour Fanny et Daniel, qui je le sais, gardent un œil attentif et bienveillant sur mon parcours. Une autre pour ma cousine Laura et nos discussions sur la recherche et sur bien d'autres choses ; je ne suis pas sûr de t'avoir donné envie de faire une thèse à ton tour mais ce n'est pas bien grave. Je finirai par une tendre pensée pour celle qui m'a donné le moral, la force et la confiance d'aller au bout des choses dans la dernière ligne droite, toujours avec le sourire : à son image.

Je clos cet avant propos en vous souhaitant bonne lecture ou bon courage c'est selon...

Résumé

Estimation de l'évapotranspiration par télédétection spatiale en Afrique de l'Ouest : vers une meilleure connaissance de cette variable clé pour la région

L'Afrique de l'Ouest est particulièrement exposée aux changements climatiques et anthropiques qui exercent une pression croissante sur les ressources hydriques et végétales, dont la bonne gestion constitue un enjeu scientifique majeur. Plus particulièrement, il devient indispensable de mieux comprendre les échanges d'énergie et de matière au sein du continuum surface-atmosphère qui régissent une bonne partie du cycle hydrologique et du développement de la végétation. À cet égard, l'évapotranspiration constitue une variable clé à l'interface surface-atmosphère car elle recycle la plus grande partie des précipitations vers l'atmosphère et assure le couplage des cycles de l'eau et de l'énergie. En Afrique de l'Ouest, les connaissances actuelles sur ce processus restent limitées car elles reposent principalement sur des mesures de terrain représentatives de petites échelles spatiales, ou sur des modèles de surface complexes, dont l'importance des jeux de données qu'ils requièrent limite leur application. Dans ce contexte, ce travail de thèse vise à améliorer notre connaissance de la variabilité spatio-temporelle de l'évapotranspiration, en analysant le potentiel de la télédétection pour son estimation en Afrique de l'Ouest. L'approche proposée repose sur une comparaison des produits d'évapotranspiration par télédétection disponibles et la proposition d'une nouvelle méthode permettant la génération de nouveaux produits. L'étude a été menée sur trois sites de méso-échelle ($\sim 10^4 \text{ km}^2$) fournissant un échantillon des conditions éco-climatiques rencontrées en Afrique de l'Ouest, avec du Nord au Sud : le Nord-Sahel (au centre-est Mali), le Sud-Sahel (au sud-ouest Niger) et la zone soudanienne (au nord Bénin). Une méthode d'estimation de l'évapotranspiration journalière par télédétection et de son incertitude épistémique, nommée EVASPA S-SEBI Sahel (E3S), a été élaborée. E3S a été appliqué sur les trois sites d'étude à partir de données issues des capteurs MODIS à bord des satellites TERRA et AQUA. Les estimations journalières d'évapotranspiration ont été évaluées par rapport aux observations pluriannuelles acquises par l'Observatoire AMMA-CATCH. Cette étude souligne le potentiel d'E3S pour l'estimation de l'évapotranspiration journalière en Afrique de l'Ouest. Toutefois, ces estimations restent soumises aux aléas de la mesure satellite (qualité des images, couvert nuageux, angle de visée trop grand) et sont donc ponctuées de lacunes. Ces travaux de thèse proposent également de nouvelles méthodes de reconstruction de séries d'évapotranspiration journalières via la combinaison d'estimations multi-résolution et multi-source. Cette étude montre la pertinence de ces approches de reconstruction par rapport aux méthodes d'interpolation standards utilisées dans la littérature. Les approches proposées permettent notamment de mieux retranscrire la réponse des surfaces terrestres aux séquences d'assèchement du sol entre deux épisodes pluvieux. Les nouveaux produits générés ont été introduit dans l'exercice d'inter-comparaison incluant huit autres produits disponibles en Afrique de l'Ouest à diverses résolutions spatio-temporelles. Ces produits ont été évalués à différentes échelles spatiales et temporelles par rapport aux mesures locales et aux simulations spatialisées de vingt modèles de surface générées dans le cadre de l'expérience ALMIP2. Cette étude met en évidence la forte variabilité inter-produit, en particulier au Sahel. Elle souligne par ailleurs l'importance de la prise en compte d'une information liée au stress hydrique dans la génération des produits d'évapotranspiration. La résolution kilométrique des produits E3S leur fournit un avantage indéniable concernant la description de la variabilité spatiale des flux d'évapotranspiration par rapport à d'autres produits à faible résolution. Les produits nouvellement générés présentent un potentiel évident pour de futures études à caractère éco-hydrologique et hydrogéologique au Sahel.

Mots clés : Évapotranspiration, Télédétection, Afrique de l'Ouest, Cycles de l'eau et de l'énergie

Abstract

Estimation of evapotranspiration from remote sensing in West Africa: toward a better knowledge of this key variable for the region

West Africa is particularly vulnerable to climate and human-induced changes, exerting increasing pressure on water and plant resources. Sound management of the latter requires substantial scientific progress. In particular, it is essential to better understand energy and matter exchanges through the surface-atmosphere continuum, which are a major driver of the hydrological cycle and of vegetation development. In this respect, evapotranspiration is a key variable, as most of precipitation returns to the atmosphere by evapotranspiration and as it couples the water and energy cycles. In West Africa, current knowledge of this process is still limited because it is mainly based on field measurements that are representative of small spatial scales, or on land surface models that would require considerably more data than available in this region. In this context, this thesis work aims at improving our knowledge of the spatiotemporal variability of evapotranspiration, by analyzing the potential of remote sensing to estimate evapotranspiration in West Africa. The proposed approach is based on an inter-comparison of available remote sensing evapotranspiration products and on the proposal of a new method to generate new estimation products. The study was carried out over three mesoscale sites ($\sim 10^4$ km²) providing a sample of the eco-climatic conditions encountered in West Africa, namely from North to South: the North-Sahel (in East-Central Mali), the South-Sahel (in South-West Niger) and the Sudanian zone (in North Benin). An improved remote sensing method for estimating daily evapotranspiration and its epistemic uncertainty named EVASPA S-SEBI Sahel (E3S) was developed. E3S was applied to the three study sites using data from the MODIS sensors onboard TERRA and AQUA satellites. Daily evapotranspiration estimates were evaluated against pluriannual observations acquired by the AMMA-CATCH Observatory. This study highlights the potential of E3S for estimating daily evapotranspiration in West Africa. However, these estimates are still subject to hazards of satellite measurements (image quality, cloud cover, large satellite view angle) and are therefore discontinuous. This thesis work also proposes new methods for reconstructing continuous daily evapotranspiration series by the combination of multi-resolution and multi-source estimations. The study shows the capabilities of these reconstruction approaches compared to the standard interpolation methods usually found in the literature. In particular, the proposed approaches allow better depicting the response of terrestrial surfaces to soil drying sequences between rainfall events. The newly generated evapotranspiration products were included in the product inter-comparison together with eight other products available in West Africa at various spatial and temporal resolutions. These products were evaluated at different spatial and temporal scales against local measurements and spatially distributed simulations by twenty land surface models from the ALMIP2 experiment. This study highlights the high inter-product variability especially in the Sahel. It also emphasizes the importance of taking into account information related to water stress in the generation of evapotranspiration products. The kilometeric resolution of E3S products gives them a clear advantage in terms of description of the spatial variability of evapotranspiration flux compared to other coarse resolution products. The newly generated products show clear potential for future eco-hydrological and hydrogeological studies in the Sahel.

Key words: Evapotranspiration, Remote sensing, West Africa, Water and energy cycles

Table des matières

Introduction générale	15
<i>PARTIE I : Contexte général</i>	19
Introduction	21
CHAPITRE 1 : Le processus d'évapotranspiration	23
1.1. Le processus physique d'évaporation.....	23
1.1.1. L'évaporation nécessite un apport d'énergie et un différentiel de pression	23
1.1.2. De l'évaporation depuis une masse d'eau libre à l'évaporation depuis un sol nu	24
1.2. Le processus biochimique de la transpiration.....	26
1.2.2. Circulation de l'eau dans la plante.....	26
1.2.3. Régulation stomatique	27
1.3. Notions d'évapotranspiration réelle, potentielle, de référence et maximale	31
1.4. Synthèse.....	31
CHAPITRE 2 : Échanges d'eau et d'énergie à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère. 33	
2.1. Bilan d'eau.....	33
2.2. Échanges radiatifs.....	34
2.2.1. Lois des rayonnements.....	34
2.2.2. Bilan radiatif	35
2.3. Échanges conductifs	36
2.4. Échanges convectifs	37
2.4.1. Formalisme	37
2.4.2. Représentation des flux convectifs à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère	40
2.5. Bilan d'énergie	41
2.6. Synthèse.....	42
CHAPITRE 3 : Principes de télédétection	43
3.1. Acquisitions par télédétection	43
3.1.1. Acquisitions dans le domaine solaire.....	44
3.1.2. Acquisitions dans l'infrarouge thermique.....	49
3.2. Méthodes d'estimation de l'évapotranspiration par télédétection	51

CHAPITRE 4 : Contexte géographique : l’Afrique de l’Ouest	55
4.1. Caractéristiques éco-climatiques	55
4.1.1. Gradient pluviométrique et zones bioclimatiques	55
4.1.2. Variabilité des précipitations	57
4.1.3. Évapotranspiration potentielle	59
4.1.4. Importance des interactions surface-atmosphère	61
4.2. Fonctionnement hydrologique	62
4.3. Changements climatiques, pression anthropique et équilibres hydrologiques	63
4.3.1. Évolutions récentes des éco-hydrosystèmes ouest-africains : entre effets climatiques et anthropiques.....	63
4.3.2. Prévisions climatiques et démographiques : quel avenir pour les éco-hydrosystèmes ouest africains ?.....	65
4.4. Synthèse des connaissances acquises concernant le processus d’évapotranspiration ..	67
4.4.1. Traits de comportement des écosystèmes et variabilité spatio-temporelle de l’évapotranspiration	67
4.4.2. Représentation de l’évapotranspiration par les modèles hydrologiques et de surface.....	71
4.4.3. Potentiel des méthodes de télédétection pour l’estimation de l’évapotranspiration	71
4.5. Synthèse et problématique scientifique	73
 <i>PARTIE II : Objectifs, démarche et zones d’étude</i>	75
 CHAPITRE 5 : Objectifs et démarche méthodologique	77
5.1. Objectifs.....	77
5.2. Démarche scientifique	79
5.2.1. Étape 1 : Développement et évaluation du modèle ET-RS.....	80
5.2.2. Étape 2 : Transposition de la procédure à d’autres sites.....	81
5.2.3. Étape 3 : Interpolation temporelle des estimations d’évapotranspiration.....	81
5.2.4. Étape 4 : Exercice d’inter-comparaison des produits d’évapotranspiration par télédétection.....	82
 CHAPITRE 6 : Sites d’étude et dispositifs instrumentaux	83
6.1 Sites d’études : le Service National d’Observation AMMA-CATCH	83
6.1.1 Site d’Hombori au Mali	83

6.1.2. Site du degré carré de Niamey au Niger	86
6.1.3. Site de la Haute Vallée de l’Ouémé au Bénin.....	88
6.2. Dispositifs instrumentaux et mesures <i>in situ</i>	90
6.2.1. Site du Mali.....	93
6.2.2. Site du Niger	97
6.2.3. Site du Bénin.....	100
6.2.4. Gapfilling des observations de flux à l’échelle journalière	104
 PARTIE III : Résultats	 105
 CHAPITRE 7 : Développement d’une méthode d’estimation de l’évapotranspiration et de son incertitude épistémique dans un contexte de mousson	 107
7.1. E3S : Une adaptation d’EVASPA/S-SEBI pour l’estimation de l’évapotranspiration en Afrique de l’Ouest	107
7.1.1. Introduction.....	107
7.1.2. Article 1 : « Adapting EVASPA/S-SEBI to evapotranspiration mapping in the Sahel with uncertainty characterization: the E3S method »	108
7.2. Analyses de sensibilité.....	159
7.2.1. Sensibilité aux forçages	159
7.2.2. Sensibilité à la méthode d’extrapolation journalière	161
7.2.2.1. Comparaison de différentes formulations du <i>C_{di}</i>	161
7.2.2.2. Impact de la méthode d’extrapolation sur les estimations journalières d’évapotranspiration.....	165
7.3. Synthèse.....	169
 CHAPITRE 8 : Transposition de la méthode E3S à d’autres contextes éco-climatiques ouest africains	 171
8.1. Site du Mali	171
8.1.1. Implémentation de la méthode E3S	171
8.1.2. Performances d’E3S à l’échelle locale	175
8.1.3. Analyse à méso-échelle.....	178
8.2. Site du Bénin	181
8.2.1. Implémentation de la méthode E3S	181
8.2.2. Performances d’E3S à l’échelle locale	183
8.2.3. Analyse à méso-échelle.....	187

8.3. Synthèse.....	189
CHAPITRE 9 : Interpolation et méthodes de reconstruction temporelle	191
9.1. Introduction	191
9.2. Méthodes d’interpolation classiques : étude de cas synthétiques à partir des mesures <i>in situ</i>	193
9.2.1. Description de la méthode d’interpolation.....	193
9.2.2. Applications : construction des jeux de données synthétiques.....	196
9.2.3. Analyse des résultats.....	196
9.2.3.1. Comparaison des méthodes d’interpolation.....	196
9.2.3.2. Comparaison des supports d’interpolation.....	199
9.2.3.3. Estimation d’un intervalle de revisite maximal	203
9.3. Approches de fusion de données pour la cartographie en continu de l’évapotranspiration journalière.....	205
9.3.1. Introduction.....	205
9.3.2. Article 2 : « A remote sensing data fusion approach for continuous daily evapotranspiration mapping at kilometric scale in Sahelian areas »	206
9.4. Synthèse.....	237
CHAPITRE 10 : Inter-comparaison des produits d’évapotranspiration par télédétection disponibles en Afrique de l’Ouest	239
10.1. Introduction	239
10.2. Article 3 : « Comparison of several remote sensing-based evapotranspiration products in Sahelian areas »	240
10.3. Résultats complémentaires	275
10.3.1. Site du Mali.....	275
10.3.2. Site du Bénin.....	276
10.4 Synthèse.....	279
Conclusion générale	281
Bibliographie.....	289
Liste des symboles et acronymes	349
Liste des figures	357

Liste des tableaux	363
ANNEXES	365
Annexe A : État de l’art des modèles ET-RS	367
A.1. Méthodes statistiques précurseurs	367
A.2. Méthodes contextuelles	367
A.2.1. Basées sur la variabilité T_s -VI.....	367
A.2.2. Basées sur la variabilité T_s - α	371
A.2.3. Basées sur la variabilité T_s -VI- α	373
A.3. Modèles basés sur l’approche de Penman-Monteith	373
A.4. Modèles basés sur l’approche de Priestley-Taylor	376
A.5. Modèles SEB	378
A.5.1. Modèles SEB 1-source.....	378
A.5.2. Modèles SEB 1-source à paramétrage contextuel.....	380
A.5.3. Modèles SEB 2-sources	382
A.5.3. Modèles SEB 2-sources à paramétrage contextuel	385
A.6. Autres méthodes	386
A.6.1. Méthodes empiriques	386
A.6.2. Méthodes basées sur le couplage GPP-ET.....	387
A.6.3. Méthodes basées sur le bilan hydrologique	388
A.7. Études d’inter-comparaison des modèles ET-RS	389
A.8. Méthodes d’extrapolation journalière.....	398
Annexe B : Définitions des estimateurs quantitatifs	403
Annexe C : Calcul du rayonnement extraterrestre journalier (<i>Rex</i>) selon Allen et al. (1998).....	405
Annexe D : Résultats d’étalonnage des formulations du <i>Cdi</i> sur le site de Wankama	407
Annexe E : Résultats complémentaires d’évaluation d’E3S sur les sites locaux AMMA-CATCH	409
Annexe F : Résultats complémentaires de comparaison des méthodes d’interpolation standards à partir des observations <i>in situ</i>	411

Introduction générale

Le changement climatique est aujourd'hui sans équivoque dans la communauté scientifique. Il se traduit notamment par une augmentation de la température à la surface terrestre ($+0.85 \pm 0.21^\circ\text{C}$ sur la période 1880-2012 ; GIEC, 2014), une fonte généralisée des glaciers, une élévation du niveau des mers, une acidification des océans ou encore la progression de la désertification. Le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC) considère qu'il est « extrêmement probable » que les émissions anthropiques de gaz à effet de serre, en constante augmentation depuis l'époque préindustrielle, soit la principale cause de ces hausses de température. Selon les différents scénarios d'émissions considérés, les projections indiquent une augmentation de la température allant de 0.3 à 4.8°C d'ici la fin du siècle. L'une des conséquences de ce réchauffement est notamment l'intensification du cycle de l'eau se traduisant par une plus grande variance et une fréquence accrue des extrêmes (Ziegler et al., 2003 ; Huntington, 2006). En particulier, une multiplication des épisodes de sécheresse extrêmes a été observée ces deux dernières décennies sur la plupart des continents et une large variété de biomes (Cook et al., 2010 ; Schwalm et al., 2012 ; van Dijk et al., 2013 ; Williams et al., 2015 ; Heim, 2017)

Si les modèles actuels sont unanimes sur une augmentation de la température, les projections restent pour le moins incertaines sur la plupart des autres variables climatiques. La réponse de la biosphère terrestre à ces changements globaux reste une importante source d'incertitudes dans ces projections (Friedlingstein et al., 2013 ; Y. Zhang et al., 2016), s'expliquant notamment par la nature complexe des processus de surface et les multiples interactions qui les relient. À bien des égards, l'évapotranspiration constitue une variable clé à l'interface surface-atmosphère. Ceci tient principalement du fait que l'évapotranspiration couple les grands cycles de l'énergie (chaleur latente), de l'eau (évaporation) et du carbone (compromis entre transpiration et photosynthèse ; Katul et al., 2012 ; Fisher et al., 2017). De ce point de vue, les informations liées à l'évapotranspiration sont utilisées dans une très grande variété de domaines scientifiques incluant la gestion de l'irrigation et des productivités agricoles (Allen et al., 1998, 2011 ; Farahani et al., 2007 ; Santos et al., 2007 ; Cruz-Blanco et al., 2014 ; Toureiro et al., 2017) la gestion des ressources en eau (Bastiaanssen et al., 2005 ; Anderson et al., 2012), la détection des sécheresses (Anderson et al., 2010, 2016 ; Otkin et al., 2016), le climat et la formation des nuages (Shukla & Mintz, 1982 ; Miralles et al., 2014a) ou encore l'évaluation de la biodiversité (Gaston, 2000 ; Fisher et al., 2011).

A l'échelle du globe, il est désormais communément admis que deux tiers des précipitations sur les terres émergées repartent à l'atmosphère par évapotranspiration (Oki & Kanae, 2006), exerçant ainsi une forte pression sur les ressources en eau ; cette proportion pouvant être encore plus importante en régions arides et semi-arides. La réponse de l'évapotranspiration au changement climatique en cours et futur est par ailleurs encore très mal capturée et reste très incertaine (Mao et al., 2015). Les tendances globales estimées vont d'une baisse depuis le dernier épisode majeur El Niño en 1998 (Jung et al., 2010), notamment en Afrique de l'Ouest (Marshall et al., 2012), à une augmentation attribuée à un reverdissement dans certaines régions du globe (Zhang et al., 2015 ; Y. Zhang et al., 2016).

Cette incertitude qui varie fortement d'une région à l'autre suggère la nécessité de concentrer les efforts scientifiques sur les zones où cette incertitude est marquée et pour lesquelles l'évapotranspiration impose une forte contrainte sur les ressources hydriques. C'est le cas de l'Afrique de l'Ouest et en particulier des pays de la frange sahélienne. Par exemple, au Sahel agropastoral, le suivi pluriannuel de deux parcelles de couverts agricoles typiques de la région a montré que plus de 80 % des précipitations étaient perdu par évapotranspiration (Velluet, 2014 ; Velluet et al., 2014).

La vulnérabilité de ces pays aux variations climatiques est d'autant plus exacerbée que les populations y sont en plein boom démographique et sont fortement dépendantes de l'agriculture pluviale et de ressources en eau déjà fragiles. L'Afrique sub-saharienne est par ailleurs reconnue comme un « hot spot » des interactions surface-atmosphère qui constituent l'un des principaux déterminisme de la Mousson Ouest Africaine (Philippon & Fontaine, 2002 ; Koster et al., 2004 ; Wolters et al., 2010 ; Taylor et al., 2011) qui régit le climat de la région. Cette région du globe est également l'une des plus touchée par le changement climatique en cours et projeté. Les prévisions du GIEC s'accordent sur une augmentation des températures annuelles de l'ordre de +1°C à +3°C d'ici 2050 et jusqu'à +3°C à +4°C d'ici la fin du siècle (GIEC, 2014). Cette augmentation des températures s'accompagne d'une augmentation notable du stress hydrique. Même si les projections concernant l'évolution des précipitations restent encore très incertaines (Druryan, 2011), l'augmentation des températures risquent d'augmenter la demande évaporatoire, ce qui devrait avoir des conséquences sur le rendement et la durée du cycle des cultures (Schlenker & Lobell, 2010 ; Roudier et al., 2011 ; Sultan et al., 2013). En 2007, les prévisions du GIEC estimaient que dans certains pays d'Afrique, « le rendement de l'agriculture pluviale pourrait chuter de 50 % d'ici 2020 » (GIEC, 2007). Dans ce contexte, pour satisfaire leur sécurité alimentaire, les populations devront nécessairement s'adapter à ces changements (Mortimore & Adams, 2001 ; Zampaligré et al., 2014). L'augmentation des surfaces cultivées déjà observée dans certaines zones de l'Afrique de l'Ouest (Leduc et al., 2001 ; van Vliet et al., 2013 ; Leroux et al., 2017) pourrait s'intensifier. De même, on pourrait assister au développement d'une agriculture irriguée (Schlenker & Lobell, 2010 ; Siebert et al., 2010 ; Torou et al., 2013), dans des régions où l'agriculture pluviale est pour l'heure largement dominante. Ces changements d'occupation du sol et de pratiques agro-pastorales ne sont pas sans conséquences sur la dynamique du cycle hydrologique (Leblanc et al., 2008 ; Favreau et al., 2009 ; Gal et al., 2017) et les écosystèmes (Walther, 2016).

Pour autant, si l'évapotranspiration joue un rôle primordial dans le cycle hydrologique et le fonctionnement des écosystèmes, elle reste encore très mal connue. Les instruments de terrain tels que les systèmes de covariance par turbulence (ou eddy covariance en anglais) sont encore relativement rares (Baldocchi et al., 2001). En particulier, le continent africain et notamment l'Afrique de l'Ouest, reste l'une des régions du monde les plus faiblement documentées (Karbou et al., 2012). Dans ce contexte, le Service National d'Observation (SNO) AMMA-CATCH¹ (Lebel et al., 2009, 2010 ; Galle et al., 2018) fournit une base de données unique en Afrique de l'Ouest. Le SNO s'appuie sur un réseau d'observations à long

¹ Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine - Couplage Atmosphère Tropicale et Cycle Hydrologique

terme à différentes échelles spatio-temporelles au Niger, au Mali et au Bénin. Ces mesures de terrain concernent aussi bien des variables liées à la dynamique de la végétation qu'au cycle de l'eau, de l'énergie et du carbone, avec notamment des suivis pluriannuels de l'évapotranspiration. Ces données restent capitales à bien des points de vue, en particulier la mise au point de modèles de surface capables de suivre et prédire l'évolution des ressources hydrologiques. Néanmoins, la mise en œuvre de techniques instrumentales *in situ* (i.e. tours à flux, scintillomètres, etc.), reste onéreuse et nécessite généralement des moyens humains importants, qui plus est dans des pays dont la situation géopolitique reste particulièrement instable. Il est donc peu probable que ce réseau de mesures se densifie substantiellement dans les années à venir. Sans compter que ces instruments de terrain restituent des estimations représentatives de petites échelles spatiales (i.e. échelle de la parcelle à celle d'un petit bassin suivant la technique utilisée ; Flesch, 1996 ; Chen et al., 2009, 2012 ; Mamadou et al., 2014). Or l'évapotranspiration étant contrôlée par de nombreux facteurs biotiques et abiotiques, elle peut être très variable spatialement (Alfieri et al., 2007).

De par leur couverture spatiale et leur accessibilité, les données issues de la télédétection spatiale offrent un moyen unique d'estimer l'évapotranspiration sur de larges étendues à différentes résolutions allant de la centaine de mètres (Landsat, ASTER) à plusieurs kilomètres (MODIS, AVHRR, SEVIRI, GOES). Plus particulièrement, la température de surface, dérivée des mesures dans l'infrarouge thermique, fournit des informations sur l'état thermo-hydrique de la surface qui est principalement régulé par l'évapotranspiration (Moran & Jackson, 1991 ; Quattrochi & Luvall, 1999 ; Kalma et al., 2008). Au cours de ces deux dernières décennies, de nombreux modèles d'estimation de l'évapotranspiration par télédétection ont été développés avec différents niveaux de complexité, de besoin en données auxiliaires et de domaine d'application (Kalma et al., 2008 ; Li et al., 2009 ; Wang & Dickinson, 2012 ; Liou & Kar, 2014 ; K. Zhang et al., 2016). En parallèle, plusieurs produits régionaux ou globaux d'évapotranspiration basés sur la télédétection ont été proposés (Mu et al., 2007 ; Fisher et al., 2008 ; Anderson et al., 2011 ; Miralles et al., 2011b).

Toutefois, à notre connaissance, il n'existe aucune étude complète sur l'évaluation de la pertinence de ces produits en Afrique de l'Ouest. Par ailleurs, la très forte variabilité éco-climatique observée sur la région suggère la nécessité de développer des méthodes et des produits d'évapotranspiration par télédétection dédiés et adaptés au régime particulier de Mousson Ouest Africaine (MOA). Ces travaux de thèse s'inscrivent dans ce contexte. Ils ont pour objectif d'améliorer la compréhension du processus d'évapotranspiration en Afrique de l'Ouest en utilisant la télédétection spatiale comme source unique d'informations spatialisées. Il s'agit ainsi de fournir des produits d'évapotranspiration de méso-échelle sur de longues séries pluriannuelles à la fois fiables et robustes. Cette thèse traite ainsi des divers aspects liés à la génération de tels produits (incertitudes, extrapolation et interpolation temporelle, etc.). En outre de tels produits d'évapotranspiration, peuvent fournir une référence pour l'évaluation de manière spatialisée et l'amélioration de modèles de Transferts Sol-Végétation-Atmosphère (TSVA ; Mueller et al., 2013 ; Schwalm et al., 2013) et/ou hydrologiques (Immerzeel & Droogers, 2008 ; Jhorar et al., 2011 ; Herman et al., 2018). À minima, ils offrent des informations complémentaires aux sorties de ces modèles, en termes de description des hétérogénéités spatiales et de profondeur temporelle des suivis. Du reste, ces produits

pourraient permettre d'améliorer la compréhension de la réponse de la biosphère aux changements climatiques en cours dans la région et d'améliorer les projections des modèles concernant les effets de ces changements sur les ressources hydriques et végétales (Y. Zhang et al., 2016). Cette thèse s'appuie sur le réseau d'observations pluriannuelles AMMA-CATCH et la richesse des informations sur les couplages des cycles de l'eau et de l'énergie qui ont pu en être extraites (Lebel et al., 2011 ; Galle et al., 2018).

Ce travail s'articule en trois grandes parties elles-mêmes subdivisées en différents chapitres. La première partie s'attache à replacer ce travail dans un contexte général des points de vue environnemental, sociétal et scientifique. Elle rappelle également quelques généralités établies concernant le processus d'évapotranspiration et de manière générale les processus à l'interface sol-végétation-atmosphère qui gouvernent les cycles de l'eau et de l'énergie, ainsi que les principes de la télédétection dans le domaine solaire. Cette première partie est conclue par un chapitre présentant l'état de l'art des méthodes d'estimation de l'évapotranspiration par télédétection. La deuxième partie est dédiée à la présentation des objectifs, des outils et de la méthodologie utilisée pour la réalisation de ces travaux. La dernière partie est consacrée aux différents développements et résultats associés de ce travail. Pour finir, une conclusion générale clôt ce manuscrit.

PARTIE I :
Contexte général

Introduction

L'évapotranspiration désigne le processus par lequel l'eau liquide terrestre est renvoyée dans l'atmosphère environnant sous forme gazeuse. Elle résulte de la somme de l'**évaporation** de l'eau interceptée par la végétation, issue de la sublimation de la neige et de la glace, contenue dans les masses d'eau libres et retenue dans la matrice des sols, et de la **transpiration** des plantes¹. L'évapotranspiration est gouvernée par quatre principaux facteurs : (i) un **apport d'énergie** que ce soit directement à partir du rayonnement solaire ou indirectement à partir des autres termes du bilan d'énergie tel que le rayonnement atmosphérique ; (ii) les **mouvements turbulents** dans la masse d'air située directement au-dessus de la surface évapotranspirante qui contrôlent la vitesse à laquelle la vapeur produite va se disperser dans l'atmosphère ; (iii) la **quantité d'eau que peut absorber la masse d'air** concernée et qui dépend essentiellement de son humidité et de sa température et (iv) la **disponibilité en eau** de la surface évapotranspirante. À ces quatre principaux facteurs, s'ajoutent les caractéristiques physiologiques et structurelles de la végétation qui conditionnent aussi bien la quantité d'énergie arrivant à la surface du sol que la quantité d'eau prélevée dans les différents horizons du sol sous-jacent.

Au travers de cette rapide définition, qui sera approfondie au Chapitre 1, nous comprenons que l'évapotranspiration implique un couplage entre les cycles de l'eau et de l'énergie à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère (SVA), dont les composantes seront détaillées dans le Chapitre 2. Nous verrons ensuite que la définition de ces composantes permet d'introduire certaines grandeurs d'équilibre accessibles par télédétection (Chapitre 3). C'est par l'intermédiaire de ces grandeurs que sont développées les différentes méthodes d'estimation de l'évapotranspiration par télédétection dont nous présenterons un état de l'art. Le Chapitre 4 introduit le contexte géographique de cette étude, à savoir l'Afrique de l'Ouest, en mettant l'accent sur les spécificités que ce contexte implique concernant l'estimation de l'évapotranspiration ainsi que les principales avancées dans ce domaine.

Les éléments théoriques présentés dans les chapitres suivants s'appuient sur les travaux de thèse d'Oliosio (1992), Jacob (1999), Demarty (2001), Coudert (2006) et Velluet (2014), les travaux d'habilitation à diriger les recherches de Cohard (2016) ainsi que les ouvrages de Cosandey & Robinson (2012), Farineau & Morot-Gaudry (2018) et Girard & Girard (2010).

¹ Le terme d'évapotranspiration intègre également la transpiration animale, dont les quantités mobilisées sont si faibles qu'elle peut être négligée à l'échelle du cycle de l'eau.

CHAPITRE 1 :

Le processus d'évapotranspiration

1.1. Le processus physique d'évaporation

1.1.1. L'évaporation nécessite un apport d'énergie et un différentiel de pression

Le phénomène d'évaporation d'une masse d'eau liquide qu'elle soit libre ou contenue dans une matrice nécessite un apport d'énergie, qui dans le cas d'une surface naturelle provient directement ou indirectement du rayonnement solaire. Tout apport de chaleur à la masse d'eau augmente le niveau d'énergie des molécules qui la constituent et favorise la rupture des liaisons intermoléculaires. Ainsi plus la température de la masse d'eau augmente plus ses molécules vont quitter la phase liquide pour s'échapper en phase vapeur vers les couches d'air sus-jacentes. Cette énergie nécessaire à l'évaporation est appelée **chaleur latente de vaporisation** (ou de condensation si l'on considère le processus inverse) notée L ($J.kg^{-1}$). A $10^{\circ}C$, il faut ainsi environ 680 calories^1 pour évaporer un gramme d'eau.

En plus de cet apport d'énergie, l'évaporation dépend également d'un différentiel de pression entre chacune des phases. On peut se représenter la pression comme l'intégration dans le temps de la force exercée par les chocs répétés des molécules en agitation constante contre une paroi fictive. Dans l'atmosphère constituée d'une multitude de gaz, chacun d'entre eux exerce sa propre pression appelée pression partielle (par rapport à la pression totale ou pression atmosphérique). Cette force de pression augmente non seulement avec la température qui, comme nous venons de l'évoquer, favorise l'excitation des molécules mais aussi avec la masse volumique du gaz considéré. En effet plus la masse volumique du gaz augmente plus le nombre de molécules est grand et plus le nombre de chocs contre notre paroi fictive augmente. Ces notions permettent d'introduire deux valeurs distinctes de pressions partielles :

- la **pression partielle de vapeur saturante** e_s qui correspond à la pression maximale que peut supporter la vapeur d'eau avant de se condenser à la température de la masse d'air considérée ;
- la **pression partielle de vapeur effective** e_a qui correspond à la pression exercée par la vapeur d'eau effectivement contenu dans la masse d'air considérée.

On définit alors la quantité de vapeur d'eau que cette masse d'air peut encore absorber par le **déficit de saturation** VPD (pour Vapor Pressure Deficit) :

$$VPD = e_s - e_a \quad (1.1)$$

¹ 1 calorie \approx 4.1868 Joules

Le rapport entre e_a et e_s permet également de définir la notion d'**humidité relative** H_r de l'air comme la quantité d'eau qu'il contient réellement (**humidité absolue**) rapportée à la quantité maximale qu'il peut contenir pour une température donnée :

$$H_r = \frac{e_a}{e_s} \quad (1.2)$$

En théorie, l'évaporation de la masse d'eau vers la masse d'air s'effectue donc jusqu'à ce que le VPD soit nul. Cependant ceci n'est valable que dans des conditions de calme absolu qui n'existe guère dans la nature. En réalité dans la proche atmosphère, les mouvements de convection par turbulence et/ou catalysés par des différentiels de température (cf. Chapitre 2) entraînent un renouvellement quasi-permanent de la masse d'air immédiatement au-dessus de la surface évaporante et permet donc de réduire la pression de vapeur. Ainsi plus le vent est fort, plus l'air est turbulent, plus la température de surface de l'eau augmente par rapport à celle de l'air, plus la convection est efficace et par conséquent plus l'évaporation augmente.

Selon la loi de Dalton, qui constitue le fondement de toutes les études portant sur l'évaporation, on peut exprimer l'évaporation depuis une masse d'eau libre comme une fonction du VPD et de la vitesse du vent :

$$E = \text{VPD } f(u) \quad (1.3)$$

où E est le taux d'évaporation (mm.jour^{-1}), VPD est le déficit de saturation (kPa) et $f(u)$ est un facteur de proportionnalité dépendant de la vitesse du vent u (m.s^{-1}).

En résumé, l'évaporation d'une masse d'eau dépend donc de plusieurs facteurs météorologiques. En première hypothèse, c'est le rythme solaire qui contrôle celui de l'évaporation de par son apport en énergie nécessaire au changement de phase. L'évaporation est ensuite proportionnelle à la différence entre la pression de vapeur saturante à la température de la masse d'air sus-jacente et la pression de vapeur effective. Elle dépend aussi du renouvellement de cette masse d'air et donc des mouvements de turbulence dans la proche atmosphère. Dans le cas de l'eau libre, s'ajoutent à ces facteurs météorologiques des caractéristiques physiques propres à la masse d'eau (salinité, profondeur, étendue, etc.). L'objet de cette thèse étant plutôt tourné vers l'évapotranspiration des surfaces continentales émergées, l'impact de ces différents facteurs ne sera pas discuté. Il en sera de même du cas particulier de la sublimation de la neige et de la glace qui sort du contexte Ouest Africain.

1.1.2. De l'évaporation depuis une masse d'eau libre à l'évaporation depuis un sol nu

Lorsque l'on considère cette fois un sol nu comme surface évaporante, l'évaporation est gouvernée par les mêmes facteurs météorologiques que ceux décrits précédemment pour une nappe d'eau libre. La seule différence réside dans la disponibilité en eau qui peut devenir limitante dans le cas d'un sol. Ainsi dans le cas d'un sol nu, le principal facteur de contrôle de l'évaporation est la **teneur en eau du sol**. Au premier ordre, cette dernière dépend de la quantité d'eau précipitée (si l'on met de côté les cas où l'irrigation constitue un apport

supplémentaire). La teneur en eau d'un sol dépend également très fortement de ses propriétés texturales et structurales. Ces dernières gouvernent le flux d'eau maximal que le sol est capable d'absorber, c'est ce que l'on appelle sa **capacité d'infiltration** qui dépend de sa **conductivité hydraulique** et également des conditions aux limites du système, à savoir la teneur en eau initiale du sol et la charge ou hauteur d'eau imposée en surface (« ponding »). Ces considérations permettent d'introduire la notion de **conductivité hydraulique à saturation** K_s qui représente la valeur limite du taux d'infiltration lorsque le sol est saturé et homogène en l'absence de ponding. En milieu non saturé, ces transferts d'eau en phase liquide (q_l en $m.s^{-1}$) sont régis par la loi de Darcy qui, dans le cadre d'un écoulement unidimensionnel vertical descendant suivant l'axe 0 (surface) z (profondeur du sol), peut s'écrire :

$$q_l = -K(h) \left(\frac{\partial \psi_m}{\partial z} - 1 \right) \quad (1.4)$$

où ψ_m est le potentiel matriciel (m) c'est-à-dire le champ de force dû à l'attraction de l'eau par la matrice solide. Le potentiel matriciel est relié à la teneur en eau du sol θ ($m^3.m^{-3}$) par une courbe dite de rétention (ex. : courbe de rétention de Van Genuchten, 1980).

En région aride et semi-aride, où les pluies sont peu fréquentes et les températures élevées, l'évaporation est très dépendante des transferts de chaleur en phase vapeur (Boulet et al., 1997 ; Velluet, 2014). Ces transferts en phase vapeur sont décrits par la loi de Fick qui, toujours dans le cas d'un écoulement unidimensionnel vertical descendant suivant l'axe $[0 z]$, peut s'écrire :

$$q_v = -D_{vh} \frac{\partial \psi_m}{\partial z} - D_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (1.5)$$

où q_v est le flux de vapeur d'eau ($m.s^{-1}$), D_{vh} est le coefficient isotherme de diffusion de la vapeur ($m.s^{-1}$), D_{vT} est le coefficient de diffusion de la vapeur ($m^2.s^{-1}.K^{-1}$) et T est la température (K).

Bien évidemment, c'est la couche superficielle du sol qui joue le rôle essentiel dans ces processus d'évaporation. Néanmoins des remontées capillaires des horizons profonds vers ceux de surface peuvent se produire mais ne constituent en général, sauf dans le cas de nappes sub-affleurantes, qu'une contribution infime à l'évaporation.

Enfin, un dernier paramètre joue un rôle non négligeable sur l'évaporation, il s'agit de la couleur des sols, dans la mesure où celle-ci joue sur la quantité de rayonnement visible réfléchi par la surface appelée albédo (cf. Chapitre 2). Ainsi les sols foncés ont tendance à absorber plus de rayonnement que les sols plus clairs, et sont donc, toutes conditions égales par ailleurs, potentiellement plus évaporants. En assombrissant le sol, l'humidité joue un rôle important dans ces valeurs d'albédo. Un même sol présentera ainsi des valeurs d'albédo plus fortes en conditions humides que sèches.

1.2. Le processus biochimique de la transpiration

L'essentiel des surfaces naturelles sont constituées d'un sol couvert de végétation. La végétation influe ainsi sur l'évaporation du sol, en interceptant une partie du rayonnement et des précipitations via son appareil aérien et en modifiant la structure du sol pouvant favoriser notamment l'infiltration autour de larges pores créés par l'appareil racinaire. La végétation extrait également de l'eau du sol dans des horizons bien plus profonds que ceux mobilisés par l'évaporation, dont une majeure partie sera ensuite évacuée vers l'atmosphère : c'est la transpiration végétale.

1.2.2. Circulation de l'eau dans la plante

La circulation de l'eau liquide commence par l'absorption racinaire et continue par un transport dans l'appareil vasculaire de la plante jusqu'aux feuilles où l'eau est évaporée vers l'atmosphère. L'absorption de l'eau dans le sol s'effectue aux niveaux des radicules qui correspondent aux plus petites racines où des poils absorbants augmentent la surface absorbante. Cette absorption racinaire s'effectue via deux mécanismes : l'**osmose** et la **succion**. L'osmose correspond à la diffusion de l'eau à travers la membrane hémiperméable des plantes du milieu le moins concentré (hypotonique) vers le milieu le plus concentré (hypertonique) en ions. Le mécanisme d'osmose est donc déterminé par les pressions dites osmotiques s'exerçant de part et d'autre de la membrane semi-perméable et dépend des concentrations en ions extra- et intra-cellulaire. La succion correspond à la capacité du milieu à retenir l'eau. Ainsi la plante ne peut absorber de l'eau que si la succion (le potentiel hydrique) de ces racines est supérieure (inférieur) à celle (celui) du sol. L'eau chargée en ions absorbés au niveau racinaire passe ensuite, par voie apoplastique, symplastique ou transcellulaire, dans les vaisseaux de bois, ou xylème, qui acheminent cette sève dite brute jusqu'aux feuilles.

La transpiration est le principal moteur de cette montée de sève. Elle s'effectue préférentiellement au niveau de complexes cellulaires épidermiques appelés **stomates**. Il s'agit d'orifices dans la cuticule des feuilles à travers lesquels s'effectuent les échanges gazeux avec l'atmosphère non seulement de vapeur d'eau mais aussi de CO₂ et d'O₂. Dans une moindre mesure une faible part de transpiration peut se produire directement à travers la cuticule, mais sa perméabilité est si faible que la conductance cuticulaire est généralement négligée. Chez les ligneux, la transpiration s'effectue également au niveau d'orifices dans l'écorce appelés lenticelles mais là encore dans de faibles proportions par rapport à la transpiration stomatique.

Dans le cas d'une plante en phase de transpiration active, tant que l'extraction racinaire compense les pertes d'eau par transpiration, cette dernière se poursuit. En revanche lorsque le régime d'extraction racinaire devient inférieur à celui de transpiration, la plante perd de l'eau et se flétrit. En perdant de l'eau, le potentiel hydrique des feuilles diminue jusqu'à une valeur limite appelée **potentiel hydrique foliaire critique**, à partir duquel les stomates se ferment. On peut ainsi décrire la transpiration végétale comme un transfert d'eau au travers de la

plante, du sol vers les feuilles comme fonction du **gradient de potentiel** entre le sol et la feuille (modèle caténaire de van den Honert, 1948) :

$$Tr = g_p (\psi_s - \psi_f) \quad (1.6)$$

où Tr correspond à la transpiration, g_p est la conductance hydrique totale à travers la plante¹ ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), ψ_s le potentiel hydrique total du sol dans la zone racinaire² (m) et ψ_f le potentiel hydrique foliaire (m). En d'autres termes l'eau transite depuis le sol où elle est faiblement retenue (fort potentiel hydrique) vers les feuilles où elle est plus fortement retenue (faible potentiel hydrique).

1.2.3. Régulation stomatique

Les cellules stomatiques sont constituées de deux cellules spécialisées pourvues de chloroplastes appelées **cellules de garde**. Ces dernières, logées dans l'épiderme (Figure 1.1 a), sont entourées de cellules compagnes non chlorophylliennes. Leur face interne présente par ailleurs un épaissement cellulosique rendant leur paroi plus rigide, tandis que leur face externe présente une paroi plus fine et donc plus élastique. Grâce à cette dissymétrie et par des jeux de pression osmotique, les cellules de garde sont capables de se déformer. Ainsi, si elles sont jointives à l'état de plasmolyse, elles laissent, à l'état de turgescence, s'ouvrir entre elles un pore appelé **ostiole** (Figure 1.1 b et c). C'est par cet orifice dans la cuticule foliaire que l'air atmosphérique rentre dans les chambres stomatiques du parenchyme lacuneux. Les stomates constituent donc le lieu où s'effectuent la plupart des échanges gazeux avec l'atmosphère. Ils permettent la diffusion du CO_2 vers les tissus foliaires, où il sera utilisé par la photosynthèse, et la libération dans l'atmosphère de vapeur d'eau. Toutefois, le bon fonctionnement des processus métaboliques de la plante et le maintien de sa turgescence nécessite de maintenir une teneur en eau suffisante dans le milieu interne. Par conséquent, les processus de photosynthèse et de transpiration sont parfaitement antagonistes et la régulation stomatique cherche donc en permanence à établir un compromis entre activité photosynthétique et pertes en eau (Farquhar et al., 1980b ; Willmer, 1988 ; Mott, 1990). De même que pour l'évaporation, l'échange de vapeur d'eau à partir de la surface foliaire vers l'atmosphère dépend ensuite du gradient de pression partielle de vapeur d'eau entre la cavité sous-stomatique et la couche limite.

¹ La conductance totale de la plante implique différents termes ; on retiendra en particulier la conductance mésophyllienne g_m et surtout stomatique g_s .

² Le potentiel hydrique total du sol correspond à la somme des potentiels osmotique ψ_o , matricielle ψ_m et gravitaire ψ_g .

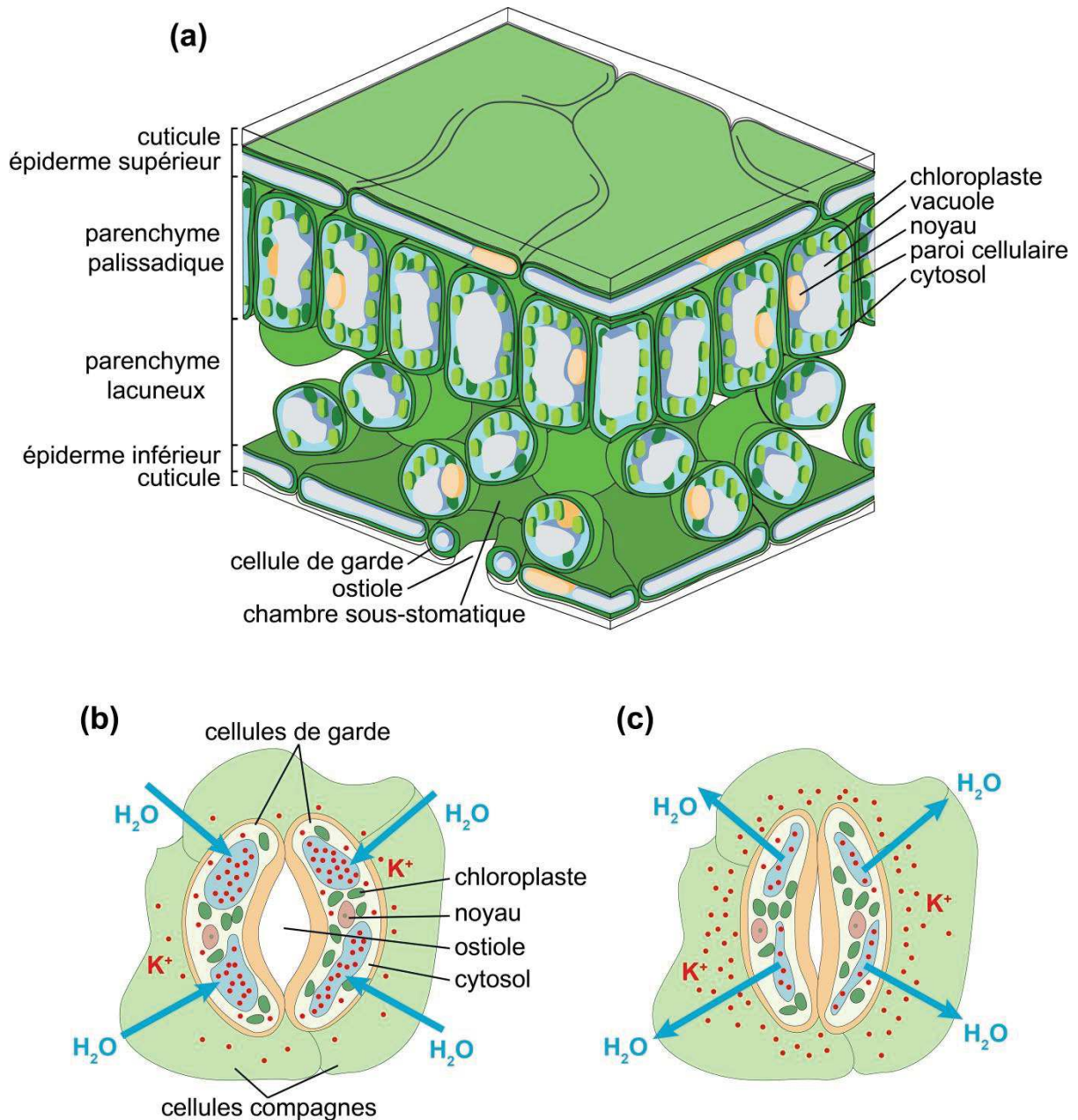


FIGURE 1.1: Schéma d'une coupe transversale d'une feuille présentant ses différentes couches histologiques (a) et d'une coupe longitudinale d'un stomate en situation de turgescence (b) et de plasmolyse (c) avec les mouvements d'eau et de protons associés

La régulation des mécanismes stomatiques est complexe et reste controversée. On sait cependant depuis 1850 et les travaux du botaniste et physiologiste Hugo von Mohl, que les mouvements stomatiques sont dus à une déformation mécanique des cellules de gardes sous l'effet de variations de leur pression osmotique. A l'état de plasmolyse, ou du moins de faible turgescence, les cellules de gardes sont comprimées par les cellules compagnes épidermiques plus turgescents. Les cellules de garde sont alors plaquées l'une contre l'autre, fermant l'ostiole (Figure 1.1 c). En revanche, à l'état de turgescence, les cellules de garde se gonflent d'eau. Leur paroi interne plus souple que leur paroi externe se dilate de sorte que les cellules de garde s'incurvent de façon réniforme, permettant ainsi l'ouverture de l'ostiole (Figure 1.1 b).

Plusieurs mécanismes de régulation sont à l'origine de ces variations de turgescence. Les principaux sont liés aux flux de vapeur d'eau et de CO₂ contrôlés par les stomates. Les cellules de garde sont les seules cellules épidermiques chlorophylliennes. Durant la photopériode, lorsque la concentration intercellulaire en CO₂ chute, sous l'effet de la lumière, elles réalisent la photosynthèse. Elles produisent ainsi des acides organiques comme le malate et des sucres variés ainsi que de l'Adénosine TriPhosphate (ATP). Stimulés par la lumière bleue, des pompes à protons transmembranaires appelées ATPases, hydrolysent l'ATP libérant des protons H⁺. Pour conserver l'équilibre électrique, des ions K⁺ sont prélevés dans l'épiderme grâce aux pompes à protons. De même, l'équilibre de pH est maintenu par l'entrée conjointe d'ions H⁺ et Cl⁻ depuis l'épiderme. Les ions K⁺ s'accumulent dans le cytosol des cellules de garde avant de se concentrer dans la vacuole ; une entrée d'anions Cl⁻ et malate²⁻ venant équilibrer la solution vacuolaire (Figure 1.2). Cette entrée massive d'ions en particulier K⁺ entraîne une augmentation de la pression osmotique des cellules de garde et donc une ouverture de l'ostiole, laissant passer le CO₂ atmosphérique (Figure 1.1 b). Les plantes tendent ainsi à réguler leur concentration interne en CO₂ dans la cavité sous-stomatique de sorte à maintenir le rapport concentration interne sur concentration atmosphérique constant (Goudriaan & Unsworth, 1990 ; Mott, 1990). Il est par conséquent possible de provoquer l'ouverture des stomates en abaissant la teneur en CO₂ de l'air ambiant et à l'inverse leur fermeture en cas de forte concentration (Morison & Gifford, 1983 ; Tyree & Alexander, 1993 ; Jacobs, 1994).

L'entrée de CO₂ dans la chambre sous-stomatique s'accompagne inévitablement d'une perte d'eau sous forme vapeur. Tant que le régime d'extraction racinaire permet d'amener suffisamment d'eau pour compenser ces pertes, les stomates restent ouverts. Lorsque les pertes par transpiration viennent à imposer une contrainte hydrique, une hormone, appelée acide abscissique (AbA), est synthétisée par les racines puis acheminée jusqu'aux feuilles et déclenche la fermeture des stomates. Il semblerait que l'augmentation de la concentration interne en AbA entraîne une augmentation de la teneur cytosolique en ions Ca²⁺ qui favorise l'ouverture de canaux anioniques (Cl⁻, malate²⁻) et la fermeture des canaux potassiques (K⁺) entrant. La modification du pH du milieu cellulaire entraîne alors l'ouverture des canaux potassiques sortants. La concentration interne en ions des cellules de garde devient alors inférieure à la concentration externe entraînant une baisse de la pression osmotique. Les cellules de gardes perdent en turgescence entraînant la fermeture des stomates (Schroeder et al., 2001 ; Hosal et al., 2003 ; Farineau & Morot-Gaudry, 2018).

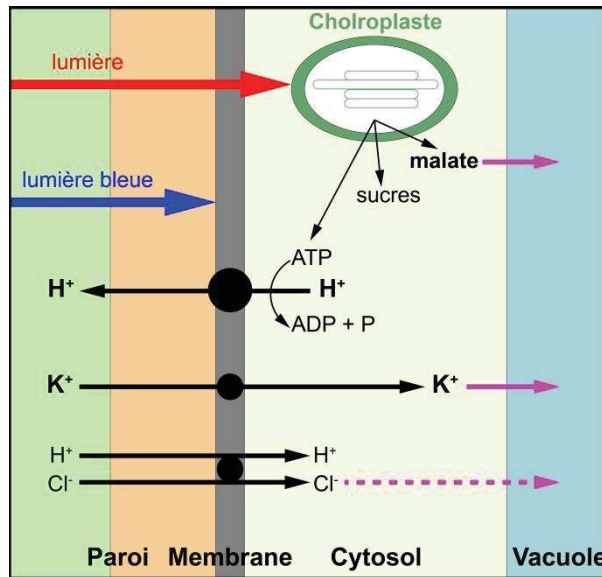


FIGURE 1.2 : Échanges d'énergie et de de composés ionisés à travers les cellules de garde (d'après Farineau & Morot-Gaudry, 2018)

Rappelons à nouveau que ces mécanismes complexes impliqués dans la régulation stomatique restent mal connus et controversés. Ceci explique l'utilisation du conditionnel dans les lignes qui précèdent qui ne présentent qu'un bref résumé des théories actuelles, ces mécanismes de régulation restant un domaine de recherche d'actualité (Leung et al., 2012). Notons par ailleurs que d'autres substances nutritives telles que l'azote ou le phosphore ou encore des substances organiques comme l'auxine, les cytokinines ou le monoxyde d'azote influent de manière direct ou indirect sur l'ouverture et la fermeture des stomates. L'âge des feuilles, le stade de développement de la plante ou encore la présence de maladies jouent également sur les mouvements des stomates (Willmer, 1988 ; Olivos, 1992).

Rappelons ensuite que certaines plantes ont adopté un métabolisme photosynthétique particulièrement adapté aux conditions arides. Aussi les plantes crassulcescentes présentent un métabolisme de type CAM (Crassulacean Acid Metabolism) pour lequel, les stomates restent fermés le jour et ne s'ouvrent que la nuit pour limiter les pertes en eau. Dans la même veine, certaines plantes ont développé des adaptations structurelles pour limiter leur transpiration. Les cactées ont ainsi développé une atrophie de leur feuilles se limitant à des épines, les plantes succulentes ont quant à elles développé des feuilles réduites à cuticule cireuse épaisse permettant de retenir l'eau ; d'autres encore, comme le laurier rose, ont développé des cryptes pilifères pour limiter la turbulence aux abords des stomates. La transpiration est donc fonction d'une multitude de facteurs aussi bien climatiques que métaboliques et structuraux.

1.3. Notions d'évapotranspiration réelle, potentielle, de référence et maximale

Nous l'avons vu, l'évapotranspiration d'un sol végétalisé combine différents processus à la fois physiques et biologiques. Si comme pour une surface d'eau libre, elle est rythmée par les apports radiatifs d'origine solaire, elle dépend fortement de la disponibilité en eau dans le sol et des caractéristiques de la végétation. La complexité et la multitude des mécanismes mis en jeu dans le processus d'évapotranspiration rendent sa détermination délicate. Par conséquent, pour décrire l'évapotranspiration, aussi bien les climatologues que les hydrologues font appel au concept **d'évapotranspiration potentielle** (ETP). Il s'agit d'une notion théorique qui se définit comme la quantité maximale d'eau que pourrait évaporer une surface terrestre pour laquelle l'eau ne serait pas un facteur limitant. On oppose au concept d'ETP celui d'**évapotranspiration réelle** (ETR)¹ que l'on définit comme la réponse d'une surface terrestre donnée à la demande exercée par l'ETP compte tenu de l'eau dont elle dispose.

Certaines communautés scientifiques, notamment les agronomes, utilisent également la notion d'**évapotranspiration de référence** (ET₀). Il s'agit d'une ETP calculée pour une surface végétalisée de référence, généralement une pelouse dense et de hauteur uniforme, en conditions non stressées (Allen et al., 1998 ; Walter et al., 2005). Ainsi la formulation de l'ETP utilisée introduit des valeurs de paramètres propres à ce couvert de référence. Enfin on trouvera aussi la notion d'**évapotranspiration maximale** (ET_m) ou **évapotranspiration d'une culture en conditions standards** (ET_C). La notion d'ET_C diffère de celle d'ET₀ dans le sens où les propriétés du couvert et la résistance aérodynamique sont propres à la culture considérée et diffèrent de celles d'une pelouse. Les effets de ces caractéristiques propres à chaque culture sont pris en compte à travers un coefficient cultural (K_C) de sorte que l'ET_C est donnée par le produit de ET₀ et K_C (Allen et al., 1998).

1.4. Synthèse

Nous retiendrons que l'évapotranspiration résulte de la somme du processus physique d'évaporation et du processus biologique de transpiration. Plusieurs facteurs abiotiques et biotiques contrôlent cette densité de flux de la surface vers l'atmosphère. On retiendra les principaux facteurs suivants :

- la quantité de rayonnements solaires et atmosphériques atteignant la surface qui apportent l'énergie nécessaire au changement de phase des molécules d'eau ;
- l'humidité et la température de l'air qui déterminent la quantité de molécules d'eau que peut absorber la couche limite atmosphérique ;

¹ Par simplification dans l'ensemble de ce manuscrit, lorsque l'on parlera d'évapotranspiration sans l'adjectif « potentielle » ou « maximale » ou « de référence », il s'agira de l'évapotranspiration réelle et on adoptera simplement la notation « ET ».

- la turbulence de l'air qui permet le renouvellement de la couche limite et qui favorise donc la diffusion moléculaire ;
- la teneur en eau du sol qui dépend à la fois de la pluviométrie et des caractéristiques intrinsèques du sol et de l'évapotranspiration antérieure;
- les caractéristiques métaboliques et structurelles de la végétation qui déterminent la quantité d'eau absorbée dans la zone racinaire d'une part et transpirée au niveau stomatique d'autre part.

Notons que l'influence relative de ces différents facteurs varie à la fois dans le temps et dans l'espace. Par exemple, Zhang et al. (2015) ont séparé les contrôles physiques de l'évapotranspiration en trois facteurs indépendants (Figure 1.3) : la demande (comme fonction de la température de l'air, de l'humidité relative et de la vitesse du vent), la ressource (comme fonction de la pluie) et l'énergie (comme fonction du rayonnement et de l'enneigement) et ont calculé la moyenne pluriannuelle (32 années) de chacun de ces facteurs. Leurs résultats montrent que la ressource en eau est le principal facteur de contrôle de l'ET pour 49 % des surfaces terrestres, principalement situées en régions arides et semi-arides. L'énergie disponible est le facteur dominant sur 32 % du globe, notamment en régions équatoriales et aux hautes latitudes. Enfin la demande atmosphérique est le facteur dominant pour seulement 19 % des surfaces terrestres, principalement localisées en régions de hautes montagnes.

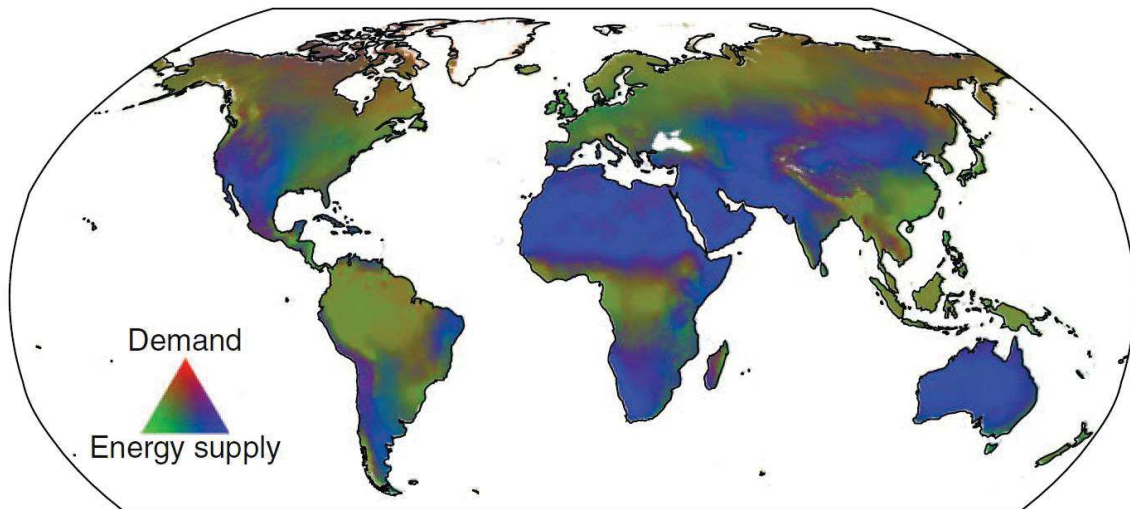


FIGURE 1.3 : Répartition géographique des principaux facteurs de contrôle de l'évapotranspiration (figure extraite des travaux de K. Zhang et al., 2016 d'après Zhang et al., 2015)

CHAPITRE 2 :

Échanges d'eau et d'énergie à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère.

2.1. Bilan d'eau

En l'absence d'irrigation, les **précipitations** constituent le principal apport d'eau d'un système continental donné. Une partie de la pluie qui tombe est interceptée par la végétation et est rapidement évaporée. L'autre partie, atteignant le sol, est partitionnée entre l'évaporation directe, le **ruissellement** de surface et l'**infiltration**. Cette eau qui a pénétrée dans le sol sert à alimenter la **réserve hydrique** ou utile (R_u) qui alimente à son tour la transpiration végétale. Une fois à sa valeur maximale (capacité de rétention du sol), qui dépend du substrat qui la contient et de la végétation qui la surplombe, l'eau de la réserve utile percole en profondeur pour recharger la **réserve hydrologique** (R_h) qui à son tour alimentera les écoulements de surface ou **débites**. La quantification du bilan d'eau dépend de l'échelle de temps et d'espace que l'on considère ; de sorte que les termes impliqués diffèrent selon que l'on se place à l'échelle du globe, du bassin versant ou de la parcelle. A l'échelle du bassin versant, la formulation opérationnelle du bilan d'eau s'écrit :

$$P = ET + Q + \Delta R \quad (2.1)$$

avec P pour les précipitations, ET pour l'évapotranspiration, Q pour l'écoulement et ΔR pour la variation de stock d'eau dans le sol et le sous-sol incluant à la fois la réserve hydrique et la réserve hydrologique. On parlera alors de bilan hydrologique.

A l'échelle de la parcelle, qui est celle typiquement utilisée par les agronomes, on ne décrira que les termes intervenant dans le fonctionnement de la végétation. On parlera alors de bilan hydrique, pour lequel les flux horizontaux seront négligés (ruissellement et écoulement), de sorte que pour un système avec une colonne de sol d'une profondeur z donnée, l'équation du bilan d'eau devient :

$$P + I_r = ET + \Delta R_u + D \quad (2.2)$$

où I_r représente, le cas échéant, les apports par irrigation, ΔR_u est la variation de la teneur en eau de la réserve utile, comprise entre 0 et z m, et D est le drainage ou l'infiltration profonde en dessous de la zone racinaire, à la profondeur z .

2.2. Échanges radiatifs

2.2.1. Lois des rayonnements

Les échanges radiatifs correspondent à des échanges de chaleur sous forme d'ondes électromagnétiques : les **rayonnements**. Tout corps dont la température est supérieure à 0 K émet un rayonnement électromagnétique en transformant une partie de son énergie thermique en énergie radiative. À l'inverse, les corps reçoivent de l'énergie de la part de leur environnement dont une partie est absorbée et transformée en énergie thermique. Ces processus antagonistes d'absorption et d'émission se réfèrent à la notion de corps noir défini comme un émetteur parfait capable d'absorber totalement tout rayonnement incident. La puissance rayonnée par un corps par unité de surface est appelée **émittance spectrale** ; on parlera aussi d'**exitance spectrale** car l'émission de rayonnements est en fait lié à l'agitation moléculaire interne à la matière constitutive du corps considéré. L'émittance spectrale d'un corps noir $R_B(\lambda, T)$ est indépendante de l'angle d'émission et ne dépend que de sa température apparente (T en Kelvin) et de la longueur d'onde (λ en μm). Elle est décrite par la loi de Planck :

$$R_B(\lambda, T) = \frac{2\pi h_P c^2 \lambda^{-5}}{\exp\left(\frac{h_P c}{\lambda k_B T}\right)} \text{ en } \text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \mu\text{m}^{-1} \quad (2.3)$$

où h_P est la constante de Planck ($6,63 \cdot 10^{-34}$ J.s), c la célérité de la lumière ($3 \cdot 10^8$ m.s⁻¹) et k_B la constante de Boltzman ($1,38 \cdot 10^{-23}$ J.K⁻¹). En intégrant l'équation (2.3) sur l'ensemble du spectre, la loi de Stefan-Boltzmann permet d'obtenir l'**émittance totale** $R_B(T)$ d'un corps noir :

$$R_B(T) = \int_{\lambda_{min}}^{\lambda_{max}} R_B(\lambda, T) \cdot d\lambda = \sigma T^4 \quad (2.4)$$

où σ est la constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8}$ W.m⁻².K⁻⁴). Néanmoins, dans la pratique, la surface terrestre ne se comporte pas comme un émetteur parfait mais comme un corps gris, c'est-à-dire qu'à température égale, son émittance totale est inférieure à celle d'un corps noir. Aussi, l'efficacité d'émission d'une surface naturelle est décrite par son **émissivité spectrale** ε définit comme le rapport entre son émittance totale et celle d'un corps noir à la même température T :

$$R(T) = \varepsilon R_B(T) = \varepsilon \sigma T^4 \quad (2.5)$$

L'émissivité dépend de la nature de la surface naturelle considérée, de la longueur d'onde et de l'angle d'émission.

2.2.2. Bilan radiatif

La surface terrestre reçoit un rayonnement d'origine solaire de courte longueur d'onde compris dans le domaine $0.15 - 4 \mu\text{m}$ avec un maximum d'émission à $0.48 \mu\text{m}$. Toutefois, en traversant l'atmosphère une partie significative de ce rayonnement est absorbée puis diffusée sous l'action des molécules (en particulier O_3 , H_2O , CO_2) et des particules qui la constituent (poussières, fumées, pollens, etc.), de sorte que le spectre solaire reçu au niveau de la surface terrestre diffère sensiblement de celui au sommet de l'atmosphère (Figure 2.1). La somme de ces rayonnements incidents directs et diffus constitue le **rayonnement global** R_g aussi appelé rayonnement incident de courte longueur d'onde ($R_{C\lambda\downarrow}$) :

$$R_{C\lambda\downarrow} = R_g \quad (2.6)$$

Une part variable de ce rayonnement incident est réfléchi par la surface terrestre. On définit alors l'albédo de surface α comme le rapport entre le rayonnement global réfléchi $R_{C\lambda\uparrow}$ (W.m^{-2}) et incident R_g (W.m^{-2}) :

$$R_{C\lambda\uparrow} = \alpha R_g \quad (2.7)$$

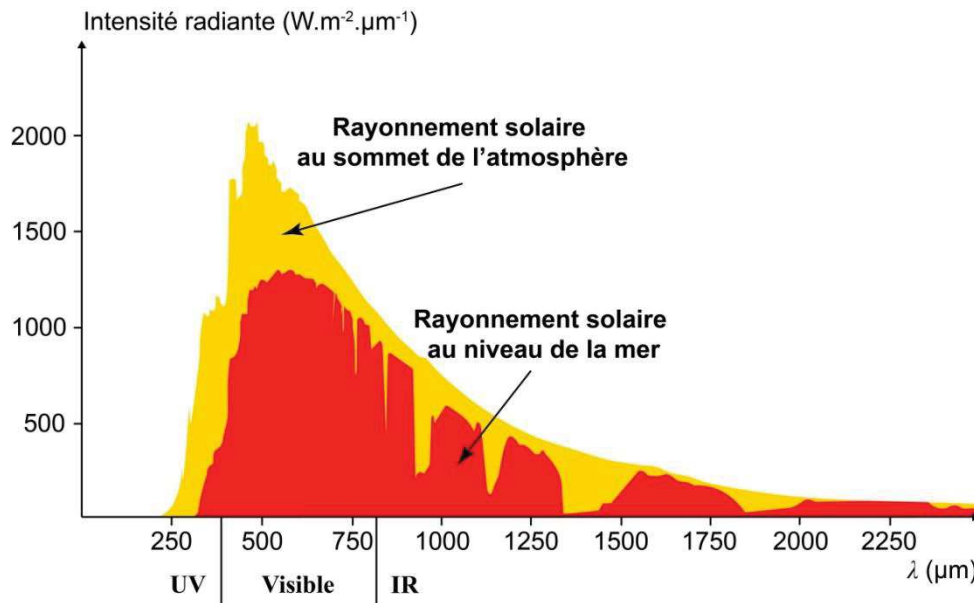


FIGURE 2.1 : Influence de l'atmosphère sur le rayonnement solaire

La surface terrestre reçoit également un **rayonnement d'origine atmosphérique** ($R_a = R_{G\lambda\downarrow}$) de plus grande longueur d'onde dans l'infrarouge thermique entre $3 \mu\text{m}$ et $100 \mu\text{m}$. La surface réfléchit également une partie de ce rayonnement atmosphérique selon son émissivité ($(1-\varepsilon_s) R_a$). Enfin nous l'avons vu, la surface terrestre se comporte comme un corps gris et émet son propre rayonnement dans le spectre infrarouge thermique ($\varepsilon_s \sigma T_s^4$). La résultante de ces rayonnements de grandes longueurs d'onde réfléchis et émis permet de définir le rayonnement surfacique de grandes longueurs d'onde ($R_{G\lambda\uparrow}$) :

$$R_{G\lambda\uparrow} = (1 - \varepsilon_s) R_a + \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (2.8)$$

où ε_s est l'émissivité de la surface et T_s est la température de la surface.

L'écriture du bilan radiatif comme la résultante des rayonnements de courtes et de grandes longueurs d'onde incidents, réfléchis et émis permet de définir le rayonnement net (Rn) :

$$Rn = R_{C\lambda\downarrow} - R_{C\lambda\uparrow} + R_{G\lambda\downarrow} - R_{G\lambda\uparrow} \quad (2.9)$$

Soit en combinant les équations (2.6) à (2.9) :

$$Rn = (1 - \alpha) Rg + \varepsilon_s (Ra - \sigma T_s^4) \quad (2.10)$$

2.3. Échanges conductifs

La **conduction** est un mode de transfert thermique sans transfert de masse provoqué par un différentiel de température entre deux milieux en contact et propagé de proche en proche par collisions intermoléculaires. Si le phénomène de conduction intervient dans l'air et dans la matière végétale, c'est dans le sol qu'il est le plus efficace compte tenu de l'importance des gradients thermiques qui y existent. Ce **flux conductif de chaleur dans le sol** est noté G ($W.m^{-2}$) et est en première approximation proportionnel au gradient de température selon l'équation de Fourier. En considérant un cas monodimensionnel (échanges horizontaux négligés) le flux conductif dans le sol au niveau de la surface peut alors s'écrire :

$$G = -\lambda_{0s}(z) \left(\frac{\partial T(z)}{\partial z} \right)_{z=0} \quad (2.11)$$

où λ_{0s} ($W.m^{-1}.K^{-1}$) est la conductivité thermique à la surface du sol ($z = 0$). En intégrant l'équation (2.11) entre la surface (z_0) et une profondeur de référence (z_g) on obtient :

$$G = h_s (T_0 - T_g) \quad (2.12)$$

où h_s est un coefficient de transfert, T_0 (K) est la température à la surface du sol et T_g (K) est la température au niveau de référence z_g .

En réalité, ce flux de chaleur dans le sol peut être exprimé de manière plus complexe en prenant en compte le couplage des transferts de chaleur et d'eau dans le sol (Oliosio, 1992 ; Demarty, 2001 ; Cohard, 2016).

2.4. Échanges convectifs

2.4.1. Formalisme

Dans l'atmosphère, la majorité des échanges de chaleur s'effectue par **convection**. Contrairement à la conduction, ce mécanisme s'accompagne par un transfert de masse en brassant les masses d'air des différentes couches de l'atmosphère et entraînant donc un déplacement des molécules gazeuses qui les constituent. On distinguera deux types de convection : (i) la **convection forcée** provoquée par le vent et (ii) la **convection libre** provoquée par un gradient de température qui entraîne une différence de densité entre les masses d'air. De manière fréquente ces deux types de convection agissent de concert, la convection forcée étant intensifiée ou atténuée par un gradient de température, on parle alors de **convection mixte**. La coexistence de ces deux régimes de convection nous amènent à distinguer deux types de conditions : (i) les conditions stables lorsque les deux régimes de convection s'opposent et (ii) les conditions instables lorsque les deux régimes se superposent. Les transferts associés à ces phénomènes de convection sont de trois types :

- les transferts de **quantité de mouvement** qui correspondent à la dissipation de l'énergie cinétique liée aux forces de friction des couches atmosphériques les unes envers les autres ;
- les transferts de chaleur qui correspondent au déplacement et au mélange des masses d'air à différente température et qui se traduisent par le **flux de chaleur sensible** ;
- les transferts de masse qui correspondent au déplacement et au mélange des masses d'air à différente concentration. Bien évidemment un flux retiendra particulièrement notre attention, le **flux de vapeur d'eau** lié à l'évapotranspiration.

En supposant que, dans la Couche Limite de Surface¹ (CLS), les flux convectifs sont conservatifs, c'est-à-dire constant suivant la verticale, les flux de quantité de mouvement τ ($\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-2}$), de chaleur sensible H (W.m^{-2}), et de vapeur d'eau E ($\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) peuvent être définis comme proportionnels aux gradients verticaux des grandeurs physiques mis en jeu :

$$\tau = -\rho_a K_m(z) \frac{\partial u(z)}{\partial z} \quad (2.13)$$

$$H = -\rho_a c_p K_h(z) \frac{\partial T(z)}{\partial z} \quad (2.14)$$

$$E = -\rho_a K_l(z) \frac{\partial q(z)}{\partial z} \quad (2.15)$$

où K_m , K_h et K_l correspondent aux diffusivités turbulentes ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$) pour les transferts respectivement de quantité de mouvement, de chaleur sensible et de vapeur d'eau ; ρ_a est la masse volumique de l'air (kg.m^{-3}) ; c_p est la chaleur massique de l'air à pression constante ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$) ; u est la vitesse horizontale du vent (m.s^{-1}) ; T est la température (K) ; q est l'humidité spécifique (kg.kg^{-1}) et z est l'altitude (m).

¹ La CLS est définie comme la partie de la troposphère soumise à l'influence thermique et mécanique de la surface terrestre à l'échelle de la journée.

Par ailleurs nous avons vu dans le Chapitre 1 que la vaporisation de l'eau nécessite une quantité d'énergie et mobilise donc une partie de l'énergie reçue par la surface. Pour rappel, cette quantité d'énergie est appelée chaleur latente de vaporisation L (J.kg^{-1}). Le flux de vapeur d'eau de la surface vers l'atmosphère s'accompagne donc d'un transfert d'énergie sous forme de **chaleur latente** LE (W.m^{-2}) :

$$LE = -L \rho_a K_l(z) \frac{\partial q(z)}{\partial z} \quad (2.16)$$

D'après ce que l'on sait du processus d'évaporation (cf. Chapitre 1), on peut également écrire le flux de chaleur latente comme fonction du gradient de pression partielle de vapeur d'eau dans l'air e (Pa) :

$$LE = -\frac{\rho_a c_p}{\gamma} K_l(z) \frac{\partial e(z)}{\partial z} \quad (2.17)$$

où γ est la constante psychrométrique ($\sim 66 \text{ Pa.K}^{-1}$), les autres termes ayant été précédemment définis.

Finalement seuls les flux H et LE interviennent dans le bilan d'énergie, mais le flux τ qui traduit la dissipation de l'énergie cinétique, sert directement à leur paramétrage. En appliquant la formulation de Prandtl (1925), dans le cas d'une atmosphère à la neutralité thermique, le flux τ donne un profil vertical logarithmique de la vitesse du vent horizontal et un profil linéaire de la diffusivité turbulente :

$$u(z) = \frac{u^*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_{om}}\right) \quad (2.18)$$

$$K_m(z) = k u^* z \quad (2.19)$$

où k est la constante de von Karman ($k = 0.4$), $u(z)$ est la vitesse du vent horizontal à la hauteur z et z_{om} est la hauteur (m) de rugosité aérodynamique pour la quantité de mouvement définie comme la hauteur à laquelle le vent s'annule.

Toujours en supposant que les flux convectifs sont conservatifs, il est alors possible de considérer l'intégration des flux H et LE entre deux niveaux atmosphériques z_1 et z_2 . De plus, en appliquant la théorie de similarité de Monin & Obukhov (1954), on peut formuler l'hypothèse que les diffusivités turbulentes pour les flux LE et H sont identiques à celle de la quantité de mouvement, de sorte que l'intégration entre les niveaux z_1 et z_2 des équations (2.14) et (2.17) donnent :

$$H = -\rho_a c_p \frac{T_2 - T_1}{\int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{K_m(z)}} \quad (2.20)$$

$$LE = -\rho_a c_p \frac{e_2 - e_1}{\int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{K_m(z)}} \quad (2.21)$$

où T_2 et e_2 (respectivement T_1 et e_1) sont la température et la pression partielle de vapeur au niveau atmosphérique z_2 (respectivement z_1). On applique généralement une analogie électrique pour décrire les flux convectifs :

$$H = -\rho_a c_p \frac{T_2 - T_1}{r_a} \quad (2.22)$$

$$LE = -\rho_a c_p \frac{e_2 - e_1}{r_a} \quad (2.23)$$

où r_a , la résistance aérodynamique aux transferts turbulents entre les niveaux z_1 et z_2 s'écrit :

$$r_a = \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{K_m(z)} = \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{k u^*(z)} = \frac{1}{k u^*} \ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) \quad (2.24)$$

Cependant le système d'équation qui vient d'être décrit n'est valable que pour une surface homogène et relativement plane. Dans le cas des couverts végétaux, il est nécessaire d'appliquer un changement de repère par translation suivant la verticale de la hauteur de déplacement d . On considérera dès lors que le module de vent s'annulera à la hauteur $z+d$ de sorte que les équations (2.18), (2.19) et (2.24) deviennent :

$$u(z) = \frac{u^*}{k} \ln\left(\frac{z-d}{z_{om}}\right) \quad (2.25)$$

$$K_m(z) = k u^* (z-d) \quad (2.26)$$

$$r_a = \frac{1}{u^* k} \ln\left(\frac{z_2-d}{z_1-d}\right) \quad (2.27)$$

Sous l'hypothèse de flux conservatifs, l'expression de la résistance aérodynamique selon un profil logarithmique entre les niveaux z_1 et z_2 suppose que les profils de pression partielle de vapeur et de température suivent également une forme logarithmique entre ces niveaux. Cependant, la théorie de Prandtl n'est valable que dans des conditions neutres. Or au sein du couvert et à ses abords, les profils de vitesse de vent, de température et de pression partielle de vapeur s'écartent de ce profil logarithmique car l'enchevêtrement des organes aériens de la végétation constitue un frein non négligeable à l'écoulement. Il est alors nécessaire d'exprimer la résistance aérodynamique en appliquant des facteurs de corrections des conditions de stabilité atmosphérique aussi bien pour le flux de mouvement que pour le flux de chaleur (voir Brutsaert, 1982 ou Jacob, 1999 pour plus de détails).

2.4.2. Représentation des flux convectifs à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère

La détermination des flux au-dessus d'une surface terrestre quelconque à partir du formalisme qui vient d'être défini nécessite donc de définir les niveaux z_1 et z_2 . En général le niveau z_2 , appelé niveau atmosphérique de référence, est pris à une hauteur de 2 m au-dessus de la végétation, là où sont réalisées, en pratique, la majeure partie des mesures micro-météorologiques. En revanche, le niveau z_1 , qui représente les conditions aux limites imposées à la surface, est plus délicat à définir car il dépend du couvert végétal. La description aérodynamique de la surface par l'analogie électrique est alors traitée par un réseau de résistances sous différentes configurations qui aboutissent à la distinction de différents modèles de bilan d'énergie de surface (SEB pour Surface Energy Balance) entraînant la définition d'un niveau de référence z_1 spécifique (Lhomme et al., 2012).

Les modèles 1-source, tel que le modèle résistif de Penman-Monteith (Penman, 1948 ; Monteith, 1981) considèrent la surface (sol + couvert) comme une entité unique d'expression du bilan d'énergie (Figure 2.2.a). Les modèles 2-sources divisent quant à eux la surface en deux couches distinctes, le sol et la végétation, pour lesquels un bilan d'énergie leur est proprement alloué. Les flux de chaleur et d'eau entre ces deux composantes peuvent alors être considérés comme interagissant, on parlera alors de modèle deux-sources en série ou « two-layer model » comme le modèle résistif de Shuttleworth & Wallace (1985) (Figure 2.2.b) ; ou bien ces deux composantes peuvent être considérées comme indépendantes, on parlera alors de modèle 2-sources en parallèle ou « two-patch model », comme c'est le cas du modèle de Norman et al. (1995) (Figure 2.2.c). Le modèle résistif de Guan & Wilson (2009) permet de combiner les approches « parallèle » et « série » pour donner un modèle 2-sources hybride (Figure 2.2.d). Enfin, il existe des modèles multi-sources en parallèle (ou multi-patch model) qui permettent de décrire une plus grande hétérogénéité spatiale dans chaque unité de grille en divisant la surface en différentes sources (Figure 2.2.e). De même, il existe des modèles multi-sources en série (ou multi-layer model) qui permettent de tenir compte d'une plus grande hétérogénéité verticale de la surface en considérant différentes sources les unes sous les autres (Figure 2.2.f). Finalement les approches multi-sources série et parallèle peuvent être combinées pour donner des modèles multi-sources hybrides.

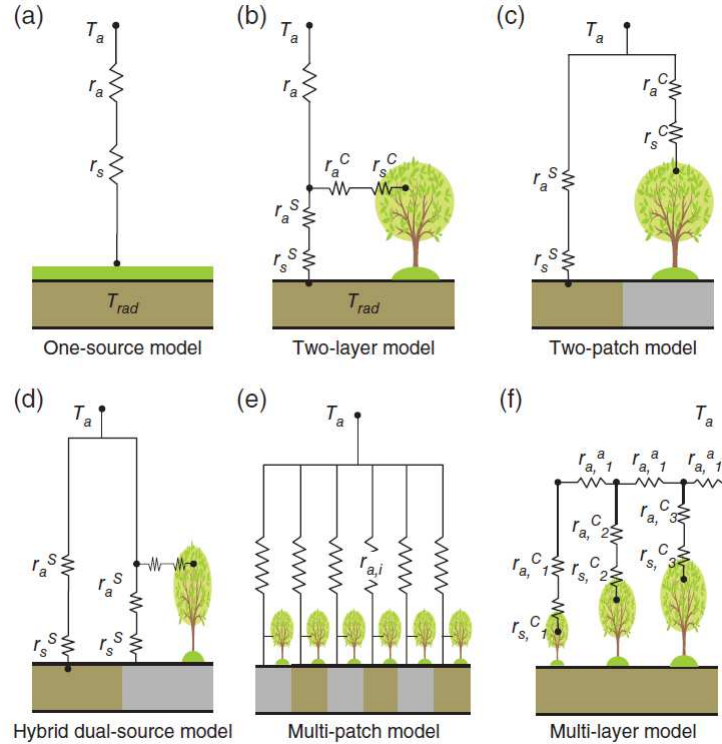


FIGURE 2.2 : Représentation schématique des différentes configurations du réseau de résistances au transport de vapeur d'eau et de chaleur à travers le couvert : (a) modèle 1-source, (b) modèles 2-sources en série, (c) modèle 2-sources en parallèle, (d) modèle 2-sources hybride, (e) modèle multi-sources en parallèle et (f) modèle multi-sources en série ; les indices a et s signifie « atmosphérique » et « de surface » et les exposant S et C représente « la surface » et « le couvert végétal » respectivement (figure extraite des travaux de K. Zhang et al., 2016)

2.5. Bilan d'énergie

En appliquant le principe de conservation de l'énergie à la surface terrestre, l'ensemble des composantes décrites précédemment permet d'introduire la notion de bilan d'énergie (Figure 2.3) :

$$Rn = G_0 + H + LE + PS + \Delta S \quad (2.28)$$

où PS correspond à la photosynthèse qui ne représente que 2 à 3 % de Rn (Thom, 1975) et est donc généralement négligée. De même, le stockage de chaleur ΔS dans le système surface-atmosphère est lui aussi souvent négligé compte tenu des faibles capacités thermiques du système. Cependant dans le cas de couverts végétaux denses comme les forêts, l'apport radiatif devient faible et ce terme de stockage constitue une part non négligeable du bilan d'énergie (Diawara, 1990 ; Barr et al., 2006 ; Lindroth et al., 2010).

2.6. Synthèse

Nous avons vu dans ce chapitre que le processus d'évapotranspiration intervient à la fois dans le bilan d'eau et dans le bilan d'énergie. Il est donc au premier ordre lié à la variabilité des pluies et des apports radiatifs. Le rayonnement solaire et atmosphérique reçu par la surface (sous-entendu le sol et sa couverture végétale) représente la source de son fonctionnement et de ses échanges avec l'atmosphère. Seule une très faible proportion de cette énergie radiative incidente est stockée par la végétation chlorophyllienne via le processus de photosynthèse pour produire de la matière vivante. La majorité de cette énergie reçue est restituée à son environnement soit par réflexion ou émission directe de rayonnement, soit par transferts conductifs ou convectifs de chaleur. Parmi ces flux convectifs, le flux de vapeur d'eau ou évapotranspiration s'accompagne d'un flux de chaleur illustrant à nouveau le couplage cycle de l'eau – cycle de l'énergie à l'interface SVA. La Figure 2.3 met en avant ce couplage et récapitule l'ensemble des termes du bilan d'eau et d'énergie à l'interface SAV. Elle rappelle par ailleurs les deux grandeurs d'équilibre que sont la température de surface (T_s) et l'humidité de surface (q_s) qui, lorsque l'ensemble des conditions aux limites et les paramètres de la surface sont connus, permettent théoriquement la résolution du bilan d'énergie. Nous allons voir dans le chapitre qui suit qu'un des intérêts de la télédétection spatiale est d'accéder plus ou moins indirectement à ces grandeurs ainsi qu'aux principales caractéristiques des surfaces continentales.

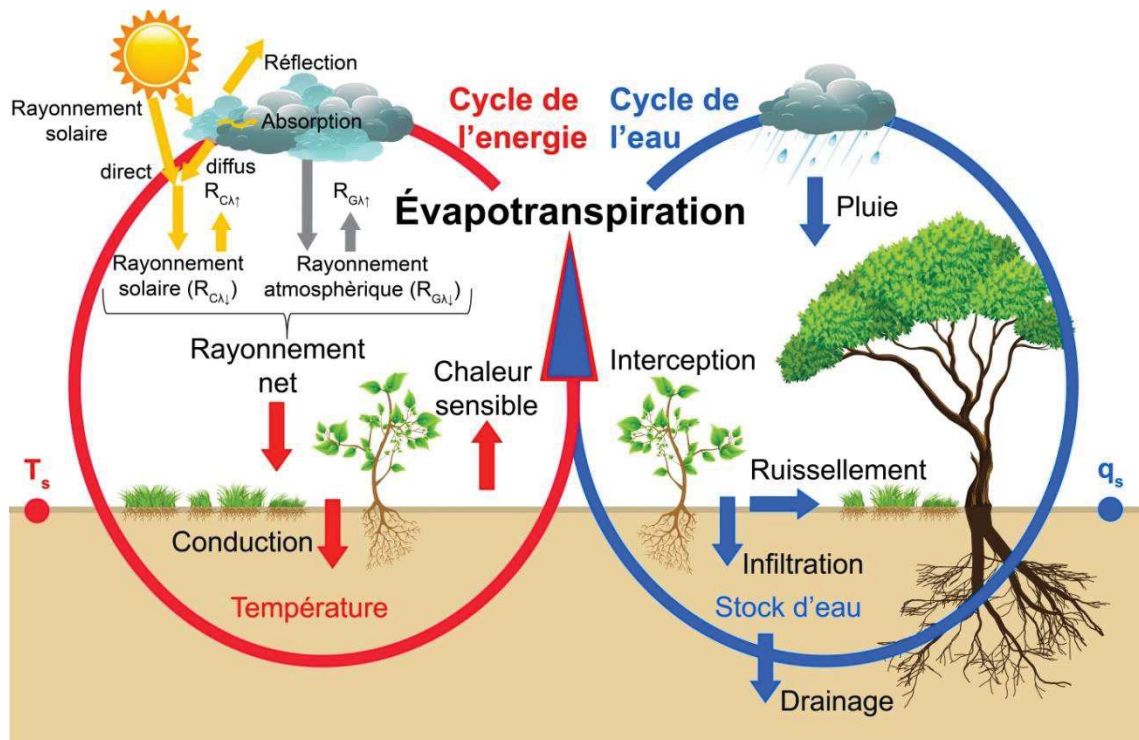


FIGURE 2.3 : Composantes des bilans d'énergie (à gauche) et d'eau (à droite) à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère illustrant leur couplage via le processus d'évapotranspiration (adaptée de Velluet, 2014)

CHAPITRE 3 :

Principes de télédétection

3.1. Acquisitions par télédétection

Nous avons déjà évoqué dans le chapitre précédent que la télédétection permettait d'accéder aux grandeurs d'équilibre T_s et q_s . Dans ce chapitre, un focus particulier sera donné aux acquisitions effectuées dans le domaine infrarouge thermique qui permettent d'accéder à T_s ainsi qu'à leur couplage avec les mesures de réflectances dans le domaine solaire qui fournissent des informations sur les caractéristiques des sols et de la végétation. Les mesures effectuées dans ces deux domaines spectraux sont en effet celles majoritairement utilisées dans les méthodes d'estimation de l'évapotranspiration par télédétection. Notons cependant que des mesures acquises dans les hyperfréquences permettent d'accéder à l'humidité superficielle du sol. Cette dernière n'est toutefois pas directement assimilable à q_s pour laquelle il est nécessaire d'introduire une paramétrisation de surface pour y accéder. Dans certaines configurations, les mesures radars apportent également des informations sur la couverture végétale et sa rugosité. Cependant la faible résolution spatiale des capteurs embarqués constitue une contrainte majeure à l'utilisation des données hyperfréquences pour l'estimation de l'évapotranspiration. La Figure 3.1 rappelle les grands domaines de longueur d'onde utilisés en télédétection aéroportée et satellitaire.

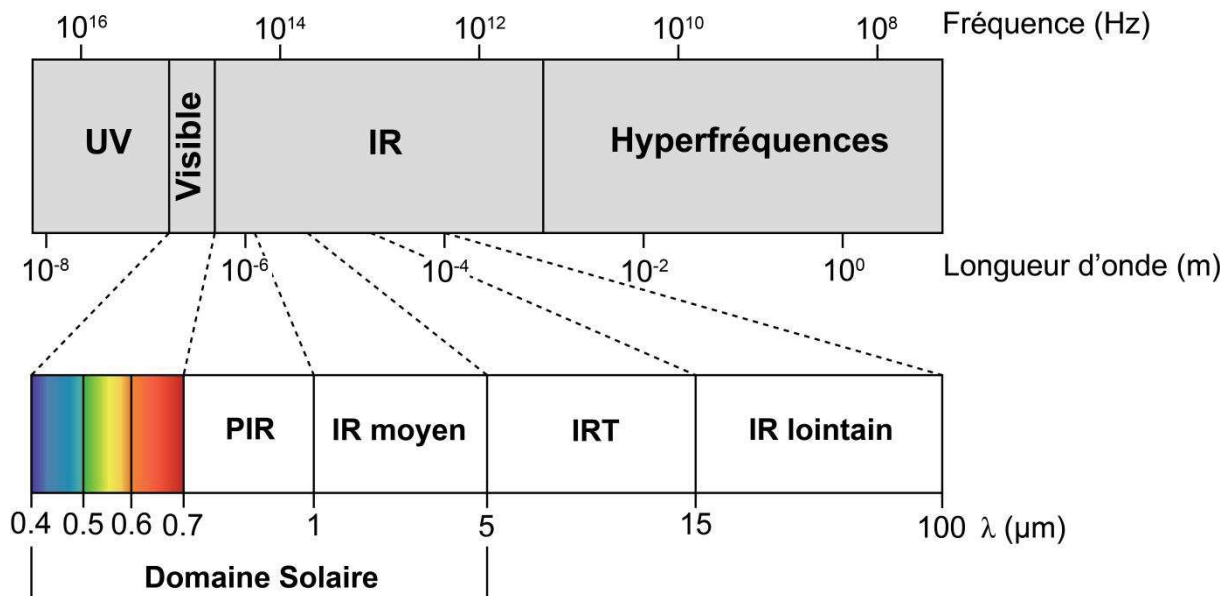


FIGURE 3.1 : Le spectre électromagnétique (avec UV = ultraviolet, IR = infrarouge, PIR = proche infrarouge et IRT = infrarouge thermique)

3.1.1. Acquisitions dans le domaine solaire

En télédétection, le capteur satellitaire, mesure dans une longueur d'onde donnée, la quantité d'énergie en provenance d'une source. C'est donc le rayonnement électromagnétique réfléchi et/ou émis par la surface terrestre observée qui est mesurée au niveau du récepteur. Cette quantité d'énergie est ensuite transformée en **luminance spectrale** L_λ ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\mu\text{m}^{-1}$) qui correspond au rayonnement émis par une source par unité d'angle solide et par unité de surface de la source dans une direction donnée. L_λ dépend donc de (i) la surface de la source qui émet ou réfléchit le rayonnement mesuré par le capteur (en m^2), (ii) l'angle solide dans lequel le capteur observe la source (en stéradian sr) et (iii) la fenêtre spectrale dans laquelle le capteur effectue la mesure (en μm). Ces mesures sont effectuées dans des bandes spectrales du visible, du proche et du moyen infrarouge. Cependant, si les mesures de luminance permettent de différencier les surfaces observées dans une même scène, elles ne permettent pas d'établir un suivi dans le temps de ces surfaces. En effet, les valeurs de luminance dépendent de l'éclairement reçu par la surface de sorte que les valeurs de luminance ne pourront être comparées d'une scène à une autre au cours du temps. Aussi en télédétection dans le domaine solaire, on utilise la notion de **réflectance** ρ_λ qui correspond à la luminance normalisée par l'éclairement pour une longueur d'onde λ donnée.

Les mesures de réflectance sont affectées par les perturbations atmosphériques, qu'ils s'agissent de l'absorption d'une partie du rayonnement par les gaz atmosphériques (O_3 , H_2O et CO_2 pour les principaux) ou sa diffusion sous l'action des aérosols (gouttelettes d'eau, poussières, fumées ...). Si l'absorption atmosphérique a tendance à diminuer la réflectance observée en haut de l'atmosphère par rapport à celle observée au sol, la diffusion tend elle à l'augmenter (Figure 3.2). En effet, par diffusion, l'atmosphère va réémettre une partie du rayonnement reçu, contribuant à augmenter la valeur du flux d'énergie mesuré par le capteur. Pour limiter les perturbations du signal mesuré liées à l'absorption atmosphérique, les mesures sont généralement effectuées dans des fenêtres spectrales pour lesquelles l'atmosphère est presque totalement transparente. En revanche, les perturbations engendrées par la diffusion atmosphérique nécessitent d'appliquer des corrections, soit via la mesure de la luminance atmosphérique diffuse à partir de profils verticaux de température et d'humidité obtenus par radiosondages, soit via des modèles numériques de type diffusif.

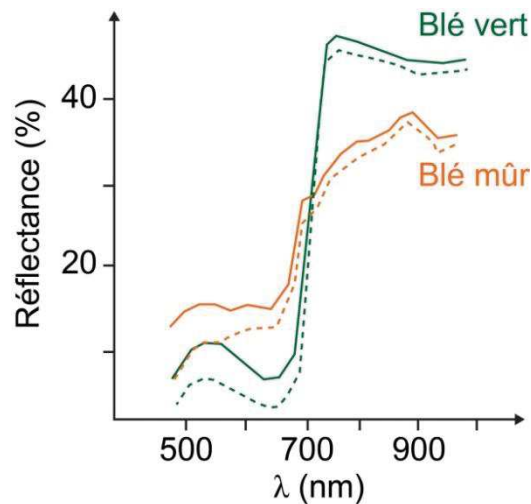


FIGURE 3.2 : Réflectance observée au sommet de l'atmosphère (trait plein) et au sol (pointillés) pour un blé vert et un blé mûr illustrant l'effet de la diffusion atmosphérique sur la réflectance (adaptée de Girard & Girard, 2010 d'après Deschamps et al., 1984)

La réflectance d'une surface terrestre (sol + végétation) dépend d'une multitude de facteurs (Guyot, 1989, 1997 ; Olivoso, 1992). Nous venons de le voir, les conditions atmosphériques et notamment la teneur en vapeur d'eau et en aérosols de l'air va jouer sur les valeurs de réflectance en déterminant l'importance des phénomènes de diffusion et d'absorption. On citera également les conditions propres à la mesure et notamment les angles solaire et de visée. L'angle solaire va déterminer la quantité d'énergie reçue par la surface en fonction de la position relative de cette dernière par rapport au soleil. L'angle de visée du satellite quant à lui aura une influence sur l'ombre portée par le couvert végétal sur le sol sous-jacent et donc sur sa contribution spectrale dans l'angle solide.

Les propriétés optiques des feuilles jouent également un rôle important sur leur niveau de réflectance (ou transmittance pour le phénomène inverse). On se référera aux travaux de thèse de Jacquemoud (1992) et Bousquet (2007) pour une revue exhaustive de ces propriétés. Retenons simplement que l'on distingue trois types de comportements selon les grands domaines spectraux (Figure 3.3) :

- Dans le visible, les végétaux présentent une réflectance faible (< 15 %) due aux bandes d'absorption des pigments chlorophylliens dans le bleu (450 nm) et le rouge (600 nm). D'autres pigments comme les caroténoïdes présentent également des bandes d'absorption dans le visible.
- Dans le proche infrarouge, c'est la structure des tissus qui joue sur la réflectance des végétaux. C'est en particulier l'épaisseur du parenchyme lacuneux qui induit des différences de réflectance entre espèces. En effet, le caractère peu structuré de ce tissu, composé de cellules sphériques irrégulières entrecoupées de nombreuses lacunes (voir Figure 1.1.a), offre au rayonnement incident la possibilité de traverser des milieux aux indices de réfraction très variables.
- Dans l'infrarouge moyen c'est principalement la teneur en eau des tissus végétaux qui intervient sur la valeur de réflectance. Ainsi une feuille verte bien turgescence aura tendance à présenter de plus faibles valeurs de réflectance qu'une feuille desséchée.

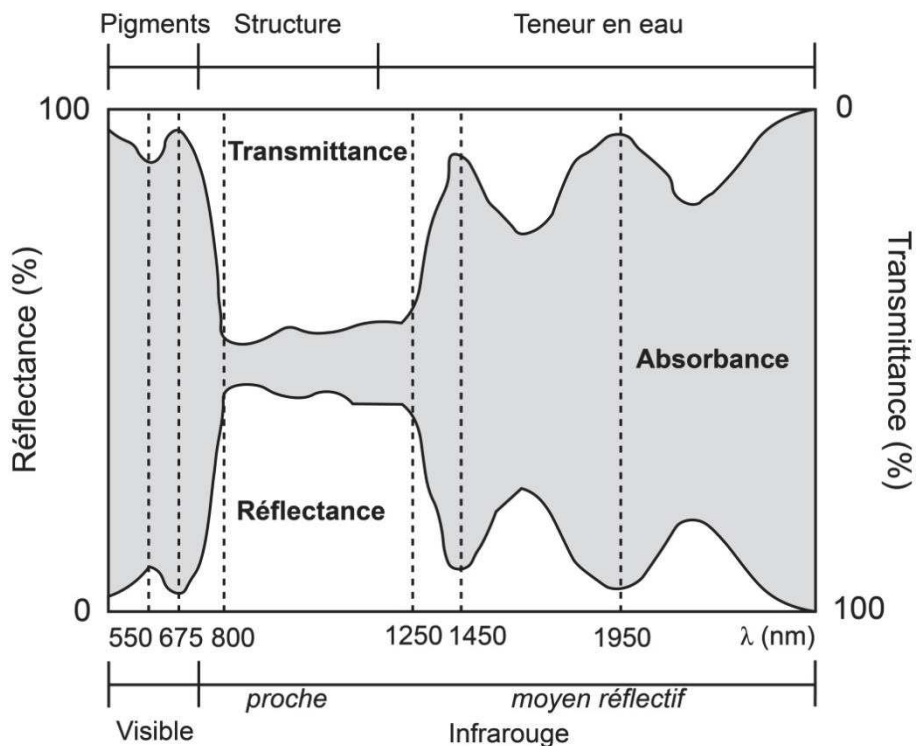


FIGURE 3.3 : Spectre d'absorbance, de réflectance et de transmittance d'une feuille (adaptée de Girard & Girard, 2010 d'après Guyot, 1997)

A ces propriétés optiques à l'échelle de la feuille viennent s'ajouter des propriétés propres à l'échelle du couvert :

- La quantité de végétation et en particulier la surface occupée par les feuilles caractérisée par l'indice foliaire (LAI pour Leaf Area Index en anglais) défini comme le rapport de la surface foliaire par unité de surface de sol.
- La structure du couvert et en particulier l'orientation de ces différents organes, notamment l'inclinaison des feuilles par rapport au soleil ou encore leur possible agglutination.

Enfin, lorsque la surface n'est pas totalement recouverte par la végétation, les propriétés optiques des sols jouent également un rôle dans les valeurs de réflectance de la surface. La réflectance des sols se présente sous la forme d'une courbe uniformément croissante du bleu jusqu'au proche infrarouge ; ce qui permet de facilement les distinguer de la végétation chlorophyllienne. La pente de cette courbe dépend ensuite fortement de la teneur en eau du sol, un sol sec présentant des valeurs de réflectance plus forte qu'un sol humide pour une même longueur d'onde (Figure 3.4). Cependant les valeurs de réflectance d'un sol dépendent également de sa composition et notamment de sa teneur en matière organique, de son taux de calcaire ou encore de sa rugosité. On pourra consulter le chapitre 23 de l'ouvrage de Girard & Girard (2010) pour une revue détaillée de ces propriétés optiques des sols et de leurs effets sur leurs réflectances.

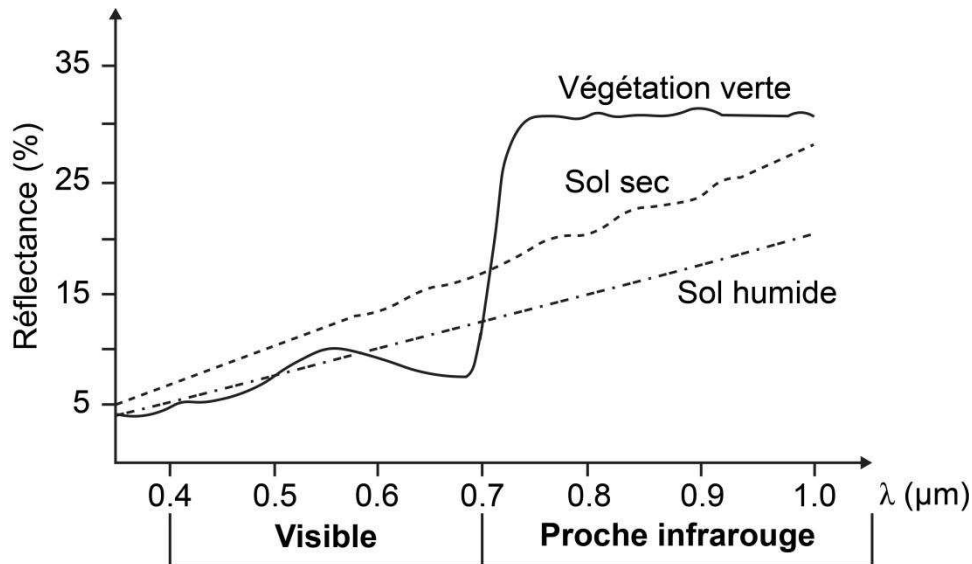


FIGURE 3.4 : Réflectance d'un même sol sec et humide et de la végétation verte dans le visible et le proche infrarouge (adaptée de Tucker & Miller, 1977)

Afin de suivre l'évolution temporelle des couverts végétaux et pour limiter l'effet des facteurs externes aux couverts comme l'influence de l'atmosphère, l'éclairement solaire ou encore la contribution spectrale des sols, la communauté télédétection a développé différents **indices de végétation** (VI). Ces indices consistent à combiner des réflectances spectrales mesurées dans différents canaux du spectre. Les bandes spectrales les plus utilisées sont celles du rouge (autour de 675 nm) et du proche infrarouge (800 à 1000 nm) pour lesquels le comportement spectral de la végétation diffère le plus de celui du sol (Figure 3.4). Le Tableau 3.1 présente les principaux indices de végétation utilisés dans la littérature ainsi que leurs principales caractéristiques. On observe qu'au fil des années, les indices se sont perfectionnés pour limiter leur sensibilité à la contribution spectrale des sols et aux effets atmosphériques.

TABLEAU 3.1 : Principaux indices de végétation utilisés dans la littérature ; les indices PIR, R, V, et B, signifient proche infrarouge, rouge, vert et bleu respectivement (adapté de Girard & Girard, 2010)

Dénomination	Formule	Caractéristiques	Référence
Difference Vegetation Index	$DVI = \rho_{PIR} - \rho_R$	Fortes sensibilité aux variations atmosphériques et à la contribution spectrale des sols	Richardson & Wiegand (1977)
Ratio Vegetation Index	$RVI = \frac{\rho_{PIR}}{\rho_R}$	Effet de saturation pour les couverts denses, forte sensibilité aux variations atmosphériques et à la contribution spectrale des sols	Jordan (1969)
Normalized Difference Vegetation Index	$NDVI = \frac{\rho_{PIR} - \rho_R}{\rho_{PIR} + \rho_R}$	Réduction des effets d'éclairement par rapport au DVI et au RVI, sensibilité aux effets atmosphériques et à la contribution spectrale des sols et aux effets de hot spot	Tucker (1979)
Perpendicular Vegetation Index	$PVI = cst (\rho_{PIR} - a\rho_R - b)$	Diminution de la contribution spectrale des sols	Richardson & Wiegand (1977)
Soil-Adjusted Vegetation Index	$SAVI = \frac{(1+l)(\rho_{PIR} - \rho_R)}{\rho_{PIR} + \rho_R + l}$ avec $l = 0.5$	l permet de diminuer l'effet des sols	Huete (1988)
Transformed Soil-Adjusted Vegetation Index	$TSAVI = \frac{a(\rho_{PIR} - a\rho_R - b)}{\rho_{PIR} + \rho_R - ab + 0.08(1+a^2)}$	l n'est plus une constante mais ajusté aux conditions locales	Baret et al. (1989)
Modified Soil-Adjusted Vegetation Index	$MSAVI = \frac{(1+l)(\rho_{PIR} - \rho_R)}{\rho_{PIR} + \rho_R + l}$ avec $l = 1 - 2a NDVI (\rho_{PIR} - a\rho_R)$	l est fonction de la droite des sols et du NDVI	Qi et al. (1994)
Atmospherically Resistant Vegetation Index	$ARVI = \frac{\rho_{PIR} - \rho_{RB}}{\rho_{PIR} + \rho_{RB}}$ avec $\rho_{RB} = \rho_R - \Gamma(\rho_B - \rho_R)$	Γ est un facteur de correction atmosphérique fonction du type d'aérosol qui permet donc de diminuer l'effet des aérosols sur le NDVI mais l'ARVI reste sensible à la contribution spectrale des sols	Kaufman & Tanre (1992)
Enhanced Vegetation Index	$EVI = 2.5 \frac{\rho_{PIR} - \rho_R}{\rho_{PIR} + C_1\rho_R - C_2\rho_B + l}$	C_1 et C_2 sont des coefficients de correction de la diffusion atmosphérique et l le facteur d'ajustement des sols. L'EVI est donc moins sensible aux effets atmosphériques et des sols	Huete et al. (1999)

3.1.2. Acquisitions dans l'infrarouge thermique

Dans le domaine infrarouge thermique (IRT), le rayonnement reçu par le capteur satellitaire correspond à la somme du rayonnement directement émis par la surface et du rayonnement atmosphérique émis et réfléchi ($R_{GL\uparrow}$; équation. 2.8). En associant la luminance mesurée par un radiomètre à la température apparente de la surface, on définit alors la température de brillance (T_B en K). Cette dernière diffère de la température radiométrique (terme T_s de l'équation 2.8) de la surface car la mesure au niveau du capteur suppose que l'émissivité de la surface observée soit égale à 1. En effet T_B correspond à la température qu'aurait un corps noir émettant un flux radiatif égal à $R_{GL\uparrow}$:

$$R_{GL\uparrow} = \sigma T_B^4 \quad (3.1)$$

Ainsi la connaissance de l'émissivité de surface (ε_s) est un des principaux obstacles à la détermination précise de T_s . Au début de la télédétection IRT, il a été souvent proposé d'approximer T_s par T_B . Toutefois cette approximation peut conduire à des erreurs de plusieurs degrés dont l'ampleur varie avec la valeur réelle de l'émissivité de la surface ainsi que la densité du flux atmosphérique incident (terme R_a de l'équation 2.8 ; Olioso, 1992, 1995). L'émissivité de surface est particulièrement difficile à déterminer du fait de sa variabilité spectrale et son caractère fortement anisotropique. On pourra consulter Becker & Li (1995) et Benmecheta (2016) pour plus de détail concernant les méthodes d'extraction de l'émissivité de surface et les problèmes que cela comporte. La variabilité spectrale de l'émissivité nécessite d'introduire sa valeur dans la fenêtre spectrale de mesure du capteur considéré. De la même façon, il convient de prendre en compte le rayonnement atmosphérique intégré dans cette même fenêtre spectrale et non pas sur l'ensemble du spectre. En effet, les radiomètres embarqués effectuent leurs mesures dans des régions spectrales très peu perturbées par les gaz atmosphériques (8-14 μm), on parle de fenêtre atmosphérique (Figure 3.5). Aussi l'absorption atmosphérique y est minimale et le rayonnement atmosphérique reçu est par conséquent souvent bien différent du rayonnement atmosphérique total sur l'ensemble du spectre.

Toutefois la fenêtre atmosphérique la plus utilisée (8-14 μm) par les radiomètres IRT reste affectée par l'absorption résiduelle de la vapeur d'eau et une bande de forte absorption de l'ozone (Figure 3.5). En revanche, dans le domaine IRT, la longueur d'onde est suffisamment grande par rapport à la taille des molécules pour négliger les phénomènes de diffusion moléculaire (diffusion de type Rayleigh) ce qui n'est pas le cas dans le domaine solaire. De même les phénomènes de diffusion induits par les aérosols (diffusion de type Mie) ont une très faible influence dans l'IRT et sont nettement moins efficaces que l'absorption moléculaire. La mesure du rayonnement IRT par un radiomètre embarqué sur une plateforme aéroportée ou satellitaire reste donc perturbée par ces effets atmosphériques (essentiellement par les phénomènes d'absorption). Ces perturbations peuvent se traduire par des erreurs de l'ordre d'une dizaine de degrés sur la température de surface (Cooper & Asrar, 1989). Il convient donc de corriger la mesure de ces effets atmosphériques. Ces corrections sont généralement effectuées soit à partir de codes de transfert radiatif atmosphérique (type LOWTRAN, MODTRAN ou encore MOSART) qui simule la propagation du rayonnement

IRT à travers l'atmosphère ; soit par l'intermédiaire de méthodes plus simples de type Split-Window qui consiste à exprimer la température de surface selon une fonction affine de mesures multispectrales de température de brillance. On pourra se référer aux travaux de Jacob (1999), Li et al. (2013) et Benmecheta (2016) pour une revue détaillée de ces techniques de corrections atmosphériques.

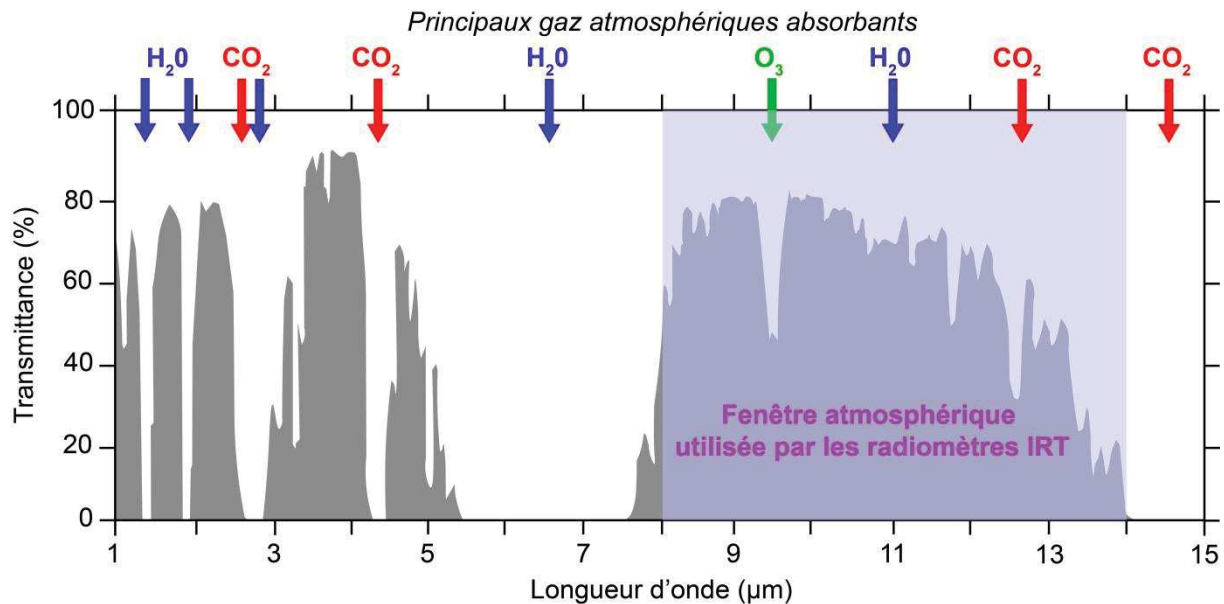


FIGURE 3.5 : Transmittance de l'atmosphère dans l'infrarouge (adaptée de Girard & Girard, 2010)

La température de surface est fortement sujette aux effets directionnels liés à l'angle zénithal de visée et à la position du soleil (Kimes et al., 1980 ; Kimes & Kirchner, 1983 ; Lagouarde et al., 1995 ; Smith & Ballard, 2001 ; Duffour et al., 2016). En effet au même titre que dans le domaine visible, les mesures IRT sont sujettes aux effets de « hot-spot ». Lorsque l'instrument est placé entre la cible et le soleil, il ne perçoit que des éléments illuminés, ce qui se traduit par des « tâches chaudes » sur les images IRT. Ces variations angulaires et directionnelles peuvent engendrer des erreurs de plus de 10 °C sur les mesures de température de surface (Kimes et al., 1980 ; Guillevic et al., 2013). Elles sont particulièrement problématiques pour des paysages où la structure du couvert est complexe (cas des paysages agricoles par exemple). Un couvert bien développé présentera ainsi des variations angulaires faibles ; la part de sol nu vu par le capteur variant peu avec l'angle zénithal de visée. En revanche, les couvert épars et *a fortiori* les cultures en rang (cas de la vigne par exemple) présenteront de fortes variations (Lagouarde et al., 2014 ; Duffour et al., 2016). On pourra consulter les travaux de thèse de Duffour (2016) pour une revue complète des causes et des effets de ces variations directionnelles de la température de surface. L'interprétation de ces effets directionnels et angulaires est primordiale lorsque l'on souhaite utiliser T_s pour la détermination des flux de surface.

Enfin une dernière caractéristique de la température de surface doit être également prise en compte. Contrairement au domaine solaire, les processus mis en jeu dans le domaine IRT ne sont pas linéaires, ce qui implique que la température relative à un pixel observé par un capteur IRT ne peut être assimilée à la moyenne des températures de chaque élément à l'intérieur de ce pixel. En effet les mesures acquises dans le domaine IRT sont relatives à des

pixels allant à de 120 m (Landsat ; 50 m dans un futur proche pour la mission Trishna) à 5 km (Meteosat). A de telles résolutions, il est peu probable que la température mesurée émane d'une surface homogène et isotherme. Elle est donc la résultante de la contribution dans l'angle solide d'une multitude de type de couvert.

3.2. Méthodes d'estimation de l'évapotranspiration par télédétection

La cartographie de l'évapotranspiration à partir de données dérivées des observations satellites a été proposée depuis longtemps (voir e.g. Brown et Rosenberg, 1973). La littérature est désormais bien fournie sur le sujet (voir K. Zhang et al., 2016 pour la revue la plus récente). De manière générale, les modèles actuels s'attachent, dans leur majorité, à estimer l'évapotranspiration en combinant certaines variables biophysiques dérivables par télédétection spatiale et des données auxiliaires, essentiellement météorologiques, non dérivables. Leur principe diffère selon leur domaine d'application. Dans une certaine mesure, ceci permet de définir la nature et la quantité de données de télédétection et/ou auxiliaires requises pour leur fonctionnement. Toutefois établir une classification de ces méthodes reste délicat, car elles mêlent différents niveaux de complexité à un grand nombre d'approches.

Dans ce travail, nous adopterons la classification suivante. Nous distinguerons tout d'abord deux grands ensembles de modèles : (i) les modèles « single-pixel » pour lesquels le calcul de l'évapotranspiration d'un pixel donné est indépendant des autres pixels et (ii) les méthodes contextuelles pour lesquels le calcul de chaque pixel d'une image dépend des autres. Les méthodes contextuelles déduisent l'évapotranspiration indirectement à partir de la fraction évaporative EF (sans unité) :

$$EF = \frac{LE}{Rn - G} \quad (3.2)$$

Cette dernière est déduite de la variabilité contenu dans l'image selon une relation établit entre la température de surface et un autre proxy de télédétection dans le domaine solaire. La nature de ce proxy permet de distinguer les méthodes contextuelles utilisant la variabilité spatiale entre T_s et (i) un indice de végétation, (ii) l'albédo de la surface ou (iii) les deux combinés. Parmi les modèles single-pixel, on pourra ensuite distinguer ceux reposant sur des formulations à bases physiques de l'évapotranspiration telle que celle de Penman-Monteith (Penman, 1948 ; Monteith, 1965) ou de Priestley & Taylor (1972). D'autres s'attachent encore à calculer l'évapotranspiration comme un résidu du bilan d'énergie. Le flux LE est donc indirectement déduit du calcul des flux Rn , G et surtout H . On parlera de modèles SEB (Surface Energy Balance) parmi lesquels on pourra distinguer des approches mono-couche, bi-couche ou multi-couches selon la représentation qu'ils font de la surface (cf. Chapitre 2). Pour les modèles SEB, la frontière entre modèle single pixel et contextuel n'est pas triviale. Certains modèles SEB utilisent en effet la variabilité spatiale de T_s et d'un indice de végétation afin de paramétrer le calcul du flux H . Dans ce travail, pour ce type de modèle on parlera de modèle SEB à paramétrage contextuel. A la marge, il existe également d'autres

types d'approche. On parlera notamment de méthodes totalement empiriques basées sur une régression linéaire multiple entre l'évaporation et différents observables de télédétection ou encore sur des réseaux de neurones artificiels (ANN¹). D'autres encore déduisent l'évapotranspiration comme résidu du bilan hydrologique à l'échelle du bassin versant ou encore à partir de la relation entre évapotranspiration et production primaire (GPP²).

La Figure 3.6 présente une frise chronologique des principales publications ayant contribué à l'évolution de ces modèles d'estimation de l'évapotranspiration par télédétection (on adoptera la notation « modèle ET-RS » pour Remote Sensing).

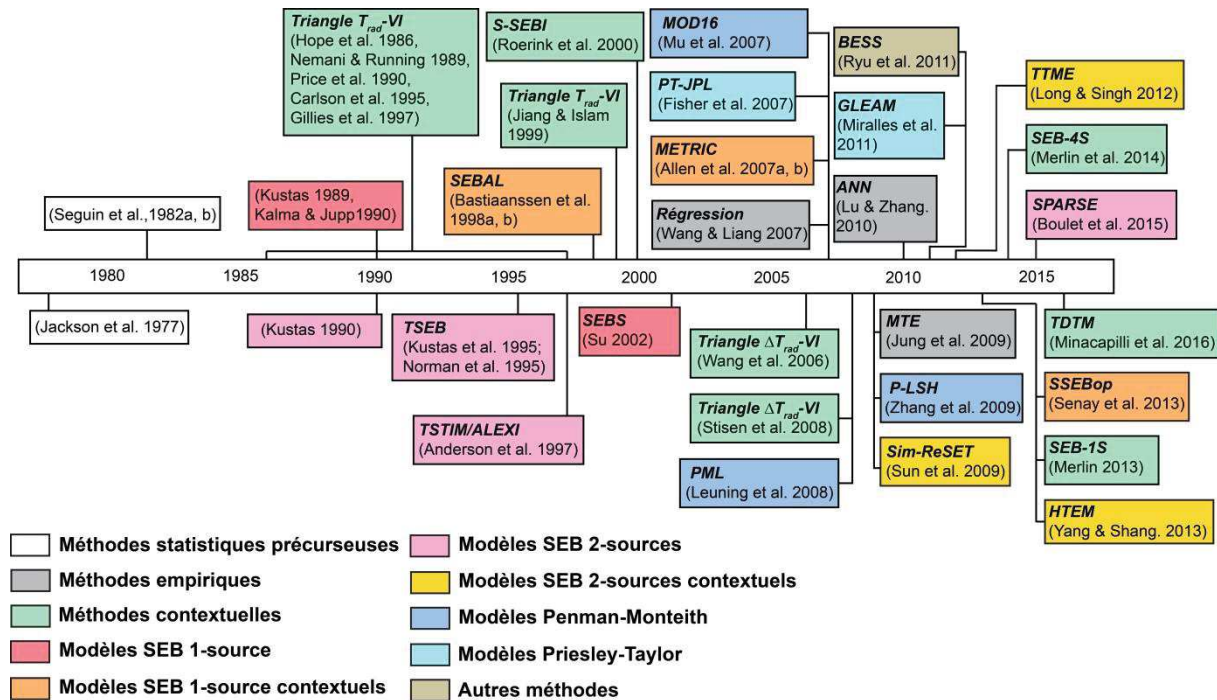


FIGURE 3.6 : Frise chronologique des publications clés ayant influencées l'évolution des modèles ET-RS (adaptée de K. Zhang et al., 2016)

Des revues de ces différents modèles sont consultables dans Courault et al. (2005) ; Kalma et al. (2008) ; Li et al. (2009) ; Liou & Kar (2014) ; Wang & Dickinson (2012) ; Zhang et al. (2016) ; ou encore Glenn et al. (2007) et Gowda et al. (2007) pour des applications plus spécifiques en agronomie et gestion de l'irrigation. Sur la base de ces références, nous présentons en Annexe A notre propre revue détaillée de ces modèles, de leur évolution et de leur classification. Les différents modèles ET-RS qui y sont présentés diffèrent par leur formulation, leurs hypothèses et leur niveau de complexité. Aussi il apparait nécessaire de les inter-comparer pour extraire les traits de comportement de chaque modèle et en déduire leur domaine d'application optimal. Ainsi l'Annexe A est également en partie consacrée aux études d'inter-comparaison majeures de ces modèles relevés dans la littérature. Par ailleurs, les modèles ET-RS et en particulier les modèles SEB et contextuels, ne fournissent que des valeurs instantanées d'ET. Néanmoins, la plupart des applications nécessite des valeurs intégrées (journalières, hebdomadaires, mensuelles, etc.). Ainsi différentes méthodes

¹ Artificial Neural Network

² Gross Primary Production

d'extrapolation de l'ET à la journée ont été proposées dès le début de l'apparition des modèles ET-RS. Une section de l'Annexe A y est donc aussi consacrée.

Le Tableau 3.2 présente un résumé de ce travail bibliographique en mettant en avant les principaux avantages et inconvénients de chaque catégorie d'approches ainsi que les principaux forçages (de télédétection ou météorologiques) requis. Notons que ces forçages constituent ceux nécessaires à la plupart des modèles contenus dans la catégorie correspondante, néanmoins certains de ces modèles peuvent nécessiter des variables supplémentaires ou s'affranchir d'une d'elle. De même les principales contraintes présentées sont communes à la plupart des modèles de la catégorie considérée mais certains d'entre eux peuvent avoir mis en place des stratégies pour s'en libérer.

TABLEAU 3.2 : Résumé des avantages et limites des principaux types de modèles ET-RS (Avec T_s température de surface, T_a température atmosphérique, Rn rayonnement net, u vitesse du vent horizontal, VI indice de végétation, LAI indice foliaire, α albédo de surface, VPD déficit de saturation, P précipitations, Q débit, ΔR variation du stock d'eau dans le sol)

Modèle	Avantages	Inconvénients	Forçages minimum requis
Modèles SEB 1-source	- Calcul explicite de la longueur de rugosité pour le flux de chaleur.	- Très sensible aux erreurs sur T_s et T_a . - Nécessite un paramétrage pour la résistance d'excès et une calibration <i>in situ</i> . - Non adapté aux couverts épars.	Rn, T_s, T_a, u, VI
Modèles SEB 2-sources	- Partitionnement de l'ET. - Élimine le besoin de corrections empiriques pour la résistance d'excès.	- Très sensible aux erreurs sur T_s et T_a . - Nécessite généralement une initialisation et une phase d'itération pour le partitionnement de T_s .	Rn, T_s, T_a, u, VI ou LAI
Méthodes contextuelles	- Simple d'application. - Peu ou pas de besoin en données météorologiques. - Peu sensible aux erreurs systématiques sur T_s .	- Nécessite de la variabilité d'humidité de surface dans l'image. - Très sensible à la détermination des conditions aux limites (bords). - Suppose des conditions atmosphériques homogènes dans l'image.	Rn, T_s et VI ou α
Modèles PM	- Partitionnement de l'ET. - Formulation à bases physiques et prise en compte du contrôle stomatique. - Pas de temps flexible.	- Fort besoin en données météorologiques. - Très sensible aux erreurs de classification d'occupation du sol. - Peu représentatif du stress hydrique.	Rn, T_a, VPD, VI , occupation du sol
Modèles PT	- Partitionnement de l'ET. - Simplification de l'équation de PM.	- Fort besoin en données météorologiques. - Très sensible aux erreurs sur Rn . - Estimation dynamique du paramètre α_{PT} nécessaire dans les zones de forte advection.	Rn, α, VPD, VI
Bilan hydrologique	- Simple d'application. - Nécessite peu de données.	- ET non grillée (échelle du bassin versant). - Faible résolution temporelle. - Très sensible aux erreurs sur P.	P, Q, ΔR
Méthodes empiriques	- Simple d'application.	- Requiert une calibration <i>in situ</i> . - Performances dégradées en dehors du jeu de calibration. - Aucune bases physiques. - Sujet aux problèmes de sur- ou sous-apprentissage.	Très variable selon les modèles souvent à minima Rn et VI

CHAPITRE 4 :

Contexte géographique : l’Afrique de l’Ouest

On définira ici l’Afrique de l’Ouest comme la zone géographique comprise entre le Sahara (Tropique du Cancer) au Nord, le Golfe de Guinée au Sud, l’Océan Atlantique à l’Ouest et approximativement le 15^{ème} méridien à l’Est. Seuls les éléments contextuels essentiels à la compréhension de la variabilité spatiale et temporelle de l’évapotranspiration et de son évolution dans le climat passé et futur seront introduits. Les éléments repris ci-après s’appuient notamment sur les travaux de thèse de Peugeot (1995), Massuel (2005), Le Lay (2006), Vischel (2006), Guyot (2010), Mamadou (2014), Velluet (2014), Gal (2016) et Diallo (2018). De plus, pour une description plus détaillée de la climatologie en Afrique de l’Ouest, on pourra consulter l’ouvrage de Hayward & Oguntinyinbo (1987).

4.1. Caractéristiques éco-climatiques

4.1.1. Gradient pluviométrique et zones bioclimatiques

En Afrique de l’Ouest, le climat est régulé par le système de Mousson Ouest Africaine (MOA) défini comme un schéma de circulation atmosphérique de basses latitudes dont le principal moteur est le gradient thermodynamique existant entre le Sahara chaud et sec et l’océan Atlantique (Janicot & Fontaine, 1993 ; Sultan & Janicot, 2000 ; Lafore et al., 2011 ; Nicholson, 2013). Le cycle saisonnier de la MOA est déterminé par les oscillations de la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT) qui est définie comme une zone d’accumulation de la vapeur d’eau amenée par les alizés. La position latitudinale de la ZCIT varie avec les saisons selon l’inclinaison solaire. En hiver boréal, la ZCIT est située sur le pourtour du golfe de Guinée, soumettant l’ensemble de l’Afrique de l’Ouest à un flux de nord-est en provenance du Sahara (Harmattan) amenant un air sec. En été boréal, la ZCIT migre vers le Nord pour atteindre sa position la plus septentrionale vers le mois d’Août (~ 15°N). L’Afrique de l’Ouest est alors soumise aux alizés du Sud qui amènent un air humide en provenance du Golfe de Guinée. Cet air chargé en vapeur d’eau combiné à une forte instabilité atmosphérique favorise la formation de systèmes convectifs de méso-échelle qui induisent 90 % des pluies annuelles en région sahélienne (~ 12–18 °N) et près de la moitié en zone soudanienne (~ 9–12 °N) (Mathon et al., 2002 ; Lebel & Ali, 2009 ; Lafore et al., 2011).

La migration saisonnière de la ZCIT et l’organisation zonale de la MOA qui en découle déterminent la distribution spatiale des cumuls pluviométriques annuels moyens. Ces derniers suivent un gradient nord-sud de l’ordre de 1 mm par kilomètre (Lebel et al., 1992 ; L’Hôte & Mahé, 1996) permettant de distinguer 6 zones climatiques, avec du Nord vers le Sud (Figure 4.1 et Tableau 4.1) :

- Climat saharien aride en deçà de l'isohyète 200 mm/an ;
- Climat sahélien semi-aride entre les isohyètes 200 et 700 mm/an ;
- Climat tropical sec ou soudanien entre les isohyètes 700 et 1200 mm/an ;
- Climat tropical humide ou guinéen entre les isohyètes 1200 et 1800 mm/an ;
- Climat subéquatorial entre les isohyètes 1800 et 2500 mm/an ;
- Climat équatorial au-delà de l'isohyète 2500 mm/an.

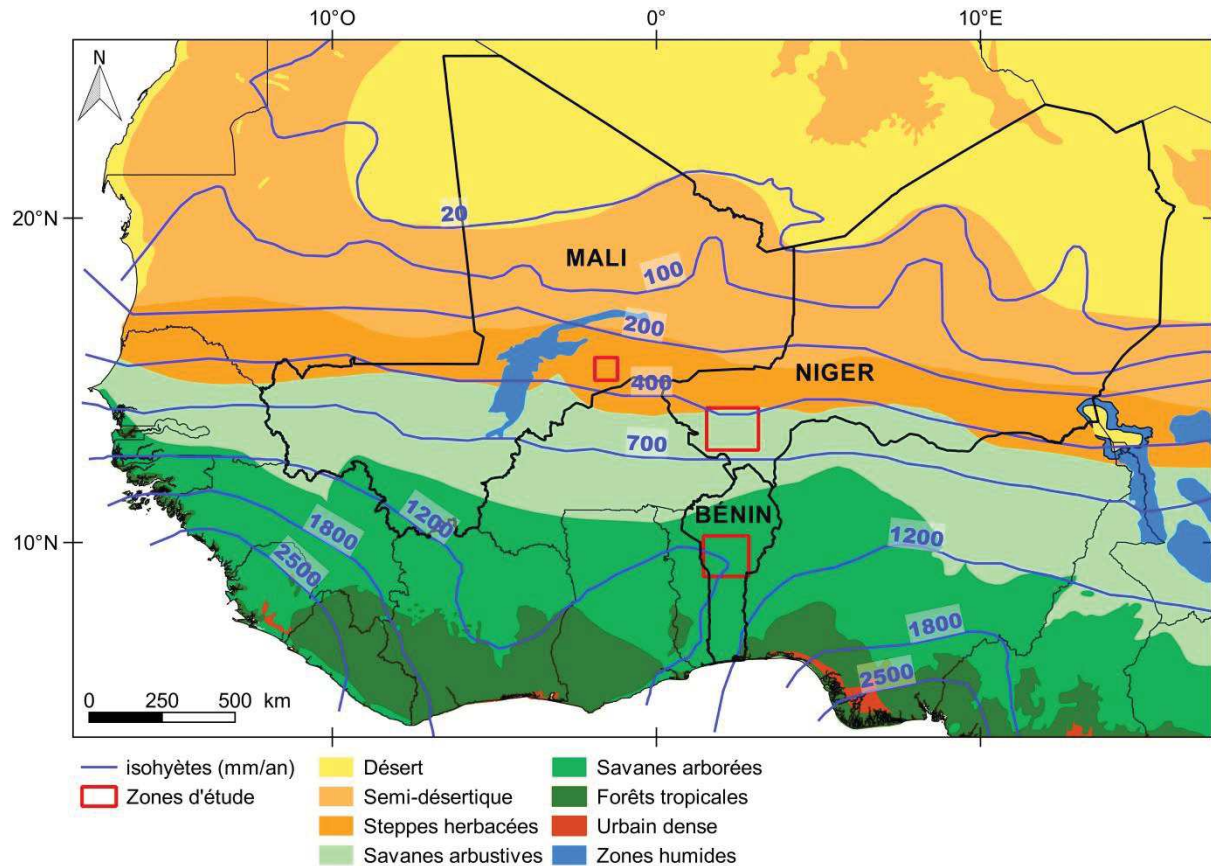


FIGURE 4.1 : Localisation des différentes zones éco-climatiques (gradient latitudinal de pluviométrie et d'associations végétales) en Afrique de l'Ouest et des zones d'étude (Source isohyètes : L'Hôte & Mahé, 1996)

La bande sahélienne est elle-même généralement subdivisée en deux zones juxtaposables au niveau de l'isohyète 400 mm/an, séparant le Sahel pastoral au Nord du Sahel agropastoral au Sud. Ce gradient pluviométrique induit également un gradient latitudinal des associations végétales, des steppes désertiques au Nord vers les forêts tropicales au Sud. La répartition des activités agricoles se calquent également sur ces zones bioclimatiques (Tableau 4.1). A la marge du Sahara, en zone nord-sahélienne, la saison des pluies est trop courte et incertaine pour permettre la mise en culture. Seules des communautés pastorales, en particulier les Touaregs et les Peuls, tirent parti des parcours steppiques pour faire pâturer dromadaires, zébus et caprins. L'agriculture pluviale domine toutes les autres formes d'activité agricole sur les autres zones agro-climatiques. Elle fournit par exemple 78% du volume total des produits agricoles dans le bassin du Niger (Clanet & Ogilvie, 2014). Les cultures pluviales s'étagent en latitude selon leurs besoins en eau. Du Nord au Sud se succèdent des cultures de céréales sèches (e.g. mil, sorgho) puis de tubercules (e.g. taros, ignames).

TABLEAU 4.1 : Zones climatiques, associations végétales et activités agricoles associées en Afrique de l’Ouest (d’après Clanet & Ogilvie, 2014)

Pluviométrie annuelle (mm)	Zones climatiques	Associations végétales	Activités agricoles
< 200	Saharien	Steppes désertiques	Pas de culture, pâturages saisonniers occasionnels
200 – 400	Nord-Sahélien	Savanes et steppes herbeuses	Pas de culture, pâturages saisonniers
400 – 700	Sud-Sahélien	Savanes et steppes herbeuses, arborées et arbustives	Mil aléatoire, pâturages saisonniers
700 – 1200	Soudanien	Savanes herbeuses, boisées/arborées et savanes parcs	Mil, sorgho, haricot, arachide et sésame
1200 – 1800	Guinéen	Forêts humides sempervirentes, ou à feuilles caduques et savanes secondaires	Sorgho, maïs, arachide, taro, pois de terre
1800 – 2500	Subéquatoriale	Forêts humides sempervirentes et marécages. Prairies au-dessus de 1000 m	Maïs, coton, canne à sucre, patate douce, igname
> 2500	Equatoriale côtière	Forêts ombrophiles, mangroves et savanes herbeuses	Fruits, manioc, canne à sucre, thé, banane plantain

4.1.2. Variabilité des précipitations

Le gradient de cumuls pluviométriques précédemment introduit s’accompagne également d’un gradient de saisonnalité. Globalement, à l’échelle de l’Afrique de l’Ouest, la saison des pluies s’échelonne sur 12 mois en zone équatoriale à 3 mois au nord du Sahel (Figure 4.2). Une analyse des distributions annuelles des précipitations permet par ailleurs de distinguer deux grands types de régime (Lebel et al., 2003 ; Le Lay, 2006) : (i) un régime bimodal, au Sud d’environ 8°N, induit respectivement par la montée vers le Nord de la ZCIT vers les mois de mai/juin et sa redescende vers le Sud en octobre et (ii) un régime unimodal au-dessus de cette même latitude, centré sur le mois d’août. La Figure 4.2 illustre ce dernier point par le biais du cycle saisonnier des précipitations mesurées par cinq stations de mesures en Afrique de l’Ouest (Lebel et al., 2003). Abidjan (4.1°W ; 5.3°N) en zone guinéenne présente un régime côtier typiquement bimodal. Bouaké (5.1°W ; 7.7°N) en zone soudanienne montre un régime de transition avec une longue saison humide et trois maximas pluviométriques assez peu marqués, d’avril à septembre. Un peu plus au Nord, au-dessus de 8°N, Kafolo (4.3°W ; 9.6°N) est déjà caractérisé par un régime essentiellement unimodal. Enfin, Houndé (3.5°W ; 11.5°N) et Niafunké (4°W ; 15.9°N), respectivement à la transition soudano-sahélienne et au nord-Sahel, présentent également une seule saison des pluies, avec un mode unique très marqué.

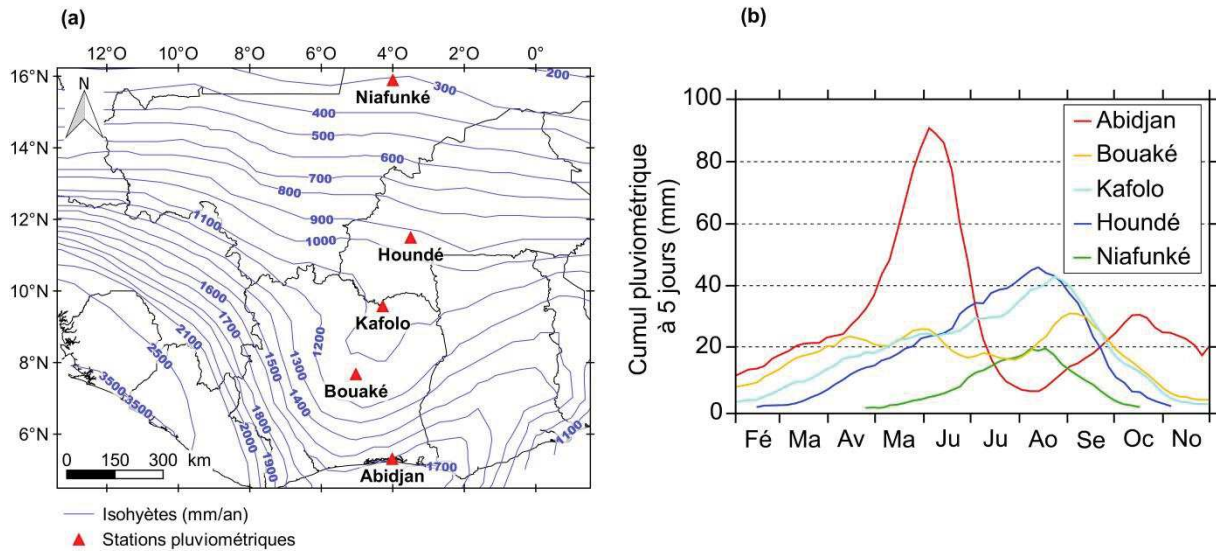


FIGURE 4.2 : Cycle saisonnier moyen des précipitations (cumuls sur 5 jours) sur la période 1951-1990 mesuré à cinq stations en Afrique de l'Ouest (d'après Lebel et al., 2003) (b) ; localisation des stations pluviométriques et isohyètes moyens annuels sur la période 1951-1989 (d'après L'Hôte & Mahé, 1996) (a).

L'Afrique de l'Ouest est également caractérisée par une forte variabilité pluviométrique interannuelle (Figure 4.3). Plusieurs études ont mis en évidence différentes périodes contrastées (Nicholson, 1979, 2013 ; Nicholson et al., 2000 ; Le Barbé et al., 2002 ; L'Hôte et al., 2002 ; Mahé & Paturol, 2009). Les années 1910-20 et 1940 ont été identifiées comme des années de sécheresse ayant causé de sévères famines sur la région (Nicholson, 1979 ; L'Hôte et al., 2002). La période post-années 50 est caractérisée par une alternance d'années humides et sèches. Les années 1950-60 sont identifiées comme particulièrement humides. Cette période excédentaire connaît une rupture brutale à la fin des années 60 qui marque le début d'une période de sécheresse historique jusqu'au début des années 90. Une reprise des précipitations s'est ensuite enclenchée au milieu des années 1990 sans atteindre pour autant les valeurs enregistrées durant la période précédente (Nicholson, 2005 ; Mahé & Paturol, 2009). Par ailleurs, si les sécheresses historiques des années 1970 et 1980 ont touché relativement uniformément l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest, le regain pluviométrique des dernières décennies est nettement plus hétérogène. Si les zones centrale et orientale de la bande sahélienne montrent des signes d'atténuation du déficit pluviométrique, la partie Ouest reste toujours exposée à la sécheresse (Lebel & Ali, 2009). En outre, Panthou et al. (2014) ont mis en évidence une augmentation du nombre d'évènements extrêmes dont le poids dans le cumul annuel est plus conséquent dans le Nord du Sahel que dans le Sud.

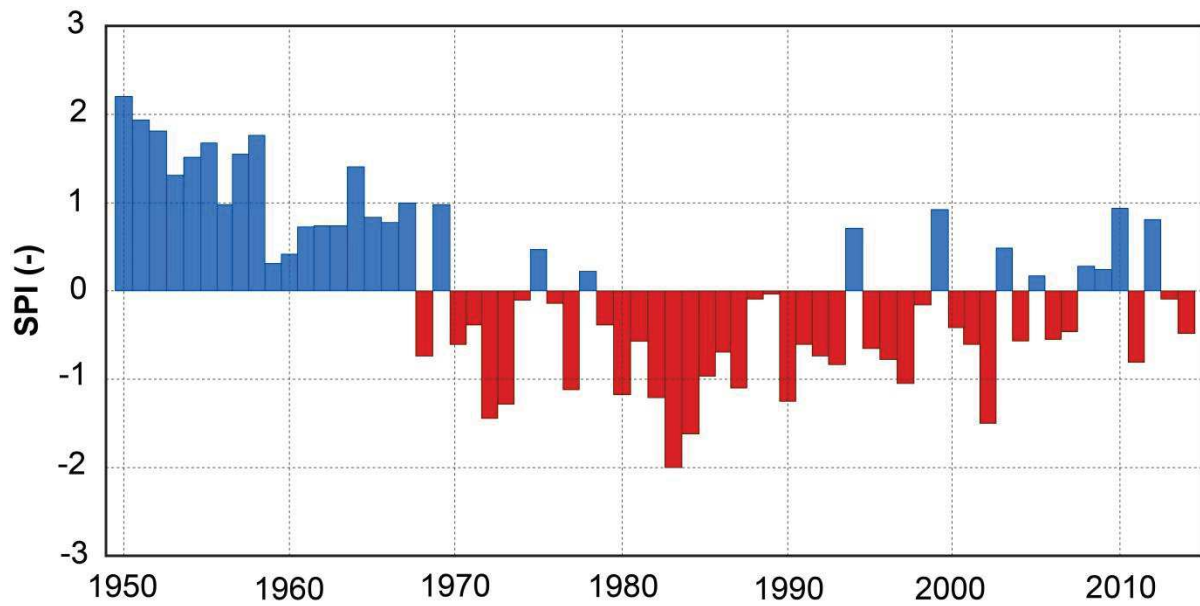


FIGURE 4.3 : Évolution de l'indice pluviométrique standardisé (SPI¹) sur le Sahel de 1950 à 2014 (d'après Panthou et al., 2018)

4.1.3. Évapotranspiration potentielle

L'Afrique de l'Ouest est également caractérisée par un fort gradient méridien d'ETP inverse au gradient pluviométrique (Figure 4.4). Il existe en effet une augmentation du pouvoir d'évaporation de la basse atmosphère, lié à sa température et à son humidité relative (cf. Chapitre 1), des côtes guinéennes vers l'intérieur des terres. Les régions du Sud sont plus humides et moins ensoleillées ; l'énergie incidente y est donc moindre. L'ETP s'échelonne ainsi de ~3500 mm/an au Nord-Sahel à ~1000/an en région équatoriale. Ainsi à l'échelle annuelle, le rapport P/ETP montre une forte variabilité méridionale qui traduit des facteurs de contrôle de l'évapotranspiration différents selon la latitude considérée (on pourra également se référer à nouveau à la Figure 1.3). Ainsi au-delà de la latitude 10°N, les précipitations annuelles étant nettement inférieures à l'ETP, l'évapotranspiration est rythmée par le cycle de précipitations et la disponibilité en eau du sol. Inversement, sous la latitude 10°N, les précipitations annuelles deviennent supérieures à l'ETP ; l'évapotranspiration est donc plus rythmée par les forçages radiatifs et limitée par l'énergie disponible à la surface. A des échelles temporelles plus fines (i.e. mensuelle à journalière), l'importance relative de chacun des facteurs de contrôle de l'évapotranspiration reste toutefois plus variable. C'est particulièrement le cas en région soudano-guinéenne, où durant les premiers jours de pluie, l'ETP reste souvent supérieure aux réserves hydriques mobilisables par le processus d'évapotranspiration, hormis pour les couverts forestiers dont le système racinaire leur permet d'accéder à des réserves en eau contenues dans des horizons profonds. En revanche en région

¹ Le SPI pour « Standardized Precipitation Index » est un indicateur statistique qui est défini par : $SPI = \frac{P - \bar{P}}{\sigma_P}$ où P est le cumul annuel de précipitation de l'année considérée, \bar{P} est la moyenne interannuelle et σ_P l'écart-type interannuel.

sahélienne, les situations où l'ETP est inférieure aux réserves hydriques sont plus rares et plus circonscrites à de courtes périodes, notamment en cœur de saison des pluies.

En outre, les climats tropicaux se différencient des climats de moyennes latitudes par une ETP de forte intensité avec un signal saisonnier peu contrasté, et à l'inverse par un signal pluviométrique très contrasté entre saison sèche et saison de mousson. Ainsi, même dans le cas de cumuls annuels similaires et d'une variabilité interannuelle comparable, les régions tropicales restent beaucoup plus sensibles que les régions de moyennes latitudes aux années déficitaires (Lebel & Vischel, 2005). Ceci est d'autant plus vrai en zones arides et semi-arides (marge saharienne, Sahel) où l'ETP reste la majeure partie de l'année supérieure à la pluie, provoquant un assèchement extrêmement rapide des réserves hydriques des sols entre les événements pluvieux (Lohou et al., 2014).

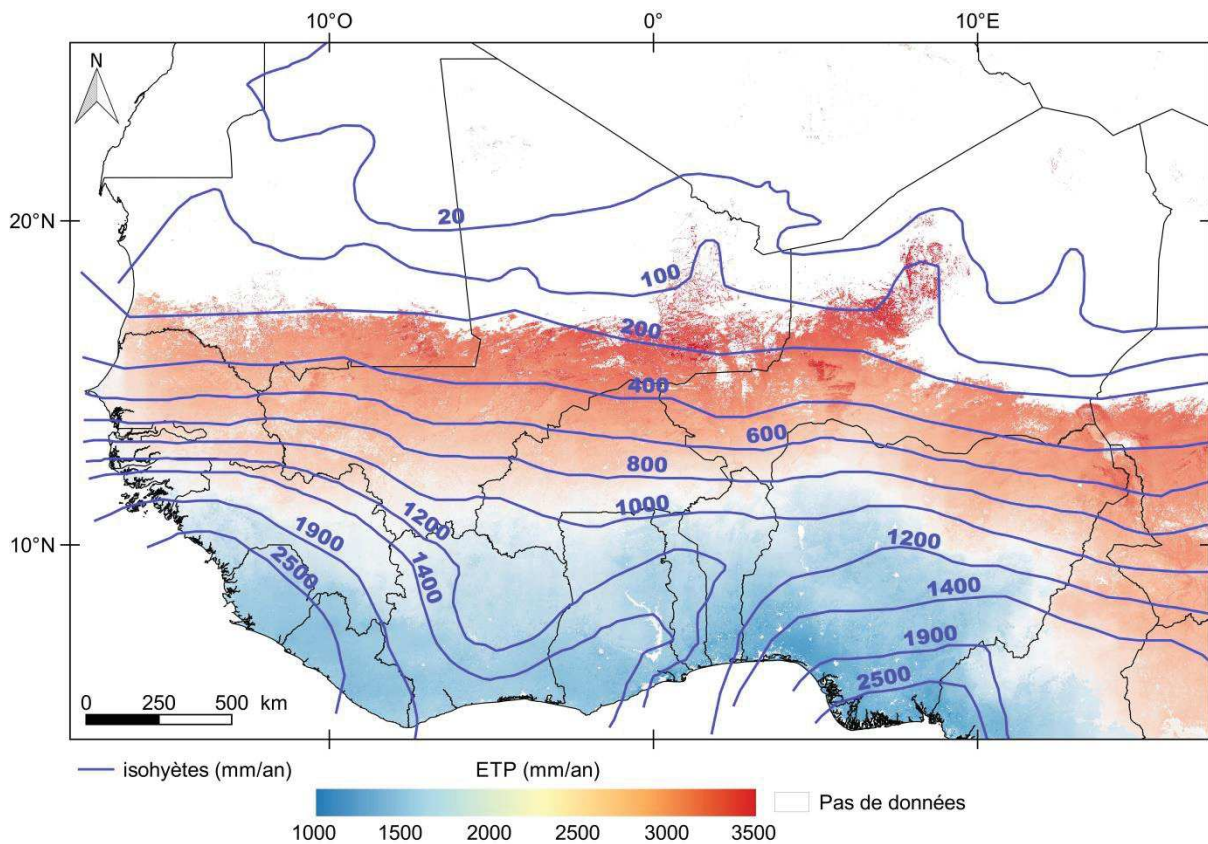


FIGURE 4.4 : Superposition de l'ETP moyenne annuelle calculée à partir de la formulation de Penman-Monteith sur la période 2000-2013 (Source : produit global MOD16A3) et des isohyètes moyens annuels sur la période 1951-1989 (d'après L'Hôte & Mahé, 1996) en Afrique de l'Ouest. L'ETP sur les surfaces d'eau libre et les zones désertiques n'est pas représentée.

4.1.4. Importance des interactions surface-atmosphère

De par son effet « refroidissant » à la surface et son apport en vapeur d'eau vers l'atmosphère, l'évapotranspiration modifie les conditions d'humidité et de température des basses couches de l'atmosphère. Elle joue donc un rôle dans la convection et la formation de systèmes pluviogènes (Eymard et al., 2012 ; Guichard et al., 2012). Différentes études ont soutenu l'hypothèse selon laquelle les conditions de surface, et en particulier l'humidité du sol, jouaient un rôle dans la circulation atmosphérique et le déclenchement des précipitations. Le lien de rétroaction entre humidité du sol et précipitations a ainsi été démontré tant par l'appui de la modélisation (Zeng et al., 1999 ; Douville et al., 2007), que d'observations (Taylor & Lebel, 1998 ; Philippon & Fontaine, 2002) ou par télédétection (Taylor & Ellis, 2006 ; Taylor et al., 2007, 2011).

A l'échelle du globe, le Sahel apparaît en outre comme un « hot spot » de ces rétroactions (Koster et al., 2004), notamment parce que l'évapotranspiration y est principalement gouvernée par l'humidité de surface (via l'évaporation du sol) et représente un processus suffisamment intense pour rétroagir concrètement sur les précipitations (Eymard et al., 2012). En ce sens, de manière plus globale, les régions de transition entre climats humides et climats arides constituent des zones préférentielles de ces rétroactions.

Toutefois, tant l'intensité que le signe de cette rétroaction restent incertains et controversés. A l'échelle saisonnière, Philippon & Fontaine (2002) ont suggéré qu'une anomalie positive d'humidité du sol en région soudano-guinéenne durant les mois d'hiver favoriserait une saison des pluies abondante au Sahel durant l'été suivant. Cependant, Douville et al. (2007) ont démontré que cet effet mémoire de l'humidité de surface diminuait très rapidement durant la saison sèche et ne contribuait donc pas à la prévisibilité des pluies au Sahel durant la mousson d'été. Les deux études s'accordent néanmoins sur une rétroaction positive entre humidité de surface et précipitations sur le Sahel, notamment en fin de saison des pluies.

Les travaux successifs de Taylor & Ellis (2006) et (Taylor et al., 2007, 2011, 2012) ont permis de mieux documenter cette rétroaction surface-atmosphère. Ces derniers ont montré que les systèmes convectifs se déclenchaient préférentiellement sur des zones sèches à proximité de zones humides et ce à des échelles fines de l'ordre de la dizaine de kilomètres. Cette assertion sous-entend une rétroaction négative entre humidité du sol et précipitations. Celle-ci rentre en contradiction avec les travaux précédents de Taylor & Lebel (1998), entre autres, qui suggéraient un mécanisme de rétroaction positive opérant à une échelle de 10-15 km pour expliquer les structures de pluies observées. Outre le déclenchement de la convection, Wolters et al. (2010) et Eymard et al. (2012) ont également montré que la trajectoire et le comportement des systèmes convectifs semblent être affectés par les structures d'humidité du sol. Les auteurs soulignent notamment que les cellules évoluant sur des zones humides rencontrent des sols plus froids qui ont tendance à atténuer la convection tandis que celles évoluant sur des sols secs bénéficient d'ascendances thermiques qui entretiennent la convection.

4.2. Fonctionnement hydrologique

Sur le plan hydrographique, l'Afrique de l'Ouest est traversée par de grands fleuves tels que le Niger, le Sénégal ou encore la Volta. Toutefois, deux systèmes hydrologiques y coexistent. En région sahélienne, de manière fréquente, les écoulements sont drainés par un réseau de ravines ne contribuant pas au débit des grands fleuves. Ces bassins constituent des unités hydrologiques indépendantes de faible superficie (quelques dizaines de km²) au sein desquelles les écoulements de surface convergent principalement vers des dépressions topographiques occupées ou non par des mares, qui constituent des zones privilégiées d'infiltration et d'alimentation des nappes phréatiques (Desconnets et al., 1997 ; Leduc et al., 1997 ; Favreau, 2000 ; Favreau et al., 2009 ; Massuel et al., 2011 ; Descroix et al., 2012). On parle d'endoréisme pour ces bassins clos. Les écoulements sont essentiellement produits par ruissellement de surface, lequel est très largement conditionné par les états de surface, i.e. par la nature et la structure des horizons superficiels du sol (Casenave & Valentin, 1989, 1992 ; Chen et al., 2013 ; Collinet et al., 2013). Au Sahel, les sols majoritairement sableux sont pauvres et peu structurés et sont ainsi sujets à l'encroûtement et à l'érosion éolienne (Casenave & Valentin, 1989 ; Favreau, 2000). Ces états de surface confèrent de faibles capacités d'infiltration aux sols et favorisent le ruissellement de type hortonien, i.e. par dépassement de la capacité d'infiltration des sols (Desconnets, 1994 ; Peugeot, 1995 ; Desconnets et al., 1997 ; Peugeot et al., 1997).

Cependant, la mise en place de situations d'endoréisme dépend fortement du contexte géologique et géomorphologique ; ce qui explique la coexistence de systèmes endoréiques et exoréiques aux mêmes latitudes, donc sous les mêmes conditions climatiques (Descroix et al., 2009 ; Séguis et al., 2011a). C'est notamment le cas au Sud-Ouest Niger. Dans la région de Niamey, en rive gauche du fleuve, en contexte sédimentaire, le réseau hydrographique s'est progressivement comblé par des dépôts sableux et n'est plus fonctionnel ; l'endoréisme y est la norme. En revanche en rive droite, en contexte de socle ancien, le réseau hydrographique reste relié au fleuve et l'endoréisme est peu prononcé (Peugeot et al., 2012).

Plus au Sud, en région soudano-guinéenne, là où les précipitations sont plus abondantes et la végétation plus développée, les systèmes exoréiques sont majoritaires. Les écoulements sont drainés par un réseau pérenne et convergent vers les grands fleuves qui se jettent dans le Golfe de Guinée. De plus, la contribution au débit des cours d'eau des transferts de subsurface dominant ceux de surfaces (Séguis et al., 2011b). A l'image des précipitations, la recharge des nappes suit également un gradient Nord-Sud avec une recharge de l'ordre d'une dizaine de millimètre par an au Nord Sahel contre plus de 100 mm/an en région guinéenne (Seguin, 2005).

4.3. Changements climatiques, pression anthropique et équilibres hydrologiques

4.3.1. Évolutions récentes des éco-hydrosystèmes ouest-africains : entre effets climatiques et anthropiques

Bien que les sévères sécheresses des années 1970 et 1980 en Afrique de l’Ouest soient considérées comme les événements climatiques les plus significatifs du siècle à l’échelle mondiale (Hulme et al., 2001), les réponses hydrologiques ont largement différé selon les zones éco-climatiques. Ainsi en zone soudano-guinéenne, les suivis effectués sur différents bassins sont allés dans le sens d’une nette diminution (40-60 %) des écoulements ainsi qu’une baisse du niveau des nappes (Conway et al., 2009 ; Descroix et al., 2009 ; Mahé et al., 2013). Plusieurs études ont en revanche indiqué une augmentation du ruissellement dans plusieurs bassins sahéliens, notamment au Burkina-Faso (Albergel, 1987 ; Mahé et al., 2005), au Niger (Leduc et al., 2001 ; Séguis et al., 2004 ; Descroix et al., 2009, 2013 ; Amogu et al., 2010), au Mali (Gal et al., 2017) ou encore en Mauritanie (Mahé & Paturel, 2009) ; ainsi qu’une augmentation du nombre et du volume des mares (Massuel, 2005 ; Leblanc et al., 2008 ; Gardelle et al., 2010 ; Kergoat et al., 2015 ; Gal et al., 2016) et une hausse du niveau des nappes (Favreau, 2000 ; Favreau et al., 2009 ; Massuel et al., 2011). Cette évolution contre-intuitive de l’hydrologie sahélienne est couramment appelée « le Paradoxe Sahélien ».

Un événement majeur s’étant aussi produit depuis les dernières sécheresses historiques est le remaniement sans précédent de l’occupation des sols. Plusieurs études ont en effet révélé une forte expansion des zones cultivées et une augmentation de l’exploitation du bois combustible au détriment de la végétation naturelle en différents points du Sahel (Leduc et al., 2001 ; Leblanc et al., 2008 ; Descroix et al., 2009 ; Gardelle et al., 2010 ; Ruelland et al., 2010) ; expansion fortement induite par le boom démographique observé sur la même période (Mahé et al., 2010). Hormis dans les zones les plus arides au Nord, cette tendance est commune à l’ensemble de l’Afrique de l’Ouest et s’observe aussi en région soudanienne (Leroux, 2012 ; Djohy et al., 2016). Dans le même temps, la durée des jachères a été considérablement réduite (Valentin et al., 2004). Ceci a restreint la fertilité des sols, diminuant la productivité des cultures et favorisant d’autant plus leur expansion. Cette conversion des savanes sahéliennes en terres cultivées a augmenté l’érosion hydraulique et éolienne favorisant l’encroutement. Ainsi à l’échelle locale, les propriétés hydrodynamiques des sols ont été modifiées entraînant une réduction de la capacité d’infiltration et une forte augmentation des coefficients de ruissellement (Séguis et al., 2004 ; Mahé & Paturel, 2009 ; Le Breton, 2012 ; Mamadou, 2012 ; Sighomnou et al., 2013).

Cette hausse du ruissellement a entraîné une augmentation de la connectivité hydraulique des bassins versants endoréiques sahéliens. Plusieurs auteurs ont en effet mis en évidence le développement spectaculaire du réseau de drainage, notamment au Sud-Ouest Niger (Massuel, 2005 ; Leblanc et al., 2008) et au Mali central (Gal et al., 2017). Cette intensification de la densité de drainage conduit certains bassins sahéliens à une rupture

d'endoréisme pouvant aboutir à une connectivité entre bassins voire à la contribution directe aux écoulements des grands fleuves (Mamadou et al., 2015).

Les changements du couvert végétal, sont également dus en partie aux effets directs des déficits de précipitation depuis les sécheresses des années 1970 et 1980, notamment en zone pastorale où la mise en culture est impossible. Les végétations naturelles ont sans aucun doute souffert de ces sécheresses extrêmes. Pierre et al. (2016) ont notamment montré que ces sécheresses ont raccourci et réduit l'amplitude du cycle végétatif moyen de la strate herbacée. Par la suite, la reprise des précipitations enclenchée dans les années 1990, s'est accompagnée d'une tendance générale positive dans les indices de végétation tels que le NDVI. Ce dernier point a entraîné plusieurs auteurs à parler de « reverdissement » du Sahel (Eklundh & Olsson, 2003 ; Anyamba & Tucker, 2005 ; Herrmann et al., 2005 ; Hickler et al., 2005 ; Olsson et al., 2005 ; Capecchi et al., 2008). Cependant Dardel et al. (2014b) et Leroux et al. (2017) ont montré que ce « reverdissement » était hétérogène ; une dégradation, en particulier du couvert herbacé, pouvant être observé localement. C'est notamment le cas au Sud-Ouest Niger, où la diminution de la fertilité des sols et la progression des surfaces cultivées a entraîné une diminution du développement de la strate herbacée (Hiernaux et al., 2009a).

De la même manière, plusieurs études ont mis en évidence la dégradation locale de la végétation ligneuse. Dans la région du Gourma qui reste faiblement anthropisée, l'analyse du suivi sur le long terme des peuplements ligneux a conclu à un déclin de la densité de la strate arborée sur les sols peu profonds (Hiernaux et al., 2009b). Sur cette même région, Dardel et al. (2014a) ont montré que les écosystèmes des sols profonds montraient une forte résilience tandis que ceux des sols peu profonds présentaient des signes de dégradation. Ainsi à l'échelle régionale, le Gourma est une zone où la tendance au reverdissement est forte, même si des changements contrastés y coexistent.

La strate arbustive et en particulier les systèmes de brousses tigrées ont également connu de fortes perturbations. Plusieurs auteurs rapportent ainsi une nette diminution de ces écosystèmes largement répandus par le passé (Leblanc et al., 2008 ; Ruelland et al., 2010 ; Touré et al., 2010). Les bandes de végétation très dense de la brousse tigrée constituent une barrière efficace contre l'érosion éolienne, permettant une accumulation des sédiments et favorisant par conséquent l'infiltration. La dégradation des brousses tigrées constitue un élément prépondérant dans l'augmentation locale du ruissellement (Gal, 2016).

Par ailleurs, si la reprise des précipitations a pu favoriser un reverdissement partiel du Sahel, notamment un regain par endroit du couvert ligneux épars (Spiekermann et al., 2015 ; Brandt et al., 2016), différents auteurs ont mis en évidence une réduction globale de la biodiversité végétale (Maranz, 2009 ; Brandt et al., 2015). Wittig et al. (2007) ont également montré que des espèces mentionnées comme strictement sahéliennes dans la littérature pré-sécheresses, se retrouvent désormais en zone réputée soudanienne, ce qui soutient la thèse d'un déplacement vers le Sud des zones bioclimatiques et notamment une « sahélistation » de la bordure soudanienne. Ainsi, la simple observation d'un retour de la végétation ne permet pas d'affirmer que la désertification est en recul au Sahel (Ozer et al., 2007). De plus, la progression du Sahara sur la bande sahélienne plus au Nord, reste d'actualité (Thomas & Nigam, 2018). Le débat entre les tenants d'une désertification et ceux d'un reverdissement du

Sahel n’est donc pas tranché, la vérité se situant très probablement entre les deux (Dardel, 2014).

4.3.2. Prévisions climatiques et démographiques : quel avenir pour les éco-hydrosystèmes ouest africains ?

Les modèles climatiques comportent de nombreuses incertitudes et fournissent parfois des trajectoires contradictoires. Néanmoins, les projections climatiques actuelles s’accordent sur une hausse globale des températures (+2.8 °C durant les décades 2031–2060 comparé à la période 1961–1990 ; Sultan et al., 2014), pouvant se traduire aussi par une hausse de la demande évaporatoire (Ardoin-Bardin et al., 2009). Par exemple, sur six stations météorologiques au Bénin, Obada et al. (2017) anticipent une augmentation de 7 à 20 % de l’ETP d’ici 2100 selon les scénarios RCP4.5 et RCP8.5¹, et une répartition saisonnière non uniforme de ces augmentations.

Le devenir des précipitations reste globalement plus incertain (Druryan, 2011 ; Laprise et al., 2013). Certaines publications font notamment état d’une augmentation des pluies dans le centre du Sahel (Burkina Faso, Sud-Ouest Niger, Nord-Nigéria) et une diminution à l’Ouest (Sud-Mauritanie, Sénégal, Sud-Ouest Mali). Les déficits de précipitations projetés seraient en outre concentrés au début de la saison de mousson tandis que les anomalies positives se rencontreraient en fin de saison sur l’ensemble du Sahel. Ceci se traduirait par une modification de la saisonnalité de la MOA avec notamment une saison des pluies plus tardive et probablement plus courte dans la partie ouest du Sahel (Biasutti & Sobel, 2009 ; Fontaine et al., 2011 ; Monerie et al., 2012, 2013 ; Biasutti, 2013 ; Sultan et al., 2014). Ces mêmes études s’accordent par ailleurs sur une absence de changements significatifs dans les volumes précipitées en région soudano-guinéenne mais une diminution dans le golfe de Guinée. En termes de ruissellement, à l’horizon 2050, les scénarios actuels pourraient quant à eux laisser présager une diminution du ruissellement, dans des proportions variables, dans les bassins versant du Nord-Ouest et d’une augmentation dans la partie Sud-Est de l’Afrique de l’Ouest (Ardoin-Bardin et al., 2009 ; Mahé et al., 2009).

Cette augmentation de température combinée à une possible modification de la saisonnalité des pluies risquent de réduire le rendement des cultures (Schlenker & Lobell, 2010 ; Roudier et al., 2011 ; Sultan et al., 2013). Sultan et al. (2014) estiment par exemple à 16-20% la diminution du rendement des cultures et une forte augmentation de la variabilité interannuelle dans la partie Ouest du Sahel à l’horizon 2060. Dans le même temps, selon les démographes, dans leur scénario le plus bas, la population de la région aura plus que doublé d’ici 2050, et augmentera même de plus de 300 % si la fécondité demeure à son niveau actuel (United Nations, 2017 ; Figure 4.5). Ainsi, si la population ouest africaine représentait un peu

¹ Les RCP pour « Representative Concentration Pathway » sont les scénarios d’émission de gaz à effet de serre utilisés par le GIEC. Le RCP 8.5 est le scénario le plus pessimiste prévoyant une augmentation croissante des émissions tandis que le scénario 4.5 est un scénario intermédiaire qui prévoit une stabilisation des émissions à l’horizon 2100.

moins de 5 % de la population mondiale en 2015, elle devrait représenter entre 13 et 20 %, selon les scénarios, d’ici la fin du siècle.

Cette forte augmentation démographique combinée à la diminution des rendements laisse présager le maintien voire l’accélération de l’expansion en cours des zones de cultures pour répondre aux besoins des populations. A défaut, les différents scénarios climatiques laissent envisager une augmentation généralisée de la malnutrition en Afrique de l’Ouest (Liu et al., 2008). Ces changements plausibles d’occupation du sol auront potentiellement des conséquences néfastes sur la fertilité des sols et entraîneront à nouveau des modifications des écoulements. Par ailleurs, ils pourraient entraîner des rétroactions sur le climat local, en contribuant notamment à une modification des régimes et/ou des cumuls de pluies (Taylor et al., 2002).

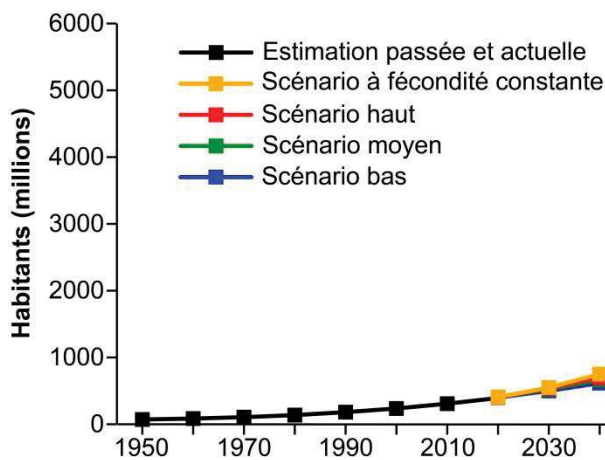


FIGURE 4.5 : Scénarios d’évolution démographique de la population ouest africaine pour la période 1950-2100 (Source chiffres : United Nations, 2017)

4.4. Synthèse des connaissances acquises concernant le processus d'évapotranspiration

En Afrique de l'Ouest, les sites de mesure directe des flux de surface (dont l'ET) sont peu nombreux (Baldocchi et al., 2001 ; Karbou et al., 2012) comparativement aux jeux de données disponibles en Amérique du Nord (réseau AmeriFlux¹), en Europe (réseau EuroFlux²) ou en Chine (réseau AsiaFlux³). Toutefois, quelques programmes mêlant observations et modélisation ont été menés par la communauté scientifique. On citera notamment les programmes :

- HAPEX-Sahel⁴ (Goutorbe et al., 1994, 1997), mené au sud-ouest Niger dans les années 90 ;
- AMMA (Redelsperger et al., 2006) lancé en 2001 et qui s'appuie sur le Service National d'Observation AMMA-CATCH comprenant plusieurs sites instrumentés à différentes échelles emboîtées (cf Chapitre 6) le long d'un gradient éco-climatique latitudinale ;
- GLOWA Volta⁵ (Van de Giesen et al., 2002) lancé en 2000 et visant à apporter un support scientifique pour la gestion durable des ressources en eau sur le bassin de la Volta dans un contexte de changements climatiques .

Les principaux résultats qui ont pu être extraits de ces programmes concernant le processus d'évapotranspiration sont présentés ci-après par grande « question scientifique », puis dans la mesure du possible, par zone éco-climatique du Nord au Sud et par ordre chronologique.

4.4.1. Traits de comportement des écosystèmes et variabilité spatio-temporelle de l'évapotranspiration

Sahel pastoral

Au Mali, en région Nord-sahélienne, à partir de trois années de mesures de flux sur trois sites contrastés du réseau AMMA-CATCH – zone semi-désertique (Bamba), sol nu rocailloux (Eguerit), prairie herbeuse sur sol sableux (Agoufou), forêt inondée d'acacias (Kelma) – Timouk et al. (2009) ont montré la forte variabilité des flux, en termes de dynamique et d'amplitude saisonnière, selon le type de couvert. Les auteurs ont notamment souligné que la variabilité inter-sites était plus forte que la variabilité saisonnière. Plus particulièrement, les sites dépourvus de végétation (Bamba et Eguerit) présentaient des flux H et LE relativement constants au cours de l'année avec simplement une légère augmentation durant la saison de mousson due à l'augmentation du Rn . À l'inverse, les sites de prairie et de forêt montraient un

¹ <http://ameriflux.lbl.gov/>

² <http://www.europe-fluxdata.eu/>

³ <http://asiaflux.net/>

⁴ The Hydrologic Atmospheric Pilot EXperiment in the Sahel

⁵ Global Change and the Hydrological Cycle in the Volta Basin

cycle saisonnier très marqué avec un flux H (respectivement LE) diminuant (augmentant) fortement durant la saison de mousson. Les auteurs ont également mis en exergue le rôle des transferts latéraux d’eau dans la variabilité inter-sites des flux turbulents et notamment le fort ruissellement de surface sur les affleurements rocheux (cas d’Eguerit) et l’accumulation des écoulements dans des dépressions argileuses (cas de Kelma).

Sahel agropastoral

Dans le cadre du programme HAPEX-Sahel, en analysant les bilans d’eau et d’énergie mesurés sur une zone de brousse tigrée durant une saison des pluies, Culf et al. (1993) ont estimé que 95 % des précipitations étaient « évapotranspirées », dont au moins 73 % provenait de la végétation. Cette dernière ne couvrant qu’environ 40 % de la zone de brousse tigrée étudiée, les auteurs suggèrent une microcirculation des flux d’eau : les zones de sol nu semblant servir de collecteurs de pluie pour la végétation. Dans la lignée de ces travaux, en utilisant l’approche de Ritchie (1972)¹, Wallace & Holwill (1997) ont montré que, sur l’ensemble de la zone de brousse tigrée, l’évaporation du sol représentait environ 28 % des précipitations annuelles mais que cette proportion pouvait être considérablement plus importante durant les années sèches.

Kabat et al. (1997) ont mis en évidence les différences de fonctionnement d’une jachère de savane arbustive et d’une zone de brousse tigrée durant une saison humide au Niger. Les auteurs ont souligné que la jachère présentait un maximum d’évapotranspiration inférieur à la brousse tigrée mais que le rapport de Bowen ($\beta = H/LE$) était relativement similaire entre les deux sites. Gash et al. (1997) ont ensuite comparé le fonctionnement de différents couverts typiques du Sahel (culture de mil, jachère arbustive, brousse tigrée) à différentes stations de mesures au sud-ouest Niger. Les auteurs ont notamment montré que la culture de mil convertissait une proportion moins importante de l’énergie disponible en flux de chaleur latente que la brousse tigrée et la jachère.

Dans le cadre du programme AMMA, au sud-ouest Niger, en comparant les mesures de flux réalisées durant trois années de pluviométrie contrastée sur une jachère et une culture de mil, Ramier et al. (2009) ont mis en évidence des différences significatives dans la réponse de ces deux types de couvert à un déficit pluviométrique. Les auteurs ont notamment montré que l’ET était plus directement corrélée aux précipitations sur la jachère que sur la culture de mil. Par ailleurs, durant la saison de mousson, la culture de mil présentait une ET quasiment systématiquement supérieure à la jachère. Les mesures d’humidité dans le sol, ont révélé des stocks plus importants sous le mil que sous la jachère. Les auteurs ont suggéré que les différences en terme de variabilité interannuelle et d’amplitude du flux LE résultaient ainsi d’une différence de besoin en eau plutôt que d’une différence d’infiltration entre ces deux couverts. A l’aide du modèle SiSPAT² (Braud et al., 1995), Velluet et al. (2014) ont par la

¹ L’approche de Ritchie consiste à modéliser l’évaporation depuis un sol nu en considérant qu’elle s’effectue en deux phases. Dans la première, juste après la pluie, l’évaporation est à son niveau potentiel et ce durant un nombre de jours paramétré, après quoi la deuxième phase s’enclenche. L’évaporation décroît alors avec la racine carrée du temps.

² Simple Soil Plant Atmosphere Transfer model

suite étayé et approfondi les travaux de Ramier et al. (2009). Le modèle a été étalonné et validé sur sept années de mesures sur ces mêmes parcelles (culture de mil et jachère) et a permis aux auteurs d'établir une climatologie des flux d'eau et d'énergie sur ces deux couverts typiques du Sahel agropastoral. L'évapotranspiration moyenne annuelle représentait 82 % (respectivement 85 %) des précipitations sur la jachère (mil) mais montrait un partitionnement évaporation/transpiration et un cycle saisonnier relativement différents entre les deux couverts. Sur le mil, 37 % du volume d'eau évapotranspiré correspondait à de la transpiration contre seulement 29 % sur la jachère. Le cycle saisonnier de l'évaporation du sol était très similaire entre les deux écosystèmes et suivait bien celui de la pluie, avec cependant un cumul légèrement plus important pour la jachère. Les cycles de la transpiration des deux couverts végétaux étaient en revanche plus contrastés. Par rapport au cœur de la saison des pluies, il présentait un décalage d'environ un mois pour la jachère contre un mois et demi pour la culture de mil. Ce décalage plus important sur la culture de mil s'expliquait notamment par une extraction racinaire dans les horizons profonds (1.5 – 2 m) alors que le sol sus-jacent était déjà sec durant les mois de novembre-décembre ; ce qui n'a pas été observé sur la jachère dont le cycle de transpiration était homothétique à celui du stock d'eau dans les horizons de surface (0 – 1.5 m). Ainsi les auteurs ont pu mettre en évidence que sur les parcelles mises en culture, le développement plus important de l'appareil racinaire ainsi que le travail du sol, favorisaient une infiltration profonde se traduisant par un terme de drainage à 4 m de profondeur (~ 7 % du bilan d'eau moyen annuel) ; drainage n'ayant été ni directement observé, ni modélisé sur la jachère. Ces éléments corroboraient aussi le fait que les repousses annuelles des arbustes (*Guiera senegalensis Lam*) présentes sur la parcelle de mil restaient en feuillaison une large partie de la saison sèche, *a contrario* de ces mêmes arbustes largement présents dans la jachère qui perdaient leurs feuilles peu de temps après la fin de la saison des pluies.

Sur le petit bassin endoréique de Wankama au sud-ouest Niger, à partir d'un modèle éco-hydrologique¹, Boulain et al. (2009b) ont bâti des scénarii afin d'étudier les effets des changements d'occupation du sol et de pluviométrie observés dans la région sur les composantes du bilan d'eau. Dans ces simulations, le bilan hydrique du bassin versant était dominé par le terme d'ET, qui représentait 60 à 65 % des précipitations annuelles en année humide et plus de 85 % en année sèche. L'ET semblait être plus sensible aux changements d'occupation du sol qu'au climat, mais avec des variations qui restaient inférieures à 10 %. Les auteurs ont également montré une diminution de l'ET annuelle de 1975 à 1992 de l'ordre de 10 mm/an qui a été attribuée au déboisement et à l'expansion des zones cultivées enclenchées dès les années 1970.

¹ Le modèle est issu du couplage du modèle hydrologique distribué abc-rwf (Cappelaere et al., 2003 ; Peugeot et al., 2003) et du modèle 3D mécaniste TREEGRASS (Simioni et al., 2000)

Zone Soudano-guinéenne

Dans le cadre du programme GLOWA Volta, à partir de dix-huit mois de mesures de flux sur une zone de savane cultivée au Burkina-Faso, Bagayoko et al. (2007) ont montré que, pendant la saison des pluies, l'évapotranspiration était le terme prépondérant du bilan d'énergie (71 %). En revanche, en saison sèche, 77 % de l'énergie disponible était dissipée vers l'atmosphère sous forme de chaleur sensible. Sur un autre site de savane moins anthropisé (savane arborée) au Burkina-Faso, Brümmer et al. (2008) ont obtenu, à partir de deux ans de mesures, des résultats similaires. Ils ont à nouveau mis en évidence un bilan d'énergie largement dominé par le flux de chaleur latente en saison humide, et le flux de chaleur sensible en saison sèche. En saison humide, les auteurs ont rapporté des valeurs de fraction évaporative de l'ordre de 0.8 soit légèrement supérieures à celles obtenues par Bagayoko et al. (2007).

Au Bénin, en région soudanienne, Guyot et al. (2012) ont analysé trois années de flux turbulents mesurés par scintillométrie au-dessus d'une savane hétérogène. Les auteurs ont montré que la fraction évaporative était relativement constante (~ 0.67) durant la saison de mousson et montrait en revanche une forte variabilité durant les phases de transition. Leurs résultats pointaient par ailleurs une ET non négligeable durant la période sèche, qui correspondrait à la signature de la végétation soudanienne persistante. Auparavant, Guyot et al. (2009) avaient également mis en évidence une ET résiduelle non négligeable durant la saison sèche et ont montré qu'elle était liée à la vidange de la nappe. Ces résultats ont ensuite été étayés par des études hydrogéologiques et hydrologiques qui ont montré que ces nappes étaient généralement déconnectées des rivières et que la principale hypothèse pour expliquer leur vidange saisonnière était la reprise par les arbres (Descloitres et al., 2011 ; Séguis et al., 2011b ; Richard et al., 2013).

Par la suite, Mamadou et al. (2014) ont analysé une année de flux turbulents mesurés par EC sur une jachère au Nord du Bénin. Durant la saison sèche, le flux H était largement dominant ($\beta \sim 10$). Cependant, une faible mais significative évapotranspiration était mesurée ($EF = 0.08$). Les auteurs ont attribué cette ET résiduelle à la transpiration d'arbustes en périphérie de la tour à flux qui étaient supposés avoir accès aux réserves de la nappe phréatique. Durant la saison de mousson, la fraction évaporative restait stable ($EF = 0.75$) et l'ET était dominante. Durant les périodes de transition, les flux LE et H étaient en revanche très variables en fonction des forçages atmosphériques et de la réponse de la surface à des événements pluvieux isolés

4.4.2. Représentation de l'évapotranspiration par les modèles hydrologiques et de surface

Sur le bassin versant de la Donga (586 km²) au Nord du Bénin, Le Lay (2006) a comparé le partitionnement des termes du bilan d'eau simulés par les modèles hydrologiques GR4J (Perrin et al., 2003) et TOPAMMA (Le Lay et al., 2008) tous deux étalonnés sur les chroniques de débit mesurées *in situ*. L'auteur a montré que pour simuler des débits identiques, les deux modèles fournissaient une répartition très différente entre les termes d'ET et d'infiltration profonde.

De manière plus inter-sites au réseau de mesures de l'Observatoire AMMA-CATCH, un projet d'inter-comparaison de modèles de surface (LSM pour Land Surface Model) a été proposé dans le but d'évaluer la capacité de ces modèles à restituer les bilans d'énergie et d'eau en Afrique de l'Ouest (projet ALMIP ; AMMA Land surface Model Intercomparison Project ; Boone et al., 2009a, 2009b). Le projet a été découpé en deux phases successives, la première étant consacrée à une analyse régionale à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest (Boone et al., 2009a) et la seconde à une analyse à méso-échelle sur les trois sites de l'observatoire au Mali, au Niger et au Bénin (Boone et al., 2009b). Dans ce contexte, Peugeot et al. (2011) ont notamment comparé, sur une année, les simulations de dix LSMs au regard des simulations du modèle hydrologique TOPAMMA. Cette étude menée à méso-échelle sur le bassin versant de l'Ouémé supérieur a montré que le modèle TOPAMMA sous-estimait largement l'ET par rapport aux LSMs qui eux en revanche surestimaient le ruissellement (refus à l'infiltration). Grippa et al. (2017) ont comparé 25 LSMs sur un site de méso-échelle dans la région du Gourma au Mali. Les auteurs ont montré une très forte variabilité inter-modèle souvent supérieure à la variabilité spatiale de l'ET simulée. La moyenne multi-modèle restait en bon accord avec les observations locales avec cependant une sous-estimation systématique en cœur de saison des pluies

4.4.3. Potentiel des méthodes de télédétection pour l'estimation de l'évapotranspiration

Sahel

Quelques expériences d'estimation de l'ET par télédétection ont été menées sur les sites sahéliens de l'observatoire AMMA-CATCH. Dans la région du Gourma, au Mali, García et al. (2013) ont appliqué le modèle PT-JPL (Fisher et al., 2008) à partir de produits MSG-SEVIRI (T_s et α) et MODIS (NDVI, LAI et f_{APAR}). Les estimations du modèle ont été évaluées en regard de mesures EC acquises sur le site d'Agoufou (savane ouverte). Les auteurs ont montré que l'introduction dans le modèle d'un facteur de stress hydrique dans le sol basé sur le principe d'inertie thermique apparente¹ (calculé à partir de T_s et α) permettait

¹ L'inertie thermique est une propriété physique qui mesure la réponse thermique d'un matériau aux changements de température. Plus l'inertie thermique d'un sol est faible plus ses fluctuations diurnes de température sont faibles. Plus un sol est humide, plus son inertie thermique est réduite.

de considérablement améliorer les performances du modèle dans ce type de conditions éoclimatiques.

Marshall et al. (2013) ont proposé de combiner le modèle de télédétection PT-JPL et le LSM NOAH¹ (Chen et al., 1996) en remplaçant le terme de transpiration du modèle NOAH par celui du modèle PT-JPL. Le modèle hybride ainsi développé a été évalué au pas de temps mensuel sur 8 stations EC en Afrique sub-saharienne dont les deux stations AMMA-CATCH au Sud-Ouest Niger. Sur l'ensemble des sites, le modèle hybride présentait de meilleures performances que les modèles PT-JPL et NOAH pris indépendamment. Plus particulièrement, au pas de temps mensuel, les auteurs ont rapporté de bonnes performances de ce modèle hybride sur les deux stations du Sud-Ouest Niger ($R^2 = 0.91$, $RMSE = 74 \text{ W.m}^{-2}$)

Zone Soudano-guinéenne

Au Ghana, Schüttemeyer et al. (2007) ont développé un algorithme d'estimation de l'ET par télédétection basé sur l'équation de Makkink (1957). L'ET y est calculée ainsi :

$$ET = VF 0.65 \frac{\Delta}{L(\Delta + \gamma)} Rg \quad (4.1)$$

où VF est la fraction de végétation verte dérivée de valeurs d'EVI fournies par le capteur MODIS tandis que le rayonnement global (Rg) est dérivé de données Meteosat. Les estimations ainsi obtenues ont été comparées à des mesures effectuées sur deux sites équipés d'un scintillomètre. Sur environ trois mois de mesures, les auteurs ont rapporté de bonne performances sur les deux sites étudiés ($R = 0.88 - 0.90$, $RMSE = 47.1 - 59.3 \text{ W.m}^{-2}$).

Sur un petit sous-bassin de la Volta, Opoku-Duah et al. (2008) ont comparé les estimations du modèle SEBAL obtenues à partir de données MODIS d'une part et AATSR à bord du satellite européen ENVISAT d'autre part. Les estimations de SEBAL ont notamment été évaluées localement en regard de mesures issues d'un scintillomètre. Régionalement, les estimations MODIS et AATSR ont été comparées à des estimations de SEBAL issues d'une image Landsat ETM+. Les estimations issues de MODIS montraient une bonne corrélation avec les estimations Landsat ($R^2 = 0.71$). Elles présentaient en revanche un fort biais négatif ($\sim - 2.0 \text{ mm/jour}$) quand les auteurs les ont comparées aux observations. Ils ont attribué ces erreurs à une différence d'échelle entre observations et estimations satellites. Les estimations issues du capteur AATSR montraient en revanche une très faible corrélation ($R^2 = 0.13$) avec les estimations Landsat ETM+ et les observations de terrain, que les auteurs ont attribué à des problèmes de corrections atmosphériques et de calibration du capteur.

¹ National centers for environmental prediction, Oregon state university, Air force, and Hydrology research laboratory at national weather service model

4.5. Synthèse et problématique scientifique

L'Afrique de l'Ouest est caractérisée par un fort gradient pluviométrique Nord-Sud et un gradient d'ETP inverse. Ces gradients antagonistes définissent des facteurs de contrôle de l'ET différents selon la latitude considérée. L'Afrique de l'Ouest est par ailleurs sujette à une forte variabilité climatique dans le temps, dont les effets sur le fonctionnement des hydrosystèmes sont désormais bien documentés. Les sécheresses historiques des années 70 et 80 ont engendré des baisses importantes des écoulements et du niveau des nappes en région soudano-guinéenne. En revanche en région sahélienne, ces anomalies pluviométriques n'ont pas abouti à une baisse du niveau des nappes, bien au contraire, une hausse est observée sur la région depuis plusieurs décennies. Celle-ci semble une conséquence de la forte anthropisation des milieux (déboisement et expansion des cultures) qui s'est amorcée de manière concomitante sur la région, en réponse à la forte augmentation de la démographie. D'un point de vue hydrologique, ceci se traduit également par une augmentation du ruissellement de surface et du nombre et du volume des mares. L'impact de ce remaniement sans précédent de l'occupation du sol, qui est commun avec la région soudano-guinéenne, sur les flux d'ET reste cependant peu étudié, faute de chroniques d'estimations robustes à large échelle.

En remobilisant les stocks d'eau de surface (évaporation) et profonds (transpiration), l'évapotranspiration joue un rôle prépondérant dans les interactions surface-atmosphère pour lesquels le Sahel est reconnu comme un « hot spot ». Toutefois, l'intensité et la nature des mécanismes mis en œuvre dans ce couplage restent encore mal compris. Une meilleure caractérisation du terme d'ET à large échelle pourrait donc permettre de lever certains verrous scientifiques dans ce domaine.

La part de l'évapotranspiration dans le bilan hydrologique et énergétique demeure encore mal estimée aux échelles méso à régionale. A ces échelles, les modèles utilisés montrent de très fortes variabilités inter-modèles souvent supérieures à la variabilité spatiale. Pourtant les différentes études menées à l'échelle de la parcelle à partir d'observations ou de modèles détaillés montrent que l'ET est relativement variable selon les lieux et les couverts étudiés. Ces études locales ont en outre permis de mettre en exergue les différences de fonctionnement entre les principaux types de couverts rencontrés en Afrique de l'Ouest. Au Sahel, le cycle de l'ET est très majoritairement soutenu par l'évaporation du sol. Il est donc contraint par l'humidité des horizons de surface du sol et est par conséquent rythmé par le cycle des précipitations. Compte tenu de l'importance des forçages radiatifs et du pouvoir évaporant de l'atmosphère, la dynamique du flux d'ET entre deux jours de pluie est très rapide. En fin de saison de mousson et après les dernières pluies, la variation entre couverts est plus importante car le terme d'ET est totalement soutenu par la transpiration qui varie selon la phénologie des couverts. En région soudano-guinéenne, l'ET sur les couverts forestiers est moins tributaire de l'humidité de surface car le système racinaire de ces derniers leur donne accès à des réserves plus profondes, voire même directement aux nappes sous-jacentes. Sur ces zones plus humides, le cycle de l'ET est plutôt rythmé par l'ETP (i.e demande climatique) que par la pluviométrie. Cependant sur des couverts plus épars (type savane arborée), les périodes de transition entre saisons sèche et humide (et inversement) restent caractérisées par une forte

variabilité temporelle de la fraction évaporative. L'ET y alors nettement plus dépendante de la saisonnalité des pluies.

Dans le contexte qui vient d'être décrit et en s'appuyant sur les données collectées par l'observatoire AMMA-CATCH sur les sites du Sud-Ouest Niger, du Mali et du Bénin, ce travail de thèse vise à contribuer à (i) **une meilleure caractérisation spatio-temporelle du processus d'évapotranspiration** et (ii) **au développement et à l'évaluation de méthodes d'estimation de l'évapotranspiration par télédétection**.

Dans une optique d'application d'un modèle ET-RS en Afrique de l'Ouest, la forte variabilité spatiale de l'ET qui vient d'être décrite devra être considérée. Elle conditionnera notamment le choix du capteur utilisé qui déterminera à son tour la résolution spatiale des estimations d'ET. Toutefois, les travaux précités ont également démontré une forte variabilité temporelle des flux d'énergie et de vapeur d'eau. Ce dernier point doit également rentrer en ligne de compte dans le choix du capteur qui résultera par conséquent d'un compromis entre résolution spatiale et fréquence de revisite. Les différentes études qui viennent d'être synthétisées permettent par ailleurs d'amener quelques pistes de réflexion quant au type de modèle ET-RS à privilégier. La forte variabilité de l'ET entre deux épisodes pluvieux au Sahel et durant les périodes de transition en région soudano-guinéenne, suggère de s'attacher à correctement retranscrire l'effet du stress hydrique. Cela suppose d'utiliser des approches faisant notamment appel à des mesures de T_s qui traduit l'état thermo-hydrique de la surface. Le peu d'expériences d'estimation de l'ET via des approches de télédétection ayant déjà été mené en Afrique de l'Ouest pousse également dans ce sens. Dans cette optique, les objectifs et la démarche méthodologique de ces travaux sont présentés dans le Chapitre qui suit.

PARTIE II :

**Objectifs, démarche et zones
d'étude**

CHAPITRE 5 :

Objectifs et démarche méthodologique

5.1. Objectifs

En écho aux éléments bibliographiques et aux enjeux introduits au chapitre précédent, l'ambition première de cette thèse est de contribuer au développement et à la mise en œuvre de méthodes d'estimation de l'ET par télédétection en Afrique de l'Ouest. Dans cette optique, la réflexion a été orientée vers le choix d'une approche « opérationnelle » restant facilement applicable à l'échelle d'un méso-site et étant transposable à d'autres sites pour tenir compte de la variabilité éco-climatique rencontrée en Afrique de l'Ouest. Cette approche doit en outre être suffisamment précise et robuste pour fournir des produits d'ET de qualité, fiables dans le temps et exploitables par les différentes communautés scientifiques impliquées sur les questions du suivi des bilans d'eaux à échelle régionale (hydrologues, hydrogéologues, agronomes, écologues, etc.). Du fait que les régions semi-arides rencontrées en Afrique de l'Ouest soient d'une part faiblement documentées et d'autre part exposées aux problématiques du stress hydrique, les méthodes contextuelles, telles que la méthode du Triangle T_s -VI (Jiang & Islam, 1999) et S-SEBI (Roerink et al., 2000) semblent *a priori* pertinentes vers cet objectif (cf. Chapitre 3 et Annexe A). En effet, celles-ci requièrent peu de données auxiliaires météorologiques, ce qui en facilite leur application en Afrique de l'Ouest. D'autre part, elles reposent sur l'exploitation de la température de surface, grandeur accessible par télédétection infrarouge thermique et traduisant l'état thermo-hydrique de la surface à un instant donné (élément primordial si l'on s'intéresse à la problématique du stress hydrique).

La mise en œuvre d'une approche contextuelle en milieu semi-aride nécessite de se pencher sur différents verrous méthodologiques inhérents à ces méthodes et, de manière plus générale, à l'ensemble des approches d'estimation de l'ET par télédétection. Toutefois, le préalable à de tels développements consiste à évaluer la qualité des produits d'ET déjà disponibles en Afrique de l'Ouest afin de confirmer la nécessité de mettre en œuvre des approches plus adaptées au contexte ouest africain. A notre connaissance, une telle analyse comparative n'a jamais été menée dans cette région ; non seulement entre produits satellites mais aussi en regard d'observations de flux de surface acquises *in situ* (i.e. eddy correlation, scintillométrie) et/ou de simulations réalisées avec des modèles de surface

De manière spécifique aux méthodes contextuelles, la bonne détermination des limites (appelées bord sec et bord humide) du domaine T_s -VI (cas du Triangle) ou T_s - α (cas de S-SEBI) constitue l'une des difficultés majeures dans l'application de ces méthodes (Long & Singh, 2013). De nombreuses approches pour déterminer les bords de cette relation ont été proposées dans la littérature. Cependant aucun consensus sur les critères de sélection des méthodes de détermination de ces bords en fonction des conditions d'application ne s'en dégage. Ainsi le choix d'une méthode idéale varie en fonction du site étudié et de la période d'application (Garcia et al., 2014). Ceci limite considérablement l'application opérationnelle des méthodes contextuelles. Par ailleurs de nombreuses études ont montré que la moyenne des

estimations issues de plusieurs modèles ET-RS était significativement plus performante que chaque modèle pris indépendamment (e.g. Ershadi et al., 2014). De telles approches ensemblistes sont potentiellement applicables aux méthodes de détermination des bords.

Enfin, de manière plus générale, les estimations spatialisées d'ET qui découlent des approches de télédétection restent ponctuées de lacunes spatio-temporelles induites par la qualité des images, la présence de nuages, des défauts d'acquisition (e.g. angle de visée trop important, effet de hot spot, etc.) et/ou un intervalle de revisite du satellite insuffisant. De manière très courante, les lacunes en un point donné peuvent atteindre plusieurs dizaines, voire des centaines de jours par an. Il devient ainsi délicat, voire impossible, d'établir des bilans saisonniers ou annuels précis, ce qui constitue une limite importante de ces approches. Un enjeu majeur associé aux méthodes d'ET par satellite porte donc actuellement sur la proposition de nouvelles procédures d'interpolation spatio-temporelle des données ET permettant de combler les lacunes entre les estimations. Ce dernier point constitue, à ce jour, un domaine de recherche encore peu développé (Alfieri et al., 2017).

Pour apporter des éléments de solution à ces différentes problématiques, ces travaux de thèse ont été déclinés autour de trois grandes orientations scientifiques:

- i. Évaluation synthétique des différents produits d'ET globaux ou régionaux disponibles en Afrique de l'Ouest : mise en œuvre d'un exercice d'inter-comparaison croisant produits satellites existants, observations *in situ* et simulations numériques acquises ou disponibles par ailleurs.
- ii. Génération de produits d'ET ciblés sur l'Afrique de l'Ouest sur la base d'une approche contextuelle susceptible de fournir également des estimations d'incertitudes associées.
- iii. Réflexion sur les méthodes d'interpolation et/ou de reconstruction de séries temporelles d'ET au pas de temps journalier : bilan des méthodes classiquement utilisées et proposition de nouvelles alternatives ou concepts dans cette direction.

5.2. Démarche scientifique

Pour apporter des éléments de réponse à ces différents points, ce travail a été chronologiquement découpé en quatre grandes étapes. La première étape a concerné l'étude comparative des produits d'ET existants, dont les résultats ont motivé les développements méthodologiques qui s'en sont suivis. Ces développements ont ensuite été abordés au travers de trois nouvelles étapes, chacune d'elles portant sur un verrou méthodologique ou un enjeu clé pour la mise en œuvre d'une approche contextuelle en Afrique de l'Ouest. De la sorte, les trois étapes successives ont respectivement concerné : (i) la contextualisation de l'approche au milieu sahélien, (ii) sa transposition sur d'autres contextes éco-climatiques ouest africains et (iii) la proposition et la mise en œuvre de schémas d'interpolation des estimations d'ET afin de restituer un produit journalier sans lacunes. Par souci de clarté, il a été délibérément choisi de ne pas restituer les résultats obtenus exactement dans cet ordre chronologique. Les résultats de l'inter-comparaison des produits d'ET, préalables à la suite des résultats de ces travaux, sont ainsi présentés en dernier. Si cela casse une certaine logique de raisonnement, cela permet en contrepartie d'intégrer les produits nouvellement générés, qui nécessitent d'être confrontés aux produits déjà disponibles, dans cet exercice d'inter-comparaison, évitant ainsi une redondance dans la présentation des résultats. Un aperçu général de cette logique de présentation des résultats et de la démarche méthodologique est indiqué sur la Figure 5.1.

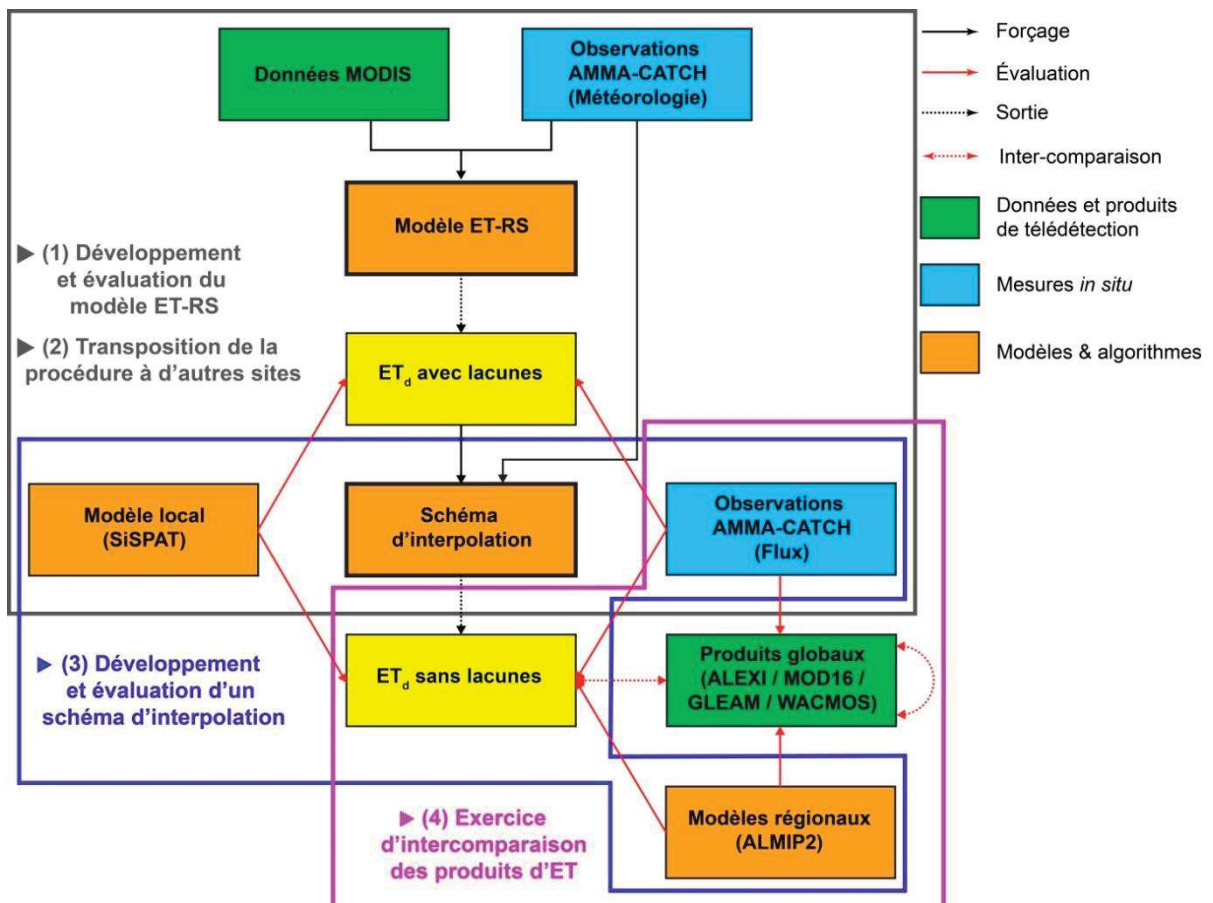


FIGURE 5.1 : Schématisation de la démarche méthodologique utilisée

5.2.1. Étape 1 : Développement et évaluation du modèle ET-RS

La première étape a consisté à développer une procédure de génération d'évapotranspiration journalière et de son incertitude épistémique, sur la base de méthodes contextuelles et adaptée au contexte de la MOA. Pour ce faire, l'outil EVApotranspiration Assessment from SPace (EVASPA ; Gallego-Elvira et al., 2013; Olioso et al., 2014) a été exploitée. EVASPA a été développé à l'INRA Avignon (laboratoire EMMAH¹), pour l'estimation en continu de l'ET journalière à partir de données de télédétections issues de capteurs fonctionnant dans les domaines solaire et IRT. EVASPA a été conçu pour calculer un ensemble d'estimations d'ET et une incertitude associée en combinant différents modèles ET-RS et différents jeux de données issus de divers capteurs embarqués (MODIS, Landsat et VIIRS² notamment). Pour l'heure, la version opérationnelle d'EVASPA fonctionne à partir de données issues du capteur MODIS à bord des plateformes TERRA et AQUA. Elle intègre par ailleurs, les approches contextuelles basées sur le calcul de la fraction évaporative à partir de la relation spatiale entre T_s et, soit l'albédo (comme dans la méthode S-SEBI), soit le NDVI ou la fraction de couvert (comme dans la méthode dite du Triangle). Pour chaque modèle contextuel, EVASPA propose de déterminer les bords humide et sec selon différentes configurations permettant ainsi de décrire une incertitude que l'on pourra qualifiée d'épistémique. L'une des forces de cet outil est d'être facilement modulable pour y inclure d'autres modèles ET-RS et d'autres jeux de données issus de capteurs fonctionnant dans les domaines solaire et IRT. La nouvelle version en cours de développement inclura ainsi des approches SEB 1-source (modèle SEBS de Su, 2002), 2-sources (modèle SPARSE de Boulet et al., 2015) et basées sur le principe de coefficient cultural (cf. Allen et al., 1998).

Dans ce travail, seul le modèle S-SEBI a été considéré. L'algorithme EVASPA S-SEBI Sahel (E3S) a été développé pour améliorer les estimations d'évapotranspiration de la procédure EVASPA en conditions de MOA. Deux principales modifications y ont été introduites : (i) un schéma de pondération *a priori* des méthodes de bords du domaine T_s - α permettant d'apporter une solution au problème du choix de la méthode de bord selon les conditions éco-climatiques d'application ; et (ii) une procédure de filtrage des effets résiduels de nuages permettant d'éliminer des pixels dont les valeurs de T_s sont biaisées et peuvent fausser la détermination des bords.

E3S a été évalué sur une période de quatre années contrastées sur le site pilote du Sud-Ouest Niger. Cette évaluation a été réalisée à partir d'estimateurs quantitatifs classiquement utilisés dans la littérature (erreur quadratique moyenne RMSE, Biais, efficacité de Nash-Sutcliffe NSE et coefficient de corrélation R^2)³ par rapport aux références disponibles. A l'échelle du pixel, deux types de références ont été considérés dans cette analyse. D'une part les observations *in situ* acquises par eddy correlation sur les parcelles de mil et de jachère (Cappelaere et al., 2009 ; Ramier et al., 2009) et d'autre part les simulations du modèle

¹ Environnement Méditerranéen et Modélisation des Agro-Hydrosystèmes

² Visible Infrared Imaging Radiometer Suite

³ Ces estimateurs statistiques sont définis en Annexe B

TSVA¹ SiSPAT (Braud et al., 1995) étalonné et validé sur ces mêmes observations (Velluet, 2014). A méso-échelle, le produit global GLEAM² (Miralles et al., 2011b ; Martens et al., 2017), qui reste un produit de référence à l'échelle du continent africain (Trambauer et al., 2014), a été utilisé comme base de comparaison. Pour ce faire, les moyennes journalières sur l'ensemble de la zone d'étude des produits E3S et GLEAM ont été comparées. A ce stade, différents aspects de la méthode E3S ont également été analysés concernant sa sensibilité (i) à l'heure de passage du satellite, (ii) aux erreurs sur ses variables d'entrée et (iii) à la méthode d'extrapolation de la valeur instantanée d'ET à son équivalent journalier.

5.2.2. Étape 2 : Transposition de la procédure à d'autres sites

Une fois éprouvée sur le site pilote du Sud-Ouest Niger, la procédure de génération d'ET journalière a pu être transposée sur les deux autres sites d'étude, au Mali et au Bénin. Cette transposition a permis d'analyser les potentialités d'E3S pour une gamme de conditions éco-climatiques représentatives de l'Afrique de l'Ouest. En ce sens, elle constitue une phase préliminaire indispensable au déploiement d'E3S sur l'ensemble du bassin versant du fleuve Niger ce qui constitue une ambition à moyen terme³. La méthode a été évaluée de façon similaire à l'analyse menée durant l'étape précédente. Les estimations d'E3S ont ainsi été comparées, à l'échelle du pixel, aux observations locales, et à méso-échelle au regard du produit GLEAM.

5.2.3. Étape 3 : Interpolation temporelle des estimations d'évapotranspiration

Les estimations fournies par E3S restent entachées de lacunes (présence de nuages, contraintes d'acquisition) rendant impossible l'établissement de bilans précis aux échelles supra-journalières. Des procédures d'interpolation des données ET ont donc été proposées et analysées. La plupart des procédures actuelles utilisent une simple interpolation linéaire du rapport entre l'ET et un support d'interpolation (e.g. rayonnement global ; cf. Alfieri et al., 2017). A partir des observations acquises sur les cinq sites locaux de l'observatoire AMMA-CATCH (Mali – 1 site, Niger – 2 sites, Bénin – 2 sites), trois méthodes d'interpolation croisées avec quinze supports d'interpolation ont été comparées. Seules les observations journalières acquises en conditions de non ennuagement ont été considérées pour l'interpolation, afin de se placer dans des conditions similaires à une configuration d'observation depuis une plateforme satellite. L'interpolation a ensuite été menée en considérant des intervalles de revisite correspondant à des capteurs à moyenne résolution (1 jour, type MODIS) jusqu'à des capteurs à haute résolution (16 jours, type Landsat).

¹ Transferts Sol-Végétation-Atmosphère

² Global Land Surface Evaporation: the Amsterdam Methodology

³ L'Agence de Bassin du Niger (ABN) a ciblé des estimations d'ET spatialisées plus robustes comme un objectif majeur pour l'amélioration de leur système de prévision destiné aux acteurs locaux (Workshop Niger des 14 et 15 septembre 2017, Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse)

Dans un deuxième temps, des méthodes alternatives de reconstruction de séries d'ET journalières ont été proposées. Une première méthode est basée sur le produit global GLEAM qui est utilisé pour piloter la trajectoire d'E3S entre deux dates d'acquisition. De manière similaire, une deuxième technique fait appel à un modèle paramétrique baptisé PAMEAS (PARAMetric Model for Evapotranspiration in the Agropastoral Sahel) spécialement développé dans le cadre de ces travaux de thèse, pour diriger la trajectoire d'E3S entre deux acquisitions. Ce modèle simple permet de simuler des chroniques journalières d'ET à partir de données de pluviométrie, de R_g et de LAI. Deux versions du modèle PAMEAS ont été utilisées. Une première version a été étalonnée sur les simulations du modèle SiSPAT, lui-même étalonné et validé sur les observations *in situ* acquises au Sud-Ouest (Velluet, 2014). Une deuxième version a quant à elle été étalonnée de façon spatialement distribuée en utilisant les estimations d'E3S non-interpolées. Enfin une méthode de fusion de données entre E3S, GLEAM et PAMEAS a été proposée pour tenter de tirer profit des informations apportées par chaque source d'estimations d'ET. Ces différentes méthodes de reconstruction ont été utilisées pour combler les lacunes dans les estimations d'E3S. Elles ont ensuite été comparées sur le site du Sud-Ouest Niger. Pour ce faire deux échelles de comparaison ont été considérées. Les différentes méthodes ont d'abord été évaluées à l'échelle du pixel au regard des observations *in situ*. Puis à méso-échelle (moyenne sur l'ensemble de la zone d'étude), elles ont été comparées à la moyenne d'ensemble des LSMs de l'exercice ALMIP2 (Boone et al., 2009b).

5.2.4. Étape 4 : Exercice d'inter-comparaison des produits d'évapotranspiration par télédétection

Cette étape a consisté à inter-comparer les différents produits d'évapotranspiration par télédétection disponibles en Afrique de l'Ouest. A notre connaissance, ce type d'exercice n'a encore jamais été mené en Afrique de l'Ouest. Outre les produits générés à partir d'E3S dans le cadre de cette thèse, sept produits globaux ont été comparés : MOD16 (Mu et al., 2011), ALEXI¹ (Anderson et al., 2011), les versions 3.1a et 3.1b du produit GLEAM² (Martens et al., 2017), et la série des produits WACMOS³ (Michel et al., 2016 ; Miralles et al., 2016) incluant les algorithmes PT-JPL⁴ (WACMOS-PT), MOD16 (WACMOS-PM) et GLEAM (WACMOS-GLEAM). Les différents produits ont été évalués sur les trois sites d'étude, à l'échelle du pixel en regard des observations *in situ* et à méso-échelle (moyenne sur l'ensemble de la fenêtre d'étude) en regard de la moyenne d'ensemble des LSMs de l'exercice ALMIP2 (moyenne multi-modèle). A l'échelle annuelle, en utilisant le produit de précipitations issu des travaux de Vischel et al. (2011) obtenu à partir des estimations acquises par le réseau de pluviomètres *in situ*, le réalisme de chacun des produits a également été évalué, de manière indirecte, via l'analyse du rapport ET/P.

¹ Atmosphere-Land Exchange Inverse

² Global Land Surface Evaporation: the Amsterdam Methodology

³ WATER Cycle Observation Multi-mission Strategy

⁴ Priestley-Taylor the Jet Propulsion Laboratory method

CHAPITRE 6 :

Sites d'étude et dispositifs instrumentaux

6.1 Sites d'études : le Service National d'Observation AMMA-CATCH

Le programme international AMMA¹ (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine ; Redelsperger et al., 2006) lancé en 2001, vise à améliorer notre compréhension des mécanismes physico-chimiques de la MOA, ainsi que ses répercussions socio-économiques. Pour répondre à ces objectifs, ce programme s'appuie, pour sa composante au sol, sur le Service National d'Observation (SNO) AMMA-CATCH² (Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique ; Lebel et al., 2009 ; Galle et al., 2018), qui vise spécifiquement à documenter sur le long terme les processus à l'interface surface-atmosphère (termes du bilan d'eau, termes du bilan d'énergie, dynamique et phénologie du couvert végétal) en Afrique de l'Ouest. Le SNO comprend trois sites de méso-échelle (~10⁴ km²) densément instrumentés, situés le long d'un gradient éco-climatique. Un premier site au Mali, est situé dans la bande pastorale du Sahel. Un deuxième site au Niger, couvre la partie agro-pastorale du Sahel. Enfin, un troisième site au Bénin, représente la zone soudanienne. Sur chaque site de méso-échelle, des observations acquises à plus fines échelles sont aussi programmées sur des super-sites et des sites locaux de mesures intensives. Dans ces travaux de thèse, les produits d'ET ont été générés sur les zones d'étude de méso-échelle, définies précisément dans le cadre de l'exercice ALMIP2 (Boone et al., 2009b), mais qui correspondaient approximativement aux super-sites (cas du Mali) ou aux méso-sites (cas du Niger et du Bénin) du SNO AMMA-CATCH (cf. Figure 4.1).

6.1.1 Site d'Hombori au Mali

Le site d'Hombori d'une superficie de 5 625 km² (1.20 – 1.90°O ; 15.00 – 15.70°N ; Figure 6.1), est localisé dans la région du Gourma, au centre-est du Mali (Mougin et al., 2009). Typique du Sahel pastoral, il est caractérisé par un climat tropical semi-aride avec un régime de précipitation unimodal. La saison des pluies s'étend de Juin à Septembre et est suivi par une saison sèche d'environ huit mois. La pluviométrie annuelle moyenne estimée à la station d'Hombori (1.7°O ; 15.3°N) est de 375 mm (période 1930-2015 ; Gal, 2016) et la température moyenne de l'air est mesurée à 30.2°C. L'hydrologie est exclusivement de type endoréique ; les écoulements s'effectuent dans des réseaux de ravines qui terminent leur course dans des marres temporaires ou des lacs pérennes comme dans le cas du bassin versant d'Agoufou (partie Nord Est de la zone ; Gardelle et al., 2010 ; Gal et al., 2016). La géologie

¹ <http://www.amma-international.org/>

² <http://www.amma-catch.org/>

du site comprend essentiellement des grès fracturés et des schistes érodés du précambrien. La zone est relativement vallonnée en particulier dans la partie ouest où le mont Hombori culmine à 1155 m (Figure 6.1.d). La typologie des sols suit un gradient latitudinal, avec au Nord la prédominance d'affleurement rocheux peu infiltrant et favorables au ruissellement de surface et au Sud des sols sableux à forte capacité d'infiltration (Gal, 2016). Les affleurements rocheux sont globalement dépourvus de couvert végétal ; tandis que la végétation des zones sableuses est dominée par la strate herbacée majoritairement composée d'espèces annuelles et dominée par les graminées (Hiernaux et al., 2009c ; Figure 6.1.c). La densité du couvert ligneux est particulièrement faible avec une moyenne de 100 ligneux par hectare (Hiernaux et al., 2009b). Néanmoins cette densité est spatialement variable et est notamment plus élevée dans les zones de dépôts argileux le long du réseau de drainage et aux abords des marres.

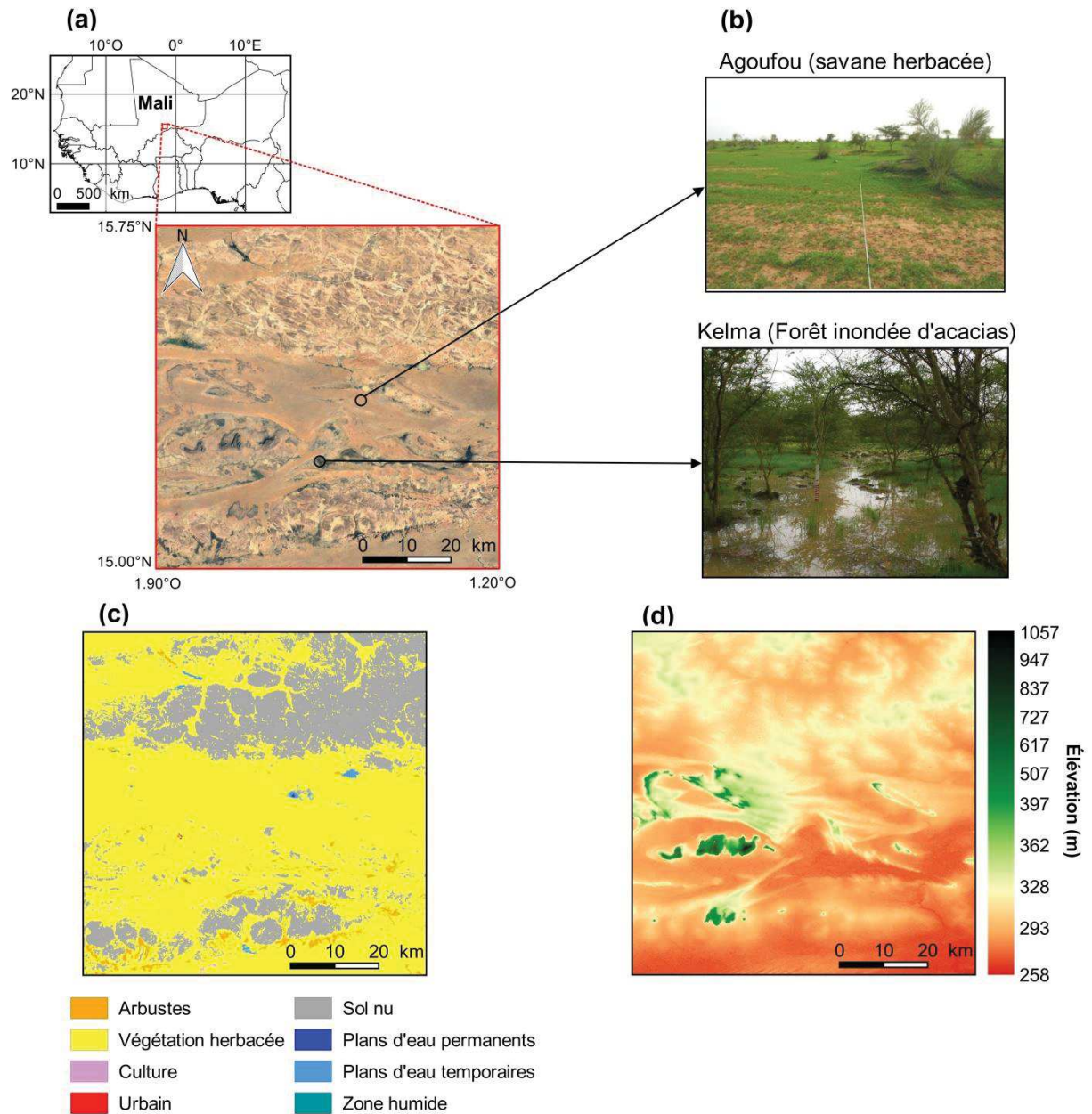


FIGURE 6.1 : Présentation du site du Mali : (a) Localisation en Afrique de l'Ouest et Image satellite (Google Earth, Image Landsat/Copernicus, image©2017 DigitalGlobe, image©2017 CNES/Airbus), (b) Photographies des sites locaux d'Agoufou et Kelma (Source : équipe AMMA-CATCH Mali, GET), (c) Occupation du sol (produit Copernicus Global Land Service issu d'images PROBA-V acquises en 2015), (d) Modèle digital d'élévation (SRTM DEM version 4)

6.1.2. Site du degré carré de Niamey au Niger

Le site nigérien est un site de 20 800 km² situé au Sud-Ouest de la République du Niger (1.55 – 3.15°E ; 12.85 – 14.15°N), englobant la capitale Niamey (Figure 6.2). Il est caractérisé par un climat tropical semi-aride avec une pluviométrie moyenne annuelle comprise, du Nord au Sud, entre 470 et 570 mm (moyenne sur la période 1990 – 2007) et une température moyenne d'environ 30°C (Cappelaere et al., 2009). La MOA apporte des précipitations convectives concentrées sur une saison des pluies unimodale de Mai à Octobre qui est suivie d'une longue saison sèche de Novembre à Avril. Sur le plan topographique, la zone est particulièrement plane avec des altitudes variant entre 165 et 294 m (Figure 6.2.d). Le site du Sud-Ouest Niger est traversé latitudinalement dans sa partie Ouest par le fleuve Niger et dans sa partie Est par la vallée fossile du Dallol Bosso. Dans sa partie Nord et Est, l'hydrologie y est essentiellement de type endoréique, tandis que la partie Sud-Ouest est entièrement exoréique. Sur le plan géologique, la zone est scindée en deux domaines dont la limite suit le fleuve Niger : le bassin sédimentaire des Lullemeden composé d'argile, de limon et de sables du Mio-pliocène en rive gauche et le massif du Liptako-Gourma composé de gneiss, de schistes et de granites d'origine précambrienne en rive droite (Cappelaere et al., 2009). Les sols sont essentiellement composés de sables rouges peu structurés en alternance avec des zones de cuirasse latéritique. Le paysage se structure pour l'essentiel autour de cultures de mil et de jachères de savanes arbustives, alternant dans un système rotatif traditionnel d'assolement agropastoral (Boulain et al., 2009b ; Peugeot et al., 2003 ; Figure 6.2.c). Dans une moindre mesure, des patches de brousse tigrée plus ou moins dégradées subsistent sur les zones de plateaux, en particulier en rive droite du Niger. Des potagers et vergers irrigués sont cultivés le long du fleuve Niger, dans son lit majeur et sa plaine d'inondation, et très localement dans des dépressions endoréiques, notamment dans l'ancien lit du Dallol Bosso.

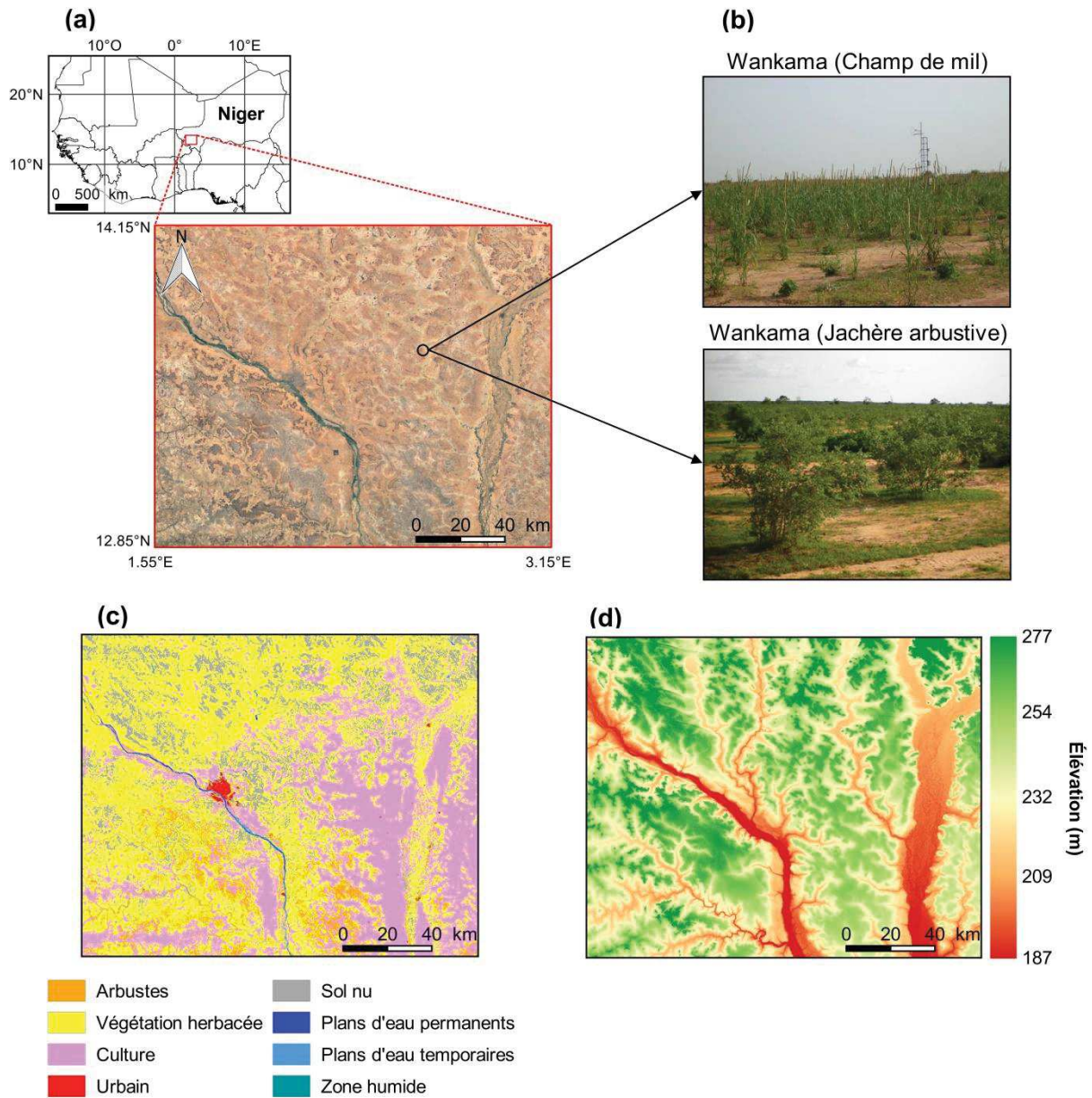


FIGURE 6.2 : Présentation du site du Niger : (a) Localisation en Afrique de l'Ouest et Image satellite (Google Earth, Image Landsat/Copernicus, image©2017 DigitalGlobe, image©2017 CNES/Airbus), (b) Photographies des sites locaux de Wankama (Source : équipe AMMA-CATCH Niger, HSM), (c) Occupation du sol (produit Copernicus Global Land Service issu d'images PROBA-V acquises en 2015), (d) Modèle digital d'élévation (SRTM DEM version 4)

6.1.3. Site de la Haute Vallée de l'Ouémé au Bénin

Le site du Bénin, d'une superficie de 17 500 km² (1.45 – 2.85°E ; 8.95 – 10.20°N) est situé dans la haute vallée du bassin de l'Ouémé à cheval sur le Bénin et le Togo (Figure 6.3). Cette zone d'étude est située en climat soudanien, avec une pluviométrie moyenne annuelle mesurée à la station de Djougou (1.6616°E 9.692°N) de 1303 mm sur la période 1950– 2009 (Guyot et al., 2012) et 1270 mm sur la période 2000-2012 (Guyot, 2010 ; Mamadou, 2014) dont environ 90 % est répartie entre les mois d'avril et d'octobre. A l'exception de sa partie Nord-Ouest, cette zone d'étude est relativement peu vallonnée avec des altitudes variant entre 223 et 644 m (Figure 6.3.d). D'un point de vue pédologique, la zone est largement dominée par des sols ferrugineux tropicaux à sesquioxydes de fer et de manganèse reposant sur une couche d'altérites (Richard, 2012 ; Mamadou, 2014). Concernant l'occupation du sol, les zones naturelles sont essentiellement composées de forêts claires sempervirentes ou semi-décidues et de savanes arborées composées d'une strate herbacée annuelle et d'une strate ligneuse à karité et néré notamment (Bel, 2010 ; Mamadou, 2014 ; Figure 6.3.c). On retrouve également des zones cultivées composées de parcelles de faible superficie de cultures vivrières (mil, manioc, maïs, igname) ou de rente (coton, anacarde) en alternance avec des jachères, en particulier en périphérie des centres urbains de Parakou (Sud-Est) et Djougou (Nord-Ouest). L'hydrologie est majoritairement de type exoréique, les écoulements convergeant vers le réseau hydrographique du fleuve Ouémé.

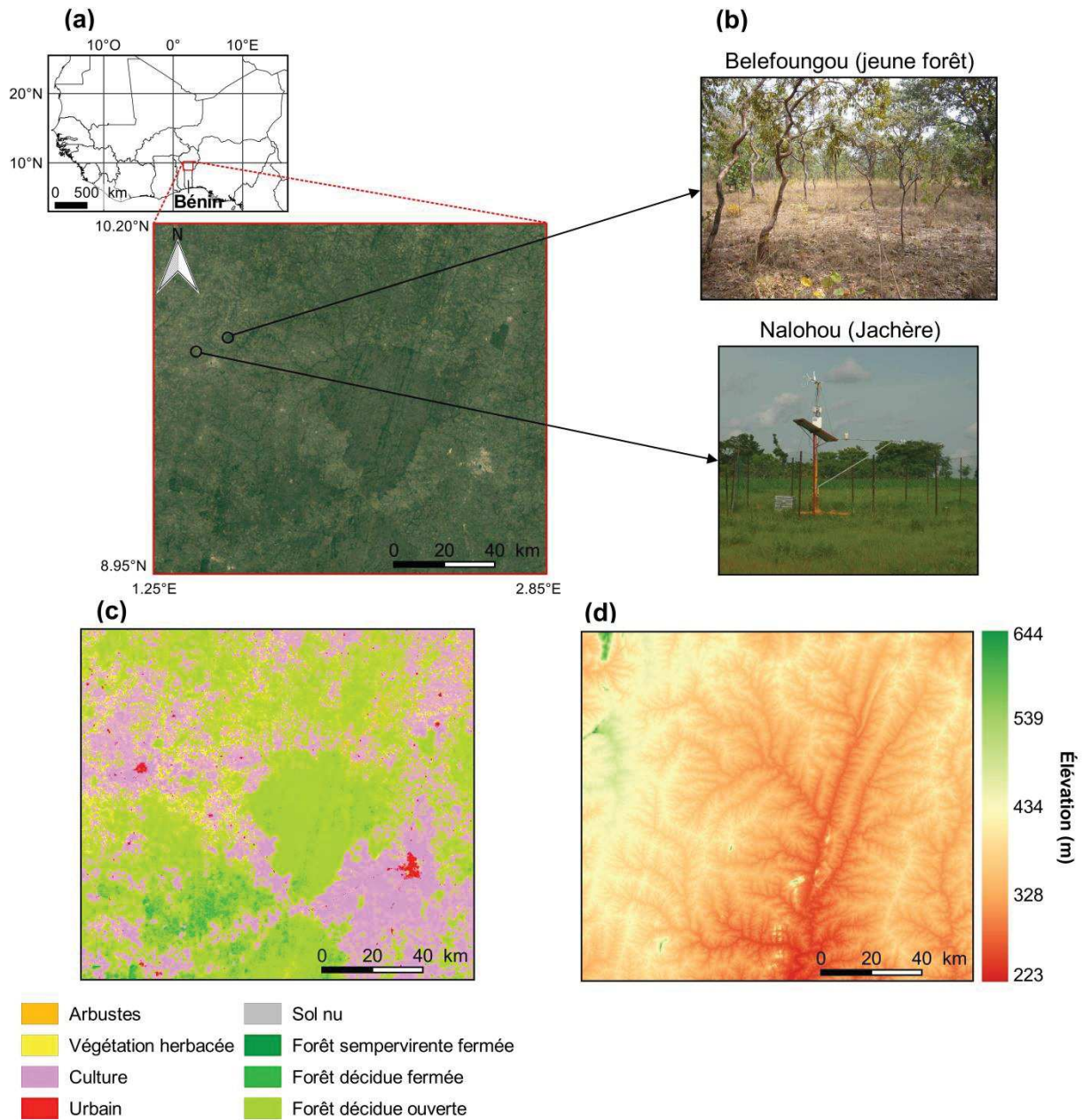


FIGURE 6.3 : Présentation du site du Bénin : (a) Localisation en Afrique de l'Ouest et Image satellite (Google Earth, Image Landsat/Copernicus, image©2017 DigitalGlobe, image©2017 CNES/Airbus), (b) Photographies des sites locaux de Belefoungou et Nalohou (Source : équipe AMMA-CATCH Bénin, HSM), (c) Occupation du sol (produit Copernicus Global Land Service issu d'images PROBA-V acquises en 2015), (d) Modèle digital d'élévation (SRTM DEM version 4)

6.2. Dispositifs instrumentaux et mesures *in situ*

Sur chaque méso-site, à partir du réseau de pluviomètres et en utilisant une interpolation spatiale de type krigeage lagrangien (cas des sites du Niger et du Bénin) ou par la méthode des polygones de Thiessen (cas du site du Mali), Vischel et al. (2011) ont généré des champs de précipitations à deux résolutions kilométriques (1-km et 5-km). Ces derniers sont par la suite été utilisés pour décrire la variabilité spatio-temporelle des précipitations sur nos sites d'étude et étudier la retranscription de ces variations par les produits d'ET. Notons que ces champs de pluies sont également ceux utilisés par les modèles de l'exercice ALMIP2.

Par ailleurs, sur chaque méso-site, des stations expérimentales permettent le suivi en continu de diverses variables caractérisant :

- les forçages météorologiques (précipitations, vitesse et direction du vent, température, humidité relative et pression atmosphérique, rayonnements incidents et réfléchis de courtes et grandes longueurs d'onde) ;
- les flux turbulents de chaleur sensible et chaleur latente via la méthode d'Eddy Covariance (EC) ;
- les états et les échanges thermo-hydriques dans le sol (flux de chaleur, profils de température et d'humidité dans le sol) ;
- le développement de la végétation (indice foliaire, hauteur de végétation et biomasse aérienne).

Sur chaque site expérimental, les variables suivies et les instruments correspondants sont résumés dans le Tableau 6.1. Ces stations de mesures sont utilisées dans la suite de ce travail pour évaluer les produits d'ET à l'échelle du pixel. Les sections suivantes s'attachent à présenter et décrire les grands traits de fonctionnement de ces sites locaux d'évaluation. Elles présentent également l'évolution des champs de précipitations au cours des différentes périodes d'études selon les sites. De plus, quelques éléments concernant la fermeture du bilan d'énergie sont rappelés. L'erreur de fermeture ou résidu (*Res*) est exprimée ainsi :

$$Res = Rn - H - LE - G - S \quad (6.1)$$

où *S* définit un terme de stockage, pas toujours considéré dans l'analyse du bilan d'énergie. Dans l'hypothèse où chaque terme du bilan est exactement connu, la fermeture du bilan est parfaite autrement dit $Res = 0$. Ainsi la fermeture du bilan d'énergie constitue un élément prépondérant pour déterminer la cohérence des mesures de flux par EC. Une analyse plus détaillée de ces mesures *in situ* est consultable dans Timouk et al. (2009) pour le site du Mali, Velluet (2014) pour le site du Niger et Mamadou (2014) pour le site du Bénin. Les sections qui suivent définissent également les périodes d'étude spécifiques à chaque site selon la disponibilité des données.

TABLEAU 6.1: Liste des mesures et des instruments associés réalisées sur les stations expérimentales AMMA-CATCH.

Sites	Mesures	Instruments	Hauteur ou profondeur	Fréquence	Pas d'intégration
Mesures atmosphériques					
Wankama Agoufou Kelma Nalohou Belefoungou	Température (°C) et humidité relative de l'air (%)	Vaisala HMP45C Vaisala CS215 Vaisala WXT510 Vaisala WXT510 Vaisala WXT510 et HMP45C	3 m 2 m ? 2 m 5.5, 15 et 18 m	1 min. 1 min. 30 sec. 30 sec. 30 sec.	30 min. 15 min. 15 min. 15 min. 15 min.
Wankama Agoufou Kelma Nalohou Belefoungou	Vitesse (m.s ⁻¹) et direction du vent (°)	Young RM103 Vector A100R et Vector WP200 ? Vaisala WXT510 Vaisala WXT510 et Young 05103	3 m 3 m ? 2 m 5.5, 15 et 18 m	1 min. 1 min. 30 sec. 30 sec. 30 sec.	30 min. 15 min. 15 min. 15 min. 15 min.
Wankama Agoufou Kelma Nalohou Belefoungou	Pluie (mm)	? Campbell Scientific SBS500 ? Précis mécanique ABS3030 Précis mécanique ABS3030	1.5 m 1.5 m ? 1 m 1 m	- - - - -	5 min. 5 min. 5 min. 5 min. 5 min.
Wankama Agoufou Kelma Nalohou Belefoungou	Rayonnements incidents de courtes (0.3 -2.8 µm) et grandes (5-50 µm) longueurs d'ondes	Kipp&Zonen CNR1 Kipp&Zonen CNR1 Kipp&Zonen CNR1 Kipp&Zonen CNR1 Kipp&Zonen NRlite	3.5 m (mil) et 2.5 m (jachère) 3 m ? 2 m. 5.5 m	1 min 1 min. 1 min. 30 sec. 30 sec.	30 min. 15 min. 15 min. 15 min. 15 min.

Mesures de flux					
Wankama	Vitesse (m.s ⁻¹) et direction (°) du vent 3-D et température virtuelle du sonique (°C)	Campbell Scientific CSAT-3	5 m	20 Hz	30 min
Agoufou		Campbell Scientific CSAT-3	4.2 m	20 Hz	30 min
Kelma		Campbell Scientific CSAT-3	?	20 Hz	15 min
Nalohou		Campbell Scientific CSAT-3	4.5 m	20 Hz	15 min.
Belefoundou		Campbell Scientific CSAT-3	18 m	20 Hz	15 min.
Wankama	Concentrations en CO ₂ et en H ₂ O (mg.m ⁻³)	LI-COR LI-7500	5 m	20 Hz	30 min
Agoufou		LI-COR LI-7500	4.2 m	20 Hz	30 min
Kelma		LI-COR LI-7500	?	20 Hz	15 min
Nalohou		LI-COR LI-7500	4.5 m	20 Hz	15 min.
Belefoundou		LI-COR LI-7500	18 m	20 Hz	15 min.
Mesures dans le sol					
Wankama	Flux de chaleur dans le sol (W.m ⁻²)	Hukseflux HFP01SC	- 0.05 m et - 0.1 m	1 min	30 min.
Agoufou		Hukseflux HFP01SC	- 0.05 m et -0.1 m	1 min	15 min.
Kelma		-	-	-	-
Nalohou		Hukseflux HFP01SC	-0.1 m	30 sec.	15 min.
Belefoundou		Hukseflux HFP01SC	-0.1 m	30 sec.	15 min.
Wankama	Température dans le sol (°C)	Campbell Scientific T108	- 0.1, -0.5, -1, -1.5, -2 et -2.5 m	1 min	30 min.
Agoufou		?	-0.05, - 0.3, -0.6 et -1.2 m	1 min	15 min.
Kelma		-	-	-	-
Nalohou		Campbell Scientific T105	- 0.1, -0.2 et -0.4 m	30 sec.	15 min.
Belefoundou		Campbell Scientific T105	- 0.1, -0.2 et -0.4 m	30 sec.	15 min.
Wankama	Humidité du sol (cm ³ .cm ⁻³)	Campbell Scientific CS616	- 0.1, -0.5, -1, -1.5, -2 et -2.5 m	10 sec.	30 min.
Agoufou		Campbell Scientific CS616	-0.05, - 0.3, -0.6, -1.2, -1.5, -2.5 et -4 m	10 sec.	15 min.
Kelma		Delta T Devices ML2x theta	?	?	15 min
Nalohou		Campbell Scientific CS616	- 0.1 à -0.3 m	10 sec.	30 min.
Belefoundou		Campbell Scientific CS616	- 0.1 à -0.3 m	10 sec.	30 min.

6.2.1. Site du Mali

Champs de précipitations

Sur le site du Mali, la période d'étude s'étend de 2006 à 2010. La Figure 6.4 illustre les champs de pluies issues du réseau de pluviomètres sur la période d'étude à la résolution kilométrique (excepté pour 2006 – résolution de 5 km). Cette dernière souligne un gradient pluviométrique Nord-Sud avec une moyenne interannuelle allant de 237 mm.an⁻¹ à 414 mm.an⁻¹. Les années 2008 et 2009 apparaissent comme particulièrement sèches tandis que l'année 2006 est une année plutôt humide.

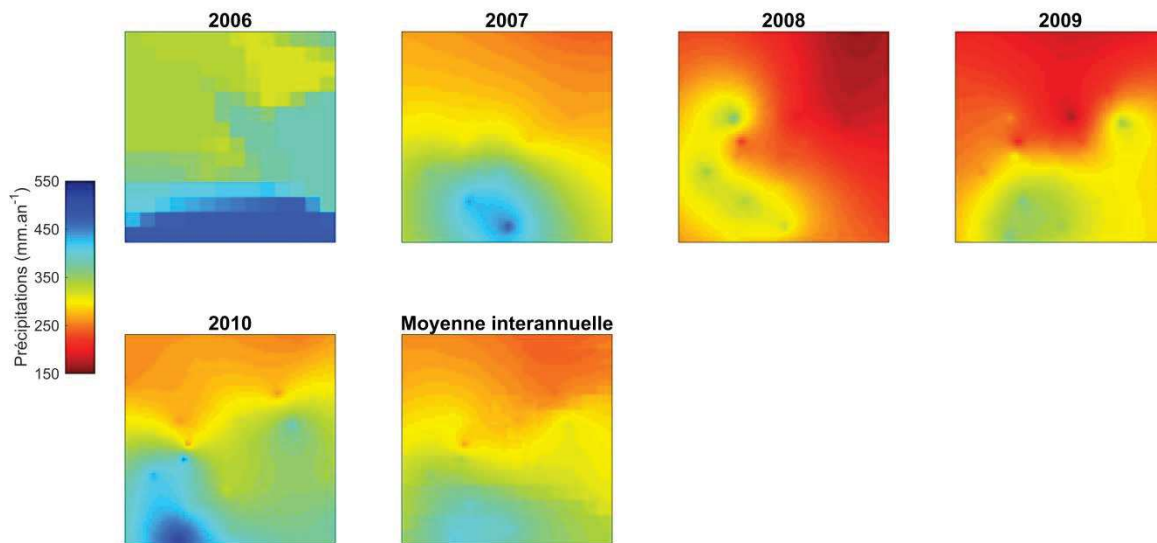


FIGURE 6.4 : Champs de précipitations annuelles sur le site du Mali (interpolation des observations *in situ* acquises par le réseau de pluviomètres)

Sites locaux de mesures

Sur le site du Mali, l'évaluation des produits ET-RS sera effectuée prioritairement sur le site local d'Agoufou (-1.480716°E ; 15.343249°N ; Figure 6.1.b). Ce dernier consiste en une savane herbacée typique du Sahel pastoral, composée par diverses espèces annuelles de type C3 et C4. De manière très ponctuelle, le site de Kelma (-1.56620°E ; 15.22374°N ; Figure 6.1.b) sera également utilisé pour l'analyse des produits ET-RS. Il s'agit d'un site de forêt sur sol argilo-limoneux saisonnièrement inondée en début de saison sèche (Octobre-Novembre). La forêt de Kelma est essentiellement composée d'espèces décidues i.e. *Acacia seyal* et *Acacia nilotica* (Timouk et al., 2009).

Durant la période d'étude, la saison des pluies sur les sites d'Agoufou et Kelma s'est étalée en moyenne sur respectivement 131 ± 25 jours et 158 ± 13 jours. Elle s'est échelonnée du 3 juin ± 23 jours, respectivement 30 avril ± 1 jour, au 11 octobre ± 14 jours, respectivement 3 octobre ± 14 jours (Figures 6.5.a et 6.6.a). Le suivie des précipitations sur les deux parcelles révèle un cumul annuel moyen de 318 ± 85 mm.an⁻¹ sur le site d'Agoufou et 394 ± 100 mm.an⁻¹ sur le site de Kelma avec un pic d'intensité observé le 30 juillet ± 5 jours

sur le site d'Agoufou et le 24 août \pm 31 jours sur le site de Kelma. Concernant le cycle de la végétation, le site d'Agoufou présente un cycle de LAI démarrant début juillet avec un pic ($1.3 \pm 0.5 \text{ m}^2.\text{m}^{-2}$) mi-août puis se terminant dès fin septembre. Le site de forêt de Kelma présente un cycle de LAI plus long grâce à sa strate arborée qui maintient son feuillage jusqu'en mars. Le pic de LAI y reste centré sur le mois d'août avec un maximum enregistré de $2.3 \pm 0.3 \text{ m}^2.\text{m}^{-2}$. Sur le site d'Agoufou, la saisonnalité de l'ET est homothétique à celle des pluies ; la végétation herbacée ne se maintient pas après la saison des pluies. Sur le site de Kelma en revanche, si le cycle de l'ET démarre en même temps que les premières pluies (début juin), la forêt maintient une ET relativement forte bien après la fin de la saison des pluies. L' ET_0 montre une saisonnalité inversée avec un pic de flux en avril-mai lorsque le rayonnement global est maximal et l'humidité spécifique de l'air minimale permettant un fort pouvoir évaporant de l'atmosphère. L' ET_0 diminue ensuite rapidement avec l'arrivée des premières pluies, l'atmosphère est alors plus chargée en humidité, sa température diminue et les forçages radiatifs sont atténués par le couvert nuageux.

Fermeture du bilan d'énergie

En considérant les termes de stockage (S), incluant le stockage de chaleur sensible dans l'air et la biomasse ainsi que l'énergie utilisée dans les réactions biochimiques, Timouk et al. (2009) ont montré que la régression du bilan d'énergie ($H + LE + S$ sur $Rn - G$), sur le site d'Agoufou montrait un R^2 de 0.92 et une pente de 0.87 au pas de temps 30 min et un R^2 de 0.89 et une pente de 0.78 au pas de temps journalier. Au pas de temps journalier, les auteurs rapportent ainsi une erreur de fermeture moyenne de -0.67 W.m^{-2} pour un écart-type de 16.2 W.m^{-2} . Notons que cette erreur de fermeture est globalement plus conséquente en saison des pluies ($9 \pm 14.6 \text{ W.m}^{-2}$) qu'en saison sèche ($-5 \pm 14 \text{ W.m}^{-2}$).

Sur le site de Kelma, la régression du bilan d'énergie montre un R^2 de 0.92 et 0.72 et une pente de 0.72 et 0.60 au pas de temps respectivement semi-horaire et journalier. Au pas de temps journalier, les auteurs soulignent une erreur moyenne de fermeture de 19.5 W.m^{-2} soit 14 % du Rn , avec un maximum durant la période d'inondation ($24.8 \pm 32 \text{ W.m}^{-2}$) et un minimum durant la saison sèche ($-0.2 \pm 10.3 \text{ W.m}^{-2}$). Le site de Kelma constitue un bas fond saisonnièrement inondé après la saison des pluies. Durant cette période, la forêt inondée est entourée de zones sèches, les auteurs soulignent ainsi que l'advection horizontale constitue l'une des principales hypothèses pour expliquer cette erreur de fermeture

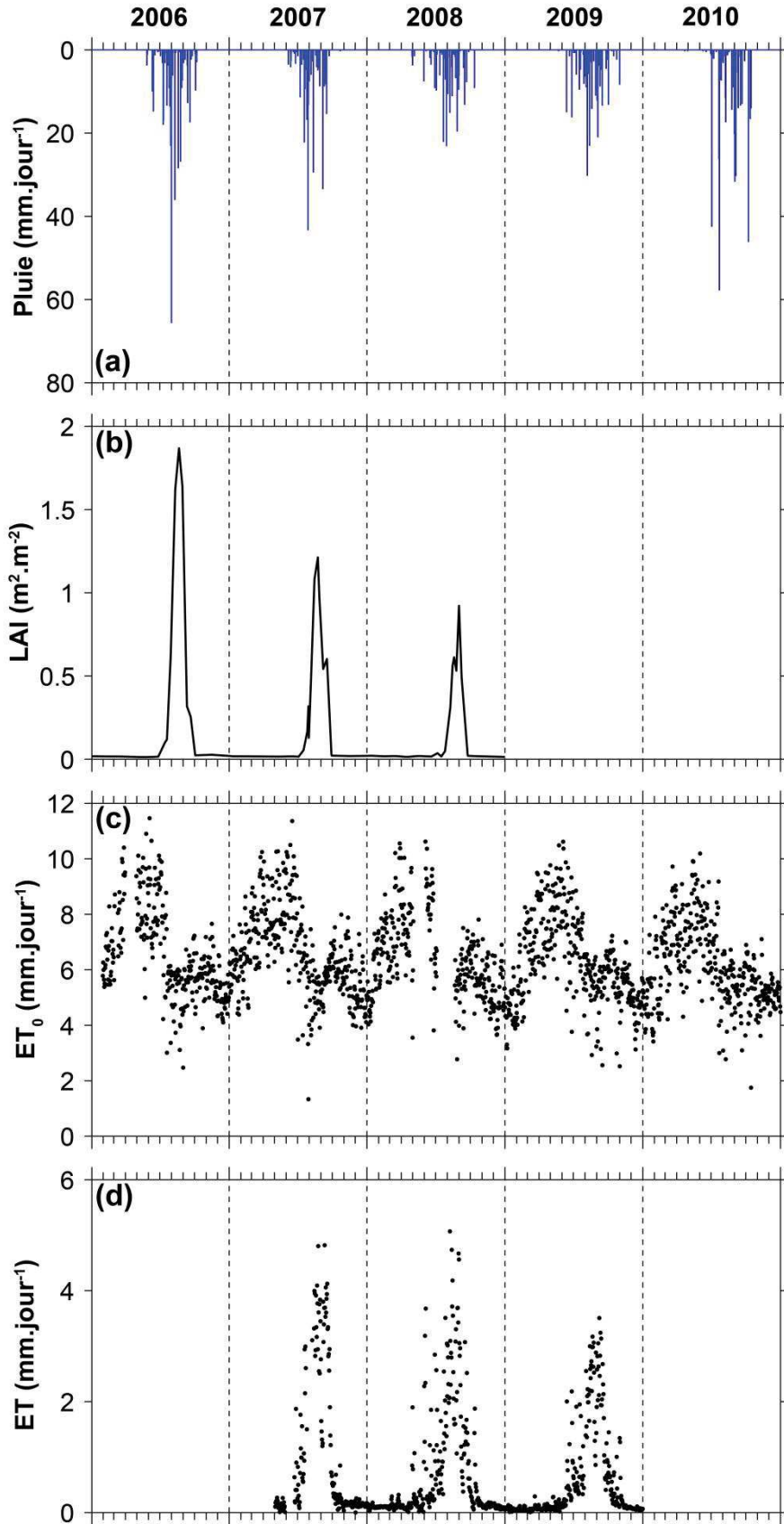


FIGURE 6.5 : Chroniques 2006-2010 (a) des précipitations, (b) de l'indice foliaire (LAI), (c) de l'évapotranspiration de référence (ET₀) et réelle mesurée (ET) au pas de temps journalier sur le site d'Agoufou

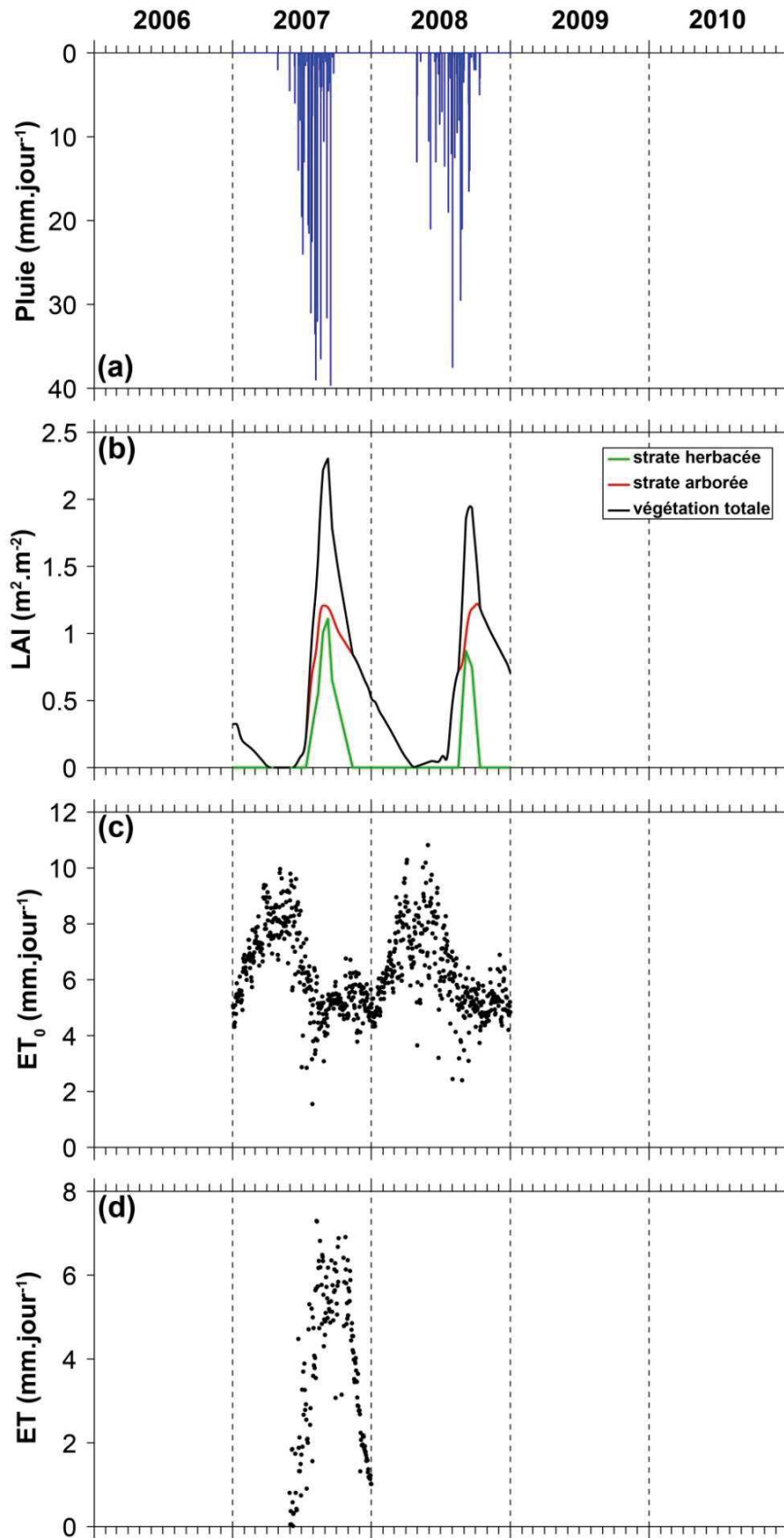


FIGURE 6.6 : Chroniques 2006-2010 (a) des précipitations, (b) de l'indice foliaire (LAI), (c) de l'évapotranspiration de référence (ET₀) et réelle mesurée (ET) au pas de temps journalier sur le site de Kelma

6.2.2. Site du Niger

Champs de précipitations

Sur le site du Niger, la période d'étude s'étend de 2005 à 2011. La Figure 6.7 montre les champs de pluies issues du réseau de pluviomètres sur la période d'étude ainsi que la moyenne interannuelle. Nous observons un gradient pluviométrique Nord-Sud avec une moyenne interannuelle allant de 373 mm.an⁻¹ à 607 mm.an⁻¹. L'année 2011 apparaît comme une année particulièrement sèche tandis que les années 2009 et 2010 sont particulièrement contrastées spatialement avec des années plutôt sèches dans la moitié Nord et plutôt humide dans la moitié Sud.

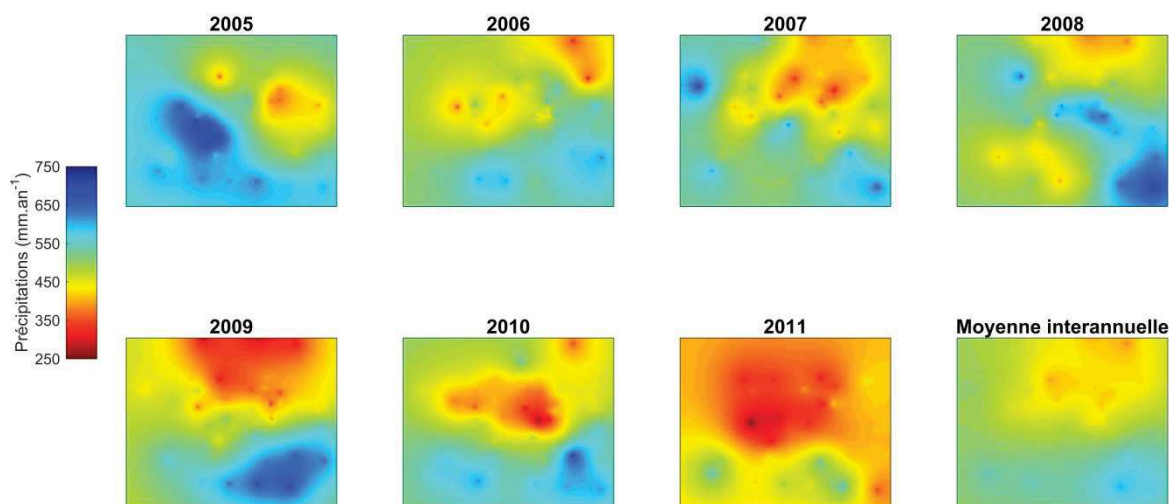


FIGURE 6.7 : Champs de précipitations annuelles sur le site du Niger (interpolation des observations *in situ* acquises par le réseau de pluviomètres)

Sites locaux de mesures

Deux parcelles d'environ 15 ha chacune situées sur le bassin expérimental de Wankama (~ 2 km²) sont instrumentées sur le méso-site du Niger (Figure 6.2.b). Il s'agit d'une culture de mil (2.6298°E ; 13.644°N) et d'une jachère de savane arbustive (2.6337°E ; 13.6476°N) qui constituent les deux principaux types de couvert du Sahel agropastoral. Sur la parcelle Sud, le semis de mil (*Pennisetum glaucum* (L.) R. Br.) est généralement réalisé en début de saison des pluies (mai-juin) et la récolte a lieu au début de la saison sèche (octobre). La culture de mil comporte également un couvert herbacé et ligneux respectivement rabattu et éliminé en début de saison (Velluet, 2014). La parcelle Nord est composée d'une strate herbacée comportant des espèces annuelles de type C3 en début de saison des pluies (majoritairement *Zornia glochidiata* Rchb. ex DC et *Mitracarpus scaber* Zucc.) et un mixte d'espèces en C3 et C4 (majoritairement *Cenchrus biflorus* Roxb.) en fin de saison. La strate arbustive est quant à elle essentiellement composée de *Guiera senegalensis* Lam. (Boulain et al., 2009a).

Durant la période d'étude, la saison des pluies sur les deux parcelles de Wankama s'est étalée en moyenne sur 145 ± 30 jours de mi-mai (14 mai \pm 17 jours) à début octobre (5

octobre ± 18 jours) (Figure 6.8.a). Les précipitations montrent un cumul annuel moyen de $465 \pm 81 \text{ mm.an}^{-1}$ avec un pic d'intensité observé à la mi-août (17 août ± 23 jours). Bien que recevant les mêmes précipitations, les deux parcelles ont un cycle de LAI relativement différent. Les deux parcelles montrent un démarrage de la feuillaison à la mi-juillet et un pic à la mi-septembre soit environ un mois après le pic d'intensité de pluie (Figure 6.8.b). Toutefois, la parcelle en jachère montre un pic de LAI plus important (0.6 ± 0.3) que la parcelle de mil (0.4 ± 0.1). Cette dernière présente quant à elle un feuillage qui se maintient plus longtemps après les dernières pluies. Ce cycle plus tardif est notamment lié à la repousse des arbustes après la récolte du mil permise par l'eau encore disponible dans la zone racinaire. (Velluet, 2014) a montré que ce stock d'eau plus important sous le mil que sous la jachère était lié à une recharge hydrique du sol et un ruissellement de surface respectivement plus et moins important sur la parcelle de mil que sur celle de jachère. Le cycle de l'ET mesuré débute en même temps que les premières pluies (mi-mai) ; il n'est alors soutenu que par le processus d'évaporation du sol jusqu'au démarrage de la végétation à la mi-juillet (Figure 6.8.d). L'ET atteint ensuite un pic à la mi-août successif au pic de précipitations. Peu après les dernières pluies, l'ET n'est plus soutenu que par la transpiration végétale, la parcelle de mil montre alors un cycle se prolongeant davantage que sur la parcelle en jachère en cohérence avec le LAI et le stock d'eau au niveau racinaire. L' ET_0 montre une saisonnalité inversée avec un pic de flux en mars-avril là où le rayonnement global est maximale, l'humidité spécifique de l'air minimale et sa température élevée ; le pouvoir évaporant de l'atmosphère est alors maximale. Puis l' ET_0 diminue progressivement avec l'arrivée des premières pluies. L'ET depuis la surface charge l'atmosphère en humidité ; dans le même temps, le R_g diminue du fait de la forte nébulosité et la température de l'air diminue également. L' ET_0 atteint alors un minimum en cœur de saison des pluies en août là où le R_g est le plus faible et l'humidité spécifique de l'air la plus forte.

Fermeture du bilan d'énergie

Toutes les composantes du bilan d'énergie sont mesurées sur les deux parcelles. Au pas de temps semi-horaire, Velluet (2014) rapporte un erreur de fermeture du bilan d'énergie compris entre -12 et -22 W.m^{-2} sur le site de la jachère et -2.3 à -15 W.m^{-2} sur le site du mil pour les années 2005 à 2011. Quel que soit le pas de temps, l'auteure rapporte des valeurs moyennes du rapport du bilan d'énergie (EBR pour Energy Balance Ratio¹) de 1.25 dans le cas de la jachère et 1.1 dans le cas du mil. L'auteure apporte plusieurs hypothèses concernant les sources de cette erreur de fermeture du bilan d'énergie. Tout d'abord, le caractère négatif de ce biais laisse à penser à une sous-estimation du flux G . Ce dernier étant mesuré à 5 cm de profondeur, il est généralement atténué par rapport au flux de chaleur réel à la surface en journée, période pendant laquelle les mesures de H et LE sont généralement disponibles. Velluet (2014) souligne également qu'une partie des erreurs de fermeture peut venir du traitement des flux par la méthode d'Eddy covariance ou dans une moindre mesure d'un terme de stockage d'énergie dans le couvert végétal.

¹ $EBR = H+LE / Rn-G$

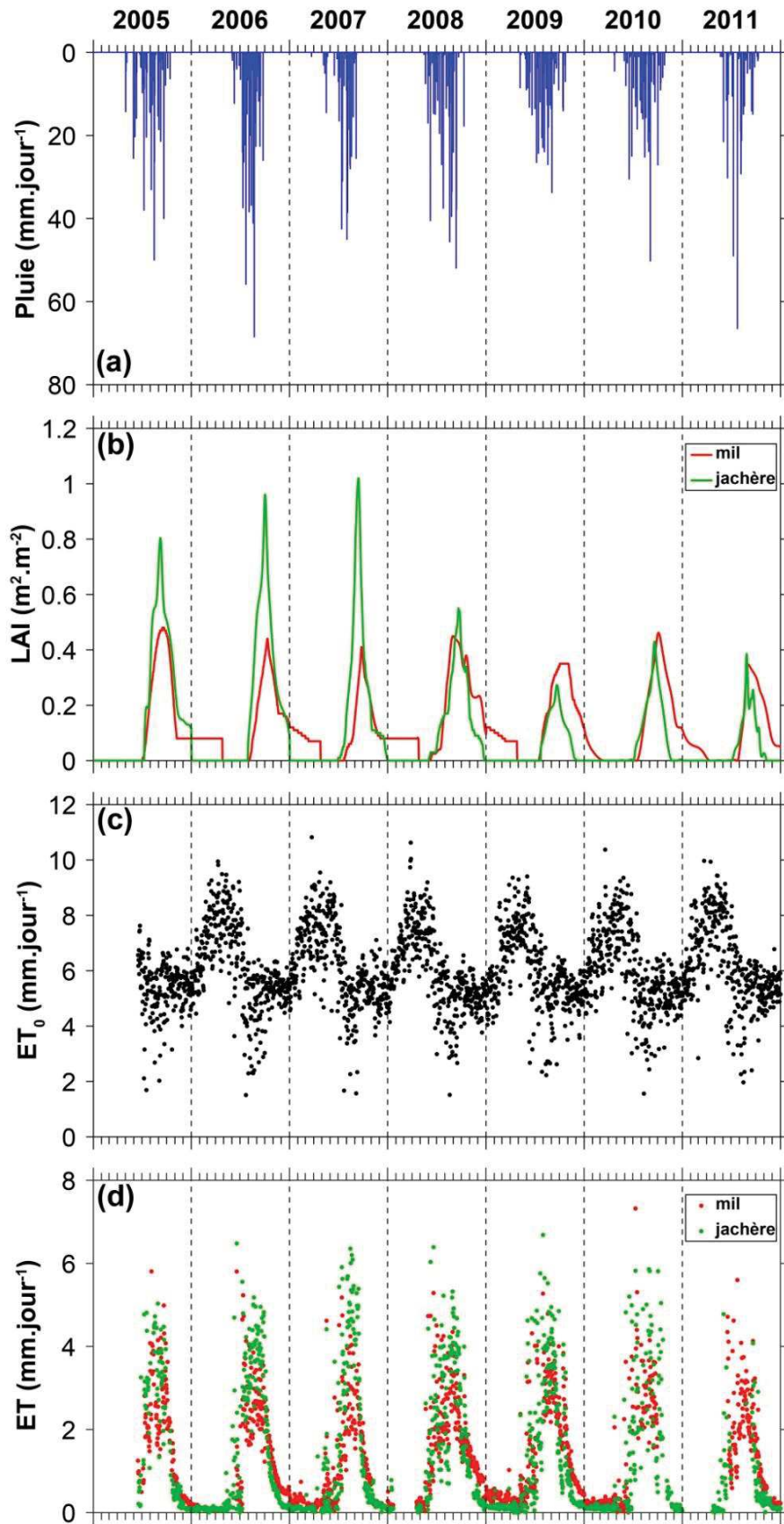


FIGURE 6.8 : Chroniques 2005-2011 (a) des précipitations, (b) de l'indice foliaire (LAI), (c) de l'évapotranspiration de référence (ET_0) et réelle mesurée (ET) au pas de temps journalier sur le site de Wankama

6.2.3. Site du Bénin

Champs de précipitations

Sur le site du Bénin, la période d'étude s'étend de 2008 à 2010. La Figure 6.9 présente les champs de pluies issus du réseau de pluviomètres sur cette période ainsi que la moyenne interannuelle. Le gradient pluviométrique Nord-Sud observé sur les deux sites sahéliens est également identifiable sur le site du Bénin. La moyenne interannuelle s'échelonne de 1134 à 1544 mm.an⁻¹. Notons que l'année 2010 apparaît comme significativement plus humide que les années 2008 et 2009.

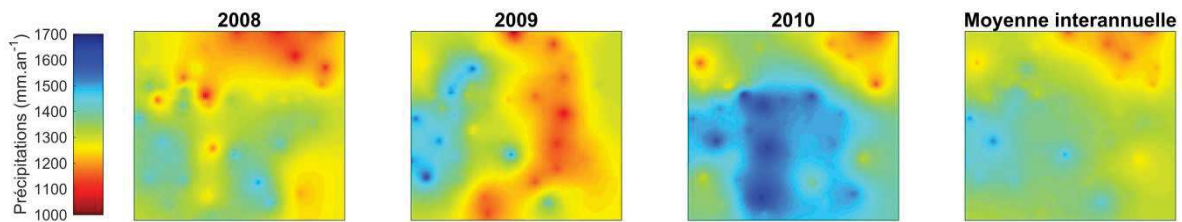


FIGURE 6.9 : Champs de précipitations annuelles sur le site du Bénin (interpolation des observations *in situ* acquises par le réseau de pluviomètres)

Sites locaux de mesures

Sur le site du Bénin, deux parcelles font l'objet d'un suivi intensif (Figure 6.3.b). Il s'agit du site de jachère de Nalohou (1.6046°E ; 9.7448°N) et du site de jeune forêt caducifoliée de Belefoungou (1.718°E ; 9.7912°N). Ce dernier est majoritairement composé d'*Isoberlinia doka* et *Isoberlinia tormentosa* surplombant une strate herbacée annuelle (Mamadou, 2014). Sur le site de Nalohou, la tour à flux est placée sur une jachère herbeuse, entourée de parcelles cultivées (manioc, igname, maïs et arachide) de faible superficie (< 1 ha). La jachère est composée d'une strate arbustive éparses et d'une strate d'herbacées annuelles de type C4. Quelques arbres isolés sont également présents au voisinage de la tour à flux (Mamadou, 2014 ; Mamadou et al., 2014).

Durant la période d'étude, la saison des pluies sur les sites de Nalohou et Belefoungou s'est étalée en moyenne sur respectivement 242 ± 2 jours et 279 ± 37 jours. Elle s'est échelonnée du 19 mars ± 5 jours, respectivement 6 mars ± 15 jours, au 15 novembre ± 6 jours, respectivement 5 novembre ± 16 jours (Figures 6.10.a et 6.11.a). Nous relevons un cumul annuel moyen de 1376 ± 158 mm.an⁻¹ sur le site de Nalohou et 1441 ± 195 mm.an⁻¹ sur le site de Belefoungou avec un pic d'intensité dont l'occurrence au cours de la saison des pluies est très variable. Concernant le cycle de la végétation, le site de Nalohou présente un cycle de LAI démarrant début février avec un pic ($2.85 \text{ m}^2.\text{m}^{-2}$) enregistré début septembre (Figure 6.10.b). Sur le site de jeune forêt de Belefoungou, le LAI montre un cycle plus évasé avec un maximum enregistré fin août, début septembre de $3.5 \text{ m}^2.\text{m}^{-2}$ (Figure 6.11.b). Plus particulièrement, la production foliaire des herbacées annuelles dépasse celle des arbres dont la dynamique est nettement moins sensible aux variations de précipitations. L'ET₀ montre un maximum en fin de saison sèche (Janvier-Février) lorsque l'humidité spécifique de l'atmosphère est au plus bas et les forçages radiatifs importants. Elle diminue ensuite, par

l'apport d'humidité généré par le flux d'ET et la réduction du R_g par la couverture nuageuse pour atteindre un minimum en Juillet-Août (Figures 6.10.c et 6.11.c). L'ET mesurée montre une saisonnalité inversée par rapport à l' ET_0 avec une ET faible durant les mois de la saison sèche (décembre à février) puis une augmentation rapide avec les premières pluies (Figures 6.10.d et 6.11.d). En cœur de saison, l'ET mesurée est très régulièrement à son niveau potentiel et sa dynamique est alors plus liée aux variations de R_g et de VPD qu'à celles des précipitations et du stock d'eau dans le sol (Mamadou, 2014 ; Mamadou et al., 2014). Plus particulièrement, la jeune forêt de Belefoungou maintient un niveau d'ET toujours supérieur à 0.9 mm.jour^{-1} y compris en saison sèche, les arbres ayant accès à des réserves en eau plus profonde que la strate herbacée (Guyot et al., 2009, 2012 ; Richard et al., 2013).

Fermeture du bilan d'énergie

Sur le site de jachère de Nalohou, Mamadou (2014) montre qu'en moyenne, au pas de temps 30 min, le R^2 de la régression ($H + LE$) sur ($Rn - G$) est de 0.92. Les pentes de la droite de régression varie selon les années de 0.74 à 0.85 pour une ordonnée à l'origine de 14 à 27 W.m^{-2} , soulignant une sous-estimation des flux turbulents ($H + LE$). Sur le site de Belefoungou, Mamadou (2014) rapporte un R^2 moyen de 0.81 pour une pente variant de 0.87 à 0.89 et une ordonnée à l'origine de 32 à 54 W.m^{-2} . L'auteure souligne que cette sous-estimation des flux turbulents observée sur les deux sites ne peut être expliquée par le terme de stockage d'énergie celui-ci ayant été pris en compte sur le site de Belefoungou et jugé comme négligeable sur le site de Nalohou.

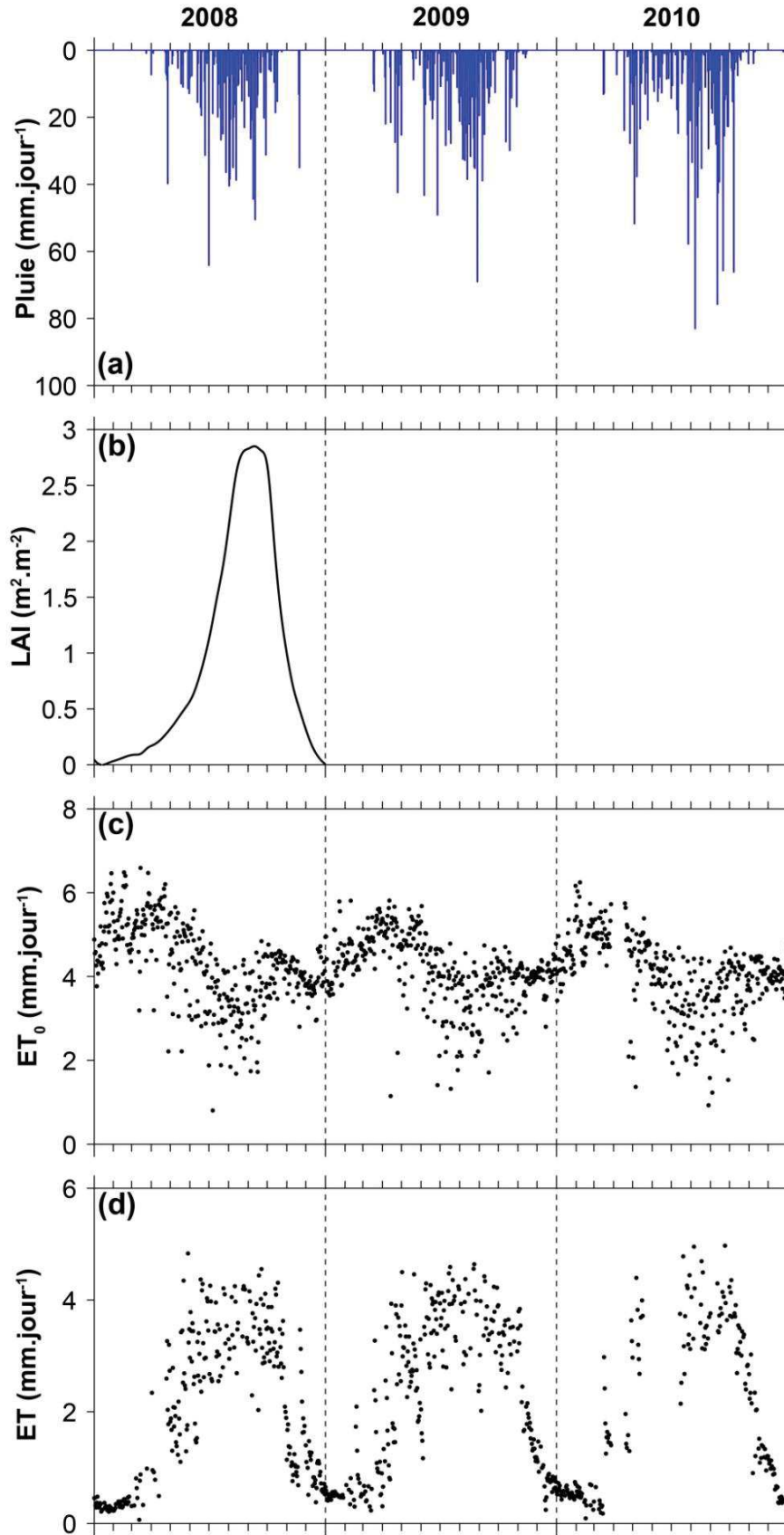


FIGURE 6.10 : Chroniques 2008-2010 (a) des précipitations, (b) de l'indice foliaire (LAI), (c) de l'évapotranspiration de référence (ET_0) et réelle mesurée (ET) au pas de temps journalier sur le site de Nalohou

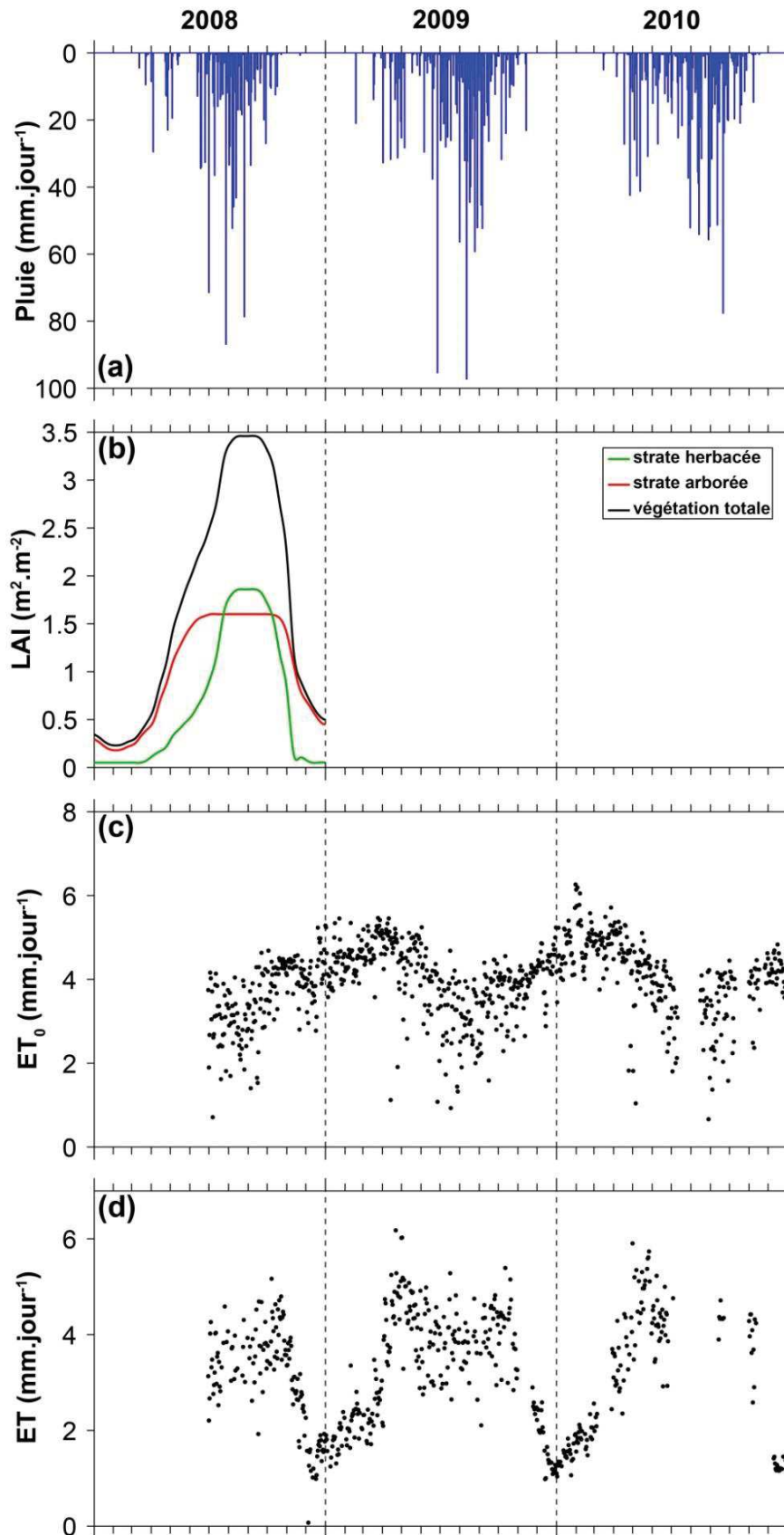


FIGURE 6.11 : Chroniques 2008-2010 (a) des précipitations, (b) de l'indice foliaire (LAI), (c) de l'évapotranspiration de référence (ET₀) et réelle mesurée (ET) au pas de temps journalier sur le site de Belefoungou

6.2.4. Gapfilling des observations de flux à l'échelle journalière

Les mesures de flux sont inévitablement ponctuées de lacunes dans des proportions variables selon le site d'étude et la période considérée. Plus particulièrement, la mesure des flux turbulents (H et LE) est délicate la nuit induisant des lacunes importantes pour l'estimation de moyennes journalières. Sachant que la plupart des produits ET-RS sont disponibles au pas de temps journalier, ceci limite grandement les jeux d'évaluation de ces produits à l'échelle du pixel. C'est pourquoi, dans ce travail, une partie des mesures de flux a été gapfillée selon la méthode climatologique proposée par Velluet (2014). La méthode est basée sur la conservation d'un cycle journalier et permet de donner un poids plus faible aux lacunes nocturnes. Dans la suite de cette section, on adoptera les notations suivantes : soit E une composante énergétique observée, $E_{a,j}(t)$ la même composante à l'instant t pour le jour j de l'année a et $\langle E \rangle_y$ la moyenne de cette même composante énergétique par rapport au paramètre y .

La première étape consiste à définir un cycle journalier moyen de E pour chaque jour d'une année « type » au pas de temps de mesure (15 ou 30 min selon les sites). Celui-ci est estimé en calculant la moyenne glissante sur 15 jours des cycles journaliers observés sur l'ensemble des années de mesures (soit de l'année a_1 à l'année a_n , e.g. $a_1 = 2005$, $a_n = 2011$ et $\Delta_a = 7$ ans sur le site du Niger). Ainsi 15a jours de mesure sont moyennés pour estimer le profil type d'un cycle journalier au jour j_0 donné ($E_{j_0}(t)$ avec $0 \leq t \leq 23\text{h}30$ et $\Delta t = 30$ min ou $0 \leq t \leq 23\text{h}45$ et $\Delta t = 15$ min) :

$$E_{j_0}(t) = \frac{1}{15a} \sum_{j=j_0-7}^{j_0+7} \sum_{a_1}^{a_n} E_{a,j}(t) \quad (6.2)$$

Soit $t_{dispo}(a,j)$ les instants pour lesquels la mesure de la composante $E_{a,j}(t)$ est disponible pour le jour j de l'année a . Pour chaque jour j de chaque année a on définit alors $f(a,j)$ comme le rapport entre la somme journalière du cycle journalier type aux instants disponibles sur la somme journalière du cycle journalier type complet :

$$f(a,j) = \frac{\sum_{t_{dispo}(a,j)} E_j(t)}{\sum_{t=0}^{23\text{h}30} E_j(t)} \text{ ou } f(a,j) = \frac{\sum_{t_{dispo}(a,j)} E_j(t)}{\sum_{t=0}^{23\text{h}45} E_j(t)} \quad (6.3)$$

Si $f(a,j)$ est supérieur à deux tiers, la composante énergétique observée intégrée sur la journée $\langle E_{a,j} \rangle_t$ au jour j de l'année a (48 instants t par jour pour $\Delta t = 30$ min et 96 pour $\Delta t = 15$ min) est déduite par :

$$\langle E_{a,j} \rangle_t = \frac{1}{48} \frac{1}{f(a,j)} \sum_{t_{dispo}(a,j)} E_{a,j}(t) \text{ ou } \langle E_{a,j} \rangle_t = \frac{1}{96} \frac{1}{f(a,j)} \sum_{t_{dispo}(a,j)} E_{a,j}(t) \quad (6.4)$$

Dans la suite de ce travail, lorsque l'on considèrera les mesures locales d'une des composantes du bilan d'énergie, en particulier le flux LE, au pas de temps journalier, il s'agira du flux gapfillé selon la méthode qui vient d'être décrite.

PARTIE III :

Résultats

CHAPITRE 7 :

Développement d'une méthode d'estimation de l'évapotranspiration et de son incertitude épistémique dans un contexte de mousson

7.1. E3S : Une adaptation d'EVASPA/S-SEBI pour l'estimation de l'évapotranspiration en Afrique de l'Ouest

7.1.1. Introduction

La précision des méthodes contextuelles pour l'estimation de l'ET dépend très largement de la bonne détermination des bords de l'espace T_s -VI ou T_s - α (Long & Singh, 2013). Différents algorithmes ont été proposés par les utilisateurs des méthodes contextuelles, sans pour autant toujours les décrire explicitement. Dans la littérature il n'existe pas d'évaluation exhaustive de ces « méthodes de bords » pouvant mener à un consensus. Par conséquent aucune forme de hiérarchie ne peut être établie entre elles. Elles peuvent donc *a priori* être considérées comme fournissant des estimations équiprobables, suggérant l'utilisation d'une approche ensembliste. Ershadi et al. (2014) ont déjà montré qu'une estimation ensembliste était plus performante que n'importe quel modèle ET-RS pris individuellement pour l'estimation de l'ET sur 20 sites étudiés. Une telle approche multi-modèle semble donc être une voie envisageable pour les méthodes de bords.

Les travaux de Garcia et al. (2014) apportent également un éclairage intéressant concernant la détermination des bords. Ces auteurs ont évalué sept algorithmes de détermination des bords en regard de mesures de terrain sur deux sites contrastés. Ils ont montré que la meilleure configuration dépendait du site mais aussi du stade saisonnier considéré, selon que l'ET soit plutôt limitée par un déficit en énergie ou plutôt par un déficit en humidité de surface. Ceci met à mal l'hypothèse d'équiprobabilité des méthodes de bords. Aussi, lorsque l'on est amené à considérer une approche ensembliste, ce type d'information concernant le contexte d'application (type et état des couverts, conditions climatique, etc.) peut être introduit à travers une pondération des membres de l'ensemble. Dans un cas idéal, on disposerait d'observations locales en nombre suffisant pour définir une loi statistique permettant de déterminer les poids de chaque membre selon les performances relatives de chaque modèle vis-à-vis des observations. Par exemple, des modèles bayésiens (en anglais BMA pour Bayesian Model Averaging) ont été utilisés pour estimer l'ET à des échelles régionale et continentale (Yao et al., 2014 ; Chen et al., 2015 ; Zhu et al., 2016). Néanmoins, l'apprentissage statistique des méthodes BMA à partir des observations de terrain nécessite des jeux de données suffisamment conséquents pour refléter la diversité des situations

pouvant être rencontrées sur la zone d'étude. Lorsque de telles données ne sont pas disponibles, comme c'est généralement le cas pour le continent africain et en particulier en Afrique de l'Ouest, les coefficients de pondération doivent être déterminés de façon plus empirique en se basant sur notre connaissance *a priori* des processus et des principes des modèles. Ainsi, dans une situation telle que celle décrite par Garcia et al. (2014), le poids de chaque méthode de bords pourrait être assigné heuristiquement en fonction des états d'humidité de surface et/ou du stade de développement de la végétation, selon les hypothèses et le domaine de validité théorique de chaque méthode.

Suivant cette logique, l'objectif principal des travaux présentés dans l'article ci-après était de proposer un schéma de pondération *a priori* des méthodes de bords permettant de (i) faciliter l'application et améliorer les performances du modèle S-SEBI au Sahel et plus généralement pour des écosystèmes soumis au régime de MOA et (ii) fournir une incertitude épistémique cohérente en lien avec ce schéma de pondération. Nous avons ainsi proposé une adaptation d'EVASPA-S-SEBI nommée EVASPA S-SEBI Sahel (E3S) permettant de cartographier l'ET journalière et son incertitude épistémique en pondérant les méthodes de détermination des bords selon le stade saisonnier des précipitations et du développement de la végétation. E3S a été développé et appliqué sur le site Sud-Ouest Niger sur la période 2005-2008 à partir de données issues du capteur MODIS à bord des plateformes TERRA et AQUA. Les estimations d'ET qui en découlent ont été évaluées d'une part à l'échelle du pixel en regard des observations de terrain de l'observatoire AMMA-CATCH et des simulations du modèle SiSPAT étalonné et validé sur ces mêmes observations (Velluet et al., 2014) ; et d'autre part à méso-échelle en regard du produit global GLEAM (Miralles et al., 2011b ; Martens et al., 2017) qui constitue un produit de référence sur le continent africain (Trambauer et al., 2014).

7.1.2. Article 1 : « Adapting EVASPA/S-SEBI to evapotranspiration mapping in the Sahel with uncertainty characterization: the E3S method »

1 **Adapting EVASPA/S-SEBI to evapotranspiration mapping in the Sahel** 2 **with uncertainty characterization: the E3S method**

3
4 A. Allies^a, J. Demarty^a, A. Olioso^b, I. Bouzou Moussa^c, H. B.-A. Issoufou^d, C. Velluet^b, M.
5 Bahir^b, I. Mainassara^{a, e}, M. Oï^a, J.-P. Chazarin^a, B. Cappelaere^a

6
7 ^aHSM, Univ Montpellier, CNRS, IRD, 300, avenue du Professeur Emile Jeanbrau, 34090
8 Montpellier, France

9 ^bINRA, EMMAH, 228 route de l'Aérodrome Domaine Saint Paul - Site Agroparc, 84914
10 Avignon, France

11 ^cUniversité Abdou Moumouni, Department of Geography, Niamey, Niger

12 ^dUniversité Dan Dicko Dankoulodo de Maradi, Department of Crop Science and Technology,
13 Maradi, Niger

14 ^eIRD Representation, Niamey, Niger

15
16 Correspondence to A. Allies (allies.aubin@orange.fr)

17 18 **Abstract**

19 In many tropical areas, evapotranspiration is the most important but least known component
20 of the water cycle. An operational procedure, based on the Simplified Surface Energy Balance
21 Index (S-SEBI) method and the EVapotranspiration Assessment from SPace (EVASPA) tool,
22 was developed to produce spatially-distributed estimates of daily actual evapotranspiration
23 (ET_d) from remote sensing data in the Sahel. The procedure, named EVASPA S-SEBI Sahel
24 (E3S), generates ensemble predictions using a set of seventeen alternative methods for
25 determining dry and wet edges of the surface temperature-versus-albedo scatterplot from a
26 given satellite overpass. A time-variable prior weighting scheme is applied to the ensemble
27 members, depending on seasonal stage as determined by monsoon installation and vegetation
28 state. Epistemic uncertainty on the estimation is derived from the ensemble range, conditioned
29 to the weighting scheme. E3S also accounts for cloud contamination through the introduction
30 of a surface temperature quality filter, and upscales instantaneous estimates at satellite
31 overpass to day-integrated values. E3S was applied to MODIS/TERRA and AQUA datasets
32 acquired during the 2005-2008 period over the AMMA-CATCH mesoscale observatory in
33 South-West Niger. E3S estimates of instantaneous and daily available energy, evaporative
34 fraction and evapotranspiration, were evaluated at local scale based on two field-monitored
35 plots representing the two main ecosystem types in the area, a millet crop and a fallow
36 savannah bush. In addition to the ground-based observations from these plots, local scale
37 evaluation was performed against continuous simulations by a locally-calibrated Soil-
38 Vegetation-Atmosphere Transfer model for the two plots, over the entire study period. The
39 RMSE from this comparison for E3S's ET_d estimates from combined AQUA/TERRA sources
40 was 0.5 mm.day^{-1} , and the determination coefficient was 0.90 with virtually no bias. E3S
41 significantly improved representation of the evapotranspiration seasonality, compared with a
42 non-ensemble implementation of S-SEBI or with the original EVASPA's non-weighted

43 ensemble scheme. Over the whole meso-site, ET_d estimates at km-resolution were obtained
44 with an average epistemic uncertainty of $0.4 \text{ mm}\cdot\text{day}^{-1}$. Comparisons with the reference 0.25° -
45 resolution GLEAM product showed good agreement, particularly during the wet season.
46 These results suggest that E3S could be used to produce reliable continuous regional
47 estimations at fine resolution, consistent with land and water management requirements in the
48 Sahel.

49

50 **Keywords:** Evapotranspiration mapping, EVASPA, S-SEBI, MODIS, Southwest Niger

51

52 **1. Introduction**

53 Evapotranspiration (ET), or latent heat flux ($LE = \lambda \cdot ET$, where λ is the latent heat of
54 vaporization), is a pivotal surface process that couples the Earth's water and energy cycles. In
55 the tropics particularly, it plays a major role in surface-atmosphere interactions – a key
56 component of the West African monsoon (Koster et al., 2004; Taylor et al., 2011) – and for
57 vegetation processes. Being strongly related to water stress and to photosynthetic activity, it is
58 of prime interest for plant productivity management (Boulain et al., 2009a). In typical farm
59 plots of the semiarid West African Sahel, over 80% of the rainwater were estimated to be
60 returned directly to the atmosphere (Velluet et al., 2014), thereby putting a major strain on
61 critical water resources. Yet ET's space-time variability and response to environmental
62 changes are still largely poorly captured (Mao et al., 2015). This is particularly true in the
63 Sahel (Leauthaud et al., 2017; Marshall et al., 2013), where sensitivity to ET of a fast-growing
64 population, relying on rainfed cropping essentially, is very high (Leauthaud et al., 2015).
65 Field instruments such as eddy covariance (EC) systems are scarce in this area (e.g., the
66 AMMA-CATCH observatory; Galle et al., 2018; Lebel et al., 2009), and provide only small-
67 scale local estimates whereas ET may be highly variable in space. The considerable spatial
68 variability in Sahelian rainfall (Vischel et al., 2009) calls for methods allowing for both large
69 spatial extent and fine resolution. Given its spatial coverage and affordability, remote sensing
70 (RS) in the thermal domain offers great potential that remains to be harnessed effectively.
71 Over the last two decades, a number of ET estimation techniques based on remotely sensed
72 land surface temperature (T_s) have been proposed with different complexity levels,
73 geographic applicability and ancillary data requirements. Comprehensive reviews can be
74 found in Kalma et al. (2008); Liou and Kar (2014); Wang and Dickinson (2012); K. Zhang et
75 al. (2016).

76

77 Among these techniques, the so-called contextual methods, such as the T_s -VI triangle
78 (Carlson, 2007; Jiang and Islam, 1999) and S-SEBI (Simplified Surface Energy Balance
79 Index, Roerink et al., 2000) methods, provide simple ways to derive the evaporative fraction
80 (EF , the ratio of $\lambda \cdot ET$ to available energy for turbulent fluxes). They are based on cross-
81 scattering of surface temperature and vegetation index (VI) or albedo, over a sufficiently flat
82 area with contrasted moisture status. These methods do not require many ancillary data, such
83 as meteorological variables or surface roughness, thereby facilitating their application at
84 regional scale. In this study, we built on the S-SEBI method for the retrieval of instantaneous

85 *EF* and daily ET from MODIS data over a mesoscale area in South-West Niger. The S-SEBI
86 concept was previously applied to a large range of climate conditions and sensors (see e.g.,
87 Chirouze et al., 2014; Galleguillos et al., 2011; Gómez et al., 2005; Montes and Jacob, 2017;
88 Sobrino et al., 2007; Verstraeten et al., 2005), however to our knowledge it has never been
89 evaluated in the Sahelian context.

90
91 The success of contextual methods in estimating *EF* and ET mainly depends on correct
92 determination of the true boundaries of the *Ts*-VI or *Ts*-albedo domain (Long and Singh,
93 2013). These are the so-called wet and dry edges, corresponding to fully wet or fully dry
94 surfaces, which serve to bound *EF* values. A variety of algorithms were progressively
95 introduced by S-SEBI users, although rarely fully documented. For lack of comprehensive
96 and homogeneous evaluation of these techniques which would require abundant field data, no
97 hierarchy can be established between the different algorithms. Hence, they may all be
98 considered as providing *a priori* equally plausible estimates, suggesting the use of a multi-
99 model approach. Multi-model ensembles have been found to perform significantly better than
100 any single-model in such varied fields as weather and seasonal climate forecast (Duan and
101 Phillips, 2010; Hagedorn et al., 2005; Räisänen and Palmer, 2001), crop production forecast
102 (Martre et al., 2015; Rötter et al., 2012), soil moisture simulation (Guo et al., 2007) or
103 hydrologic prediction (Duan et al., 2007). Regarding ET specifically, Ershadi et al. (2014)
104 showed that ensemble model estimation was performing better than any individual model in
105 estimating ET across 20 different sites. Mueller et al. (2013) used a multi-model approach to
106 provide multi-decadal trends in global ET. On the same grounds, the EVASPA
107 (Evapotranspiration Assessment from SPACe; Gallego-Elvira et al., 2013) tool was recently
108 developed to produce ensemble daily ET maps from a combination of several RS-based
109 models (including S-SEBI), RS sources and edge determination methods (Oliso et al., 2014).
110 While the ensemble median or mean can be used as best ET estimate, the range or standard
111 deviation can be considered as expressing the epistemic uncertainty in this estimation.
112 EVASPA was successfully applied to pilot sites in southeastern France and Argentina, using
113 MODIS data (Gallego-Elvira et al., 2013; García et al., 2013; Oliso et al., 2014, 2015).

114
115 When estimating ET over a given area and period, additional information such as field data
116 may evidence that all candidate models/methods should not in fact be considered as equally
117 reliable estimators. For instance, Garcia et al. (2014) evaluated seven edge determination
118 algorithms against ground measurements at two contrasted sites. Rankings differed with type
119 of site and with the season, depending on whether ET was either water- or energy-limited. In
120 multi-model ensemble approaches, such information can be introduced in the estimation
121 procedure through weighting of ensemble members. Ideally, available observations allow
122 developing a statistical framework to derive weighting coefficients (≥ 0) from the relative
123 performance of each model. For example, Bayesian model averaging (BMA) has been used
124 for continental or global estimation of ET (Chen et al., 2015; Yao et al., 2014; Zhu et al.,
125 2016). However, training BMA against ground observations requires sufficient data to reflect
126 the diversity of situations possibly encountered in the application domain. When these are not
127 available, as in the present case, weighting coefficients may be derived from more empirical
128 approaches that take advantage of background knowledge on processes and model principles.

129 In a situation such as that described by Garcia et al. (2014), for instance, weights could be
130 assigned heuristically depending on surface moisture status, seasonal stage, and/or vegetation
131 development, based on each model's hypotheses and theoretical validity domain. Following
132 this rationale, we propose hereafter an adaptation of EVASPA's S-SEBI model, denoted as
133 EVASPA S-SEBI Sahel (E3S), in which edge determination methods are both augmented and
134 prior, time-dependently weighted, to map daily ET with corresponding epistemic uncertainty.
135 The objective is to substantially improve application of the S-SEBI model to the Sahel.

136

137 Another difficulty with RS-based ET estimation lies in the frequent uncertainties in key RS
138 variables, such as surface temperature. Contextual methods are considered to be less sensitive
139 to error in T_s than any another method (Jiang and Islam, 2003; Tasumi et al., 2005). This is
140 true when T_s errors are rather spatially homogeneous, due for example to sensor calibration or
141 viewing angle. However, it becomes false when T_s errors are due to atmospheric perturbations
142 caused by heterogeneous aerosol content, thin clouds or cloud edges. A resulting cold T_s bias
143 in contaminated pixels (Williamson et al., 2012) hinders correct determination of the wet
144 edge. Hence, an additional objective of the E3S tool is to further filter MODIS T_s in order to
145 minimize these adverse effects for ET estimation.

146

147 In this paper, the new E3S procedure for ET estimation is expounded, detailing the rationale
148 for the proposed ensemble enrichment and weighting, and is tested at 1km-resolution over a
149 4-year period for an agropastoral Sahelian area of Southwest Niger, using MODIS AQUA and
150 TERRA data. The objectives of this case application are to evaluate (i) the potential of the S-
151 SEBI method in the context of the Sahel, and (ii) the benefits of the new weighted ensemble
152 scheme compared to a simple mean – the original EVASPA's S-SEBI method – or to
153 individual members. Among the latter, the Verstraeten et al. (2005)'s landmark
154 implementation of S-SEBI (known as the SPLIT method) is singled out as, to our knowledge,
155 it is the only T_s -albedo edge determination algorithm fully described in the literature.
156 Evaluation is performed both at local pixel scale and over the whole study area (mesoscale,
157 $\sim 10^4$ km²). Local scale evaluation uses EC measurements from two flux towers, as well as
158 reference simulations with the SiSPAT (Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer, Braud et al.,
159 1995) detailed land surface model, previously calibrated/validated with these measurements
160 (Velluet et al., 2014). These simulations provide continuous ground-based estimates of
161 available energy, EF and ET, allowing to extend substantially the evaluation. At the
162 mesoscale, E3S is compared with the GLEAM data (Martens et al., 2017; Miralles et al.,
163 2011), one of the very few spatial ET products with daily availability, and currently the most
164 recognized for Africa (Trambauer et al., 2014), albeit with a lower spatial resolution (0.25°).
165 The benefit of E3S in reducing epistemic uncertainty, compared with the original EVASPA's
166 S-SEBI method, is also evaluated.

167

168 Compared with previous S-SEBI and/or MODIS IRT –based studies, main novel aspects
169 presented here include: (i) exploration of the potential of the S-SEBI methodology for the
170 West African Sahel; (ii) adaptation of the method to tropical areas with marked climate
171 seasonality - such as the Sahel -, using an enriched, time-variedly weighted ensemble
172 approach to edge determination, and including uncertainty estimation; and (iii) enhancement

173 of MODIS T_s data for ET estimation. Although the target variable of E3S is daily
174 evapotranspiration (ET_d), the instantaneous evapotranspiration at time of satellite overpass
175 (ET) is also estimated and evaluated hereafter, to more fully analyze the method's potential.

176

177 **2. Sites and data**

178 **2.1. Study area and nested sites**

179 The study area is the 20 800-km², rectangle meso-site of the AMMA-CATCH observatory in
180 the southwest of the Republic of Niger (1.55°-3.15°E; 12.85-14.15°N; Figure 1a-b),
181 encompassing the capital city of Niamey (Cappelaere et al., 2009). It is characterized by a
182 tropical semi-arid climate with average annual rainfall decreasing from 570 mm to 470 mm
183 from South to North (1990–2007 average) and a mean temperature of ~30°C. The West
184 African monsoon brings precipitation within a single wet season from June to September
185 essentially, followed by a long dry season from November to April.

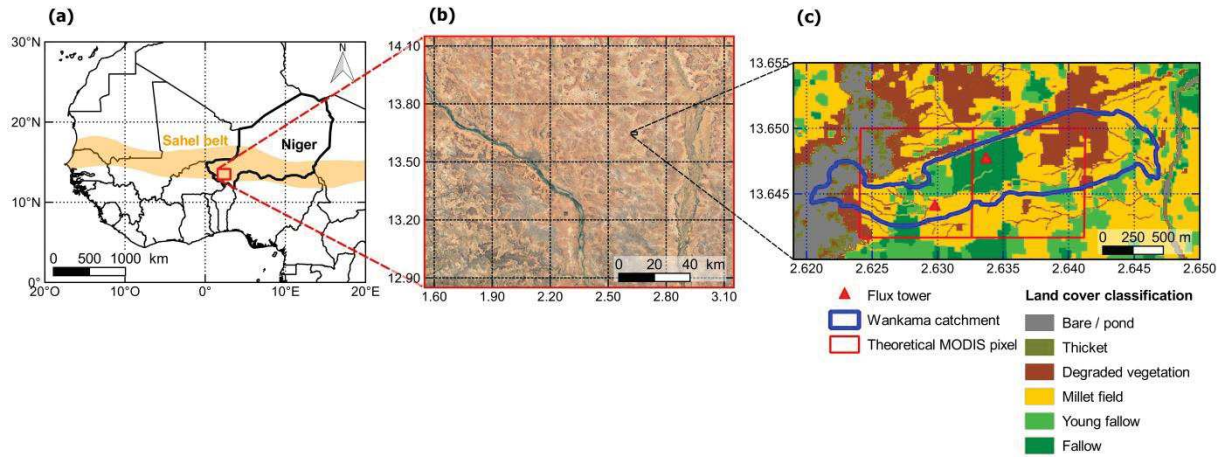
186

187 The meso-site is crossed in its western part by the Niger River valley and to the east by the
188 large Dallol Bosso fossil valley (Figure 1b). Elevations range from 177 to 274 m AMSL. The
189 soils are sandy and poor in nutrients in most of the study area. To the North and East of the
190 Niger River, hydrology is essentially endoreic, whereas the entire South-West bank drains to
191 the river. The main ecosystems are rainfed millet crop and fallow of shrubby savannah,
192 alternating in an agropastoral rotation system. To a lesser extent, more or less degraded tiger
193 bush subsists on plateau areas. Irrigated crops, in particular vegetable and fruit trees are
194 grown in the Niger River valley, and very locally in endoreic depressions.

195

196 Two single-ecosystems plots in the ~2-km² Wankama pilot catchment - located in between
197 the two alluvial valleys - were used as local-scale references for the study (Figure 1c). These
198 15-ha plots have been equipped for EC measurements by the AMMA-CATCH observatory
199 since 2005 (Ramier et al., 2009; Velluet et al., 2014). During the study period, ecosystems
200 were millet crop and shrubby fallow savannah, respectively. Detailed description of the study
201 area and nested sites can be found in Cappelaere et al. (2009).

202



203
204
205
206
207

Figure 1: (a) Location of study area in South West Niger, West Africa; (b) Satellite view of the study mesosite (Google Earth, Image Landsat/Copernicus, image©2017 DigitalGlobe, image©2017 CNES/Airbus); (c) local-scale Wankama catchment with location of two EC flux towers and of corresponding theoretical MODIS pixels, with land cover map derived from a 2005 SPOT image.

208
209

2.2. Satellite and other mesoscale data

210 Table 1 describes the 1-km resolution MODIS TERRA and AQUA products used as E3S
211 inputs, for remotely-sensed Leaf Area Index (LAI), Normalized Difference Vegetation Index
212 (NDVI), albedo (α), surface temperature (T_s) and emissivity (ε) of land surface (Version 5.5,
213 from the Land Processes Distributed Active Archive Center, <https://lpdaac.usgs.gov>).
214 Temperature and emissivity were acquired every day at satellite overpass time, but they were
215 subject to many temporal gaps due to cloud cover. To match that resolution, 4-day LAI was
216 daily interpolated by cubic interpolation. Native MODIS albedo being delivered every 8 days
217 with 16-day averaging, albedo was taken constant within each 8-day timeslice. Similarly, 16-
218 day NDVI was taken constant over each 16-day timeslice.

219
220

Table 1: Description of MODIS data used in this study

Name	Sensor	Product	Temporal granularity
MCD15A3	Combined MODIS	Leaf Area Index	4-day composite
MCD43B3	Combined MODIS	Bidirectional Reflectance Distribution Function and Albedo	16-day composite every 8 days
MOD11A1	TERRA MODIS	Temperature, Emissivity	Daily
MYD11A1	AQUA MODIS	Temperature, Emissivity	Daily
MOD13A2	TERRA MODIS	NDVI	16-day composite
MYD13A2	AQUA MODIS	NDVI	16-day composite

221
222
223
224

Additional information was required for the E3S method. Rainfall occurrence was obtained from the daily rainfields produced by the AMMA-CATCH observatory from its mesoscale rain gauge network (Vischel et al., 2011). Short and long wave incoming radiation were taken

225 from the ground data at the two Wankama EC stations (next section), and applied uniformly
226 over the mesosite. This upscaling was made possible by the limited spatial variability of
227 incoming radiation under the predominantly clear sky conditions required for image usability
228 Note that the ground-based information used here could be replaced with alternative sources
229 such as RS or global or regional modelling. Terrain was described using the DEM GTOPO30
230 (<http://earthexplorer.usgs.gov/>). It was used to filter out MODIS pixels based on maximum
231 slope and elevation criteria, albeit with no effect in this study area.

232
233 Finally, the GLEAM (Global Land Evaporation Amsterdam Model; Miralles et al., 2011)
234 global ET products were used for mesoscale comparison with E3S results. GLEAM was
235 chosen for this comparison as it is one of the very few RS-ET products available daily and
236 performing well in semi-arid African areas at regional scale (Trambauer et al., 2014). It is
237 based on a modified Priestley-Taylor formulation with a stress factor based on soil moisture
238 and vegetation water content, coupled with the Gash interception model (Miralles et al.,
239 2010). In this study, both versions 3.1a and 3.1b were considered (Martens et al., 2017).
240 GLEAM v3.1a inputs are taken from reanalysis (net radiation, air temperature and soil
241 moisture), satellite data (soil moisture, microwave vegetation optical depth and surface
242 vegetation cover) and field survey (basic soil properties), in addition to RS and ground-based
243 precipitation. In v3.1b, all inputs, except soil properties, come from satellite data. Product
244 evaluation against 91 flux towers showed overall unbiased root mean square deviation of 0.71
245 $\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$ and correlation coefficient of 0.79 and 0.78 for v3.1a and v3.1b, respectively
246 (Martens et al., 2017). Both versions were available at a native resolution of 0.25° and a daily
247 timestep. They were downloaded in December 2017 from the GLEAM server
248 (<https://www.gleam.eu/>).

249

250 **2.3. Local scale data**

251 The two reference local plots in Wankama are equipped with EC systems, measuring in
252 particular high frequency (20Hz) 3D wind, air temperature and water vapor, as well as
253 four-component radiation and soil heat flux (Table 2). A full description of all sensors, setup,
254 and other measured variables can be found in Ramier et al. (2009) or Velluet et al. (2014).
255 Turbulent fluxes, including ET, were derived as described by Ramier et al. (2009), using
256 *EdiRe* software (R. Clement, University of Edinburgh) and following CarboEurope
257 recommendations (Mauder and Foken, 2004). All water and heat fluxes were aggregated to
258 30-min timestep. Mean energy balance residuals for raw daily daytime fluxes were 3.6 and
259 $14.2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ at the fallow and millet sites, respectively (Ramier et al., 2009). They were
260 attributed at least in part to unaccounted-for positive daytime storage in the shallow soil, for
261 lack of shallow soil temperature measurements. EC measurements were not corrected for
262 energy balance closure, as residuals were reasonably small and could be attributed to a variety
263 of sources.

264

Table 2 : Main observations used from the AMMA-CATCH EC-stations at Wankama, Niger

Instrument	Main measurement(s)	Height or depth
Campbell CSAT-3 sonic anemometer (Campbell Scientific, Inc, Logan, USA)	3-D wind Sonic air temperature	5 m
LI-COR LI-7500 infrared gas analyzer (LI-COR Biosciences, Lincoln, USA)	CO ₂ and H ₂ O concentrations	5 m
Kipp&Zonen CNR1 radiometer (Kipp&Zonen, Delft, the Netherlands)	Shortwave (0.3–2.8 μm) and long-wave (5–50 μm) incoming and outgoing radiation	3.5 m (fallow) 2.5 m (millet)
Hukseflux HFP01SC heat flux plates (3, averaged) (Hukseflux, Delft, the Netherlands)	Soil heat flux	- 0.05m

266

267 Because these field measurements inevitably included a significant fraction of gaps in the
268 various time series, using the datasets directly for comparison with the RS-based estimates
269 had limitations. This was especially true for daily-integrated fluxes, because of the high
270 dependency of the EC method upon aerologic conditions over the day, which seriously
271 reduced the number of days available for direct comparison. Therefore, to allow for a more
272 complete evaluation, results of the E3S method were also compared with simulations by the
273 physically-based SiSPAT land surface model over 2005-2008. These simulations may be
274 considered as reliable proxies of the local plots fluxes, as the model was thoroughly calibrated
275 and validated by Velluet et al. (2014) against the multi-variable dataset from the two EC plots
276 for the 7-year period 2005-2012. The model was shown to perform very well against the
277 observations over the wide range of conditions encountered during that 7-year period, whether
278 in the calibration or the validation sub-period. Table 3 displays the model's skill scores
279 calculated for the present study period (2005-2008), for 30-min net radiation, soil heat and
280 latent heat fluxes. All these values were highly similar to those obtained for the entire model
281 calibration and validation periods (see Table B1 in Velluet et al., 2014). The excellent
282 performance of the model for the very complete set of water and energy variables supported
283 its use as a trustworthy extrapolator of field data for E3S evaluation. Further, the model was
284 suggested as providing a reliable alternative to measurements correction techniques (such as
285 energy balance closure enforcement), or to estimation of non-directly measured variables,
286 such as evaporative fraction and surface soil heat flux (at zero depth). Model outputs were
287 also aggregated to the 30-min timestep. While both field-measured and modeled net radiation
288 and evapotranspiration were used for E3S evaluation at satellite overpass, only model outputs
289 were used for day-integrated fluxes.

290

291 **Table 3: Skill scores - bias, root mean square error (RMSE) and correlation coefficient (R) - of SiSPAT-**
 292 **modelled 30-min net radiation (Rn), soil heat flux at 5-cm depth (G_{5cm}) and latent heat flux (LE), against**
 293 **field observations for this study period (2005-2008) and the two Wankama plots.**

Variables	Millet			Shrubby savannah		
	Bias	RMSE	R	Bias	RSME	R
Rn ($W.m^{-2}$)	- 0.2	18.8	1.00	4.9	13.4	1.00
G_{5cm} ($W.m^{-2}$)	- 3.2	21.0	0.95	- 4.8	16.0	0.98
LE ($W.m^{-2}$)	- 0.3	25.7	0.91	- 5.4	38.9	0.87

294

295 3. Tools and methods

296 3.1. The S-SEBI method

297 The S-SEBI model (Roerink et al., 2000) was developed to solve the surface energy balance
 298 from RS data. Neglecting canopy storage, the instantaneous energy balance equation, at
 299 satellite overpass, writes:

300

$$Rn = G + H + LE \quad (1)$$

301

302 where Rn is the net radiation, G the surface soil heat flux, H the sensible heat flux, and LE the
 303 latent heat flux (all in $W.m^{-2}$).

304

305 In ordinary daytime situations (e.g., no rain, no oasis effect), H and LE are positive (upward
 306 flux) or nil. This and Eq.1 imply that the evaporative fraction EF (-), defined as LE relative to
 307 available energy $Rn-G$ (Eq.2), varies between 0 and 1 from very dry to very wet soil
 308 conditions (e.g. Lohou et al., 2014).

309

$$LE = EF .(Rn - G) \quad (2)$$

310

311 In the S-SEBI method, LE is derived from Eq.2 by estimating Rn , G and EF from RS data,
 312 given this above property for EF .

313

314 Rn is calculated from the radiation balance for incoming and outgoing radiation at the satellite
 315 overpass time:

316

$$Rn = (1 - \alpha)Rg - (\varepsilon\sigma Ts^4) + (\varepsilon Ra) \quad (3)$$

317

318 where α is the surface albedo, Ts is the surface temperature, ε is the emissivity, $\sigma = 5.67 \times$
 319 $10^{-8} W.m^{-2}.K^{-4}$ is the Steffan–Boltzmann constant, and Rg and Ra are the incoming
 320 shortwave and longwave radiation, respectively. Used for derivation of instantaneous but not
 321 daily ET, the instantaneous soil heat flux was approximated with an empirical relationship to
 322 Rn and the NDVI (Kustas et al., 1993):

$$G = Rn(0.4 - 0.33NDVI) \quad (4)$$

323
324
325
326
327
328

EF was derived from surface temperature T_s and surface albedo α . For each pixel “i” of a satellite scene associated to a given α_i albedo value and T_{s_i} surface temperature value, EF was assumed to vary linearly with T_s , between two extreme temperatures $T_{s_{dry}}$ and $T_{s_{wet}}$ corresponding to dry ($EF = 0$) and wet ($EF = 1$) areas respectively (Figure 2):

$$EF(T_{s_i}, \alpha_i) = \frac{T_{s_{dry}}(\alpha_i) - T_{s_i}}{T_{s_{dry}}(\alpha_i) - T_{s_{wet}}(\alpha_i)} \quad (5)$$

329
330
331
332
333

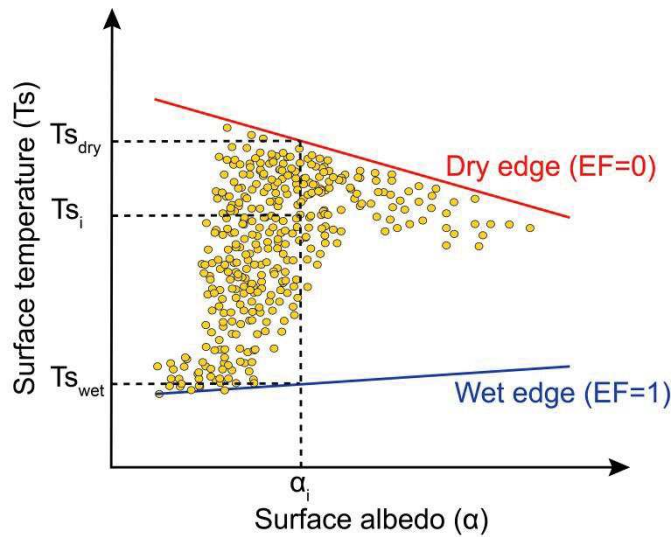
$T_{s_{dry}}(\alpha_i)$ and $T_{s_{wet}}(\alpha_i)$ were inferred from the upper and lower edges of the scatterplot in the (α, T_s) space for that scene, denoted as dry and wet edges, by assuming linear relationships to α_i (Figure 2):

$$T_{s_{dry}}(\alpha_i) = a_{dry} + b_{dry}\alpha_i \quad (6)$$

$$T_{s_{wet}}(\alpha_i) = a_{wet} + b_{wet}\alpha_i \quad (7)$$

334
335
336
337
338
339
340
341
342
343
344
345
346

where a_{dry} , a_{wet} , b_{dry} and b_{wet} are the linear fitting coefficients. For a given scatterplot however, there are many different ways of setting these linear edges, yielding as many different implementations of the S-SEBI method. Note that application of the S-SEBI method is based on three main assumptions: (i) uniformity of atmospheric conditions over each image; (ii) any variation in surface temperature for a given albedo is related to surface water status; (iii) simultaneous presence of a large range of wet and dry areas in each image. In comparison with other evapotranspiration mapping approaches, such as SEBAL (Bastiaanssen et al., 1998) or its derivative METRIC (Allen et al., 2007), S-SEBI does not account for variations in aerodynamic behavior driven by roughness length, wind speed and air temperature (in relation to the two first hypotheses).



347
348
349

Figure 2: Principles of S-SEBI representation of the relationship between surface albedo, surface temperature, and evaporative fraction (adapted from Roerink et al., 2000)

350

351 **3.2. Implementation in the EVASPA tool, and adaptation to the Sahel**
352 **context: EVASPA S-SEBI Sahel (E3S)**

353 The S-SEBI method is implemented in the EVASPA tool among several RS-based ET
354 estimation methods. EVASPA was developed by Gallego-Elvira et al. (2013) and Olioso et al.
355 (2014) for continuous estimation of daily ET from RS data in the visible and thermal infrared
356 spectral domains, for hydrological and agronomical applications. It was designed for
357 computing an ensemble estimation of ET with an associated uncertainty from the combination
358 of several surface energy balance models and input data from different space sensors. MODIS
359 products were the first ones to be used as inputs in EVASPA, for models based on the
360 derivation of the evaporative fraction from the combination of either albedo and surface
361 temperature (as done in S-SEBI) or of NDVI or vegetation cover fraction and surface
362 temperature (as done in the triangle approach). For each model, several methods for deriving
363 the wet and dry edges are implemented, and additional methods can be easily included in the
364 EVASPA ensemble.

365

366 In this study, only S-SEBI was considered. To improve estimations in the Sahelian conditions,
367 two significant modifications were introduced in the EVASPA processing. The first one
368 concerns the handling of the wet and dry edge determination algorithms (section 3.2.1): in the
369 new E3S version, twelve additional algorithms were included for a total of seventeen
370 (Appendix A), and prior ensemble member weighting was introduced. This weighting was set
371 to depend on the stage in the seasonal cycle (section 3.2.1). The second modification is the
372 introduction of a cloud edge filtering step in the processing chain, to avoid outlier pixels that
373 could distort the $Ts-\alpha$ scatterplot shape (section 3.2.2). Additionally, a field-calibrated
374 relationship was established to allow for flux upscaling from instant to day values (section
375 3.2.3), as proposed by EVASPA. Figure 3 displays a comprehensive flowchart of E3S,
376 showing the main processing steps, with MODIS input data used. In this study, all input
377 variables required by E3S were taken from RS data except incoming radiation and rainfall
378 fields which were ground-based (section 2.3).

379

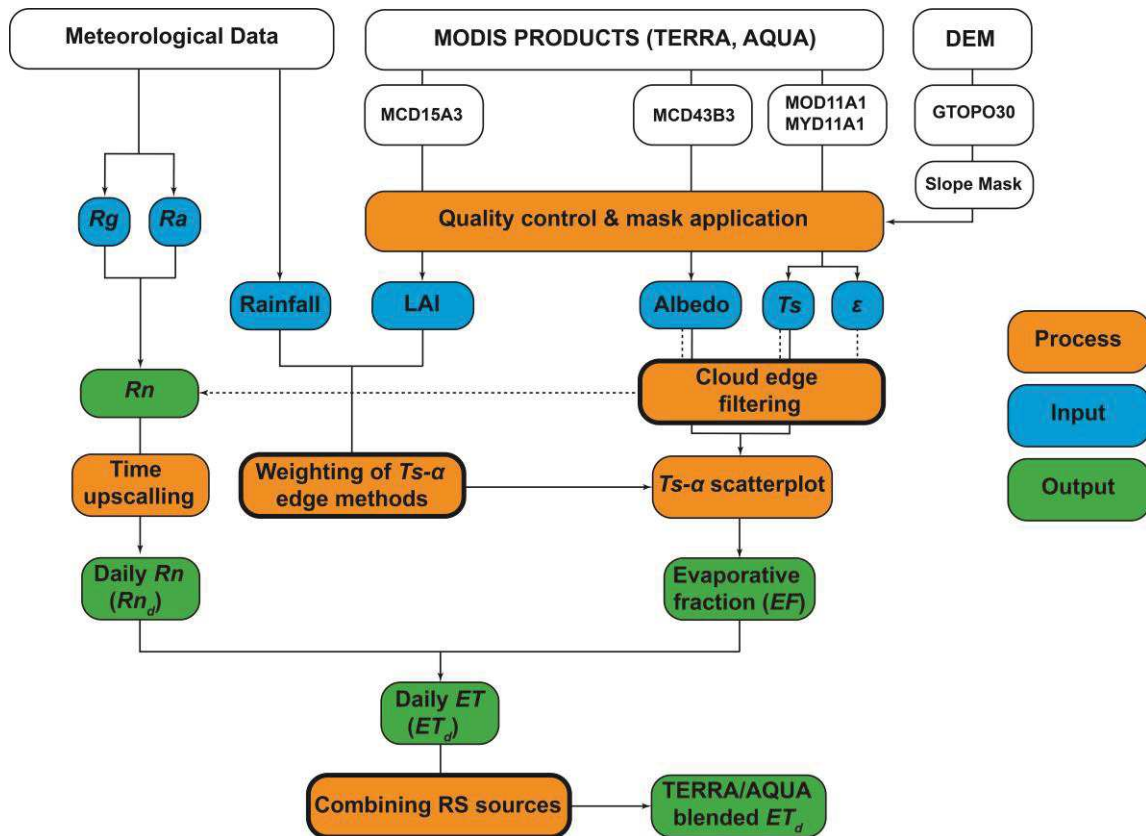
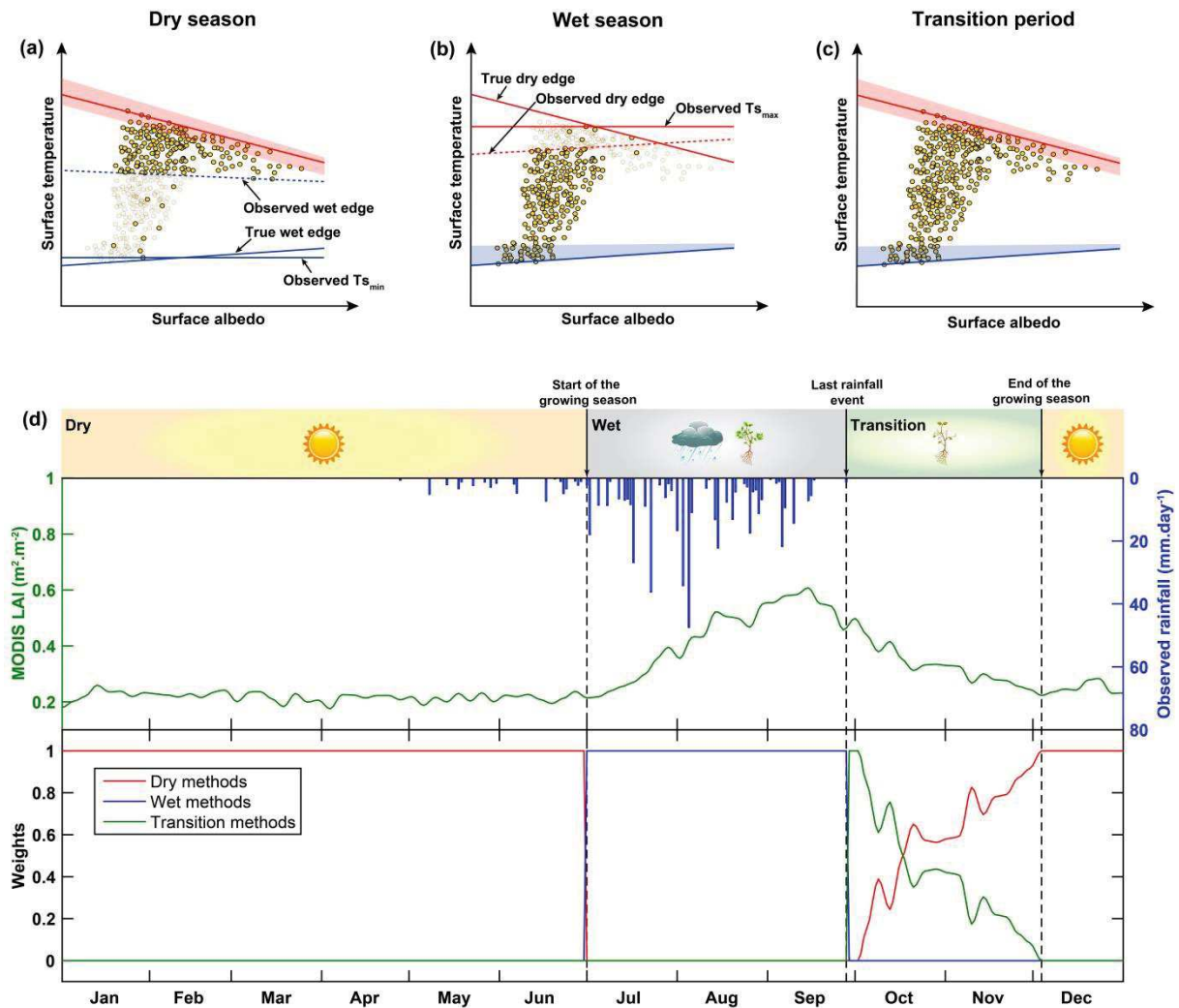


Figure 3 : Flowchart of the E3S method. Processes indicated in bold highlight the main modifications brought by E3S compared to EVASPA

3.2.1. Ensemble enrichment and weighting of edges determination methods

A major assumption of the S-SEBI method is that at any time of year, sufficient fully wet and fully dry pixels would coexist in the same image to allow for the correct determination of the true wet and dry edges. Because of the strong seasonal contrast in the Sahel climate, only one of the two edges can generally be correctly identified, namely the dry edge during the dry season and the wet edge during the wet season. For lack of sufficient informative pixels, application of the standard edge determination algorithms generally leads to a too high wet edge in the dry season and to a too low dry edge in the wet season (denoted as “observed wet edge” and “observed dry edge” in Figures 4a and 4b, respectively), through undue removal of seeming outliers. Only during a short period at the transition between the end of a wet season and the beginning of the next dry season can the two extreme conditions coexist in sufficient numbers to allow for reliable determination of both limits with the existing algorithms (Figure 4c). To improve application of the method during the dry or the wet season, new sets of edge determination algorithms were introduced, denoted as “dry methods” and “wet methods”, respectively. “Dry methods” associate the standard dry edge determination algorithms with a simplified wet edge definition consisting of a constant $T_{s_{wet}}$ equal to the absolute minimum observed T_s in the domain, denoted as “observed $T_{s_{min}}$ ” in Figure 4a. Similarly, “wet methods” were devised as the association of the standard wet edge determination algorithms, with a constant $T_{s_{dry}}$, equal to the absolute maximum observed T_s and denoted as “observed

403 $T_{s,max}$ ”, for dry edge definition (Figure 4b). Initial methods with the existing standard wet and
 404 dry edge determination algorithms are denoted as “transition methods”. Appendix A details
 405 the list of 17 edge determination algorithms used in this study.
 406



407
 408 **Figure 4: Typical configurations of the T_s - α scatterplot during (a) the dry season, (b) the wet season and**
 409 **(c) the transition period. Partitioning of year 2007 into the three periods, based on LAI and rainfall (top),**
 410 **and variations of weights for the three classes of associated edges determination methods (bottom)**
 411

412 To reflect the varying degree of suitability of the different algorithms for the succession of
 413 conditions encountered around the seasonal cycle, a variable weighting procedure was applied
 414 to these algorithms, depending on seasonal stage. Along the dry season, only the six “dry
 415 methods”, i.e. those in which the wet edge determination is specially adapted to the lack of
 416 wet pixels, are given a weight of 1, all eleven others having a weight of 0 (Figure 4d).
 417 Conversely, during the wet season, a weight of 1 is assigned to the five “wet methods”
 418 adapted to the lack of dry pixels; the twelve other methods being assigned a weight of 0
 419 (Figure 4d). Whereas the shift from the dry to the wet season can be rather precisely dated to
 420 the onset of mesoscale rainfall, the presence of significant water storage in the root zone for
 421 several weeks after the last rainfall of the wet season, with continued benefit to the vegetation,
 422 requires to handle specifically this transition period between the wet season (last rainfall) and

423 the dry season (end of vegetation cycle). At the beginning of this transition period, the
424 concomitant presence of sufficient wet and dry pixels, due to differences in drying rate
425 between vegetated and bare areas, allows assigning a weight of 1 to the transition methods. As
426 the dry season is approaching however, vegetation gets sparser and wet pixels regress, leading
427 to reduce gradually the weight of the transition methods based on mesoscale average MODIS
428 LAI (Figure 4d). Symmetrically, the weight of the dry methods is gradually raised from 0 to 1
429 over the transition period based on the same index, while the wet methods are weighted 0
430 during the whole period.

431
432 Given the above weighting strategy of ensemble members, E3S best estimates are obtained as
433 weighted averages of these members. To express the epistemic uncertainty associated to ET
434 estimates, the range of ensemble members is used in this study, restricted to those members
435 with non-zero weights only and denoted as “conditional ensemble range”, i.e.: $\text{Range}(ET_k | \text{weight}_k > 0)$ where k designates the k^{th} member in the ensemble.

437

438 **3.2.2. Cloud edge filtering**

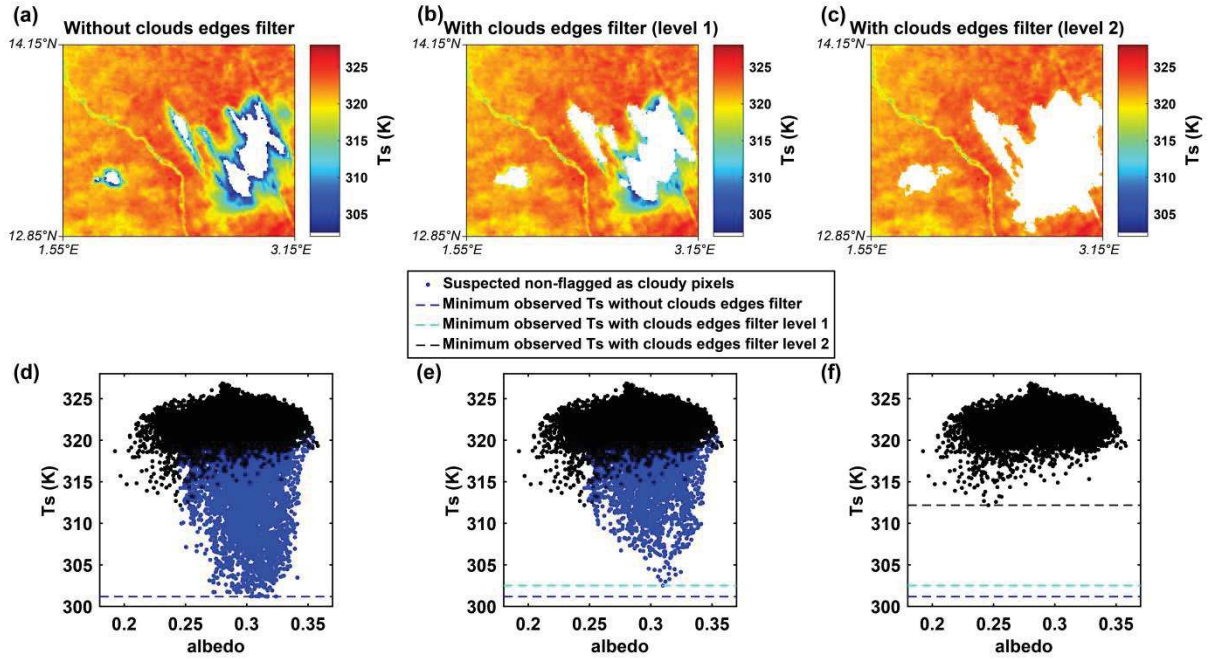
439 Contextual methods require efficient outlier filtering. Williamson et al. (2012) showed that
440 13% to 17% of MODIS-TERRA pixels considered as not cloudy were actually contaminated
441 by clouds. Most contamination is due to cloud edges, optically thick aerosols or thin clouds
442 which are difficult to detect (Ackerman et al., 1998; Platnick et al., 2003; Williamson et al.,
443 2012). Williamson et al. (2012) also found a correlation between cold T_s outliers and MODIS
444 T_s quality flag information. Such pixels need to be removed for contextual methods because
445 unidentified cloudy pixels can generate false wet pixels and distort the T_s -albedo scatterplot
446 (see Figures 5a and 5d), causing systematic biases in EF estimations. We thus developed two
447 levels of cloud edge filtering:

- 448 • The first level filter was based on the quality flag provided by the MOD11A1 and
449 MYD11A1 T_s products for TERRA and AQUA, respectively. A preliminary study
450 showed that cloud edges often corresponded to pixels flagged with a T_s error higher than 1
451 K, in agreement with Williamson et al. (2012). Thus, all pixels bordering clouds and
452 associated to a T_s error >1 K were removed (Figures 5b and 5e);
- 453 • Figure 5 (b) shows that this first level filter was not always sufficient to eliminate all
454 pixels potentially contaminated by clouds, especially during the dry season. A second
455 level filter was thus introduced, extending the first level filter to cloud-bordering pixels
456 with T_s below the first T_s quartile in the entire image (Figures 5c and 5f). This quartile
457 level selection was calibrated on all the available images outside the rainy seasons in
458 2005-2008, and we suggest that this could be site- and climate-specific.

459

460 Both filter levels needed to be implemented at a scale larger than the study area since pixels
461 flagged as cloudy could be outside the study area. At least doubling the size of the study area
462 is advisable. The second level filter was only applied outside the rainy period to avoid
463 underestimating wet-season T_s variability, as it was difficult to differentiate between true wet
464 pixels and cloud contaminated pixels passing the first level filter. After cloud edge filtering,

465 images with less than 8% of remaining pixels (corresponding roughly to 2400 pixels found
 466 necessary for the convergence of all edge methods) were eliminated.
 467



468
 469 **Figure 5: T_s maps obtained with different levels of cloud filtering for 05/17/2005 (a-c), and corresponding**
 470 **T_s -albedo scatterplots (d-f). (a) and (d): no cloud edge filter but the MODIS cloud mask (masked areas in**
 471 **white); (b) and (e): application of the first level T_s filter; (c) and (f): application of the first and second**
 472 **level T_s filters.**

473
 474 **3.2.3 Upscaling from instantaneous to day-integrated fluxes**

475 From the estimation of instantaneous EF and ET at satellite overpass, EVASPA provides
 476 time-integrated evapotranspiration for the corresponding day by assuming conservation of the
 477 evaporative fraction over the whole day (Crago and Brutsaert, 1996). Neglecting the ground
 478 heat flux relative to net radiation at daily scale, the mean daily evapotranspiration (ET_d) is
 479 then computed as scaled by the ratio Cdi (-) between mean daily net radiation (Rn_d) and
 480 instantaneous net radiation at satellite overpass (Rn):
 481

$$ET_d = \frac{EF_d \cdot Rn_d}{\lambda} \text{ with } EF_d = EF \text{ and } Rn_d = Cdi \cdot Rn \quad (8)$$

482 where λ is the latent heat of vaporization ($\lambda = 2.45 \text{ MJ} \cdot \text{kg}^{-1}$). The Cdi coefficient varies with
 483 the day of year (DOY) and the solar time at a given location according to Wassenaar et al.
 484 (2002):
 485
 486

$$Cdi = a_1 + a_2 \times \sin\left(\frac{2\pi \times (DOY + a_3)}{365}\right) \quad (9)$$

488 where a_1 , a_2 and a_3 are parameters that depend on geographical location and solar time of
489 satellite acquisition. In this study these parameters were obtained by calibrating Eq.9 on the
490 net radiation averaged from the two EC sites in Wankama from 20/04/2005 to 01/05/2013.
491 Half-hourly and daily observed radiation were used for Rn and Rn_d , respectively. Calibrated
492 values and R^2 scores are shown for each half-hour of interest in Appendix B.

493

494 **3.2.4 Minimizing gaps in ET_d by combining RS sources**

495 In order to increase the number of days with available ET_d estimates, the AQUA- and
496 TERRA- based, ensemble space-time ET_d distributions were merged into a single, blended
497 ensemble ET_d product. When and where both sources were available the same day, the two
498 estimates were simply averaged for each ensemble member. This fusion of sources reduces
499 gaps not only in time, but also in space on bi-source days.

500

501 **4. Results**

502 Ensemble ET_d estimates were retrieved at 398 dates from 535 MODIS images, including 99
503 from AQUA only, 162 from TERRA only and 137 from both satellites. Time coverage by the
504 blended product was 29%, for an average spatial coverage of 79%.

505

506 **4.1. Local scale analysis**

507 To compare E3S results with available series at the Wankama field plots, and in order to
508 minimize the problem of footprint discrepancy between satellite pixels and EC footprints, it
509 was decided to compare averages of the two adjacent MODIS pixels containing the flux
510 towers with averages of either the measurements at the two plots or of the SISPAT
511 simulations for the two plots. The rationale behind this choice is discussed in detail in Section
512 5.1.

513

514 **4.1.1. Impact of edge determination approach**

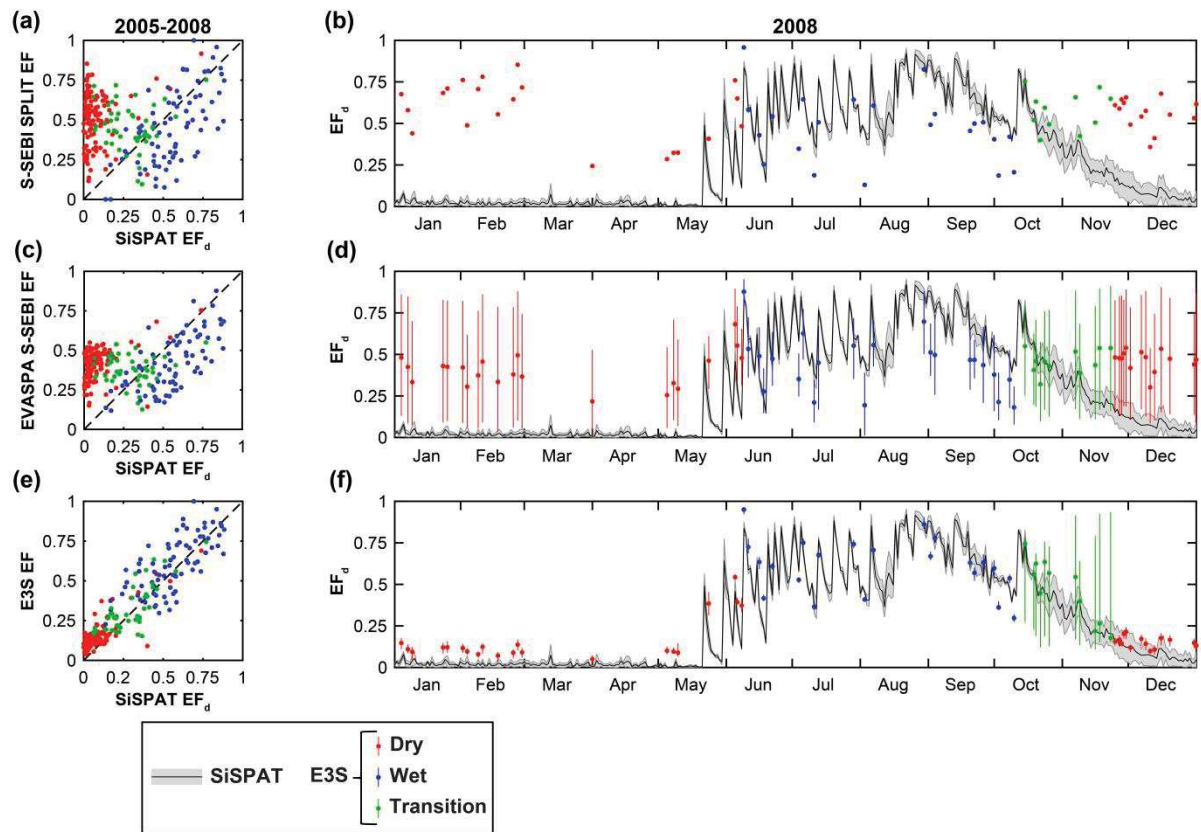
515 As a first step, the benefit of the prior weighting of ensemble members introduced in E3S was
516 evaluated. To do so, the E3S estimation was compared both to the use of a single edge
517 determination algorithm, namely the ensemble member denoted as SPLIT, and to the original
518 unweighted ensemble average of EVASPA, hereafter denoted as “EVASPA S-SEBI”. The
519 SPLIT algorithm of Verstraeten et al. (2005) (see Appendix A) was used as a benchmark
520 method as it is the most fully described method for the determination of the wet and the dry
521 edges in the literature.

522

523 Figure 6 compares the values of evaporative fraction (EF) obtained with the three methods to
524 those simulated by the SiSPAT model, as scatterplots for the whole study period (left) and as

525 time series for the year 2008 (right). The single wet and dry edge determination algorithm of
526 SPLIT systematically overestimated EF during the dry season (red dots in Figure 6a and 6b).
527 This was induced by the difficulty to isolate sufficient wet pixels and, as a consequence to
528 determine the wet edge of the $Ts-\alpha$ scatterplot (section 3.2.1). Conversely, underestimated EF
529 was obtained during the wet season (blue dots in Figure 6a and 6b), reflecting the difficulty of
530 the SPLIT approach to identify sufficient dry pixels during this period to determine the dry
531 edge. During the transition period, although conditions of application were better fulfilled,
532 SPLIT was not able to provide more accurate EF estimation. In general, the original EVASPA
533 provided slightly better results than SPLIT, even if large EF overestimation in dry and
534 transition periods and large underestimation in the wet period were still observed. Moreover,
535 the uncertainty generated by the use of the unweighted 17 methods (ensemble range,
536 represented as vertical bars, Figure 6d) was usually very large, close to the full 0-1 EF range
537 in many cases. Such large uncertainties suggest that the two approaches are unsuitable to
538 describe the seasonality of EF in the Sahel context.

539
540 In comparison, E3S provided much better results. The seasonality of EF was well represented
541 and the weighted mean EF was close to SiSPAT simulations most of the time (Figures 6e and
542 6f). Very low EF was observed during the dry season, revealing the efficiency of the newly
543 introduced “dry methods”, with wet edge determination adapted to the lack of wet pixels, in
544 strongly reducing EF overestimation compared with SPLIT and EVASPA. Similarly, E3S
545 significantly reduced EF underestimation in the wet period, by the introduction of “wet
546 methods” adapted to the lack of dry pixels. Estimation was also significantly improved during
547 the transition period, showing that the weighted averaging allowed minimizing impact of
548 seasonally less suitable methods in this period as well. E3S uncertainty, defined as the
549 conditional ensemble range, i.e., the difference between the maximum and the minimum of all
550 those ensemble members whose weight is non-zero (Section 3.2.1.), is shown as vertical bars
551 in Figure 6f. During both the dry and the wet season, uncertainty was considerably reduced,
552 providing much more confidence in the estimation. The uncertainty was still important during
553 the transition period. This is at least partly explained by the larger proportion ($>2/3$) of
554 ensemble members in the conditioned ensemble in that period than in each other period
555 ($\sim 1/3$), reflecting a larger intrinsic uncertainty (see also discussion in section 5.3).
556



557

558

559

560

561

562

563

564

565

566

567

568

569

Figure 6: Evaporative fraction EF estimated with TERRA data by three different edge determination approaches (top to bottom) versus SiSPAT daily EF , for whole study period (left) and for 2008 (right). (a, b): non-ensemble SPLIT algorithm, Verstraeten et al., 2005; (c, d): original EVASPA S-SEBI unweighted ensemble method; (e, f): E3S weighted ensemble. Uncertainty bars (d, f) correspond to ensemble ranges, conditioned to weighting scheme for E3S (f).

569

570

571

4.1.2. Performance of E3S estimates over the study period

572

573

574

575

576

577

578

Table 4 displays skill scores of instantaneous and daily fluxes obtained with the new E3S method against both SiSPAT simulations and local plot observations for the 4-year study period, separately for TERRA and AQUA satellite sources. For more detail on E3S performance for daily ET, an analysis of the variations of residual ET_d errors (estimated versus SiSPAT-simulated) with the main input variables, is provided in Supplementary Material S1.

579
580
581

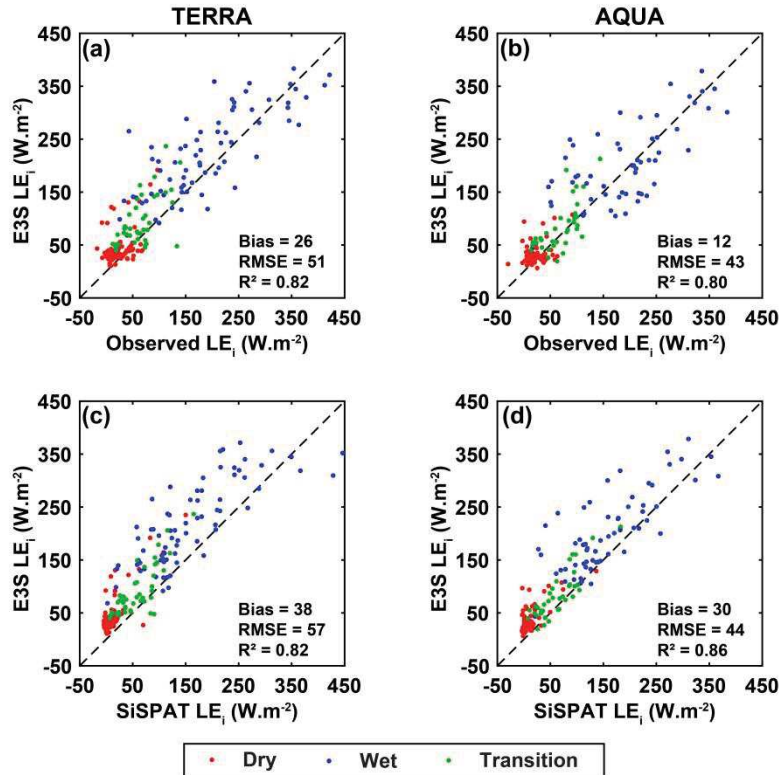
Table 4: Skill scores of E3S flux estimates versus SiSPAT simulations or plot observations (when available, in brackets), for instantaneous fluxes at satellite overpass (top five lines) and for day-integrated fluxes (last three lines), with TERRA and AQUA satellite sources, over 2005-2008.

Variables	TERRA			AQUA		
	Bias	RMSE	R ²	Bias	RMSE	R ²
<i>Rn</i> (W.m ⁻²)	17 (28)	35 (38)	0.82 (0.90)	18 (23)	40 (36)	0.82 (0.90)
<i>G</i> (W.m ⁻²)	-27	40	0.04	14	31	0.33
<i>LE</i> (W.m ⁻²)	38 (26)	57 (51)	0.82 (0.82)	30 (12)	44 (43)	0.86 (0.80)
<i>EF</i> (-)	0.11	0.15	0.83	0.12	0.16	0.83
<i>Rn - G</i> (W.m ⁻²)	43	59	0.72	4	47	0.57
<i>EF_d</i> (-)	0.05	0.11	0.85	0.07	0.12	0.84
<i>Rn_d</i> (W.m ⁻²)	6	14	0.87	5	13	0.87
<i>ET_d</i> (mm.day ⁻¹)	0.03	0.5	0.89	0.05	0.5	0.88

582
583

Instantaneous fluxes

584 In general, satisfying performance was obtained for instantaneous **net radiation** estimated
585 with E3S against both ground observations and SiSPAT simulations, at TERRA as at AQUA
586 overpass times. No significant differences were observed between TERRA and AQUA -based
587 estimations, with RMSE between 35 Wm⁻² and 40 Wm⁻². A large part of the RMSE was
588 produced by significant positive bias in E3S, in particular for the comparison to ground
589 measurements. This significant *Rn* overestimation is mainly explained by a negative bias
590 (~ -0.01) and relatively high RMSE (~0.02) in MODIS albedo compared to ground
591 observations and to SiSPAT simulations from both local plots (not shown). E3S estimations
592 of instantaneous **latent heat flux** were also in good agreement with observations (Figure 7,
593 top), with a RMSE value of 43 W.m⁻² for AQUA-based estimations. Similar comparisons
594 with SiSPAT simulations showed only very slightly larger values in bias and RMSE (Figure
595 7, bottom), but correlation remained particularly good (R² of 0.81 and 0.86 for TERRA and
596 AQUA -based estimations, respectively). Better estimation with AQUA particularly against
597 observations was mainly due to more underestimation of instantaneous **soil heat flux** and
598 hence larger overestimation of the available energy at TERRA overpass (bias of 43 W.m⁻² in
599 *Rn-G*). Note that poor correlation was obtained for both TERRA and AQUA -based
600 instantaneous *G* estimates, showing the limitations of the empirical formulation used in this
601 study.
602



603

604

605

Figure 7: Comparing instantaneous LE estimated by E3S with plot observations (top) and SiSPAT simulations (bottom) at TERRA (left) and AQUA (right) overpass times.

606

607

Evaporative fraction (EF and EF_d)

608

609

610

611

612

613

614

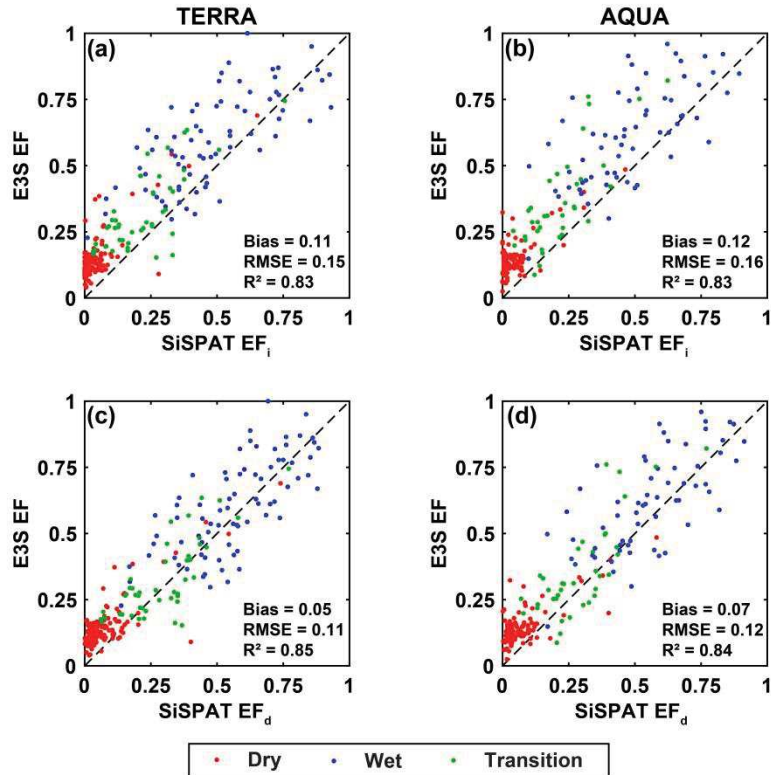
615

616

617

618

Instantaneous E3S estimation of EF showed good performance in comparison with SiSPAT-simulated instantaneous EF for the two MODIS satellites (Figure 8, top), with maximum bias and RMSE of 0.12 and 0.16 respectively, and an R^2 of 0.83. No significant differences were obtained between the two satellite sources: both provided an overestimation of instantaneous EF , in relation to the overestimation of LE . Better agreement was observed with daily EF_d simulated by SiSPAT (Figure 8, bottom) with a large reduction in this overestimation. This may suggest that the hypothesis of conservation of EF over the daytime may not be fully satisfied (see discussion in section 5.2, “Daily fluxes” subsection). This observation was valid whatever the overpass time considered, as a comparison of AQUA and TERRA -based EF estimates (when both were available) showed low bias (- 0.02) and RMSE (0.10).



619

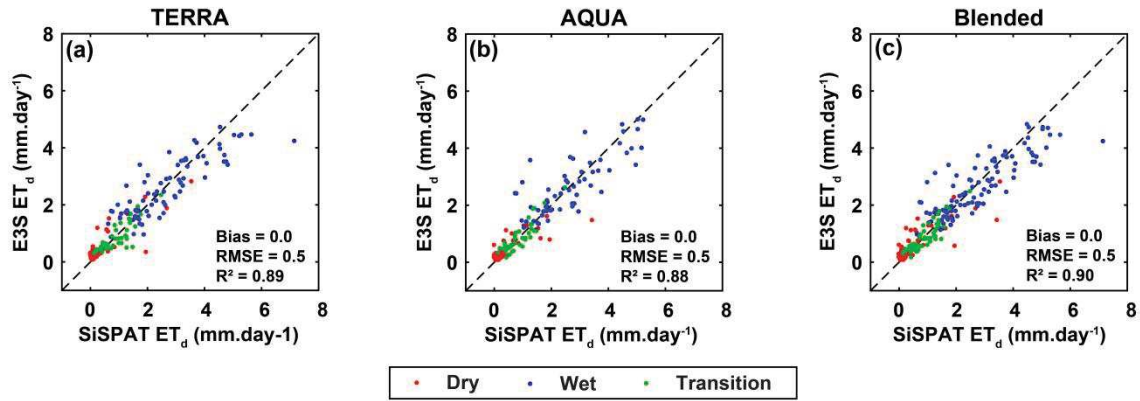
620 Figure 8: Comparing evaporative fraction EF estimated by E3S with SiSPAT-simulated instantaneous EF
 621 (top) and daily EF_d (bottom) at TERRA (left) and AQUA (right) overpass times.
 622

622

623 **Daily fluxes**

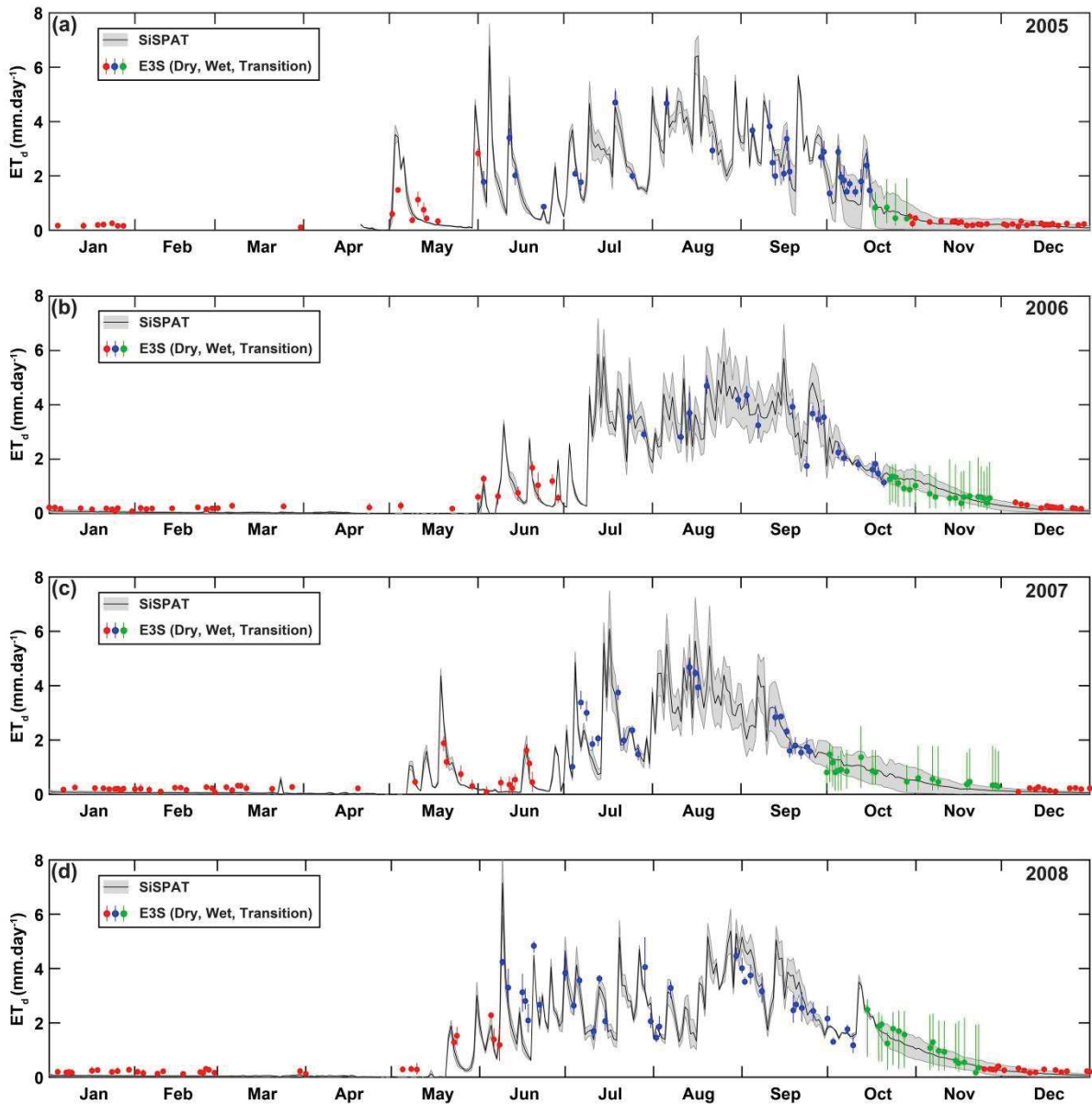
624 E3S estimations of daily **net radiation** Rn_d (Table 4) were well correlated to SiSPAT
 625 simulations ($R^2 = 0.87$), with a slight and similar overestimation for AQUA and TERRA (bias
 626 of 6 and 5 $W.m^{-2}$, respectively), and similar RMSE (13-14 $W.m^{-2}$). A similar behavior was
 627 observed for daily **evapotranspiration** ET_d , with an R^2 value of up to 0.89 for the TERRA
 628 source (Figure 9). No significant difference in E3S skill scores were obtained between
 629 TERRA and AQUA, which is in agreement with results for the other variables used for ET_d
 630 estimation, namely Rn_d and EF . The RMSE of 0.5 mm.day^{-1} for ET_d is equivalent to that for
 631 Rn_d (converted into water evaporation). RMSE and R^2 scores obtained with the
 632 AQUA/TERRA blended ET_d product against SiSPAT simulations were 0.5 mm.day^{-1} and
 633 0.90, respectively, with virtually no bias. Quite similar results were obtained when
 634 considering each of the two Wankama plots with their corresponding satellite pixel
 635 individually (RMSE = $0.5\text{-}0.7 \text{ mm.day}^{-1}$, $R^2 = 0.83\text{-}0.87$ and absolute bias $\leq 0.1 \text{ mm.day}^{-1}$).
 636 Annual time series of the blended ET_d product with its associated epistemic uncertainty are
 637 shown in Figure 10 for 2005 to 2008. Patterns of variation of ET_d errors with albedo, surface
 638 temperature, global or atmospheric radiation, and ET_d magnitude, are described in
 639 Supplementary Material S1.

640



641
642
643

Figure 9: Daily ET_d estimated by E3S from TERRA data (a), AQUA data (b) and combined TERRA/AQUA data (c) versus simulated by SiSPAT



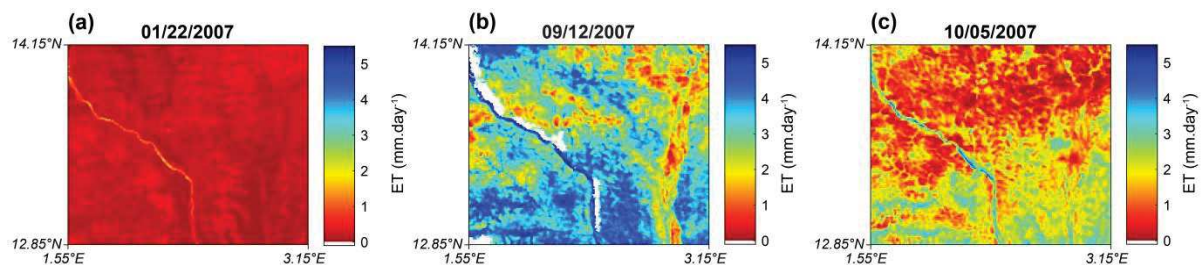
644
645
646
647

Figure 10: E3S blended daily ET_d for 2005 (a), 2006 (b), 2007 (c), and 2008 (d) from MODIS combined TERRA-AQUA data, versus SiSPAT-simulated ET_d . Error bars represent the conditional ensemble range. The shaded grey area represents the variation between the two simulated sites (millet and fallow plots).

648 4.2. Mesoscale analysis

649 E3S daily ET_d

650 Figure 11(a-c) shows sample ET_d maps produced by E3S (weighted ensemble mean) with the
651 TERRA source over the study meso-site, in the dry season, in the wet season and in the
652 transition period of 2007, respectively. During all dry seasons and for both RS sources, ET_d
653 remained very low over most of the study area, with the exception of the Niger River
654 floodplain where ET_d remained substantial throughout the year (see, e.g., Figure 11a).
655 Conversely, during the wet seasons and transition periods, patterns of high ET_d values were
656 obtained over the whole study area, but never covering its entirety (e.g., Figure 11b-c).
657 Maximum values were observed for the exoreic subarea (right bank of the Niger River) and in
658 the southern part of the left bank of the Niger River which is characterized by a shrub layer
659 interspersed with bare soil and grass patches. The Dallol Bosso fossil valley, near the east
660 edge of the mesosite, appeared as a dry area whatever the season considered (e.g., Figure
661 11b), in relation to high albedo values observed in this area. Corresponding albedo and T_s
662 maps are provided in Appendix D for broader understanding. A North-South general positive
663 gradient was also observed, especially during the transition period (Figure 11c), which is
664 consistent with the latitudinal gradient of rainfall and of vegetation cover fraction (not
665 shown). In the wet season (Figure 11b), the high local-scale variability - with particularly
666 sharp gradients on short distances - over large areas that shift in time, confirm the need for at
667 least the moderate spatial resolution used in this study.
668



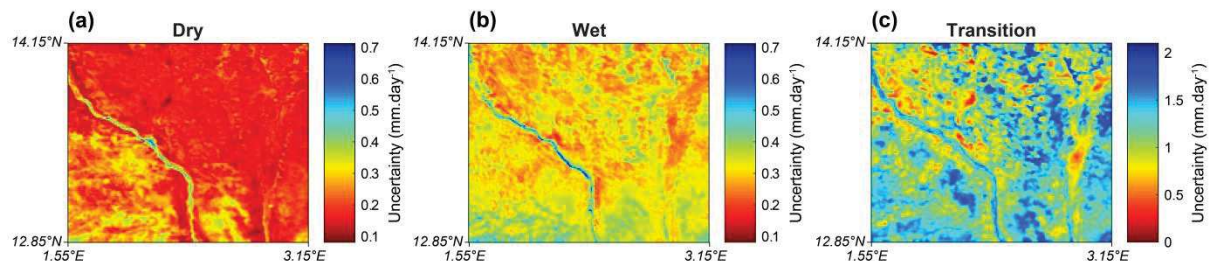
669

670 **Figure 11: Examples of daily ET_d maps from E3S with TERRA data (a) on a dry day, 01/22/2007, (b) a wet**
671 **day, 09/12/2007, and (c) a transition day, 10/05/2007. White pixels mean non-available data.**

672

673 ET_d uncertainty

674 For each E3S estimation date, a map of associated uncertainty, defined as the conditional
675 ensemble range, was also produced. Figure 12 displays, for each period of year, the spatial
676 distribution of temporal mean uncertainty over the study period, for the AQUA/TERRA
677 blended ET_d product. It reveals patterns of highest uncertainty for ecosystems associated with
678 the highest ET values, in particular in the Niger River floodplain, the exoreic subarea on the
679 Niger River's West bank and the southern part of the East bank. Largest uncertainty contrasts
680 were obtained in the transition period (Figure 12 c).
681

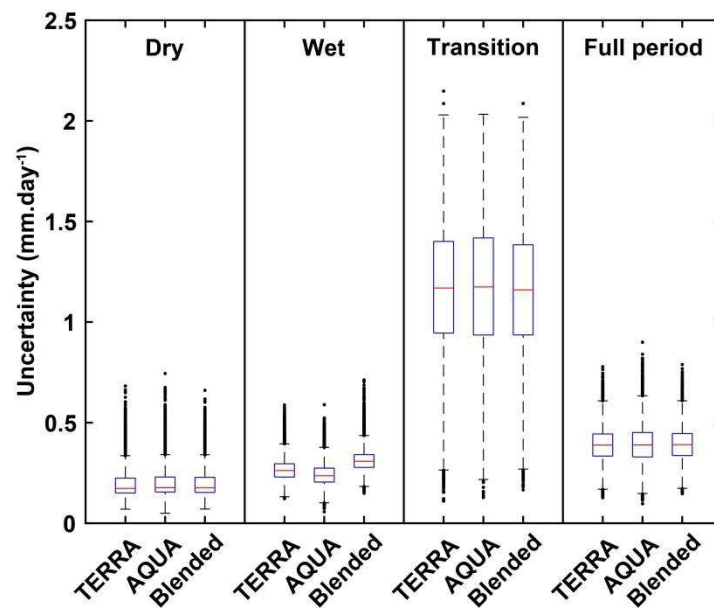


682

683 **Figure 12: Spatial distribution of temporal mean uncertainty on E3S daily blended ET_d estimates over the**
 684 **study period for (a) the dry season, (b) the wet season, and (c) the transition period. E3S uncertainty is**
 685 **defined as the conditional ensemble range. Please note the different color scale in (c).**
 686

687 Figure 13 displays the distributions of temporal mean uncertainty on ET_d as boxplots per
 688 period, distinguishing the satellite sources (TERRA, AQUA and combined TERRA/AQUA).
 689 As already reported in section 4.1.1, uncertainties were significantly greater during the
 690 transition period. No significant differences were observed between uncertainties associated
 691 to TERRA- and AQUA- based estimates, with only slightly larger values for TERRA during
 692 the wet season. Uncertainties on the blended AQUA/TERRA ET_d product were logically also
 693 very similar to those for the separate sources, with overall means of 0.2 mm.day^{-1} for the dry
 694 season, 0.3 mm.day^{-1} for the wet season, 1.2 mm.day^{-1} for the transition period and 0.4
 695 mm.day^{-1} for the whole-year period. Uncertainty estimates are discussed in Section 5.3.

696



697

698 **Figure 13: Boxplots of spatial distributions of temporal mean uncertainty on E3S ET_d estimates, for each**
 699 **period of year (top) and each satellite source (bottom).**

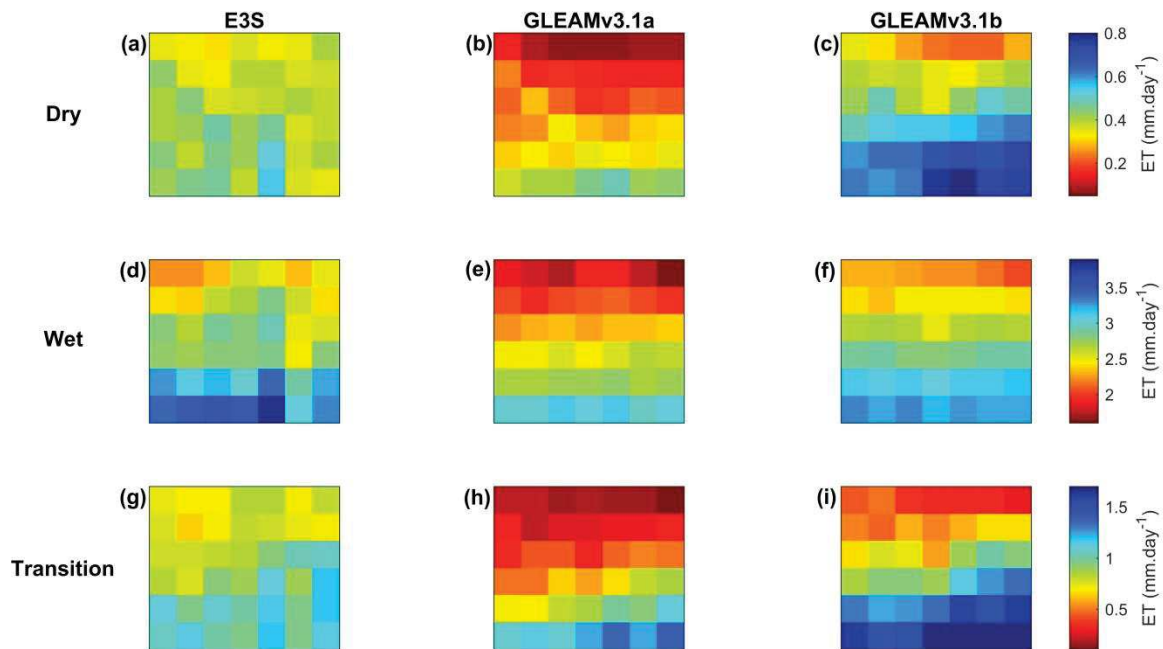
700

701 **Comparing with GLEAM ET_d**

702 Estimations of blended ET_d were finally compared with the GLEAM products, which may be
 703 considered as a reference ET_d product at coarse resolution (0.25°) (section 2.2). To this end,
 704 E3S estimations were first upscaled at a 0.25° spatial resolution, considering a minimum

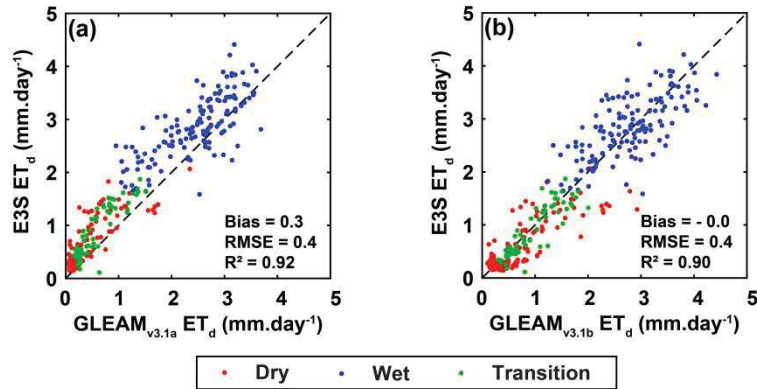
705 threshold of 25% of available MODIS pixels in a GLEAM pixel to perform the upscaling by
 706 averaging available pixels. Available upscaled ET_d were then compared to the corresponding
 707 values from the two latest versions of GLEAM (v3.1a and v3.1b).
 708

709 Figure 14 compares maps of mean seasonal ET_d from these three homogenized products, for
 710 the dry season, the wet season and the transition period. In all three products, spatial patterns
 711 were dominated by the regional North-South gradient whatever the period. Despite the coarse
 712 resolution, presence of the Niger River valley could also be detected, at least in its
 713 northwestern part, in the dry season (Fig. 15a-c). During the wet season, spatial variability
 714 was quite comparable between upscaled E3S and GLEAMv3.1b, but lower in GLEAMv3.1a.
 715 Conversely, upscaled E3S showed substantially lower spatial variability than both GLEAM
 716 products during the dry season and the transition period.
 717



718
 719 **Figure 14 : Maps of mean seasonal ET_d at 0.25° resolution, from upscaled E3S (left column), GLEAMv3.1a**
 720 **(middle column) and GLEAMv3.1b (right column), for the dry season (top row), the wet season (middle**
 721 **row) and the transition period (bottom row) over 2005-2008.**
 722

723 Figure 15 compares the mesoscale-averaged, homogenized E3S and GLEAM estimations of
 724 daily ET_d , for all available days in the study. Good agreement was obtained for both GLEAM
 725 versions, with R^2 higher than 0.90 and RMSE around 0.4 mm.day^{-1} . A slight positive bias of
 726 0.3 mm.day^{-1} was observed only with the GLEAM version v3.1a. Altogether (Figures 14 and
 727 15), E3S appears to agree particularly well both spatially and temporally with GLEAMv3.1b
 728 during the wet season, when evapotranspiration is most important.
 729
 730



731
 732 **Figure 15: Comparing mesoscale-averaged daily ET_d from blended E3S and from GLEAM versions 3.1a**
 733 **(a) and 3.1b (b)**
 734

735 **5. Discussion**

736 **5.1. Limitations of satellite-versus-field estimates comparison**

737 A general difficulty for ground validation of RS products lies in the rarely sufficient
 738 availability of reliably-estimated, comparable field variables. Section 2.3 explains and
 739 justifies why both station data and process model simulations were used here to address this
 740 difficulty. In any case and as in any similar study, skill scores have to be interpreted with
 741 some caution. Uncertainty in field-measured or even more so, in model-simulated fluxes have
 742 to be kept in mind. Discrepancies in footprints between satellite pixels and flux tower
 743 footprints, both of which vary over time, may blur the direct comparison of these two sources
 744 of flux estimates (Chen et al., 2009; Li et al., 2008). Given the subkilometric scale of the
 745 fields mosaic in the study area (Figure 1c), MODIS pixels can hardly be expected to sample
 746 as homogeneous ecosystems as ground stations do. This is all the more true as the
 747 contributing area of a MODIS pixel is actually larger than the “theoretical” 1-km² area, and as
 748 its actual position may be somewhat different (Duveiller and Defourny, 2010; Mira et al.,
 749 2015). Hence, rather than comparing directly and separately the estimations for a MODIS
 750 pixel, supposedly including a flux station, with those derived from this specific station, it was
 751 decided for the comparison to lump estimates from the two stations on one hand and from the
 752 two corresponding, theoretical MODIS pixels on the other hand, by simple averaging (section
 753 4.1). The two flux stations sample respectively the two main ecosystems (millet crop and
 754 shrubby fallow savannah) in the catchment (Boulain et al., 2009b) as in the study area. These
 755 ecosystems fill most of the surface area covered by the two MODIS pixels, in relatively
 756 similar fractions. The sensitivity of this distribution to possible errors in delineation of these
 757 two pixels appears to be rather small. Furthermore, surface response contrasts between cover
 758 types are mild enough (Velluet et al., 2014) to dampen possible differences in upscaling
 759 performance between averaging schemes of EC stations (Liu et al., 2016). Hence, this simple
 760 averaging strategy, applied to both the satellite pixels and the EC stations, is expected to
 761 minimize possible biases that could arise with respect to lack of collocation or of underlying
 762 ecosystem similarity in the compared satellite and ground series. Note however that E3S

763 estimation performance for daily ET_d was essentially conserved when measured individually
764 for each pixel against its corresponding field plot (section 4.1.2, subsection Daily fluxes).
765

766 **5.2. Quality of E3S-estimated flux distributions**

767 To our knowledge, previous applications of the S-SEBI method generally dealt with forests or
768 well-watered croplands in higher latitudes, and this study is the first to test the method in the
769 Sahelian context. In comparison with previous studies, the evaluation was performed over a
770 larger number of dates (~ 400 days) distributed over a longer period (4 years).

771

772 **Instantaneous fluxes**

773 E3S was found to provide acceptable performance for instantaneous **net radiation** (overall
774 RMSE of 35-40 $W.m^{-2}$, Table 4), better than usually reported in the literature for RS estimates
775 (e.g., Bisht and Bras, 2011; Kim and Hogue, 2008; Lacaze et al., 2003). However direct
776 comparison is difficult as ground data were used here for incoming shortwave and longwave
777 radiation, which variables generally bring substantial uncertainty to Rn estimation (Mira et al.
778 2016). Using this ground forcing entails a loss of spatial variability information relative to
779 satellite-derived inputs, but this loss should be small (section 2.2) and avoids the RS biases.
780 Either source can be used for E3S implementation. The significant overestimation in Rn
781 estimates from both TERRA and AQUA sources was mainly explained by the negative bias
782 (~ -1%) in MODIS albedo compared to albedo simulated by SiSPAT, as incoming radiation
783 were the same. Bias and RMSE values estimated here for MODIS albedo (not shown) were
784 similar to those reported for other Sahelian areas (Samain et al., 2008).
785

786 The instantaneous **soil heat flux** was always poorly estimated (Table 4). Other empirical G
787 formulas based on vegetation cover fraction (Su, 2002), LAI (Choudhury et al., 1987) or
788 evaporative fraction (Tanguy et al., 2012), were tested against SiSPAT simulations, showing
789 similar performance (not shown). In general, these empirical formulas were calibrated for
790 specific eco-climatic conditions and specific overpass times, causing their lack of
791 transferability. Large differences were observed in G estimates between TERRA and AQUA
792 sources, with opposite bias and quite good correlation for AQUA. This is due to the phase
793 shift between G and Rn cycles, that makes the efficiency of empirical parameterizations such
794 as Eq.4 depend on the overpass time (Santanello and Friedl, 2003).
795

796 E3S estimates of **evaporative fraction** EF showed positive bias (Table 4), occurring in the
797 dry season essentially (Figure 6). In this period, soil moisture is very low in most of the area,
798 except for the irrigated Niger River floodplain (also around ponds but these areas are not
799 significant within ~1-km² MODIS pixels), and the wet edge is the most difficult to identify
800 precisely. EF should be predominantly nil or close to, including in the Wankama evaluation
801 pixels, consequently errors tend mechanically to be generally positive, leading to this bias.
802 However, error magnitudes are comparatively generally low (Figure 6e), because (i) the
803 above few wet pixels, with appropriate EF values of 1 or near to (unstressed conditions

804 allowing evapotranspiration at potential rate), are relatively informative of wet edge location,
805 and (ii) the relative proximity of most pixels to the dry edge (Figure 4a) attenuates EF
806 sensitivity to wet edge determination.

807

808 Oppositely, in the wet season, totally dry pixels rarely exist at MODIS resolution, leading to
809 false zero EF values and an unprecised dry edge. Soil moisture and hence dependent T_s being
810 more widely distributed between the two edges (Figure 4b), sensitivity to dry edge
811 determination may be greater than in the dry season, leading to some more significant error
812 magnitudes (Figure 6e). However there no longer is any determinism on error signs, leading
813 to smaller bias than in the dry season. This also generally applies to the transition period.

814

815 RS-based EF estimates are rarely evaluated in the literature, limiting possible comparison
816 with results for similar eco-climatic and sensor conditions. RMSE values obtained here (0.15-
817 0.16, Table 4) were higher than those reported by Verstraeten et al. (2005) for European
818 forests (in the ~ 0.06 - 0.09 range depending on site, using the S-SEBI approach and the SPLIT
819 edge determination method). Applying S-SEBI with MODIS data to five contrasted sites in
820 India, Eswar et al. (2017) reported a RMSE value of 0.14 similar to the one obtained here.

821

822 The significant positive bias found in instantaneous **latent heat flux** (LE , Table 4) is mainly
823 explained by the overestimation of both EF and available energy ($Rn-G$). Differences between
824 TERRA and AQUA -based estimates (lower bias and RMSE values for AQUA than for
825 TERRA) come from the above-mentioned difference in efficiency on G . RMSE values (43-56
826 $W.m^{-2}$) fall in the range reported in the literature with the S-SEBI method (see Table 5).

827

828
829

Table 5: Non-exhaustive review of evaluation studies of S-SEBI -based estimations of instantaneous LE and/or daily ET_d

Reference	Resolution (sensor)	Precision on LE (ET_d) in $W.m^{-2}$ ($mm.day^{-1}$)			Validation dataset
		R^2	RMSE	Bias	
Gómez et al., 2005	20 m (aircraft)	-	90 (1)	2 (0.2)	7 stations (crops) on 1 site (France), 19 dates
Verstraeten et al., 2005	1.1 km (NOAA-AVHRR)	0.77 (-)	34.30 (-)	-	13 stations (forests) on 13 sites (Europe), AVHRR series
Zahira et al., 2009	60 m (Landsat-7 ETM+)	0.85 (-)	64 (-)	-	3 stations (forests), 1 site (Algeria), 1 date
Galleguillos et al., 2011	90 m (ASTER)	- (0.82)	- (0.48)	-	2 stations (rainfed vineyards) 1 site (France), 11 dates
Chirouze et al., 2014	90 m (ASTER)	-	-	28.8 (-)	6 stations (crops), 1 site (Mexico), 6 dates
Eswar et al., 2017	1 km (MODIS)		- ([1;1.8])	- ([-1.4;1])	5 stations (pine forest, irrigated and non-irrigated crops), 5 sites (India), between 35 and 59 dates

830
831

Daily fluxes

832 Better **evaporative fraction** estimates were obtained when upscaling to daily EF_d , with both
833 the positive bias and the RMSE being reduced. This behavior should be related to the
834 observation that the upscaling hypothesis of EF daytime invariance was not fully verified in
835 SiSPAT simulation outputs: generally higher modelled daily EF_d than overpass-time EF (not
836 shown, also reported by Delogu et al., 2012 or Gentine et al., 2007) was thus less
837 overestimated by E3S. Figure 8 shows that improvements were mainly obtained in the wet
838 season (blue dots) and not in the dry season (red dots). This is in agreement with the reported
839 better daytime conservation of EF in drier situations (Delogu et al., 2012; Gentine et al., 2007;
840 Hoedjes et al., 2008), water becoming then a stronger constraint than insolation.

841
842 Accuracy of Rn_d estimates depends in part on the efficiency of the Cdi approximation (Eq. 9).
843 One source of error is the temporal difference between instant Rn and discrete, time-
844 integrated Cdi . A sensitivity analysis showed that accuracy sharply increases with Cdi
845 resolution at times away from noon (RMSE of 14 and 32 $W.m^{-2}$ for TERRA-based Rn_d
846 estimation at half-hourly and hourly resolution, respectively, but little impact on AQUA-
847 based estimation). The Cdi polynomial formulation of Sobrino et al. (2007) was also tested,
848 showing poorer calibration than the sinusoidal formulation of Wassenaar et al. (2002) used
849 here. Overall, E3S performance for Rn_d was quite satisfying (Table 4), with better correlation
850 ($R^2 = 0.87$) than for Rn , and low RMSE and bias (14 and 6 $W.m^{-2}$ for TERRA, slightly better
851 for AQUA).

852 Finally, ET_d estimates showed a RMSE value (0.5 mm.day^{-1} ; $\sim 14 \text{ W.m}^{-2}$) in the range of
853 values reported in the literature for the S-SEBI method (see Table 5). Remarkably, quasi
854 unbiased ET_d (Table 4) resulted from the product of both slightly positively biased EF_d and
855 Rn_d . At the mesoscale, the good agreement of E3S with the reference GLEAM product,
856 together with its much finer spatial resolution, strongly encourages to extend its application to
857 larger scales and to other settings in West Africa.

858

859 **Benefits of weighted ensemble approach**

860 As documented in Appendix C, and illustrated by Figure 6 (a-b), no single edge determination
861 method does as well as E3S for estimation of instantaneous or daily EF or ET . Further, Figure
862 6 (c-d) highlighted limitations of the unweighted ensemble approach, as the resulting estimate
863 appeared to be strongly biased most of the year and the uncertainty to be quite large (Section
864 4.1.1). Allocating dynamic weights to ensemble members, depending on method suitability to
865 prevailing conditions, allowed to enhance estimation accuracy and to reduce uncertainty
866 drastically. The seasonal weighting approach proposed in this study always outperformed
867 both non-ensemble and unweighted ensemble approaches, including in transition periods
868 through gradually-varying weights.

869

870 Beyond this study case, weighted ensemble RS estimation of ET should be preferred to single
871 estimation as it seems impossible to determine a “best method” for a sufficiently large range
872 of eco-climatic contexts and for most conditions possibly encountered in a given context. We
873 suggest that the seasonal weighting approach introduced here could be transposed to any
874 another climatic region with marked seasonality, for ensemble RS-based ET estimation using
875 any contextual method. It could be easily applied for instance with the Ts -VI Triangle method
876 (Jiang and Islam, 1999). When possible, weight allocation may be performed through
877 objective statistical techniques such as BMA (e.g., Yao et al., 2014). However, the frequent
878 lack of ground ET measurements is usually very limiting for the training of such statistical
879 methods over a sufficient range of conditions, especially in data poor regions like most of the
880 African continent. In this respect, more empirical approaches for assigning weights
881 heuristically according to prior knowledge on methods characteristics and behaviors, as
882 introduced in this study, have great potential.

883

884 **5.3. Uncertainty**

885 During the dry and wet seasons, estimated uncertainty rarely exceeded E3S error computed
886 from ground estimates (Figure 10). Oppositely during the transition period, the uncertainty
887 was generally much larger than the error. These observations highlight the limitations of the
888 current estimation of uncertainty by E3S, and underline that E3S uncertainty, as expressed by
889 the conditional ensemble range, should by no means be interpreted as some sort of confidence
890 interval. Indeed, Ts - α edge determination methods are not the only source of uncertainty in ET
891 estimation, even though they are likely to be one of the largest (Long and Singh, 2013). Other
892 sources, such as uncertainties in input data or on the degree of satisfaction of the method's

893 underlying hypotheses, should also be accounted for. For epistemic uncertainty itself,
894 contributions from the other component parameterizations (e.g., Eqs. 4, 5, 8, 9) should also be
895 considered.

896

897 Regarding satisfaction of hypotheses, window choice is an important uncertainty factor for
898 contextual methods (de Tomás et al., 2014; Tian et al., 2013). This choice must arise from a
899 compromise between conflicting requirements for both meteorological uniformity and
900 sufficient diversity in soil moisture status at all application times. Both are affected oppositely
901 by window size, but the second one depends primarily on landscape configuration as well as
902 on sensor spatial resolution. Interactions between these three factors would make it a heavy
903 task to quantify effects on estimation accuracy.

904

905 If one sticks to uncertainty in $Ts-\alpha$ domain edges, as focused on here, using as criterion the
906 ensemble range certainly is a simple, convenient and expressive way to convey the
907 information, however the range's drawback is to statistically increase with sample size. This
908 contributes to the higher E3S uncertainty in the transition period (Figures 6f and 10), the
909 conditional ensemble range accounting then for more non-zero weighted members (12) than
910 in the two other periods (5 and 6 members). Another limitation of the conditional range
911 criterion is that it only partially reflects the weighting scheme, assimilating all fractional
912 weights to 1. This affects the transition period, during which all non-zero weights vary
913 between 0 and 1: corresponding members, even with tiny weights, turn out always fully
914 accounted for in the conditional range. This probably further unduly increases the estimated
915 uncertainty in that period. Given these various limitations, better criteria should be
916 investigated to more faithfully reflect the epistemic uncertainty associated to a weighted
917 ensemble scheme, even if less readily interpretable than the range.

918

919 Whatever the statistical criterion, larger uncertainties in the transition period probably largely
920 come from the fact that for half the non-zero weighted members, the algorithms vary for both
921 edges, whereas in the other periods only one edge is member-dependent (section 3.2.1 and
922 Appendix A). This probably largely reflects an intrinsic uncertainty difference between
923 periods. However, it would be interesting to introduce uncertainty also on the forced, non-
924 member-dependent edge location in the wet and dry seasons, even if sensitivity to that
925 location should be smaller, particularly in the dry season (see discussion of instantaneous EF
926 in section 5.2).

927

928 In spite of all above-discussed limitations of the uncertainty definition used here, a more
929 detailed error-versus-uncertainty analysis of E3S daily ET_d (Supplementary Material S2)
930 showed that outside the transition period, the error range increased rather linearly with the
931 estimated uncertainty, suggesting that during most of the year the latter could be used as a
932 meaningful indicator of the risk of error associated to a given ET_d estimation.

933

934 6. Conclusion

935 E3S was developed as an adaptation of the EVASPA S-SEBI method of RS-based ET_d
936 estimation to the Sahel context. The original EVASPA ensemble was enriched with new $Ts-\alpha$
937 scatterplot edge determination methods. Prior, season- and time-dependent weighting of the
938 ensemble members was introduced. The conditional range of ensemble estimates was used to
939 provide an expression of epistemic uncertainty. Quality filters on Ts were included to remove
940 residual cloudy pixels that could distort the $Ts-\alpha$ scatterplot and cause systematic EF biases.
941 E3S was evaluated at local and mesoscale in South-West Niger from 2005 to 2008. ET_d maps
942 were produced for 398 days using MODIS images from TERRA and/or AQUA satellites.
943 Local evaluation against SiSPAT model simulations showed RMSE values of 0.5 mm.day^{-1} ,
944 R^2 of 0.90 and no bias for the ET_d “best estimate” combining the two satellite sources, even
945 though there was some bias at instant scale. The proposed ensemble weighting scheme
946 improved restitution of ET_d seasonality compared to the reference version of S-SEBI with the
947 single-member SPLIT method, and to the original EVASPA method with unweighted
948 ensemble averaging. It also strongly reduced epistemic uncertainty in ET_d estimates, except in
949 the short transition period. On average, uncertainty on E3S ET_d estimates, expressed by the
950 conditional ensemble range, was 0.4 mm.day^{-1} . Comparison to the GLEAM global
951 evapotranspiration products showed good agreement in terms of mesoscale mean, as well as
952 of wet season spatial patterns with the 3.1b version. These results (i) reveal the high potential
953 of the S-SEBI approach for the Sahel region, and (ii) suggest that E3S could be used in the
954 production of continuous long-term regional ET_d estimates, with the important benefit of a
955 finer resolution compared to the current continental reference that is GLEAM. In that
956 perspective, interpolation schemes are being introduced in the E3S algorithm to provide a
957 continuous ET_d product that should prove useful for many applications, such as assimilation
958 in spatially-distributed hydrological models. Evaluation of E3S is also being extended both
959 South and North to a wetter and a drier site under Sudanian and Sahelo-Saharan climates
960 respectively, these three sites ensuring a good sampling of the West African eco-climatic
961 gradient.
962

963
964

Appendix A: Methods of T_s -albedo edges determination. Methods marked with an asterisk are those already included in the EVASPA v2.0 tool

Method name	Domain division	Dry edge calculation		Wet edge calculation		Weights by period			Reference
						Dry	Wet	Transition	
EF_1*	20 intervals of same pixels density	For each interval, selection of a maximum point of coordinates the median of T_s values of the 5% superior of interval pixels and the median of albedo values of the interval. Linear regression for obtained 20 dry points		For each interval, selection of a minimum point of coordinates the median of T_s values of the 5% superior of interval pixels and the median of albedo values of the interval. Linear regression for obtained 20 dry points					Gallego-Elvira et al. (2013)
EF_2*	10 000 equal squares, every points which dots density is less than 5% of the density of the square with the maximum density are removed from the data. T_s -albedo domain is divided in 20 intervals of same pixels density	Each interval is divided in 5 sub-intervals of same pixels density. For each sub-interval, selection of a maximum point of coordinates the maximum T_s value and the median of the albedo values. For each interval, selection of a maximum point of coordinates the mean of sub-intervals maximum T_s values and mean of sub-intervals median albedo values. Linear regression for obtained 20 dry points		Each interval is divided in 5 sub-intervals of same pixels density. For each sub-interval, selection of a minimum point of coordinates the minimum T_s value and the median of the albedo values. For each interval, selection of a minimum point of coordinates the mean of sub-intervals minimum T_s values and mean of sub-intervals median albedo values. Linear regression for obtained 20 wet points		0	0	Linearly decreasing from 1 to 0 with LAI decrease	Gallego-Elvira et al. (2013) adapted from Tang et al., (2010)
EF_3*	N intervals of 0.05 albedo value between 0.05 and the first multiple superior to the observed maximum albedo value	For each interval, selection of a maximum point of coordinates	Linear regression for obtained N dry points	For each interval, selection of a minimum point of coordinates	Linear regression for obtained N wet points				Gallego-Elvira et al. (2013)
EF_4		the T_s value of the pixel corresponding to cumulative	2 nd degree polynomial regression for obtained N dry points	the T_s value of the pixel corresponding to cumulative	2 nd degree polynomial regression for obtained N wet points				This study adapted from Gallego-Elvira et al. (2013)

		percentage of total interval pixels number of 97.5% and the median of albedo values		percentage of total interval pixels number of 2.5% and the median of albedo values					
SPLIT*	N intervals of 0.01 albedo value between the minimum and the maximum albedo values in the image	For each interval, selection of a maximum point of coordinates the median of 5% unique maximum T_s values and the median of albedo class. Linear regression for obtained N dry points		For each interval, selection of a minimum point of coordinates the median of 5% unique maximum T_s values and the median of albedo class. Linear regression for obtained N wet points					Verstraeten et al. (2005)
EF_6		For each interval, selection of a maximum point of coordinates the median of 5% unique maximum T_s values and the median of albedo class. Selection among these N points of the point with the maximum T_s value with coordinates $\{\alpha_i, T_{s_{max}}\}$. Linear regression for the N points with $\alpha > \alpha_i$. An horizontal line defined by the $T_{s_{max}}$ value completes the left part of the dry edge for pixels with $\alpha < \alpha_i$							This study adapted from Verstraeten et al. (2005)
EF_7	EF_1	EF_1	Minimum T_s value in the image	1	0	Linearly increasing from 0 to 1 with LAI decrease			This study adapted from Gallego-Elvira et al. (2013)
EF_8	EF_2	EF_2							This study adapted from Tang et al., (2010)
EF_9	EF_3	EF_3							This study adapted from Gallego-Elvira et al. (2013)
EF_10	EF_4	EF_4							This study adapted from Gallego-Elvira et al. (2013)
EF_11	SPLIT	SPLIT							This study adapted from Verstraeten et al. (2005)

EF_12	EF_6	EF_6					This study adapted from Verstraeten et al. (2005)
EF_13	EF_1	Maximum T_s value in the image	EF_1	0	1	0	This study adapted from Gallego-Elvira et al. (2013)
EF_14	EF_2		EF_2				This study adapted from Tang et al., (2010)
EF_15	EF_3		EF_3				This study adapted from Gallego-Elvira et al. (2013)
EF_16	EF_4		EF_4				This study adapted from Gallego-Elvira et al. (2013)
EF_17	SPLIT		SPLIT				This study adapted from Verstraeten et al. (2005)

965 **Appendix B: Calibrated values of the parameters of the *Cdi* formulation used in this**
966 **study**

Middle time	a_1	a_2	a_3	R^2
9:15	0.2355	- 0.0738	74.3499	0.64
9:45	0.2077	- 0.0705	73.1802	0.70
10:15	0.1902	- 0.0672	71.8528	0.73
10:45	0.1803	- 0.0650	71.6402	0.75
11:15	0.1760	- 0.0645	71.2384	0.77
11:45	0.1752	- 0.0639	71.6699	0.77
12:15	0.1787	- 0.0650	70.6030	0.77
12:45	0.1868	- 0.0666	69.5250	0.74
13:15	0.1999	- 0.0689	69.5558	0.72
13:45	0.2204	- 0.0725	67.5379	0.68
14:15	0.2528	- 0.0763	64.4536	0.61

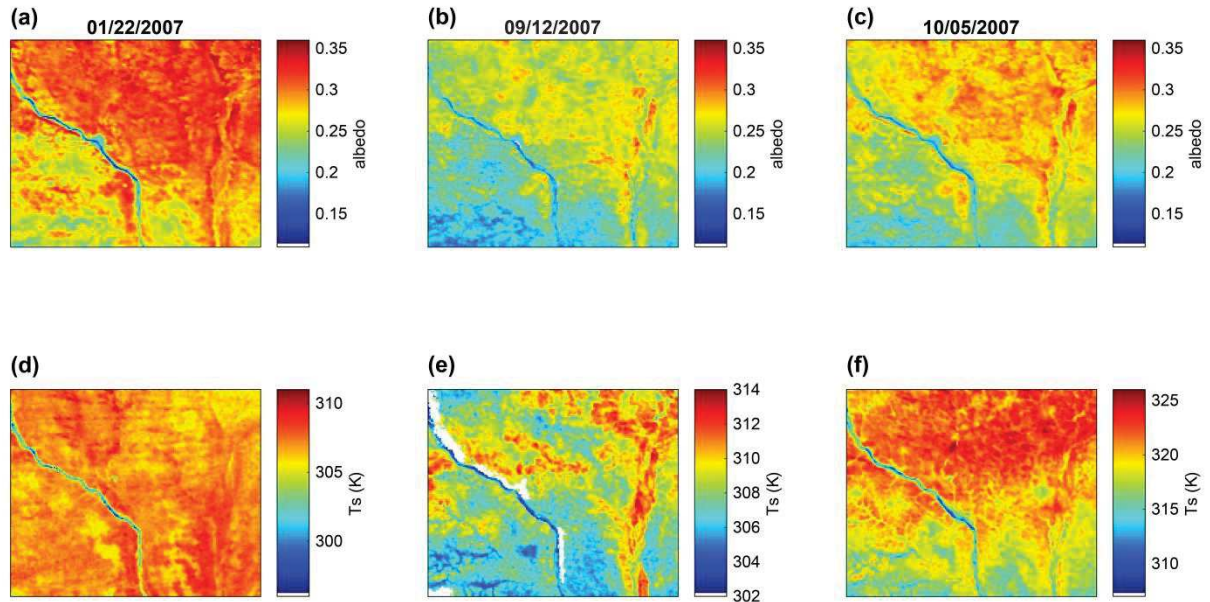
967

968 **Appendix C: Skill scores (Bias and RMSE in mm.day⁻¹ and R² adimensional) of each**
 969 **E3S *Ts-α* scatterplot edges determination method, EVASPA (unweighted) and E3S**
 970 **(weighted) ensemble means for blended *ET_d* estimates compared to SiSPAT simulations**
 971 **by seasons.**

	Dry seasons			Wet seasons			Transition periods			Full period		
	Bias	RMSE	R ²	Bias	RMSE	R ²	Bias	RMSE	R ²	Bias	RMSE	R ²
EF_1	1.0	1.0	0.34	-0.5	0.9	0.66	0.6	0.8	0.11	0.5	1.0	0.65
EF_2	0.8	0.9	0.5	-0.5	1.0	0.68	0.4	0.5	0.42	0.3	0.9	0.77
EF_3	1.1	1.2	0.21	-0.6	1.0	0.67	0.7	0.9	0.01	0.5	1.1	0.53
EF_4	0.8	0.9	0.45	-0.7	1.0	0.67	0.3	0.5	0.22	0.3	0.9	0.68
SPLIT	0.8	0.9	0.4	-0.7	1.1	0.66	0.3	0.6	0.15	0.3	0.9	0.63
EF_6	0.7	0.8	0.41	-0.6	1.0	0.67	0.3	0.5	0.25	0.3	0.8	0.70
EF_7	0.1	0.3	0.74	-1.4	1.6	0.59	-0.5	0.6	0.56	-0.4	0.9	0.75
EF_8	0.2	0.3	0.71	-1.2	1.5	0.60	-0.4	0.6	0.60	-0.3	0.9	0.77
EF_9	0.1	0.3	0.70	-1.5	1.8	0.58	-0.5	0.7	0.27	-0.5	1.0	0.68
EF_10	0.1	0.3	0.74	-1.4	1.6	0.61	-0.5	0.66	0.54	-0.4	1.0	0.74
EF_11	0.1	0.3	0.74	-1.5	1.8	0.58	-0.5	0.7	0.46	-0.5	1.0	0.70
EF_12	0.0	0.3	0.75	-1.4	1.6	0.62	-0.6	0.7	0.56	-0.5	1.0	0.77
EF_13	1.3	1.4	0.33	-0.1	0.7	0.72	0.9	1.0	0.32	0.83	1.1	0.73
EF_14	1.1	1.2	0.38	-0.2	0.7	0.72	0.7	0.8	0.50	0.7	1.0	0.76
EF_15	1.3	1.4	0.28	-0.1	0.7	0.73	0.9	1.0	0.22	0.8	1.2	0.72
EF_16	1.1	1.2	0.38	-0.2	0.8	0.71	0.7	0.8	0.42	0.7	1.0	0.74
EF_17	1.2	1.3	0.41	-0.0	0.7	0.73	0.7	0.8	0.47	0.7	1.1	0.77
EVASPA	0.7	0.8	0.55	-0.7	1.1	0.70	0.2	0.4	0.34	0.2	0.8	0.76
E3S	0.1	0.3	0.74	-0.1	0.7	0.73	-0.01	0.2	0.76	0.02	0.5	0.90

972

973 **Appendix D: Maps of MODIS TERRA albedo (top) and Ts (bottom) corresponding to**
 974 **ET_d maps of Figure 11 on a dry day (01/22/2007; a, d), a wet day (09/12/2007; b, e), and a**
 975 **transition day (10/05/2007; c, f). White pixels mean non-available data**



976

977

978 **Acknowledgements**

979 The first author's Ph.D. was financed by a student research grant from GAIA Doctoral School
 980 at University of Montpellier (<https://gaia.umontpellier.fr/>). This study also received support
 981 from the PNTS programme of the French Centre National de Recherche Scientifique
 982 (PRETAO project - PROduits d'EvapoTranspiration en Afrique de l'Ouest) as well as from
 983 CNES (French Centre National d'Études Spatiales) through the TOSCA projects EVASPA
 984 V3.0 and PITEAS (Production par Interpolation Temporelle de l'Evapotranspiration
 985 journalière issue de l'infrarouge thermique à l'Aide de données auxiliaires), and from the
 986 CRITEX programme of the Agence Nationale de la Recherche (grant ANR-11-EQPX-0011).
 987 The ground data set was obtained in the framework of the AMMA (African Monsoon
 988 Multidisciplinary Analysis) Program and the AMMA-CATCH observatory (www.amma-catch.org),
 989 with funding from IRD, CNRS-INSU, OREME and HSM. Special thanks are due
 990 to the local IRD team in Niger as well as to F. Arpin-Pont, H. Barral, N. Boulain, G. Charvet
 991 and D. Ramier for the ground data acquisition and processing. Provision of the MODIS
 992 products by the Land Processes Distributed Active Archive Center (LP DAAC) and of the
 993 GLEAM evapotranspiration products by the Global Land Evaporation Amsterdam Model
 994 team is gratefully acknowledged. The authors also wish to thank the three anonymous
 995 reviewers for their valuable comments.

996

997

998 **Declarations of interest:** none

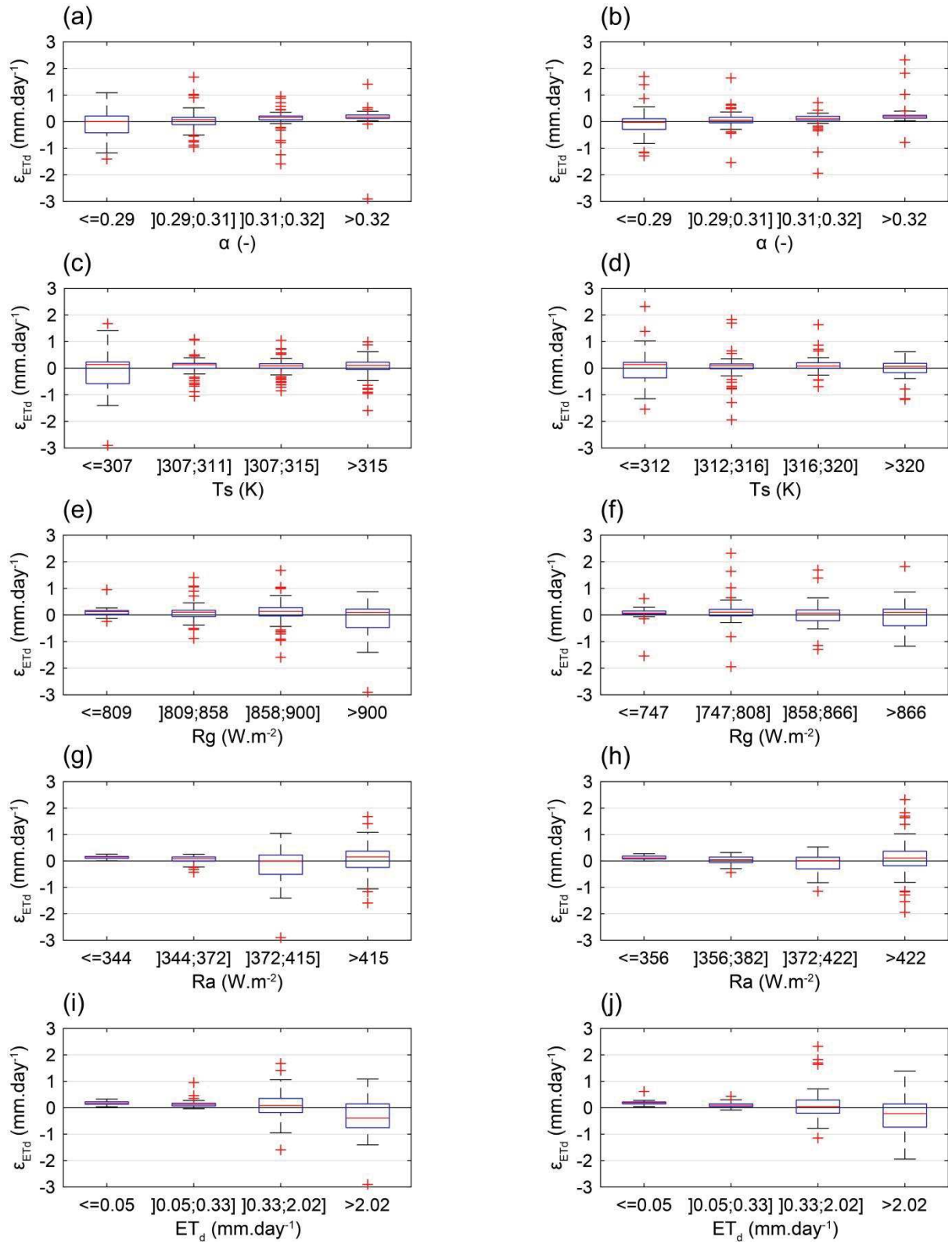
999

1000 **Supplementary material**

1001 **S1. Analysis of residual errors in daily evapotranspiration (ET_d) estimation**

1002 Residual errors in estimated daily evapotranspiration ($\varepsilon_{ETd} = E3S ET_d - SiSPAT ET_d$) are
1003 computed and analyzed at the Wankama pixel scale. The distributions of ε_{ET} for TERRA- and
1004 AQUA-based E3S estimates and against the different input variables (surface albedo, land
1005 surface temperature, incoming shortwave and longwave radiation) and SiSPAT simulated ET_d
1006 rates are shown in Figure S1. Boxplots show the interquartile ranges of ε_{ET} (ordinates) for
1007 each interquartile range of the considered variable (abscissa). Patterns are overall quite similar
1008 for TERRA and AQUA. While the control variables generally have marked effects on ε_{ET}
1009 variability (decreasing spread with increasing α and T_s and with decreasing R_a , R_g and
1010 SiSPAT ET), effects on ε_{ET} signs and magnitudes are much slighter. ET_d appears to be most
1011 frequently slightly overestimated for high α , whereas low α frequently produces
1012 underestimation and higher absolute error. Substantial underestimation may also occur for
1013 low T_s and high R_g , which both correspond to high ET_d values. Underestimation also appears
1014 to be favoured by intermediate high R_a . ε_{ET} is slightly positively skewed for low ET_d values (\leq
1015 0.33 mm.day^{-1}), quite symmetric for intermediate values ($]0.33;0.22]$ mm.day^{-1}) and
1016 negatively skewed for high ET_d values ($> 2.02 \text{ mm.day}^{-1}$). Less evident skewedness is
1017 observed for low albedo values (Figures S1 a and b) and high R_a values (Figures S1 g and h).

1018



1019

1020

1021

1022

1023

1024

1025

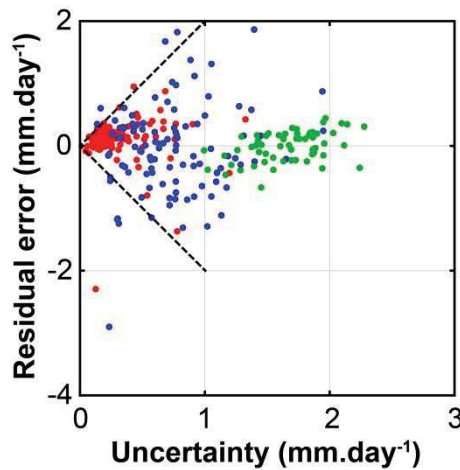
1026

Figure S1: Distributions of errors in E3S-derived daily ET_d (ϵ_{ET_d}) from TERRA (left) and AQUA (right) in relation to surface albedo (a, b), surface temperature (c, d), incoming shortwave radiation (e, f), incoming longwave radiation (g, h) and SiSPAT-modelled ET (i, j). Errors are taken with respect to corresponding SiSPAT ET_d . **Legend: The red horizontal bar in box is the median ϵ_{ET_d} , the lower and upper bars in box are the first and third quartiles, respectively. Lower whisker bar corresponds to the maximum between minimum ϵ_{ET_d} and the first quartile minus 1.5-fold the interquartile range, upper whisker bar corresponds to the minimum between maximum ϵ_{ET_d} and the third quartile plus 1.5-fold the interquartile range and red plus signs are values outside these whiskers.**

1027 **S2. Error –versus– uncertainty comparison for daily evapotranspiration (ET_d)**

1028 Figure S2 shows the scatterplot of residual errors on E3S-estimated ET_d , using the SiSPAT-
1029 modelled values as reference, versus the corresponding epistemic uncertainty evaluated as the
1030 condition ensemble range. It shows that, for the dry and wet seasons combined, errors
1031 generally vary all the more as uncertainty increases, whereas error variations do not seem to
1032 be related to uncertainty over the transition period. More precisely, when the whole transition
1033 period as well as a few outliers are excluded, the range of variation of errors generally tends
1034 to increase rather linearly with uncertainty, at least until the latter reaches over ~ 1 mm/day.
1035 The 2:1 and -2:1 lines show that $\sim 75\%$ of errors fall within \pm twice the estimated uncertainty
1036 in the combined dry and wet seasons. This suggests that during these periods, the estimated
1037 epistemic uncertainty, once doubled, could be used as a meaningful indicator of possible
1038 errors on ET_d estimation, as long as this estimated uncertainty remains below 1 to 1.5
1039 mm.day⁻¹.

1040



1041



1042 **Figure S2: Scatterplot of residual error versus epistemic uncertainty in E3S-estimated daily**
1043 **evapotranspiration (ET_d).** Errors are taken with respect to SiSPAT-modelled ET_d . Uncertainty is defined
1044 **as the conditional ensemble range. Colors are relative to the three defined periods (dry season, wet season,**
1045 **transition period).**

1046

1047 **References**

- 1048 Ackerman, S.A., Strabala, K.I., Menzel, W.P., Frey, R.A., Moeller, C.C., Gumley, L.E., 1998.
 1049 Discriminating clear sky from clouds with MODIS. *J. Geophys. Res. Atmospheres*
 1050 103, 32141–32157. <https://doi.org/10.1029/1998JD200032>
- 1051 Allen, R.G., Tasumi, M., Trezza, R., 2007. Satellite-Based Energy Balance for Mapping
 1052 Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC)—Model. *J. Irrig. Drain.*
 1053 *Eng.* 133, 380–394. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2007\)133:4\(380\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2007)133:4(380))
- 1054 Bastiaanssen, W.G.M., Menenti, M., Feddes, R.A., Holtslag, A.A.M., 1998. A remote sensing
 1055 surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. *J. Hydrol.* 212–
 1056 213, 198–212. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00253-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00253-4)
- 1057 Bisht, G., Bras, R.L., 2011. Estimation of Net Radiation From the Moderate Resolution
 1058 Imaging Spectroradiometer Over the Continental United States. *IEEE Trans. Geosci.*
 1059 *Remote Sens.* 49, 2448–2462. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2010.2096227>
- 1060 Boulain, N., Cappelaere, B., Ramier, D., Issoufou, H.B.A., Halilou, O., Seghieri, J.,
 1061 Guillemin, F., Oi, M., Gignoux, J., Timouk, F., 2009a. Towards an understanding of
 1062 coupled physical and biological processes in the cultivated Sahel – 2. Vegetation and
 1063 carbon dynamics. *J. Hydrol.* 375, 190–203.
 1064 <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.11.045>
- 1065 Boulain, N., Cappelaere, B., Séguis, L., Favreau, G., Gignoux, J., 2009b. Water balance and
 1066 vegetation change in the Sahel: A case study at the watershed scale with an eco-
 1067 hydrological model. *J. Arid Environ.* 73, 1125–1135.
 1068 <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2009.05.008>
- 1069 Braud, I., Dantas-Antonino, A.C., Vauclin, M., Thony, J.L., Ruelle, P., 1995. A simple soil-
 1070 plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification. *J.*
 1071 *Hydrol.* 166, 213–250. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)05085-C](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)05085-C)
- 1072 Cappelaere, B., Descroix, L., Lebel, T., Boulain, N., Ramier, D., Laurent, J.-P., Favreau, G.,
 1073 Boubkraoui, S., Boucher, M., Bouzou Moussa, I., Chaffard, V., Hiernaux, P.,
 1074 Issoufou, H.B.A., Le Breton, E., Mamadou, I., Nazoumou, Y., Oi, M., Otlé, C.,
 1075 Quantin, G., 2009. The AMMA-CATCH experiment in the cultivated Sahelian area of
 1076 south-west Niger – Investigating water cycle response to a fluctuating climate and
 1077 changing environment. *J. Hydrol.* 375, 34–51.
 1078 <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.06.021>
- 1079 Carlson, T., 2007. An Overview of the “Triangle Method” for Estimating Surface
 1080 Evapotranspiration and Soil Moisture from Satellite Imagery. *Sensors* 7, 1612–1629.
 1081 <https://doi.org/10.3390/s7081612>
- 1082 Chen, B., Black, T.A., Coops, N.C., Hilker, T., Trofymow, J.A.T., Morgenstern, K., 2009.
 1083 Assessing Tower Flux Footprint Climatology and Scaling Between Remotely Sensed
 1084 and Eddy Covariance Measurements. *Bound.-Layer Meteorol.* 130, 137–167.
 1085 <https://doi.org/10.1007/s10546-008-9339-1>
- 1086 Chen, Y., Yuan, W., Xia, J., Fisher, J.B., Dong, W., Zhang, X., Liang, S., Ye, A., Cai, W.,
 1087 Feng, J., 2015. Using Bayesian model averaging to estimate terrestrial
 1088 evapotranspiration in China. *J. Hydrol.* 528, 537–549.
 1089 <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.06.059>

- 1090 Chirouze, J., Boulet, G., Jarlan, L., Fieuzal, R., Rodriguez, J.C., Ezzahar, J., Er-Raki, S.,
1091 Bigeard, G., Merlin, O., Garatuza-Payan, J., Watts, C., Chehbouni, G., 2014.
1092 Intercomparison of four remote-sensing-based energy balance methods to retrieve
1093 surface evapotranspiration and water stress of irrigated fields in semi-arid climate.
1094 *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 18, 1165–1188. <https://doi.org/10.5194/hess-18-1165-2014>
- 1095 Choudhury, B.J., Idso, S.B., Reginato, R.J., 1987. Analysis of an empirical model for soil heat
1096 flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infrared-
1097 temperature based energy balance equation. *Agric. For. Meteorol.* 39, 283–297.
1098 [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(87\)90021-9](https://doi.org/10.1016/0168-1923(87)90021-9)
- 1099 Crago, R., Brutsaert, W., 1996. Daytime evaporation and the self-preservation of the
1100 evaporative fraction and the Bowen ratio. *J. Hydrol.* 178, 241–255.
1101 [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)02803-X](https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02803-X)
- 1102 de Tomás, A., Nieto, H., Guzinski, R., Salas, J., Sandholt, I., Berliner, P., 2014. Validation
1103 and scale dependencies of the triangle method for the evaporative fraction estimation
1104 over heterogeneous areas. *Remote Sens. Environ.* 152, 493–511.
1105 <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.06.028>
- 1106 Delogu, E., Boulet, G., Olioso, A., Coudert, B., Chirouze, J., Ceschia, E., Dantec, V.L.,
1107 Marloie, O., Chehbouni, G., Lagouarde, J.-P., 2012. Reconstruction of temporal
1108 variations of evapotranspiration using instantaneous estimates at the time of satellite
1109 overpass. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16, 2995–3010. [https://doi.org/10.5194/hess-16-](https://doi.org/10.5194/hess-16-2995-2012)
1110 [2995-2012](https://doi.org/10.5194/hess-16-2995-2012)
- 1111 Duan, Q., Ajami, N.K., Gao, X., Sorooshian, S., 2007. Multi-model ensemble hydrologic
1112 prediction using Bayesian model averaging. *Adv. Water Resour.* 30, 1371–1386.
1113 <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2006.11.014>
- 1114 Duan, Q., Phillips, T.J., 2010. Bayesian estimation of local signal and noise in multimodel
1115 simulations of climate change. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 115, D18123.
1116 <https://doi.org/10.1029/2009JD013654>
- 1117 Duveiller, G., Defourny, P., 2010. A conceptual framework to define the spatial resolution
1118 requirements for agricultural monitoring using remote sensing. *Remote Sens. Environ.*
1119 114, 2637–2650. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.06.001>
- 1120 Ershadi, A., McCabe, M.F., Evans, J.P., Chaney, N.W., Wood, E.F., 2014. Multi-site
1121 evaluation of terrestrial evaporation models using FLUXNET data. *Agric. For.*
1122 *Meteorol.* 187, 46–61. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2013.11.008>
- 1123 Eswar, R., Sekhar, M., Bhattacharya, B.K., 2017. Comparison of three remote sensing based
1124 models for the estimation of latent heat flux over India. *Hydrol. Sci. J.* 62, 2705–2719.
1125 <https://doi.org/10.1080/02626667.2017.1404067>
- 1126 Galle, S., Grippa, M., Peugeot, C., Moussa, I.B., Cappelaere, B., Demarty, J., Mouglin, E.,
1127 Panthou, G., Adjomayi, P., Agbossou, E.K., Ba, A., Boucher, M., Cohard, J.-M.,
1128 Descloitres, M., Descroix, L., Diawara, M., Dossou, M., Favreau, G., Gangneron, F.,
1129 Gosset, M., Hector, B., Hiernaux, P., Issoufou, B.-A., Kergoat, L., Lawin, E., Lebel,
1130 T., Legchenko, A., Abdou, M.M., Malam-Issa, O., Mamadou, O., Nazoumou, Y.,
1131 Pellarin, T., Quantin, G., Sambou, B., Seghieri, J., Séguis, L., Vandervaere, J.-P.,
1132 Vischel, T., Vouillamoz, J.-M., Zannou, A., Afouda, S., Alhassane, A., Arjounin, M.,
1133 Barral, H., Biron, R., Cazenave, F., Chaffard, V., Chazarin, J.-P., Guyard, H., Koné,

1134 A., Mainassara, I., Mamane, A., Oi, M., Ouani, T., Soumaguel, N., Wubda, M., Ago,
1135 E.E., Alle, I.C., Allies, A., Arpin-Pont, F., Awessou, B., Cassé, C., Charvet, G.,
1136 Dardel, C., Depeyre, A., Diallo, F.B., Do, T., Fatras, C., Frappart, F., Gal, L., Gascon,
1137 T., Gibon, F., Guiro, I., Ingatan, A., Kempf, J., Kotchoni, D.O.V., Lawson, F.M.A.,
1138 Leauthaud, C., Louvet, S., Mason, E., Nguyen, C.C., Perrimond, B., Pierre, C.,
1139 Richard, A., Robert, E., Román-Cascón, C., Velluet, C., Wilcox, C., 2018. AMMA-
1140 CATCH, a Critical Zone Observatory in West Africa Monitoring a Region in
1141 Transition. *Vadose Zone J.* 17. <https://doi.org/10.2136/vzj2018.03.0062>

1142 Gallego-Elvira, B., Olioso, A., Mira, M., Castillo, S.R., Boulet, G., Marloie, O., Garrigues,
1143 S., Courault, D., Weiss, M., Chauvelon, P., Boutron, O., 2013. EVASPA
1144 (EVapotranspiration Assessment from SPace) Tool: An overview. *Procedia Environ.*
1145 *Sci.*, Four Decades of Progress in Monitoring and Modeling of Processes in the Soil-
1146 Plant-Atmosphere System: Applications and Challenges 19, 303–310.
1147 <https://doi.org/10.1016/j.proenv.2013.06.035>

1148 Galleguillos, M., Jacob, F., Prevo, L., Lagacherie, P., Liang, S., 2011. Mapping Daily
1149 Evapotranspiration Over a Mediterranean Vineyard Watershed. *IEEE Geosci. Remote*
1150 *Sens. Lett.* 8, 168–172. <https://doi.org/10.1109/LGRS.2010.2055230>

1151 García, A.G., Gallego-Elvira, B., Campos, A.N., Di Bella, C.M., Olioso, A., Posse, G., 2013.
1152 Evaluation of remote sensing based evapotranspiration products over three dominant
1153 Argentinean ecosystem types, in: Final Conference of the COST Action ES0903
1154 “EUROSPEC.” Trento, Italy.

1155 Garcia, M., Fernández, N., Villagarcía, L., Domingo, F., Puigdefábregas, J., Sandholt, I.,
1156 2014. Accuracy of the Temperature–Vegetation Dryness Index using MODIS under
1157 water-limited vs. energy-limited evapotranspiration conditions. *Remote Sens. Environ.*
1158 149, 100–117. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.04.002>

1159 Gómez, M., Olioso, A., Sobrino, J.A., Jacob, F., 2005. Retrieval of evapotranspiration over
1160 the Alpillles/ReSeDA experimental site using airborne POLDER sensor and a thermal
1161 camera. *Remote Sens. Environ.* 96, 399–408. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2005.03.006>

1162 Guo, Z., Dirmeyer, P.A., Gao, X., Zhao, M., 2007. Improving the quality of simulated soil
1163 moisture with a multi-model ensemble approach. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 133, 731–
1164 747. <https://doi.org/10.1002/qj.48>

1165 Hagedorn, R., Doblas-Reyes, F.J., Palmer, T.N., 2005. The rationale behind the success of
1166 multi-model ensembles in seasonal forecasting – I. Basic concept. *Tellus A* 57, 219–
1167 233. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2005.00103.x>

1168 Jiang, L., Islam, S., 2003. An intercomparison of regional latent heat flux estimation using
1169 remote sensing data. *Int. J. Remote Sens.* 24, 2221–2236.
1170 <https://doi.org/10.1080/01431160210154821>

1171 Jiang, L., Islam, S., 1999. A methodology for estimation of surface evapotranspiration over
1172 large areas using remote sensing observations. *Geophys. Res. Lett.* 26, 2773–2776.
1173 <https://doi.org/10.1029/1999GL006049>

1174 Kalma, J.D., McVicar, T.R., McCabe, M.F., 2008. Estimating Land Surface Evaporation: A
1175 Review of Methods Using Remotely Sensed Surface Temperature Data. *Surv.*
1176 *Geophys.* 29, 421–469. <https://doi.org/10.1007/s10712-008-9037-z>

- 1177 Kim, J., Hogue, T.S., 2008. Evaluation of a MODIS-Based Potential Evapotranspiration
 1178 Product at the Point Scale. *J. Hydrometeorol.* 9, 444–460.
 1179 <https://doi.org/10.1175/2007JHM902.1>
- 1180 Koster, R.D., Dirmeyer, P.A., Guo, Z., Bonan, G., Chan, E., Cox, P., Gordon, C.T., Kanae, S.,
 1181 Kowalczyk, E., Lawrence, D., Liu, P., Lu, C.-H., Malyshev, S., McAvaney, B.,
 1182 Mitchell, K., Mocko, D., Oki, T., Oleson, K., Pitman, A., Sud, Y.C., Taylor, C.M.,
 1183 Verseghy, D., Vasic, R., Xue, Y., Yamada, T., 2004. Regions of Strong Coupling
 1184 Between Soil Moisture and Precipitation. *Science* 305, 1138–1140.
 1185 <https://doi.org/10.1126/science.1100217>
- 1186 Kustas, W.P., Daughtry, C.S.T., Van Oevelen, P.J., 1993. Analytical treatment of the
 1187 relationships between soil heat flux/net radiation ratio and vegetation indices. *Remote*
 1188 *Sens. Environ.* 46, 319–330. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(93\)90052-Y](https://doi.org/10.1016/0034-4257(93)90052-Y)
- 1189 Lacaze, R., Donier, S., Lacarrère, P., Roujean, J.-L., 2003. AVHRR-Derived Land Surface
 1190 Conditions for Flux Simulations with a Mesoscale Model over the HAPEX-Sahel
 1191 Study Area. *J. Appl. Meteorol.* 42, 686–700. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2003\)042<0686:ALSCFF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2003)042<0686:ALSCFF>2.0.CO;2)
- 1193 Leauthaud, C., Cappelaere, B., Demarty, J., Guichard, F., Velluet, C., Kergoat, L., Vischel,
 1194 T., Grippa, M., Mouhaimouni, M., Bouzou Moussa, I., Mainassara, I., Sultan, B.,
 1195 2017. A 60-year reconstructed high-resolution local meteorological data set in Central
 1196 Sahel (1950–2009): evaluation, analysis and application to land surface modelling. *Int.*
 1197 *J. Climatol.* 37, 2699–2718. <https://doi.org/10.1002/joc.4874>
- 1198 Leauthaud, C., Demarty, J., Cappelaere, B., Grippa, M., Kergoat, L., Velluet, C., Guichard,
 1199 F., Mougouin, E., Chelbi, S., Sultan, B., 2015. Revisiting historical climatic signals to
 1200 better explore the future: prospects of water cycle changes in Central Sahel. *Proc. Int.*
 1201 *Assoc. Hydrol. Sci.* 371, 195–201. <https://doi.org/10.5194/piahs-371-195-2015>
- 1202 Lebel, T., Cappelaere, B., Galle, S., Hanan, N., Kergoat, L., Levis, S., Vieux, B., Descroix, L.,
 1203 Gosset, M., Mougouin, E., Peugeot, C., Seguis, L., 2009. AMMA-CATCH studies in the
 1204 Sahelian region of West-Africa: An overview. *J. Hydrol.* 375, 3–13.
 1205 <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.03.020>
- 1206 Li, F., Kustas, W.P., Anderson, M.C., Prueger, J.H., Scott, R.L., 2008. Effect of remote
 1207 sensing spatial resolution on interpreting tower-based flux observations. *Remote Sens.*
 1208 *Environ., Soil Moisture Experiments 2004 (SMEX04) Special Issue* 112, 337–349.
 1209 <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.11.032>
- 1210 Liou, Y.-A., Kar, S.K., 2014. Evapotranspiration Estimation with Remote Sensing and
 1211 Various Surface Energy Balance Algorithms—A Review. *Energies* 7, 2821–2849.
 1212 <https://doi.org/10.3390/en7052821>
- 1213 Liu, S., Xu, Z., Song, L., Zhao, Q., Ge, Y., Xu, T., Ma, Y., Zhu, Z., Jia, Z., Zhang, F., 2016.
 1214 Upscaling evapotranspiration measurements from multi-site to the satellite pixel scale
 1215 over heterogeneous land surfaces. *Agric. For. Meteorol., Oasis-desert system* 230–
 1216 231, 97–113. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2016.04.008>
- 1217 Lohou, F., Kergoat, L., Guichard, F., Boone, A., Cappelaere, B., Cohard, J.-M., Demarty, J.,
 1218 Galle, S., Grippa, M., Peugeot, C., Ramier, D., Taylor, C.M., Timouk, F., 2014.
 1219 Surface response to rain events throughout the West African monsoon. *Atmospheric*
 1220 *Chem. Phys.* 14, 3883–3898. <https://doi.org/10.5194/acp-14-3883-2014>

- 1221 Long, D., Singh, V.P., 2013. Assessing the impact of end-member selection on the accuracy
1222 of satellite-based spatial variability models for actual evapotranspiration estimation.
1223 *Water Resour. Res.* 49, 2601–2618. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20208>
- 1224 Mao, J., Fu, W., Shi, X., Ricciuto, D.M., Fisher, J.B., Dickinson, R.E., Yaxing Wei, Shem,
1225 W., Piao, S., Wang, K., Schwalm, C.R., Tian, H., Mu, M., Altaf Arain, Ciais, P.,
1226 Cook, R., Dai, Y., Hayes, D., Hoffman, F.M., Huang, M., Suo Huang, Huntzinger,
1227 D.N., Ito, A., Jain, A., King, A.W., Lei, H., Lu, C., Michalak, A.M., Parazoo, N.,
1228 Peng, C., Peng, S., Poulter, B., Schaefer, K., Elchin Jafarov, Thornton, P.E., Wang,
1229 W., Zeng, N., Zeng, Z., Zhao, F., Zhu, Q., Zhu, Z., 2015. Disentangling climatic and
1230 anthropogenic controls on global terrestrial evapotranspiration trends. *Environ. Res.*
1231 *Lett.* 10, 094008. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/9/094008>
- 1232 Marshall, M., Tu, K., Funk, C., Michaelsen, J., Williams, P., Williams, C., Ardö, J., Boucher,
1233 M., Cappelaere, B., de Grandcourt, A., Nickless, A., Nouvellon, Y., Scholes, R.,
1234 Kutsch, W., 2013. Improving operational land surface model canopy
1235 evapotranspiration in Africa using a direct remote sensing approach. *Hydrol. Earth*
1236 *Syst. Sci.* 17, 1079–1091. <https://doi.org/10.5194/hess-17-1079-2013>
- 1237 Martens, B., Miralles, D.G., Lievens, H., van der Schalie, R., de Jeu, R.A.M., Fernández-
1238 Prieto, D., Beck, H.E., Dorigo, W.A., Verhoest, N.E.C., 2017. GLEAM v3: satellite-
1239 based land evaporation and root-zone soil moisture. *Geosci. Model Dev.* 10, 1903–
1240 1925. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-1903-2017>
- 1241 Martre, P., Wallach, D., Asseng, S., Ewert, F., Jones, J.W., Rötter, R.P., Boote, K.J., Ruane,
1242 A.C., Thorburn, P.J., Cammarano, D., Hatfield, J.L., Rosenzweig, C., Aggarwal, P.K.,
1243 Angulo, C., Basso, B., Bertuzzi, P., Biernath, C., Brisson, N., Challinor, A.J., Doltra,
1244 J., Gayler, S., Goldberg, R., Grant, R.F., Heng, L., Hooker, J., Hunt, L.A., Ingwersen,
1245 J., Izaurralde, R.C., Kersebaum, K.C., Müller, C., Kumar, S.N., Nendel, C., O’leary,
1246 G., Olesen, J.E., Osborne, T.M., Palosuo, T., Priesack, E., Ripoche, D., Semenov,
1247 M.A., Shcherbak, I., Steduto, P., Stöckle, C.O., Stratonovitch, P., Streck, T., Supit, I.,
1248 Tao, F., Travasso, M., Waha, K., White, J.W., Wolf, J., 2015. Multimodel ensembles
1249 of wheat growth: many models are better than one. *Glob. Change Biol.* 21, 911–925.
1250 <https://doi.org/10.1111/gcb.12768>
- 1251 Mauder, M., Foken, T., 2004. Documentation and instruction manual of the eddy covariance
1252 software package TK2 (U. Bayreuth, Abt. Mikrometeorologie, Bayreuth, Germany).
- 1253 Mira, M., Olioso, A., Gallego-Elvira, B., Courault, D., Garrigues, S., Marloie, O., Hagolle,
1254 O., Guillevic, P., Boulet, G., 2016. Uncertainty assessment of surface net radiation
1255 derived from Landsat images. *Remote Sens. Environ.* 175, 251–270.
1256 <https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.12.054>
- 1257 Mira, M., Weiss, M., Baret, F., Courault, D., Hagolle, O., Gallego-Elvira, B., Olioso, A.,
1258 2015. The MODIS (collection V006) BRDF/albedo product MCD43D: Temporal
1259 course evaluated over agricultural landscape. *Remote Sens. Environ.* 170, 216–228.
1260 <https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.09.021>
- 1261 Miralles, D.G., Gash, J.H., Holmes, T.R.H., de Jeu, R.A.M., Dolman, A.J., 2010. Global
1262 canopy interception from satellite observations. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 115,
1263 D16122. <https://doi.org/10.1029/2009JD013530>

- 1264 Miralles, D.G., Holmes, T.R.H., De Jeu, R.A.M., Gash, J.H., Meesters, A.G.C.A., Dolman,
 1265 A.J., 2011. Global land-surface evaporation estimated from satellite-based
 1266 observations. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 453–469. [https://doi.org/10.5194/hess-15-](https://doi.org/10.5194/hess-15-453-2011)
 1267 453-2011
- 1268 Montes, C., Jacob, F., 2017. Comparing Landsat-7 ETM+ and ASTER Imageries to Estimate
 1269 Daily Evapotranspiration Within a Mediterranean Vineyard Watershed. *IEEE Geosci.*
 1270 *Remote Sens. Lett.* PP, 1–5. <https://doi.org/10.1109/LGRS.2017.2650143>
- 1271 Mueller, B., Hirschi, M., Jimenez, C., Ciais, P., Dirmeyer, P.A., Dolman, A.J., Fisher, J.B.,
 1272 Jung, M., Ludwig, F., Maignan, F., Miralles, D.G., McCabe, M., Reichstein, M.,
 1273 Sheffield, J., Wang, K., Wood, E.F., Zhang, Y., Seneviratne, S.I., 2013. Benchmark
 1274 products for land evapotranspiration: LandFlux-EVAL multi-data set synthesis.
 1275 *Hydrol. Earth Syst. Sci.* <https://doi.org/10.5194/hess-17-3707-2013>
- 1276 Oliosio, A., Bahir, M., Gallego-Elvira, B., Garrigues, S., Mira, M., Chanzy, A., Weiss, M.,
 1277 Marloie, O., Boulet, G., 2015. Monitoring evapotranspiration over the Crau Aquifer
 1278 from remote sensing and flux tower data., in: International Conference MISTRALS
 1279 “Environment in the Mediterranean Statements and Prospects for Research and
 1280 Society.” Marseille, France.
- 1281 Oliosio, A., Gallego-Elvira, B., Bahir, M., Garcia, A.G., Hunink, J., Baille, A., Boulet, G.,
 1282 Boutron, O., Chauvelon, P., Courault, D., Di Bella, C., Garrigues, S., Inoue, Y.,
 1283 Marloie, O., Martin, B., Merlin, O., Mira, M., Reyes-Castillo, S., Rivalland, V.,
 1284 Weiss, M., 2014. Evaluation of EVASPA, a tool for mapping evapotranspiration from
 1285 space., in: International Symposium “Evapotranspiration: Challenges in Measurements
 1286 and Modeling from a Leaf to Landscape Scale and Beyond.” Raleigh, North Carolina,
 1287 U.S.A.
- 1288 Platnick, S., King, M.D., Ackerman, S.A., Menzel, W.P., Baum, B.A., Riedi, J.C., Frey, R.A.,
 1289 2003. The MODIS cloud products: algorithms and examples from Terra. *IEEE Trans.*
 1290 *Geosci. Remote Sens.* 41, 459–473. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2002.808301>
- 1291 Räisänen, J., Palmer, T.N., 2001. A Probability and Decision-Model Analysis of a
 1292 Multimodel Ensemble of Climate Change Simulations. *J. Clim.* 14, 3212–3226.
 1293 [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<3212:APADMA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<3212:APADMA>2.0.CO;2)
- 1294 Ramier, D., Boulain, N., Cappelaere, B., Timouk, F., Rabanit, M., Lloyd, C.R., Boubkraoui,
 1295 S., Métayer, F., Descroix, L., Wawrzyniak, V., 2009. Towards an understanding of
 1296 coupled physical and biological processes in the cultivated Sahel – 1. Energy and
 1297 water. *J. Hydrol.* 375, 204–216. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.12.002>
- 1298 Roerink, G.J., Su, Z., Menenti, M., 2000. S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to
 1299 estimate the surface energy balance. *Phys. Chem. Earth Part B Hydrol. Oceans*
 1300 *Atmosphere* 25, 147–157. [https://doi.org/10.1016/S1464-1909\(99\)00128-8](https://doi.org/10.1016/S1464-1909(99)00128-8)
- 1301 Rötter, R.P., Palosuo, T., Kersebaum, K.C., Angulo, C., Bindi, M., Ewert, F., Ferrise, R.,
 1302 Hlavinka, P., Moriondo, M., Nendel, C., Olesen, J.E., Patil, R.H., Ruget, F., Takáč, J.,
 1303 Trnka, M., 2012. Simulation of spring barley yield in different climatic zones of
 1304 Northern and Central Europe: A comparison of nine crop models. *Field Crops Res.*
 1305 133, 23–36. <https://doi.org/10.1016/j.fcr.2012.03.016>
- 1306 Samain, O., Kergoat, L., Hiernaux, P., Guichard, F., Mougín, E., Timouk, F., Lavenu, F.,
 1307 2008. Analysis of the in situ and MODIS albedo variability at multiple timescales in

1308 the Sahel. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 113, D14119.
1309 <https://doi.org/10.1029/2007JD009174>

1310 Santanello, J.A., Friedl, M.A., 2003. Diurnal Covariation in Soil Heat Flux and Net Radiation.
1311 *J. Appl. Meteorol.* 42, 851–862. <https://doi.org/10.1175/1520->
1312 0450(2003)042<0851:DCISHF>2.0.CO;2

1313 Sobrino, J.A., Gómez, M., Jiménez-Muñoz, J.C., Oliso, A., 2007. Application of a simple
1314 algorithm to estimate daily evapotranspiration from NOAA–AVHRR images for the
1315 Iberian Peninsula. *Remote Sens. Environ.* 110, 139–148.
1316 <https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.02.017>

1317 Su, Z., 2002. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat
1318 fluxes. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 6, 85–100. <https://doi.org/10.5194/hess-6-85-2002>

1319 Tang, R., Li, Z.-L., Tang, B., 2010. An application of the Ts–VI triangle method with
1320 enhanced edges determination for evapotranspiration estimation from MODIS data in
1321 arid and semi-arid regions: Implementation and validation. *Remote Sens. Environ.*
1322 114, 540–551. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2009.10.012>

1323 Tanguy, M., Baille, A., González-Real, M.M., Lloyd, C., Cappelaere, B., Kergoat, L., Cohard,
1324 J.-M., 2012. A new parameterisation scheme of ground heat flux for land surface flux
1325 retrieval from remote sensing information. *J. Hydrol.* 454–455, 113–122.
1326 <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.06.002>

1327 Tasumi, M., Trezza, R., Allen, R.G., Wright, J.L., 2005. Operational aspects of satellite-based
1328 energy balance models for irrigated crops in the semi-arid U.S. *Irrig. Drain. Syst.* 19,
1329 355–376. <https://doi.org/10.1007/s10795-005-8138-9>

1330 Taylor, C.M., Gounou, A., Guichard, F., Harris, P.P., Ellis, R.J., Couvreur, F., De Kauwe,
1331 M., 2011. Frequency of Sahelian storm initiation enhanced over mesoscale soil-
1332 moisture patterns. *Nat. Geosci.* 4, 430–433. <https://doi.org/10.1038/ngeo1173>

1333 Tian, J., Su, H., Sun, X., Chen, S., He, H., Zhao, L., 2013. Impact of the Spatial Domain Size
1334 on the Performance of the Ts–VI Triangle Method in Terrestrial Evapotranspiration
1335 Estimation. *Remote Sens.* 5, 1998–2013. <https://doi.org/10.3390/rs5041998>

1336 Trambauer, P., Dutra, E., Maskey, S., Werner, M., Pappenberger, F., Beek, V., H, L.P.,
1337 Uhlenbrook, S., 2014. Comparison of different evaporation estimates over the African
1338 continent. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 18, 193–212. <https://doi.org/10.5194/hess-18-193->
1339 2014

1340 Velluet, C., Demarty, J., Cappelaere, B., Braud, I., Issoufou, H.B.A., Boulain, N., Ramier, D.,
1341 Mainassara, I., Charvet, G., Boucher, M., Chazarin, J.P., Oï, M., Yahou, H., Maidaji,
1342 B., Pont, F.A., Benarrosh, N., Mahamane, A., Nazoumou, Y., Favreau, G., Seghieri,
1343 J., 2014. Building a field- and model-based climatology of surface energy and water
1344 cycles for dominant land cover types in the cultivated Sahel. Annual budgets and
1345 seasonality. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 18, 5001–5024. <https://doi.org/10.5194/hess-18->
1346 5001-2014

1347 Verstraeten, W.W., Veroustraete, F., Feyen, J., 2005. Estimating evapotranspiration of
1348 European forests from NOAA-imagery at satellite overpass time: Towards an
1349 operational processing chain for integrated optical and thermal sensor data products.
1350 *Remote Sens. Environ.* 96, 256–276. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2005.03.004>

1351 Vischel, T., Lebel, T., Massuel, S., Cappelaere, B., 2009. Conditional simulation schemes of
1352 rain fields and their application to rainfall–runoff modeling studies in the Sahel. *J.*
1353 *Hydrol., Surface processes and water cycle in West Africa, studied from the AMMA-*
1354 *CATCH observing system* 375, 273–286.
1355 <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.02.028>

1356 Vischel, T., Quantin, G., Lebel, T., Viarre, J., Gosset, M., Cazenave, F., Panthou, G., 2011.
1357 Generation of High-Resolution Rain Fields in West Africa: Evaluation of Dynamic
1358 Interpolation Methods. *J. Hydrometeorol.* 12, 1465–1482.
1359 <https://doi.org/10.1175/JHM-D-10-05015.1>

1360 Wang, K., Dickinson, R.E., 2012. A review of global terrestrial evapotranspiration:
1361 Observation, modeling, climatology, and climatic variability. *Rev. Geophys.* 50.
1362 <https://doi.org/10.1029/2011RG000373>

1363 Wassenaar, T., Olioso, A., Hasager, A., Jacob, F., Chehbouni, A., 2002. Estimation of
1364 evapotranspiration on heterogeneous pixels. *Proc. First Int. Symp. Recent Adv. Quant.*
1365 *Remote Sens.* 458–465.

1366 Williamson, S.N., Hik, D.S., Gamon, J.A., Kavanaugh, J.L., Koh, S., 2012. Evaluating Cloud
1367 Contamination in Clear-Sky MODIS Terra Daytime Land Surface Temperatures
1368 Using Ground-Based Meteorology Station Observations. *J. Clim.* 26, 1551–1560.
1369 <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00250.1>

1370 Yao, Y., Liang, S., Li, X., Hong, Y., Fisher, J.B., Zhang, N., Chen, J., Cheng, J., Zhao, S.,
1371 Zhang, X., Jiang, B., Sun, L., Jia, K., Wang, K., Chen, Y., Mu, Q., Feng, F., 2014.
1372 Bayesian multimodel estimation of global terrestrial latent heat flux from eddy
1373 covariance, meteorological, and satellite observations. *J. Geophys. Res. Atmospheres*
1374 119, 2013JD020864. <https://doi.org/10.1002/2013JD020864>

1375 Zahira, S., Abderrahmane, H., Mederbal, K., Frederic, D., 2009. Mapping Latent Heat Flux in
1376 the Western Forest Covered Regions of Algeria Using Remote Sensing Data and a
1377 Spatialized Model. *Remote Sens.* 1, 795–817. <https://doi.org/10.3390/rs1040795>

1378 Zhang, K., Kimball, J.S., Running, S.W., 2016. A review of remote sensing based actual
1379 evapotranspiration estimation. *Wiley Interdiscip. Rev. Water* 3, 834–853.
1380 <https://doi.org/10.1002/wat2.1168>

1381 Zhu, G., Li, X., Zhang, K., Ding, Z., Han, T., Ma, J., Huang, C., He, J., Ma, T., 2016. Multi-
1382 model ensemble prediction of terrestrial evapotranspiration across north China using
1383 Bayesian model averaging. *Hydrol. Process.* 30, 2861–2879.
1384 <https://doi.org/10.1002/hyp.10832>

1385

7.2. Analyses de sensibilité

Les méthodes de détermination de l'espace T_s - α ne sont pas la seule source d'incertitude dans l'estimation de l'ET. Au regard du logigramme du modèle E3S (cf. Figure 3 dans Allies et al., in press), deux autres sources potentielles d'incertitudes sont à souligner : (i) les forçages, à la fois météorologiques et issus de la télédétection et (ii) la méthode d'extrapolation journalière. Ces deux aspects sont analysés dans les sections qui suivent.

7.2.1. Sensibilité aux forçages

Pour rappel, la procédure E3S requiert cinq variables de forçage, trois issues de données de télédétection (T_s , ε et α) et deux issues de stations météorologiques (Ra et Rg). Ici nous avons mené une étude de sensibilité d'E3S à chacun de ces forçages. Pour ce faire, six scénarios ont été utilisés pour chacune de ces variables, et appliqués de manière uniforme sur tout le domaine spatio-temporel. Pour T_s , nous avons considéré une erreur comprise entre 1 K et 3 K, qui correspondent aux niveaux d'erreurs mentionnés dans le « quality flag » du produit MODIS et couramment rapportés dans la littérature (voir par exemple Jacob et al., 2004; Jiménez-Muñoz & Sobrino, 2006; Wang & Liang, 2009). Concernant l'émissivité, nous avons considéré une erreur comprise entre 0.01 et 0.04 qui correspondent également aux niveaux d'erreurs affichés dans le « quality flag » du produit MODIS. Pour l'albédo, en se basant sur différentes études (e.g. Samain et al., 2008; Carrer et al., 2010; Cescatti et al., 2012; Roman et al., 2013; Mira et al., 2016), nous avons sélectionné un intervalle d'erreur comprise entre 0.01 et 0.03. Enfin, concernant les champs de rayonnements incidents, nous nous sommes conformés aux travaux de Mira et al. (2016), pour ainsi tester une erreur relative comprise entre 2 et 8 % pour Ra et 1 et 5 % pour Rg . Chaque champ de forçage a ensuite été biaisé de ces erreurs systématiques et l'impact de ces dernières sur les estimations d'ET journalière (ET_d) a été analysé de manière indépendante (les forçages sont biaisés un par un, les effets croisés ne sont donc pas analysés). La Figure 7.1 présente les résultats de cette analyse. A chaque valeur d'erreur sur chaque forçage est associée une boîte à moustaches représentant la distribution d'ensemble de l'erreur moyenne sur la zone d'étude et la période 2005-2008 (il s'agit donc d'une moyenne spatio-temporelle). Les champs de rayonnements incidents constituent les variables auxquelles E3S est le plus sensible, dans les gammes d'erreurs considérées. L'erreur moyenne maximale sur ET_d simulée par E3S est de 1.7, 5.0 et 8.4 % pour une erreur respectivement de 1, 3 et 5 % sur Rg ; et de 2.4, 4.7 et 9.5 % pour une erreur respectivement de 2, 4 et 8 % sur Ra . E3S montre ensuite une sensibilité à α et T_s assez comparable avec une erreur moyenne maximale sur ET_d de 2.5, 5.0 et 7.5 % pour respectivement une erreur de 1, 2 et 3 % sur α contre une erreur de 2.2, 4.5 et 6.6 % sur ET_d pour respectivement une erreur de 1, 2 et 3 K sur T_s . Enfin, l'émissivité de surface reste une variable peu sensible d'E3S avec une erreur moyenne maximale de 2.1 % pour une erreur d'émissivité de 0.03.

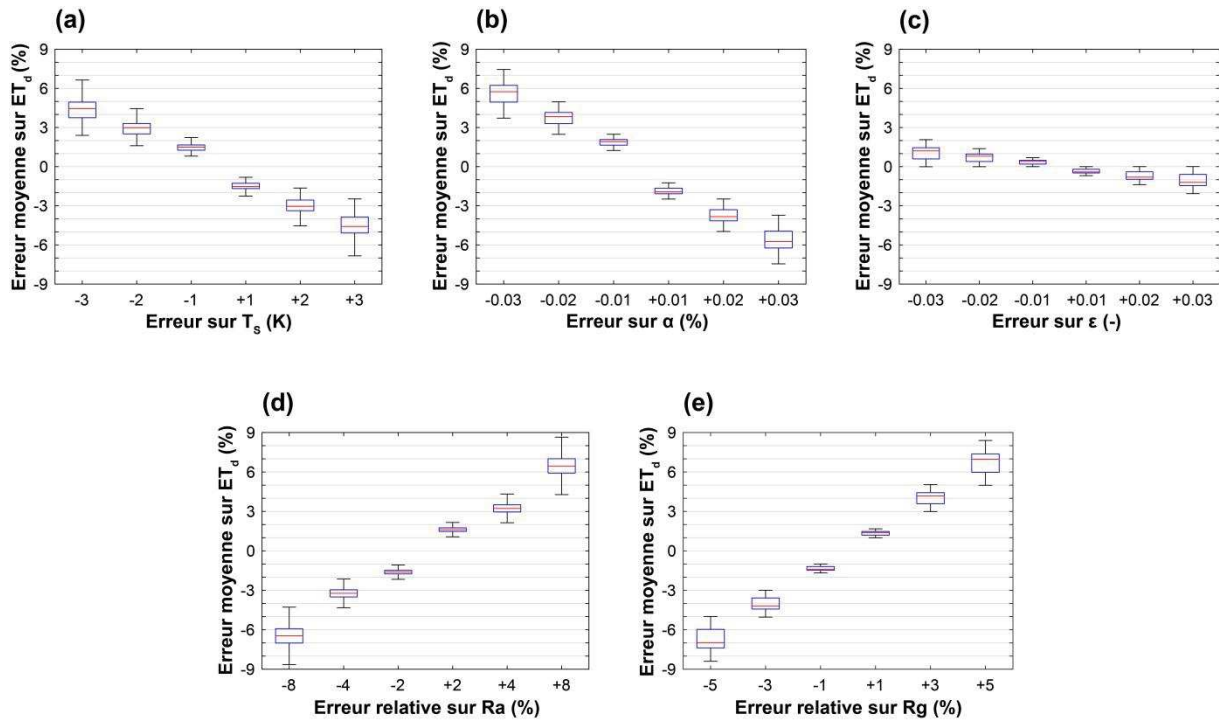


FIGURE 7.1 : Erreur relative moyenne sur ET_d simulée par E3S sur l’année 2008 pour des gammes d’erreur systématique sur la température de surface (a), l’albédo (b), l’émissivité de surface (c), le rayonnement atmosphérique incident (d) et le rayonnement global (e)

Les résultats de cette brève analyse de sensibilité sont similaires à ceux de Mira et al., (2016) qui ont analysé les sources d’incertitude dans l’estimation du Rn à partir d’images Landsat. Ces auteurs montrent que les champs de rayonnements incidents constituent la principale source d’incertitude devant l’albédo puis la température de surface et enfin l’émissivité de surface. Ces résultats convergents n’ont rien d’étonnant dans le sens où, dans E3S, les erreurs systématiques sur T_s et α n’ont aucun impact sur les valeurs de EF calculées, et n’agissent donc sur ET que via Rn . En effet, ces erreurs systématiques ne modifient pas la position relative des bords du domaine T_s - α . Ce point constitue justement l’une des forces des méthodes contextuelles en comparaison des modèles SEB par exemple (cf. Chapitre 3). Par conséquent, dans E3S, les erreurs sur l’ensemble des variables de forçage ne se répercutent sur les valeurs d’ ET_d que par l’intermédiaire des valeurs calculées de Rn .

Pour aller un peu plus loin dans l’analyse, l’impact d’une erreur systématique de + 1 K sur T_s – autrement dit chaque pixel est affligé d’une erreur de 1 K – a été comparé à l’impact engendré par une erreur de + 1 K dans la détermination du bord humide (respectivement sec) durant la période sèche (respectivement humide). La Figure 7.2 illustre les résultats obtenus en présentant la distribution de l’erreur absolue moyenne sur ET_d associée à ces erreurs de T_s . Si l’erreur systématique impacte peu les estimations d’ ET_d – erreur médiane de 1.6 % durant la saison sèche et 1.2 % durant la saison humide – l’erreur appliquée uniquement au bord engendre des gammes d’erreur sur ET_d beaucoup plus importantes. L’erreur médiane est alors de 8.2 % en saison sèche et 6.0 % en saison humide. De plus, ces erreurs sont plus fortes pour les pixels se trouvant à proximité du bord considéré. Ceci explique l’étalement observé de la distribution de l’erreur moyenne. Cette analyse souligne à nouveau l’importance de la bonne détermination des bords du domaine T_s - α et l’intérêt du filtre introduit dans l’algorithme E3S

permettant d'éliminer les pixels de bords de nuages qui peuvent engendrer des biais importants dans la détermination du bord humide.

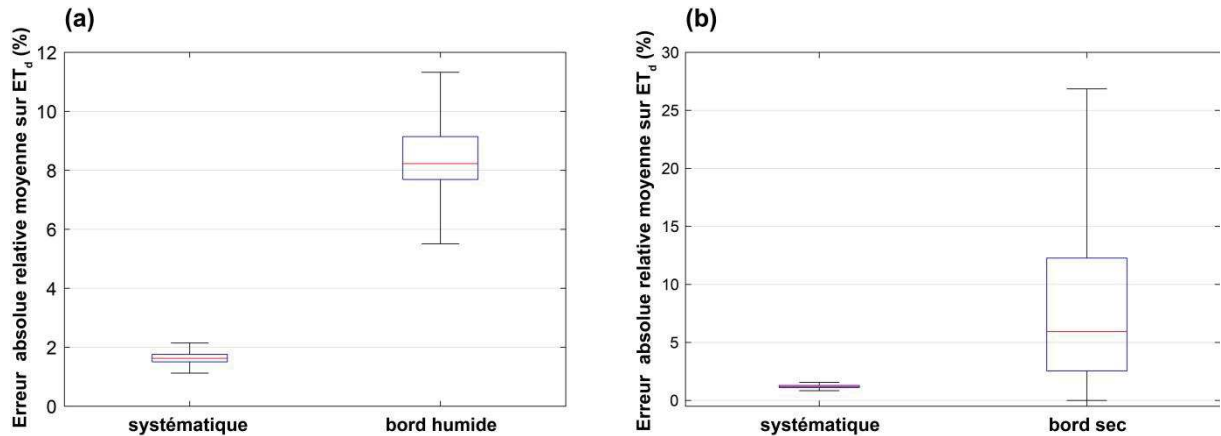


FIGURE 7.2 : Distribution d'ensemble des valeurs absolues d'erreur relative moyenne sur ET_d simulée par E3S sur l'année 2008 pour une erreur systématique de + 1 K sur T_S et sur le bord humide ou sec durant la saison sèche (a) et la saison humide (b). Seules les valeurs comprises entre - 1.5 fois et + 1.5 fois la distance interquartile sont représentées

7.2.2. Sensibilité à la méthode d'extrapolation journalière

Dans ces travaux, deux niveaux d'analyse ont été effectués. Dans un premier temps, nous avons comparé différentes formulations du Cdi répertoriées dans la littérature. Il s'agit pour rappel du rapport entre le Rn instantané et sa valeur intégrée sur la journée, permettant *in fine* d'extrapoler le flux d'ET instantané à sa valeur journalière (notée ET_d). Pour ce faire, les performances de ces formulations empiriques vis-à-vis de la moyenne des mesures de terrain effectuées sur les deux sites pilotes du bassin de Wankama (mil et jachère) ont été comparées en considérant un pas de temps semi-horaire (Section 7.2.2.1). Dans un deuxième temps, nous avons étudié l'impact de la méthode d'extrapolation choisie sur les estimations d'ET journalière. Pour ce faire, quatre méthodes d'extrapolation à la journée ont été comparées (Section 7.2.2.2).

7.2.2.1. Comparaison de différentes formulations du Cdi

Le Rn est souvent utilisé comme variable support d'extrapolation (cf. Annexe A) et c'est le cas pour l'algorithme E3S (cf. Allies et al., in press). Néanmoins, à l'instar de l'ET, à partir de données de télédétection, le Rn ne peut être déterminé qu'au moment du passage du satellite (voire équation 8 dans Allies et al., in press). Il existe un nombre limité de formulations permettant de décrire le cycle journalier du Rn (Rn_d) à partir de son estimation au moment du passage du satellite (Rn). Rn_d peut être obtenu de la façon suivante :

$$Rn_d = Cdi \cdot Rn = \frac{Rn_d}{Rn} Rn \quad (7.1)$$

où Cdi est le rapport entre la valeur journalière et instantanée du rayonnement net, qui peut être calculé à chaque date à partir de mesures de terrain du rayonnement net. Une valeur

constante du Cdi peut ensuite être appliquée pour chaque image puisqu'il a été démontré que celui-ci variait avec le temps ou la latitude du site considéré mais peu avec le type de végétation (Sobrino et al., 2005, 2007 ; Sánchez et al., 2008b ; Carmona et al., 2015). La stricte application de cette méthode reste néanmoins limitée en raison de l'absence de radiomètres en tout point du globe. Aussi, plusieurs méthodes empiriques ont été proposées pour estimer Cdi .

Seguin & Itier (1983) ont été les premiers à analyser les variations saisonnières du Cdi . A partir de l'analyse de trois années de données acquises à Avignon, durant les mois d'été, en condition de non ennuagement et en considérant des valeurs instantanées prises à midi, ils ont montré que le Cdi était relativement constant (0.30 ± 0.03). Cette valeur a par la suite été largement utilisée sans tenir nécessairement compte ni de la latitude du site d'application ni de l'heure et de la date de passage du satellite.

Wassenaar et al. (2002) ont ensuite montré que le Cdi variait saisonnièrement avec le jour de l'année et avec le temps de passage du satellite. Les auteurs ont proposé de modéliser la course saisonnière du Cdi pour chaque temps de passage considéré selon une formulation sinusoïdale :

$$Cdi = a_1 + a_2 \times \sin\left(\frac{2\pi \times (DOY + a_3)}{365}\right) \quad (7.2)$$

où DOY est le jour de l'année considéré et a_1 , a_2 et a_3 sont des coefficients étalonnés pour chaque heure de passage du satellite. De manière similaire, Sobrino et al. (2007) ont proposé de calculer le Cdi selon une formulation polynomiale du second degré :

$$Cdi = a_1 DOY^2 + a_2 DOY + a_3 \quad (7.3)$$

Plus récemment encore, Rivas & Carmona (2013) ont suggéré d'utiliser une équation linéaire pour relier le Rn_d au Rn instantané pour chaque heure de passage :

$$Cdi = \frac{a_1 Rn + a_2}{Rn} \quad (7.4)$$

Ces trois formulations (Équations. 7.2 à 7.4) ont été testées sur les mesures locales de Rn obtenues au pas de temps semi-horaire sur le site local de Wankama (Site Niger) sur la période allant du 17/06/2005 au 31/12/2013. Pour tenir compte de la variabilité inter-couvert, ces formules ont été appliquées sur une moyenne des observations obtenues conjointement sur la parcelle de mil et de jachère. Par ailleurs, pour rester cohérent avec une application à des données de télédétection, seules les mesures de ciel clair ont été considérées. Pour ce faire, les valeurs de ciel clair ont été identifiées comme celles pour lesquelles le Rg mesuré était supérieur ou égal à 70 % du rayonnement solaire incident théorique de ciel clair (Rs_0). Ce dernier a été calculé selon Allen et al. (1998) et Walter et al. (2005) :

$$Rs_0 = (0.75 + 2.10^{-5}z)Rex \quad (7.5)$$

où z (m) est l'élévation du site considéré et Rex est le rayonnement solaire extraterrestre calculé selon Allen et al. (1998) et Walter et al. (2005)¹.

¹ La formulation complète permettant le calcul de Rex est détaillé en Annexe C

La Figure 7.3 illustre le comportement de chacune de ces formulations en regard des observations de C_{di} obtenues en conditions de non-ennuagement pour chaque heure de passage considérée (entre 8h45 et 15h15). La Figure 7.4 présente quant à elle les performances en termes de R^2 et de RMSE relative ($RMSE_r$ ¹) de chacune des formulations vis-à-vis des observations locales. Pour les formulations de Wassenaar et al. (2002) et Sobrino et al. (2007), leurs performances décroissent lorsqu'on s'éloigne du midi solaire. La formulation linéaire atteint quant à elle un pic de performance plus précocement (entre 10h30 et 11h). Par ailleurs, quelle que soit l'heure de passage considérée, la formulation de Wassenaar et al. (2002) reste la plus performante. C'est cette dernière qui a donc été conservée dans l'algorithme E3S (c.f. Allies et al., in press). L'Annexe D fournit les valeurs des paramètres de chaque formulation obtenues après étalonnage ainsi que les valeurs de R^2 et $RMSE_r$ associées.

¹ Cet estimateur statistique est défini en Annexe B

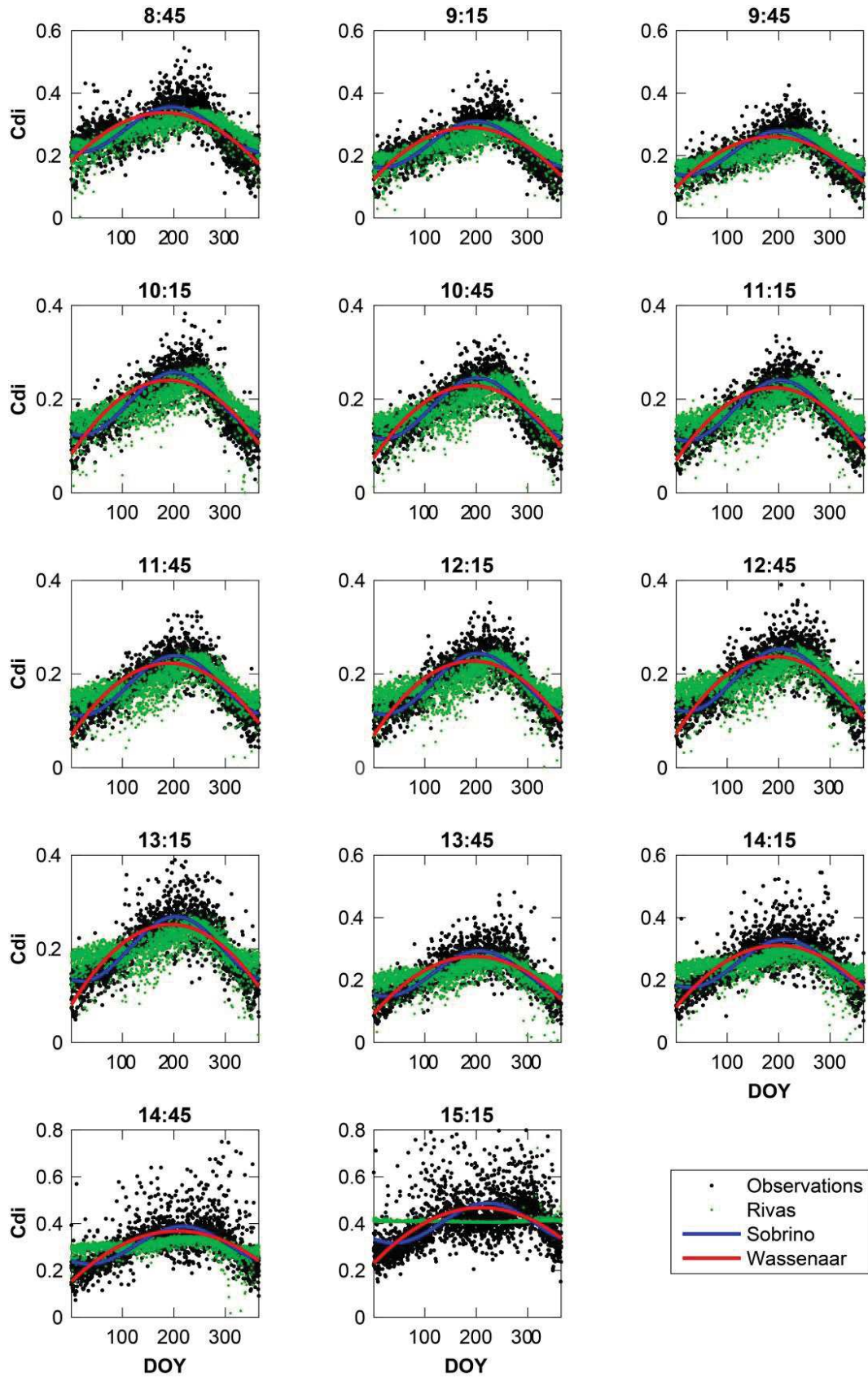


FIGURE 7.3 : C_{di} calculé à partir des formulations de Wassenaar et al. (2002), Sobrino et al. (2007) et Rivas & Carmona (2013) versus C_{di} observé pour chaque heure de passage étudiée.

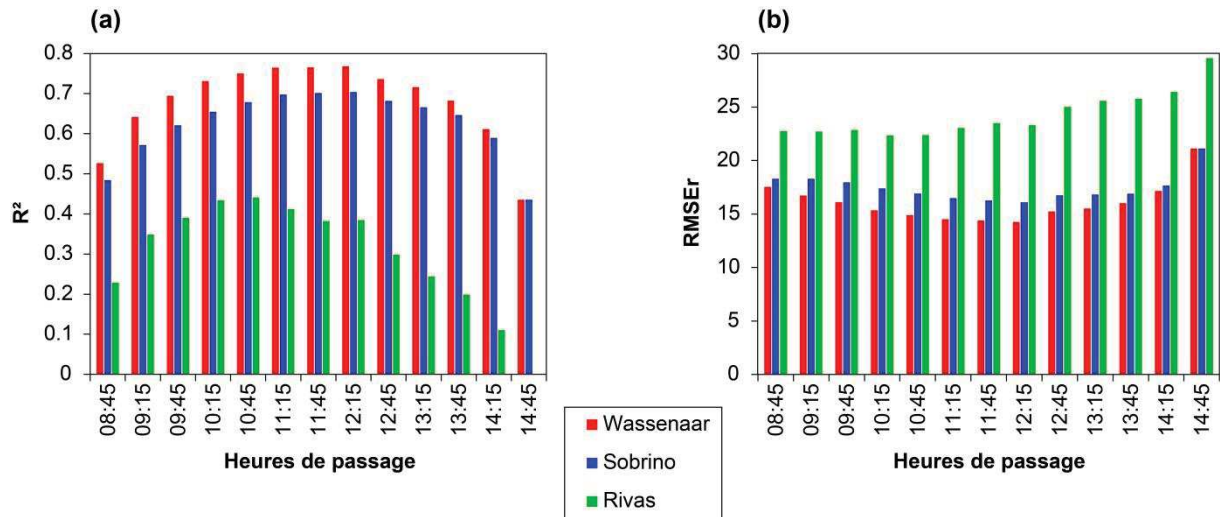


FIGURE 7.4 : Valeurs de R^2 (a) et de $RMSE_r$ (b) de chaque formulation du Cdi en regard des observations pour chaque heure de passage étudiée

7.2.2.2. Impact de la méthode d'extrapolation sur les estimations journalières d'évapotranspiration

Dans cette étude, quatre méthodes d'extrapolation à la journée ont été comparées afin d'analyser l'incertitude apportée par la méthode d'extrapolation journalière du flux d'ET. Trois des méthodes utilisent le Rn comme variable d'extrapolation et font ainsi appel au Cdi (cf. équation 7.1) : les formulations de Wassenaar et al. (2002), Sobrino et al. (2007) et Rivas & Carmona (2013) avec les valeurs de paramètres étalonnées sur les observations locales (cf. Annexe C) ont donc aussi été évaluées vis-à-vis du calcul de ET_d . Une quatrième méthode utilise le Rg comme variable d'extrapolation (Colaizzi et al., 2006; Chávez et al., 2008). ET_d est alors calculé de la façon suivante :

$$ET_d = \frac{Rg_d}{Rg_i} ET_i \quad (7.6)$$

où les indices i (respectivement d) symbolisent la valeur instantanée (respectivement journalière) de la variable considérée. Dans E3S la valeur instantanée de ET (ET_i) est dérivée des valeurs de EF , Rn et G calculées au moment du passage du satellite (cf. Allies et al., in press), de sorte que l'Équation 7.6 peut s'écrire :

$$ET_d = \frac{Rg_d}{Rg_i} EF \left(\frac{Rn - G}{L} \right) \quad (7.7)$$

A l'échelle du pixel, la Figure 7.5 illustre les performances d'E3S avec les quatre méthodes d'extrapolation journalière qui viennent d'être introduites en regard des simulations du modèle de référence SiSPAT sur le site local de Wankama. L'impact de la méthode d'extrapolation journalière est peu significatif. Seule la méthode utilisant le Rg comme variable d'extrapolation (Figure 7.5.d) engendre une légère dégradation des performances d'E3S notamment en termes de RMSE et de NSE. Ce dernier point traduit plus les moindres performances d'E3S concernant les estimations d'ET instantanées (ET_i) qu'une moindre pertinence du Rg comme variable d'extrapolation. En effet nous avons déjà montré dans

Allies et al. (in press) que les estimations instantanées d'ET montrent des performances peut satisfaisantes en raison d'un flux G très mal représenté. Par conséquent, même si différents auteurs ont montré que le rapport ET sur Rg était plus stable durant la journée que le rapport ET sur Rn (e.g. Xu et al., 2015 et cf. Annexe A section A.8), nous avons privilégié dans E3S les méthodes d'extrapolation utilisant le Rn car les formulations empiriques du flux G généralement utilisées dans les modèle ET-RS restent peu pertinentes (cf. Discussion dans Allies et al., in press).

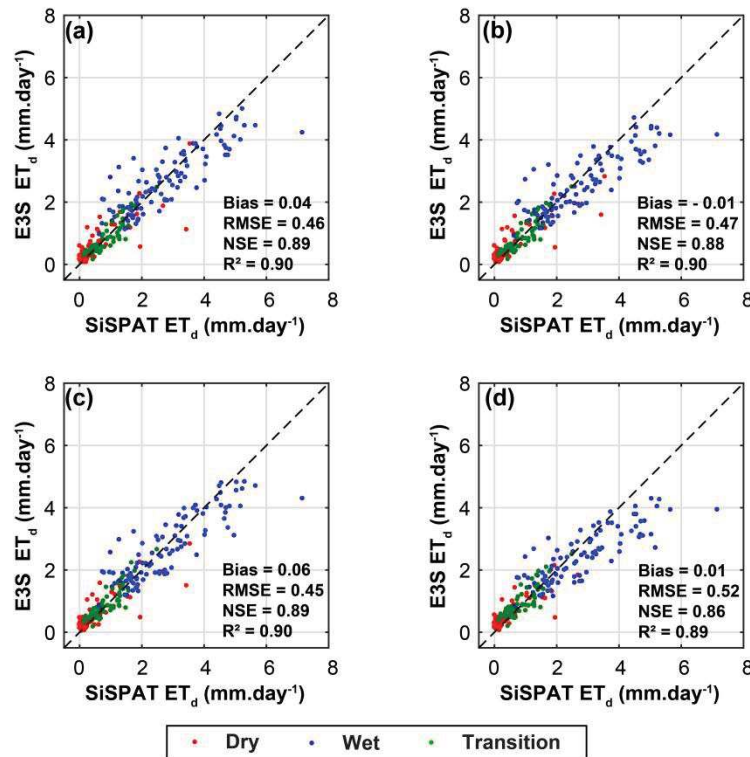


FIGURE 7.5 : Comparaison des valeurs d' ET_d simulées par SiSPAT et par E3S en utilisant le Rn comme variable d'extrapolation et les formulations du Cdi de Wassenaar et al. (2002) (a), Sobrino et al. (2007) (b), Rivas & Carmona (2013) (c) ; et en utilisant le Rg comme variable d'extrapolation (d) sur la période 2005-2008

De manière générale, les travaux existants comparent différents supports d'extrapolation à partir de mesures *in situ* (cf. Annexe A section A.8). Toutefois ce type d'étude ne permet pas de tenir compte des spécificités de tel ou tel modèle ET-RS et de l'erreur qu'il introduit dans l'estimation instantanée de ET ou EF . A notre connaissance, seuls Tang et al. (2013) ont analysé l'effet du support d'extrapolation journalière sur les estimations d' ET_d à partir d'un modèle SEB 2-sources. Les auteurs montrent ainsi que lorsque les méthodes d'extrapolation sont appliquées aux simulations du modèle, la précision des estimations journalières d'ET dépend fortement des estimations instantanées du modèle. Ainsi les résultats obtenus à partir du modèle ne s'accordent pas nécessairement à ceux obtenus à partir des observations locales.

Plus précisément, dans le cas d'E3S, nous avons montré que celui-ci tend à surestimer la fraction évaporative à l'échelle instantanée. Dans le même temps plusieurs auteurs ont montré que l'utilisation du Rn (ou $Rn-G$) comme variable d'extrapolation entraînait une sous-estimation systématique de l'ET à l'échelle journalière (Cammalleri et al., 2014b ; Tang et al.,

2013 ; Xu et al., 2015). Ceci s'explique par le fait que l'hypothèse de conservation de la fraction évaporative durant la journée n'est pas toujours vérifiée, en particulier en conditions humides (Gentine et al., 2007 ; Delogu et al., 2012). Ainsi dans E3S, ces deux sources de biais contraires ont tendance à se compenser de manière à obtenir des estimations d' ET_d non biaisées (cf. Discussion dans Allies et al., in press).

La Figure 7.6 présente des cartographies par période des différences moyennes d'estimation d' ET_d (moyenne temporelle sur la période étudiée) entre E3S appliqué avec la méthode d'extrapolation journalière de Wassenaar et al. (2002) ($E3S \times Rn_{Sin}$) et E3S appliqué avec la méthode d'extrapolation de Sobrino et al. (2007) ($E3S \times Rn_{Pol}$; Figure 7.6.a, d, g), de Rivas & Carmona (2013) ($E3S \times Rn_{Lin}$; Figure 7.6.b, e, h) et celle utilisant le Rg ($E3S \times Rg$; Figure 7.6.c, f, i). Nous observons que la formulation polynomiale ($E3S \times Rn_{Pol}$) fournit des valeurs d' ET_d sensiblement identiques à la formule sinusoïdale ($E3S \times Rn_{Sin}$) pour les périodes sèches et de transition mais montre en revanche une faible tendance à la sous-estimation en période humide. Comparativement à la formule sinusoïdale, la formulation linéaire ($E3S \times Rn_{Lin}$) fournit quant à elle de plus fortes estimations quel que soit la période considérée. Enfin la méthode d'extrapolation utilisant le Rg ($E3S \times Rg$) montre une tendance à la surestimation en période sèche et à la sous-estimation en période de transition. En période humide, les différences d'estimation avec la méthode de Wassenaar et al. (2002) sont très hétérogènes. Elles vont d'une surestimation sur le fleuve Niger et la partie Sud-Ouest à une sous-estimation sur la partie Nord.

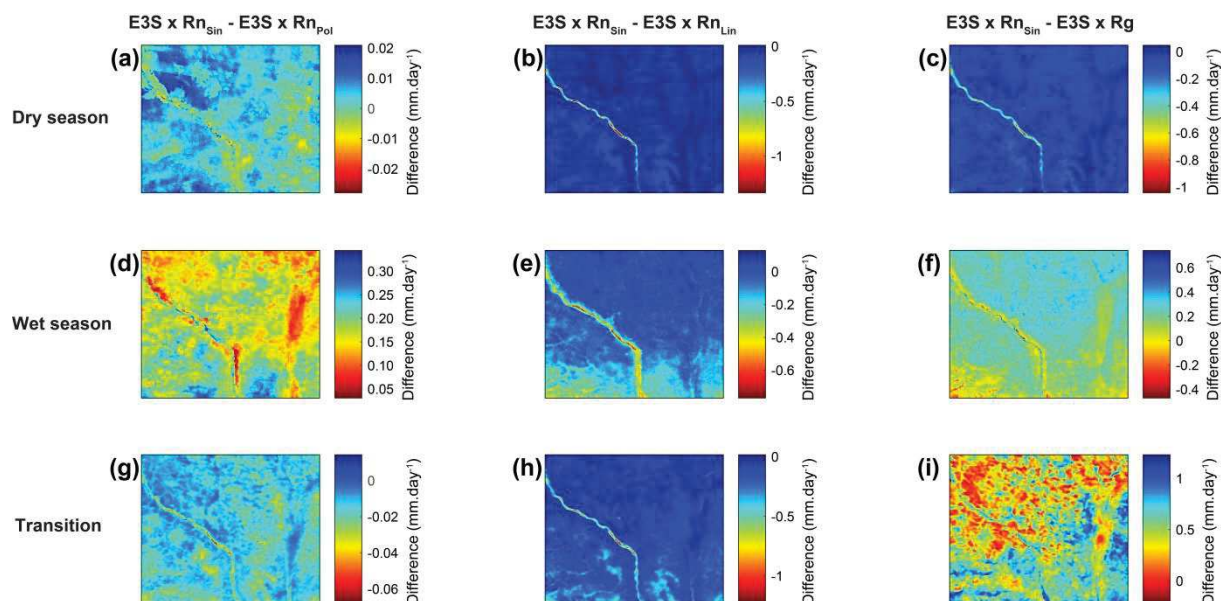


FIGURE 7.6 : Différences moyennes d' ET_d entre E3S combiné à la formulation d'extrapolation journalière de Wassenaar et al. (2002) et celle de Sobrino et al. (2007) (a, d, g), de Rivas et Carmona (2014) (b, e, h) et celle utilisant le Rg (c, f, i) durant les périodes sèche (haut), humide (milieu) et de transition (bas)

La Figure 7.7 montre pour chaque période de l'année (sèche, humide et de transition), la distribution spatiale de la moyenne temporelle de l'incertitude générée par les méthodes d'extrapolation journalière. Cette incertitude est définie comme l'intervalle de variation (Range), soit l'écart entre les valeurs minimale et maximale. A l'image de l'incertitude générée par les méthodes de bords, les patterns de plus forte incertitude sont associés aux

pixels fournissant généralement les plus fortes valeurs d' ET_d (cf. Figure 11 dans Allies et al., in press). Notons que l'incertitude générée par les méthodes d'extrapolation journalière est parfois plus conséquente que celle générée par les méthodes de bords, en particulier durant les périodes sèches et humides où l'incertitude générée par les méthodes de bords reste faible (cf. Figure 12 dans Allies et al., in press). Nous relevons ainsi des valeurs d'incertitude moyenne liée aux méthodes d'extrapolation journalière (respectivement liée aux méthodes de bords) comprise entre 0.02 et 1.45 mm.jour⁻¹ (respectivement 0.07 et 0.66 mm.jour⁻¹) durant la saison sèche, 0.17 et 1.26 mm.jour⁻¹ (respectivement 0.15 et 0.71 mm.jour⁻¹) durant la saison humide et 0.01 et 1.25 mm.jour⁻¹ (respectivement 0.17 et 2.09 mm.jour⁻¹) durant la période de transition.

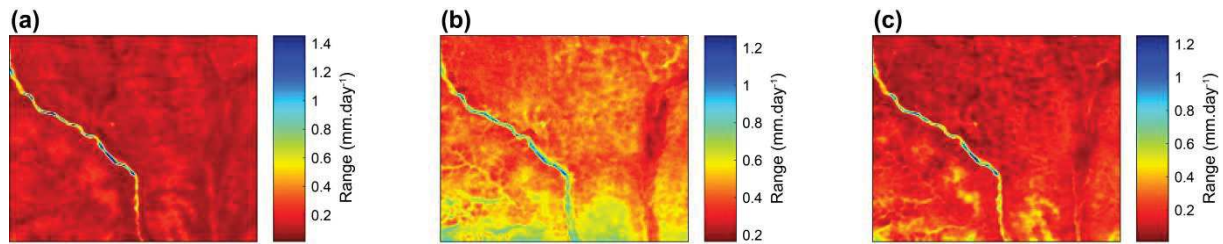


FIGURE 7.7 : Distribution spatiale de la moyenne temporelle de l'incertitude (Range) générée par les méthodes d'extrapolation journalière sur les estimations d' ET_d simulées par E3S durant la période sèche (a) humide (b) et de transition (c).

7.3. Synthèse

Les développements menés dans le cadre de cette première partie de la thèse, portaient sur la mise au point d'une méthode d'estimation de l'évapotranspiration journalière à partir de données de télédétection en contexte de Mousson Ouest Africaine. La force de la méthode développée, nommée E3S, est d'introduire un schéma de pondération *a priori* des estimations d'EVASPA-S-SEBI obtenues à partir d'un ensemble de méthodes de bords du domaine $T_s-\alpha$, en fonction du stade saisonnier des précipitations et de la croissance de la végétation. L'intervalle de variation de l'ensemble des estimations – hors celles dont le poids est nul – appelée « conditional range » est utilisé pour décrire l'incertitude épistémique associée à ces estimations. E3S inclue également un filtre qualitatif sur les températures de surface permettant d'éliminer les pixels potentiellement contaminés par des nuages qui peuvent fausser la détermination des bords du domaine $T_s-\alpha$ et causer un biais fort dans les estimations de fraction évaporative.

E3S a été appliqué sur une zone de méso-échelle au Sud-Ouest Niger à partir de 398 images MODIS à bord des plateformes TERRA et AQUA réparties sur la période 2005-2008. Les estimations d'E3S ont été évaluées à l'échelle du pixel en regard des observations acquises par le SNO AMMA-CATCH à l'échelle instantanée (heure de passage du satellite) et des simulations du modèle SiSPAT à l'échelle journalière. Cette dernière évaluation montre des valeurs de RMSE de 0.5 mm.jour^{-1} et de R^2 de 0.90 illustrant les très bonnes performances d'E3S (des résultats complémentaires d'évaluation d'E3S au pas de temps journalier en regard des observations gapfillées – selon la méthode présentée dans la section 6.2.4 – et des simulations SiSPAT par année sont présentés en Annexe E). Le schéma de pondération proposé permet par ailleurs de considérablement améliorer la représentation du cycle saisonnier de l'évapotranspiration par rapport à chaque membre de l'ensemble et à la moyenne non pondérée des estimations. Une première comparaison en termes de moyenne méso-échelle par rapport au produit global de référence GLEAM montre une très bonne adéquation. Ces résultats soulignent la pertinence de la méthode E3S pour la production d'estimations d' ET_d en Afrique de l'Ouest à moyenne résolution spatiale et encourage leur utilisation dans des schémas d'interpolation temporelle afin de fournir un produit d' ET_d en continu.

Des analyses de sensibilité complémentaires menées en plus de ces travaux montrent l'importance de la précision des champs de rayonnements incidents, en particulier le R_g , dans la qualité des estimations d' ET_d issues d'E3S. L'analyse de la sensibilité d'E3S à ses variables de forçage montre en effet que les champs de rayonnements incidents constituent la principale source d'incertitude devant l'albédo et la température de surface. La méthode permettant d'intégrer la valeur instantanée d'ET à la journée constitue également une source d'incertitude non-négligeable.

CHAPITRE 8 :

Transposition de la méthode E3S à d'autres contextes éco-climatiques ouest africains

8.1. Site du Mali

8.1.1. Implémentation de la méthode E3S

Définition de la zone d'application

La présence de surfaces d'eau libre pérennes représentatives à l'échelle du kilomètre carré constitue un prérequis à l'application de la méthode E3S, les zones immergées permettant la bonne détermination du bord humide. Le méso-site du Mali tel que défini dans le cadre du projet ALMIP2 (cf. Chapitre 6 et cadre rouge sur la Figure 8.1) ne remplit pas ces conditions préalables. Le domaine d'application de la relation $T_s-\alpha$ a en conséquence été étendu vers l'Ouest jusqu'au lac Korientze, dans le delta intérieur du fleuve Niger (Figure 8.1, cadre noir). Comme énoncé dans le Chapitre 4, le climat d'Afrique de l'Ouest suit au premier ordre un gradient latitudinal ; c'est pourquoi aucune extension du domaine n'a été envisagée selon la latitude, le risque de ne plus avoir des conditions climatiques et atmosphériques relativement homogènes dans la zone d'application devenant plus fort.

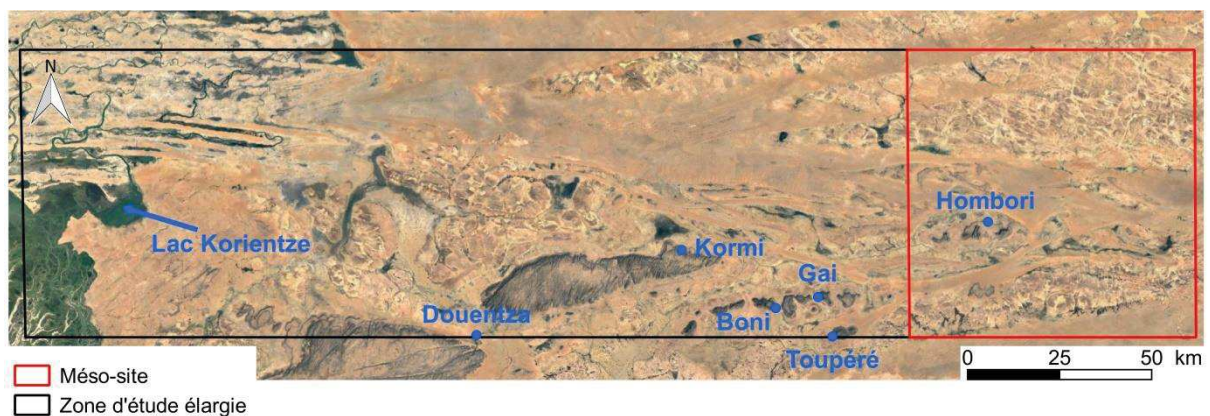


FIGURE 8.1 : Délimitation du méso-site et de la zone d'étude élargie au Mali (Fond : Google Earth, Image Landsat/Copernicus, image©2017 DigitalGlobe, image©2017 CNES/Airbus)

La zone d'étude du Mali présente également des caractéristiques topographiques nettement moins homogènes que la zone du Sud-Ouest Niger (cf. Chapitre 6). Elle comporte en effet des zones de plus forte altitude et de plus forte pente. Au sein du méso-site, seule la zone autour d'Hombori est concernée. Dans la zone d'application élargie qui vient d'être définie, d'autres massifs d'envergure prennent naissance notamment aux pieds des villages de Boni, Gai et Toupéré au Sud ; entre Kormi et Douentza plus à l'Ouest et à l'Ouest de Douentza (Figures 8.1 et 8.2).

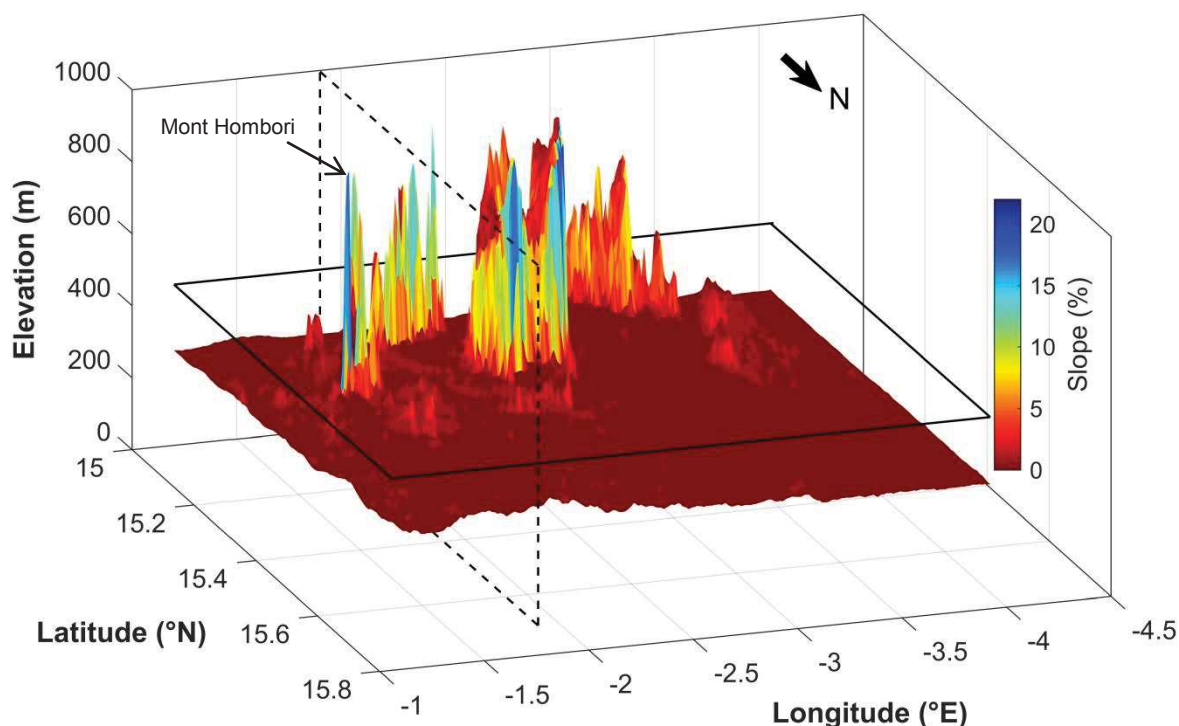


FIGURE 8.2 : Altitudes et pentes observées sur la zone d'étude élargie du Mali à la résolution MODIS (~ 1 km). Le plan vertical en pointillé représente la limite du méso-site à l'Est (à gauche sur l'image). Le plan horizontal correspond au plan 450 m d'altitude à partir duquel les pixels sont éliminés de l'analyse dans la procédure E3S (Remarque : rotation en plan de 180° par rapport à la Figure 8.1)

Zhao & Liu (2014) ont montré que la topographie induisait des erreurs importantes sur la température de surface et dans une moindre mesure l'albédo. Les auteurs ont également montré que ces erreurs altéraient considérablement les performances des méthodes contextuelles. Laxmi & Nandagiri (2014) ont quant à eux mis en évidence l'effet de l'altitude sur T_s et ont proposé une correction altimétrique selon un gradient de pression atmosphérique avant d'appliquer le Triangle T_s -VI. Les pixels associés à une forte pente et/ou à une forte altitude présentent généralement des valeurs de T_s biaisées dues soit à des effets d'ombrage du fait de la pente, soit à des effets de différentiel de pression atmosphérique du fait de l'altitude. La Figure 8.3 donne un exemple des valeurs de T_s issues du capteur MODIS à bord de TERRA en fonction de la topographie de la zone d'étude élargie durant un jour de la période sèche de l'année 2006. On peut observer un biais « froid » systématique sur les zones de massifs. Par conséquent, pour la mise en œuvre d'E3S, il a été décidé de masquer ces zones sur les images, en amont de l'application du domaine T_s - α . Pour cela, les seuils ont été définies afin d'éliminer les pixels dont la pente était supérieure ou égale à 6 % et/ou dont l'altitude était supérieure ou égale à 450 m. Comme évoqué précédemment, à l'échelle du méso-site du Mali, cette opération reste relativement marginale, et il n'a donc pas été jugé primordial de pousser les développements vers un système de correction opérationnel des effets topographiques. Un simple test a été effectué à partir de la méthode proposée par Zhao & Liu (2014), reposant sur les caractéristiques angulaires du capteur (angles zénithal et

azimutal) et les caractéristiques de la surface (pente et aspect), sans prise en compte explicite des effets altimétriques. De manière générale, ce test s'est avéré peu concluant.

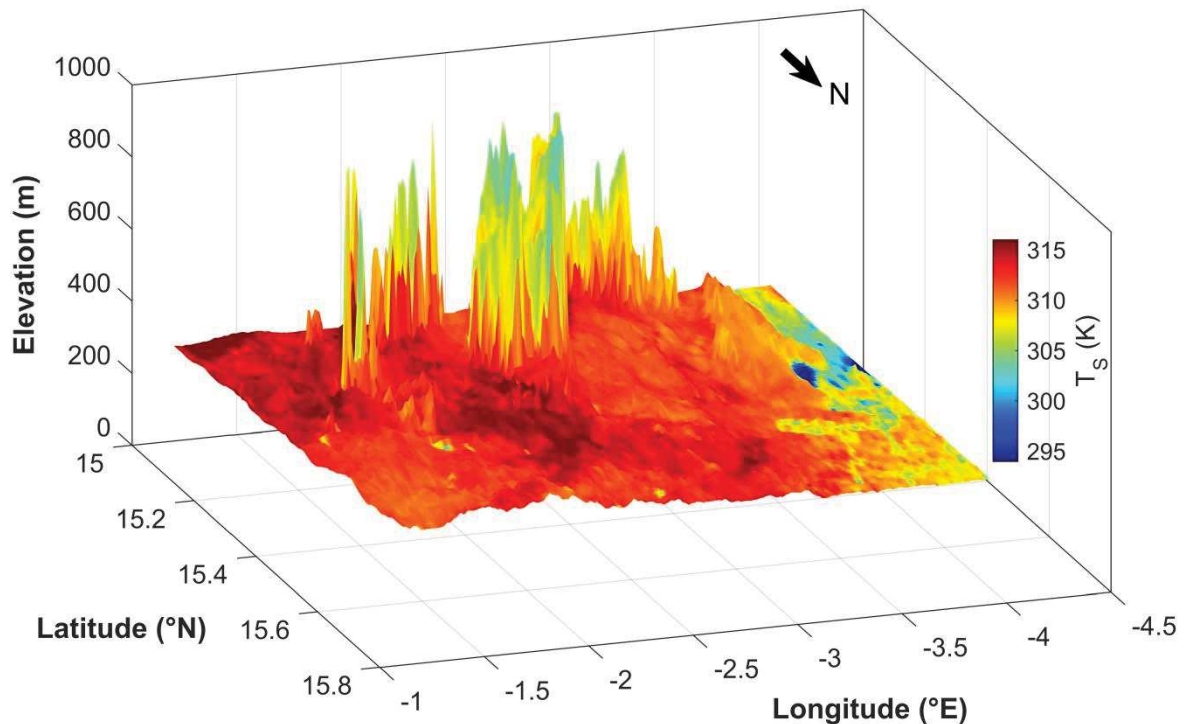


FIGURE 8.3 : Température de surface MODIS-TERRA selon l'altitude sur la zone d'étude élargie du Mali pour le 07/02/2006

Prescription des forçages radiatifs et paramétrage du coefficient Cdi (ratio Rn instantané sur Rn journalier)

De manière analogue à ce qui a été fait sur le méso-site du Sud-Ouest Niger, les champs de rayonnements solaires et atmosphériques incidents (Rg et Ra) requis pour la mise en œuvre d'E3S ont été générés de manière uniforme à partir des mesures locales collectées dans ce cas présent sur le site d'Agoufou. Les valeurs de paramètres requis dans la formulation sinusoïdale du Cdi ont quant à elle été étalonnés à partir des observations de rayonnement net (Rn) de manière analogue au site du Niger (cf. section 7.1.2). Le Tableau 8.1 documente les valeurs restituées pour chacun des différents paramètres de la formulation, et fournit aussi quelques performances de l'étalonnage aux périodes de passage des satellites TERRA (fond rouge) et AQUA (fond bleu) sur le site d'Agoufou. Il est important de souligner que les performances d'étalonnage sont nettement moins bonnes que celles obtenues sur le site du Sud-Ouest Niger (Annexe B dans Allies et al., in press), tant en termes de corrélation que de RMSE relative ($RMSE_r$).

TABLEAU 8.1 : Valeurs étalonnées des paramètres de la formulation du *Cdi* utilisées sur le site du Mali et valeurs de R^2 et de $RMSE_r$ associées. Le fond rouge indique l'intervalle contenant les heures de passage de TERRA et le bleu celui d'AQUA au-dessus du site d'Agoufou.

Heure	a_1	a_2	a_3	R^2	$RMSE_r$ (%)
8:45	0.2435	- 0.0925	59.8334	0.50	26.04
9:15	0.2022	- 0.0872	61.4270	0.58	25.45
9:45	0.1779	- 0.0806	62.3059	0.62	24.28
10:15	0.1630	- 0.0748	63.8715	0.64	23.65
10:45	0.1547	- 0.0717	65.2591	0.66	23.03
11:15	0.1507	- 0.0696	66.2337	0.66	22.65
11:45	0.1501	- 0.0687	66.1464	0.66	22.45
12:15	0.1555	- 0.0701	66.7068	0.66	22.51
12:45	0.1624	- 0.0729	65.8666	0.65	22.67
13:15	0.1748	- 0.0769	65.3842	0.65	22.51
13:45	0.1935	- 0.0808	62.7226	0.64	22.84
14:15	0.2249	- 0.0878	58.4960	0.61	23.20
14:45	0.2790	- 0.0959	50.6997	0.53	25.37
15:15	0.3794	- 0.0863	36.9731	0.39	29.37

Période d'application

E3S a été appliquée sur 4 années durant la période 2006-2010. Seules les estimations obtenues durant la période 2007-2009 sont comparées aux observations de terrain conformément à leur disponibilité. Au total, 306 images AQUA et 412 images TERRA ont pu être exploitées sur la période 2006-2010 contre respectivement 277 et 187 sur la période 2007-2009.

8.1.2. Performances d'E3S à l'échelle locale

Rayonnement net

Concernant les rayonnements nets instantanés R_n estimés par télédétection, des performances relativement satisfaisantes sont obtenues avec E3S en regard des mesures de terrain effectuées sur le site d'Agoufou (Figure 8.4). Ceci est le cas tant pour les données AQUA que pour les données TERRA. Les estimations issues de ces deux plateformes montrent cependant des différences significatives. Celles issues de TERRA fournissent des valeurs de biais et de RMSE respectivement d'environ 9 W.m^{-2} et 37 W.m^{-2} , contre respectivement environ 1 et 44 W.m^{-2} pour les estimations issues d'AQUA. Ces valeurs de RMSE sont du même ordre que celles rapportées sur le site du Sud-Ouest Niger, tandis que les valeurs de biais sont plus faibles. La source des différences observées entre les estimations issues du capteur TERRA et AQUA – à savoir un biais opposé et une valeur de R^2 plus faible pour le capteur AQUA – est à ce stade difficile à expliquer. Notons cependant que le nombre d'estimations issues du satellite AQUA (187) est nettement inférieur à celui des estimations issues du satellite TERRA (277). Les différences de performances entre les deux plateformes pourraient peut-être s'expliquer par cette différence d'effectif dans les comparaisons statistiques.

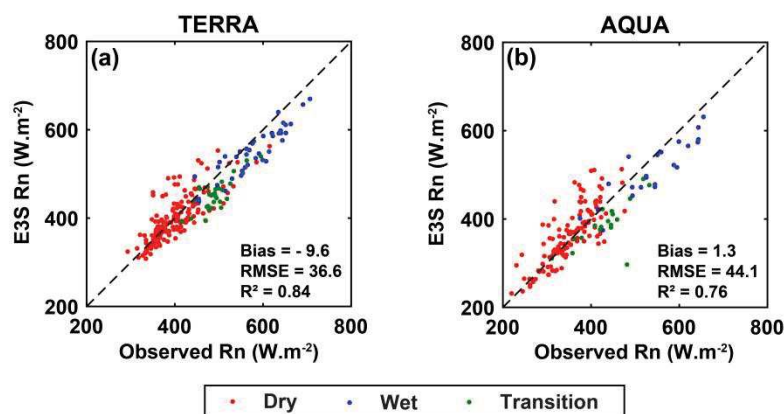


FIGURE 8.4 : Comparaison des flux R_n instantanés estimés par E3S à partir des données TERRA (a) et AQUA (b) avec ceux mesurés *in situ* sur le site d'Agoufou

A l'échelle journalière, les estimations de R_{nd} d'E3S montrent une légère sous-estimation similaire entre TERRA et AQUA (respectivement $\sim 3 \text{ W.m}^{-2}$ et $\sim 1 \text{ W.m}^{-2}$; Figure 8.5) ainsi que des valeurs de RMSE similaires (respectivement $\sim 19 \text{ W.m}^{-2}$ et $\sim 20 \text{ W.m}^{-2}$). Ces valeurs sont relativement plus élevées que celles rapportées pour le site Niger ($13\text{-}14 \text{ W.m}^{-2}$) lors de la comparaison au modèle SiSPAT. De même les valeurs de coefficient de détermination sont relativement faibles mais du même ordre pour les estimations issues des plateformes TERRA et AQUA (respectivement 0.76 et 0.75). La dégradation de corrélation observée lors du passage de l'échelle instantanée à l'échelle journalière, en particulier pour les estimations TERRA, s'explique en partie par les faibles performances obtenues lors de la calibration des paramètres du C_{di} quelle que soit l'heure de passage considérée (cf. Tableau 8.1).

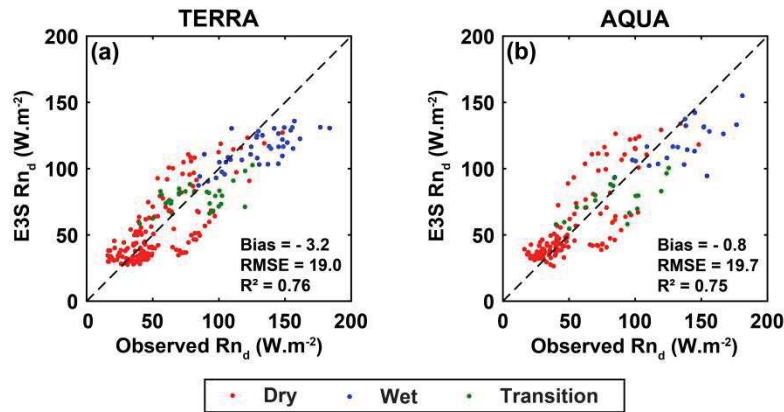


FIGURE 8.5 : Comparaison des flux Rn_d journaliers estimés par E3S à partir des données TERRA (a) et AQUA (b) avec ceux mesurés *in situ* sur le site d'Agoufou

Évapotranspiration

Concernant les estimations d'évapotranspiration journalière (ET_d), des différences significatives peuvent être observées entre celles issues de TERRA et d'AQUA (Figure 8.6). Les estimations issues du capteur AQUA présentent des valeurs de biais ($0.16 \text{ mm.jour}^{-1}$) et de RMSE ($0.57 \text{ mm.jour}^{-1}$) plus fortes que celles issues du capteur TERRA (respectivement 0.04 et $0.50 \text{ mm.jour}^{-1}$). Rappelons que les différences d'effectifs entre les deux sources de données pourraient expliquer une bonne part de ces différences. Toutefois la précision des données de température de surface n'ayant pas été analysées, il est impossible d'exclure des différences de performances des plateformes TERRA et AQUA concernant cette grandeur. A noter aussi que ces valeurs de RMSE de $0.5 - 0.6 \text{ mm.jour}^{-1}$ sont équivalentes, voire légèrement inférieures, à celles obtenues pour le flux Rn_d (i.e. $\sim 0.6 - 0.7 \text{ mm.jour}^{-1}$, après conversion de l'énergie en lame d'eau équivalente). Les valeurs obtenues de RMSE et de R^2 à partir des estimations AQUA/TERRA combinées et au regard des mesures locales sont respectivement de $0.51 \text{ mm.jour}^{-1}$ et 0.81 (Figure 8.6.c).

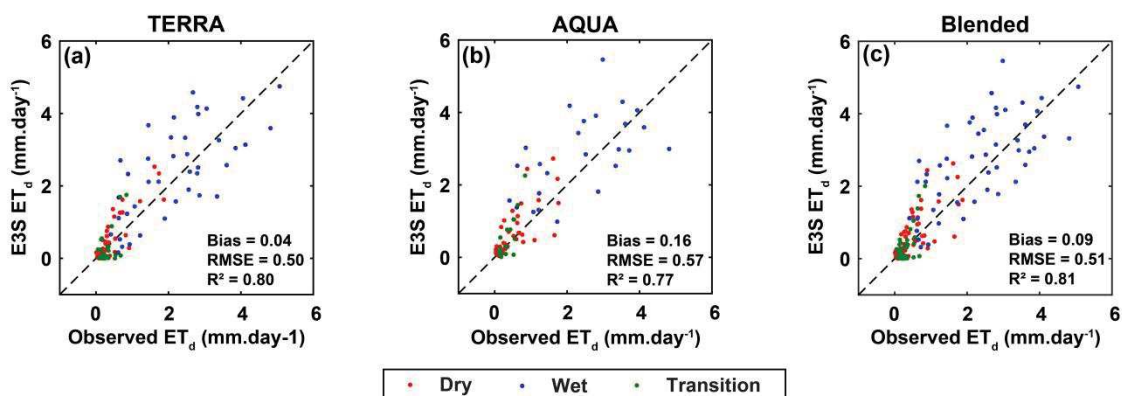


FIGURE 8.6 : ET journalières estimées par E3S à partir des données TERRA (a), AQUA (b) et des données TERRA/AQUA combinées (c) versus ET journalières mesurées *in situ* sur le site d'Agoufou

Si on compare les séries temporelles obtenues par E3S en évapotranspiration journalière pour AQUA/TERRA combinés et de son incertitude associée, avec les observations acquises sur le terrain, il s'avère intéressant de constater que la méthode E3S est tout à fait capable de restituer des estimations journalières pertinentes tout au long de la saison et sur plusieurs années, et ce malgré une surestimation observée durant la période humide de l'année 2009 (Figure 8.7.c ; des résultats complémentaires d'évaluation d'E3S au pas de temps journalier en regard des observations locales gapfillées par année sont présentés en Annexe E). Bien plus, une cause de cette surestimation serait en grande partie à mettre en relation avec une dérive temporelle des instruments d'Eddy Correlation déployés sur le site d'Agoufou (communication personnelle Laurent Kergoat, responsable des instruments « Flux » sur le site AMMA-CATCH du Mali).

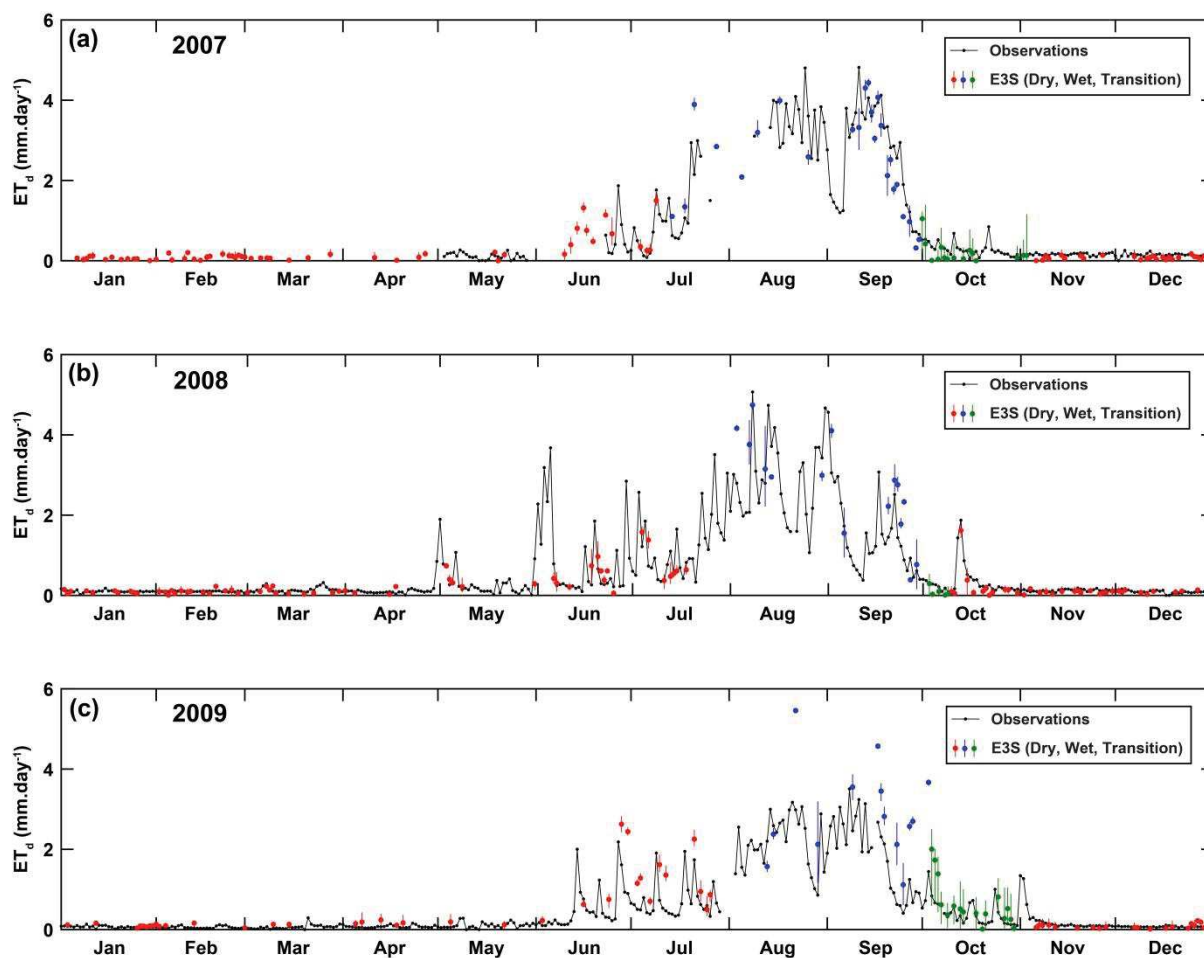


FIGURE 8.7 : ET_d simulées à partir des données TERRA/AQUA combinées versus ET_d observées sur le site d'Agoufou pour les années 2007 (a), 2008 (b) et 2009 (c). Les barres d'erreur représentent l'incertitude épistémique.

8.1.3. Analyse à méso-échelle

Distribution spatiale de l'évapotranspiration journalière

La Figure 8.8 montre des exemples de cartes d' ET_d obtenues avec E3S (AQUA/TERRA combinés) sur le méso-site du Mali, durant respectivement la saison sèche, la saison humide et la période de transition de l'année 2007. Durant la saison sèche, l'ensemble de la zone est caractérisé par de très faibles valeurs d' ET_d sauf autour des mares et autres zones en eau pérennes sur lesquelles une évapotranspiration se maintient de manière relativement importante tout au long de l'année. Durant cette même saison sèche, les zones d'affleurements rocheux dans la partie Nord du méso-site montrent de manière systématique des valeurs légèrement supérieures ($\sim 0.1 - 0.3 \text{ mm.jour}^{-1}$) aux zones plus sableuses au Sud ($\sim 0 - 0.2 \text{ mm.jour}^{-1}$).

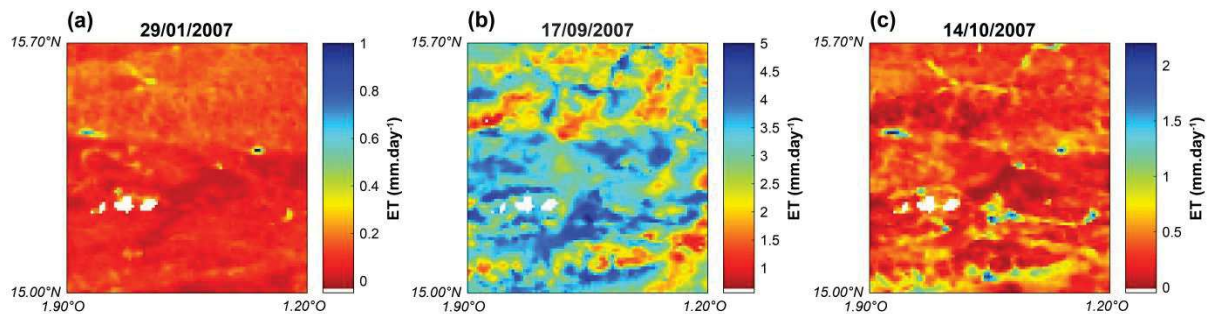


FIGURE 8.8 : Exemples de cartes d' ET_d simulées sur le site Mali par E3S pour un jour de la saison sèche (a), de la saison humide (b) et de la période de transition (c) de l'année 2007. Les pixels blancs correspondent à une absence de données.

Toutefois, ce contraste spatial Nord-Sud ne semble pas être induit par de vraies différences d'états hydriques de surface, mais plus par des différences de propriétés optiques des sols, comme en attestent les contrastes également observés sur les cartes de T_s et d'albédo (Figure 8.9). Durant la saison humide et dans une moindre mesure durant la période de transition, des contrastes spatiaux plus importants sont observables, avec notamment de très fortes valeurs d' ET_d le long des ravines et dans des bas-fonds où se forment des mares plus ou moins temporaires. Ces zones d'accumulation des eaux de pluie constituent généralement des lieux privilégiés de partage entre infiltration et évapotranspiration.

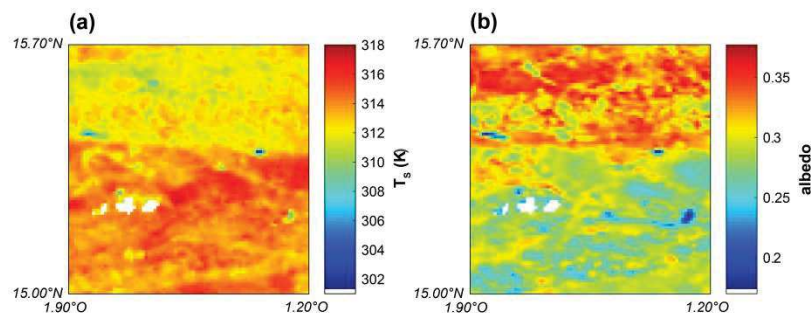


FIGURE 8.9 : Cartes de température de surface (a) et d'albédo (b) TERRA-MODIS associées aux estimations d' ET_d d'E3S pour le 29/01/2007

Le lien existant entre quantité de flux et topographie est mis en évidence par la Figure 8.10 qui superpose à la topographie du site d'étude, la moyenne d' ET_d simulée par E3S sur l'ensemble de la période d'étude (2007-2009). Ce type de figure donne un bon aperçu des zones privilégiées d'accumulation des eaux de ruissellement et de développement de la végétation vivace.

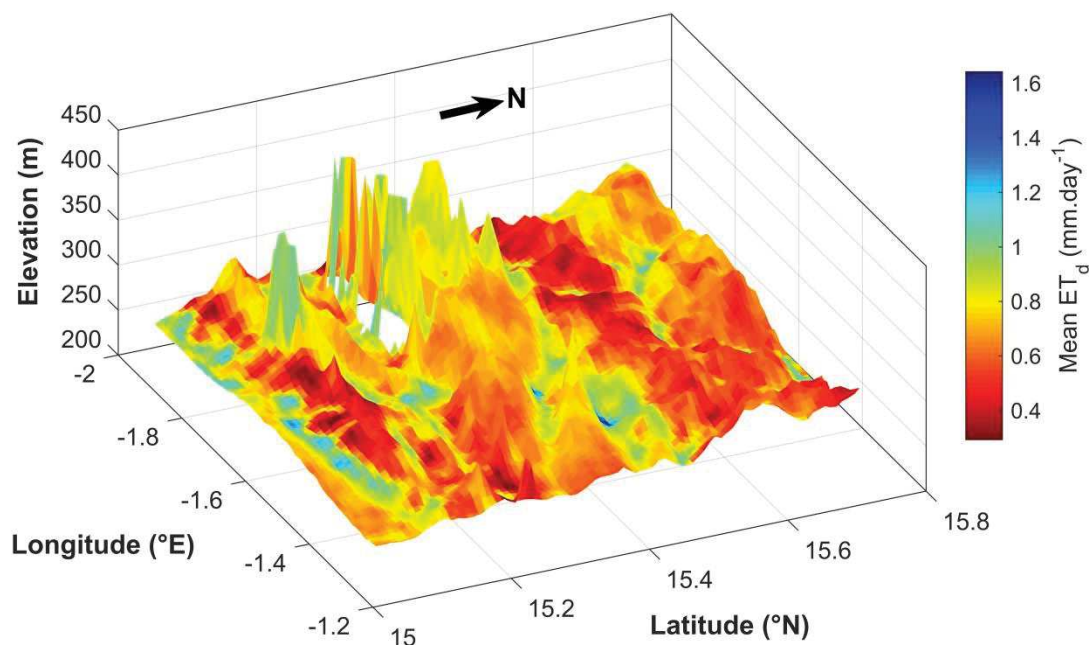


FIGURE 8.10 : Superposition de la moyenne d' ET_d simulée par E3S sur la période 2007-2009 et de la topographie sur le méso-site du Mali

Comparaison à GLEAM

De manière analogue à l'analyse faite sur le site du Sud-Ouest Niger, les estimations d' ET_d issues d'E3S (AQUA/TERRA combinés) ont été comparées aux produits GLEAM. Nous rappellerons que pour effectuer cette comparaison, les estimations d'E3S ont d'abord été ré-échantillonnées à la résolution GLEAM (0.25°). Pour cela, nous avons considéré un seuil minimum de 40% (plutôt qu'un seuil de 25% comme sur le site du Niger, compte tenu de la forte variabilité spatiale d' ET_d observée sur le méso-site malien) de pixels MODIS disponibles au sein d'un pixel GLEAM pour procéder au ré-échantillonnage. Si cette condition n'est pas remplie, le pixel à la résolution GLEAM concerné n'est pas considéré dans la comparaison. La Figure 8.11 compare ainsi les estimations d' ET_d co-géolocalisées d'E3S et de GLEAM en termes de moyenne spatiale sur le méso-site du Mali. Une bonne adéquation est obtenue avec la version 3.1a forcée par les champs de rayonnements issus des ré-analyses ERA-Interim avec un R^2 de 0.84, une RMSE de $0.38 \text{ mm.jour}^{-1}$ et un biais quasi nul. La comparaison à la version 3.1b montre en revanche une sous-estimation (biais de $-0.21 \text{ mm.jour}^{-1}$) et une RMSE de $0.50 \text{ mm.jour}^{-1}$. La corrélation entre E3S et GLEAM 3.1b reste cependant correcte avec une valeur de R^2 de 0.82.

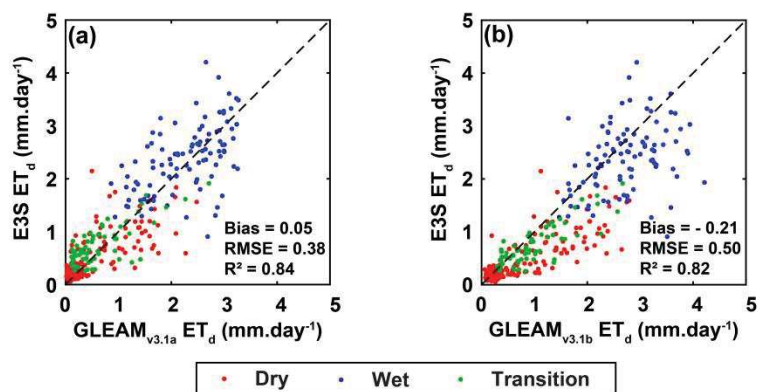


FIGURE 8.11 : Comparaison des moyennes méso-échelles d' ET_d issues d'E3S TERRA/AQUA combinés et de GLEAM version 3.1a (a) et 3.1b (b) sur le site du Mali

8.2. Site du Bénin

8.2.1. Implémentation de la méthode E3S

Définition de la zone d'application

De même que pour le site du Mali, la fenêtre du site du Bénin a été élargie longitudinalement vers l'Est pour introduire des surfaces d'eau pérennes dans la zone d'application du domaine $T_s-\alpha$, i.e. le barrage de Kainji au Nord-Est et le lac Jeba au Sud-Est (Figure 8.12). Aucun filtre topographique et/ou altimétrique n'a été appliqué sur le site du Bénin, la zone présentant une altimétrie relativement homogène (cf. Chapitre 6) et des valeurs de pente inférieures à 6 % à la résolution MODIS.

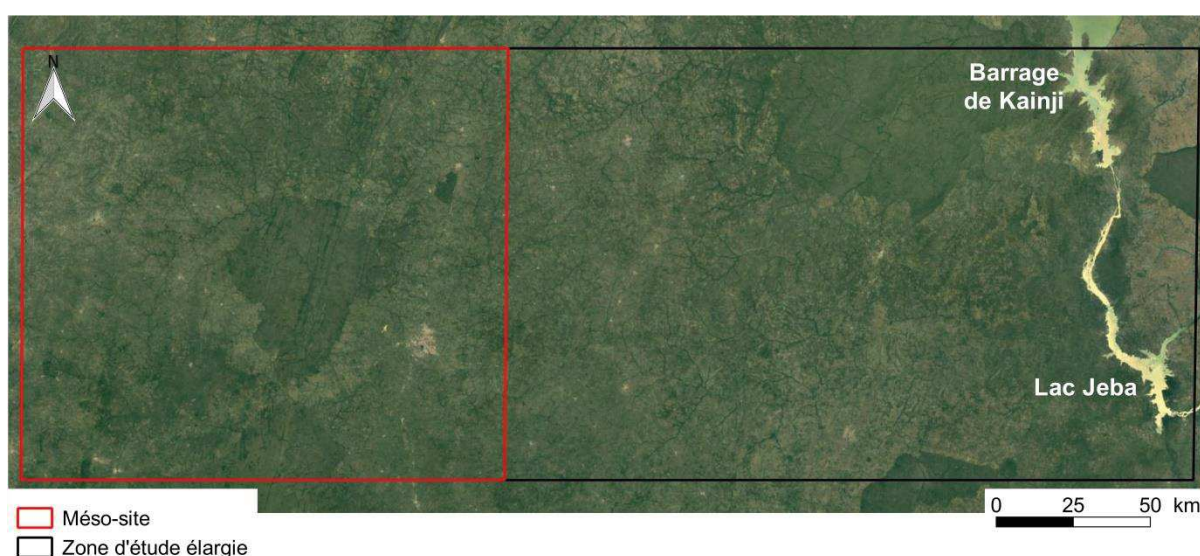


FIGURE 8.12 : Délimitation du méso-site et de la zone d'étude élargie au Bénin (Fond : Google Earth, Image Landsat/Copernicus, image©2017 DigitalGlobe, image©2017 CNES/Airbus)

Prescription des forçages radiatifs et paramétrage du coefficient Cdi (ratio Rn instantané sur Rn journalier)

A nouveau, les champs de rayonnements incidents (R_g et R_a) ont été générés de manière uniforme à partir des mesures locales. Celles acquises sur le site de Nalohou (jachère) ont été privilégiées car elles étaient plus complètes que celles acquises sur le site de Belefoungou (jeune forêt caducifoliée). Les paramètres de la formulation du Cdi ont également été étalonnés à l'aide des observations de rayonnement net réalisées sur ce même site (cf. Tableau 8.2). Sur ce site, les valeurs de R^2 rapportées sont globalement assez médiocres, même si les valeurs de $RMSE_r$ restent de bonne facture. Ces résultats plaident pour la recherche de formulations alternatives pour décrire plus précisément le Cdi en région soudanienne.

TABLEAU 8.2 : Valeurs étalonnées des paramètres de la formulation du *Cdi* utilisées sur le site du Bénin et valeurs de R^2 et de $RMSE_r$ associées. Le fond rouge indique l'intervalle contenant les heures de passage de TERRA et le bleu celui d'AQUA au-dessus du site de Nalohou.

Heure	a_1	a_2	a_3	R^2	$RMSE_r$ (%)
8:45	0.3445	- 0.0451	77.0981	0.23	16.01
9:15	0.2897	- 0.0492	72.9096	0.37	14.92
9:45	0.2564	- 0.0497	72.1964	0.44	14.86
10:15	0.2345	- 0.0464	71.5611	0.48	14.09
10:45	0.2219	- 0.0443	71.1197	0.53	12.86
11:15	0.2148	- 0.0418	68.3049	0.50	13.16
11:45	0.2130	- 0.0390	68.8592	0.44	14.11
12:15	0.2181	- 0.0406	66.1227	0.44	14..24
12:45	0.2272	- 0.0401	63.5831	0.41	14.39
13:15	0.2435	- 0.0399	62.6356	0.36	14.95
13:45	0.2677	- 0.0388	58.0923	0.26	16.61
14:15	0.3072	- 0.0409	46.3067	0.19	18.27
14:45	0.3639	0.0453	919.6811	0.01	92.50
15:15	0.5001	0.0565	551.9213	0.01	92.80

Période d'application

La méthode E3S a été appliquée sur la période 2008-2010. Compte tenu de la très forte nébulosité observée sur le méso-site, au total, seulement 103 images AQUA et 104 images TERRA ont pu être exploitées sur les 3 années de la période d'étude.

8.2.2. Performances d'E3S à l'échelle locale

Rayonnement net

La Figure 8.13 compare les rayonnements nets Rn instantané au moment du passage du satellite, estimés avec E3S à partir des données TERRA et AQUA avec les mesures *in situ* acquises sur les sites de Nalohou (Figure 8.13.a-b) et Belefoungou (Figure 8.13.c-d). Ces comparaisons montrent une très nette surestimation de E3S, conséquente à un fort biais compris entre 69 et 100 $W.m^{-2}$ et expliquant une grande part de la RMSE (77 – 105 $W.m^{-2}$). En contrepartie, les estimations issues du satellite TERRA restent relativement bien corrélées aux observations avec des valeurs de R^2 de 0.88 sur les deux sites. Les estimations issues d'AQUA montrent en revanche des valeurs plus faibles en R^2 (0.72 – 0.75). Ces différences de performance ne s'expliquent pas par des différences d'effectif. Elles demanderaient notamment d'analyser plus en détail la pertinence des données de température de surface selon l'heure de passage du satellite.

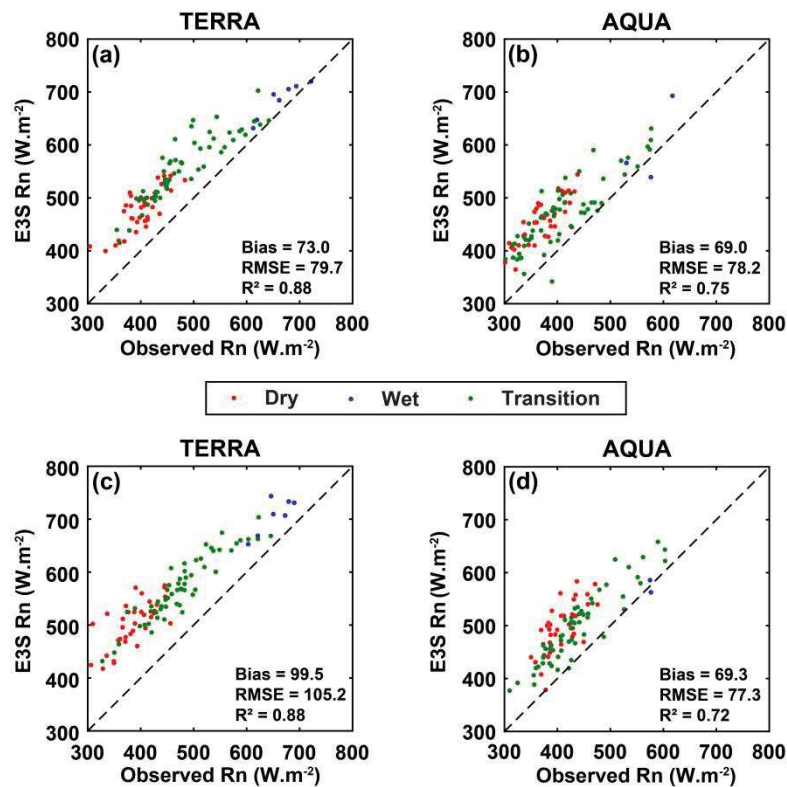


FIGURE 8.13 : Comparaison des flux Rn instantanés estimés par E3S à partir des données TERRA (a, c) et AQUA (b, d) avec ceux mesurés *in situ* sur les sites de Nalohou (haut) et de Belefoungou (bas)

Quand on passe à l'échelle journalière, les biais observés à l'échelle instantanée sont aussi propagés (Figure 8.14). Les estimations de Rn_d montrent ainsi des biais compris entre ~ 14 et $16 W.m^{-2}$ sur le site de Nalohou et ~ 26 et $32 W.m^{-2}$ sur le site de Belefoungou pour des RMSE respectivement comprises entre ~ 18 et $21 W.m^{-2}$ et ~ 28 et $34 W.m^{-2}$. Rappelons par ailleurs que les performances de calibration du Cdi sont faibles, d'autant plus aux heures de passage d'AQUA par rapport à celles de TERRA (cf. Tableau 8.3). Ceci peut introduire une

source d'erreur supplémentaire dans les estimations d' ET_d issues d'AQUA par rapport aux estimations obtenues à l'échelle instantanée.

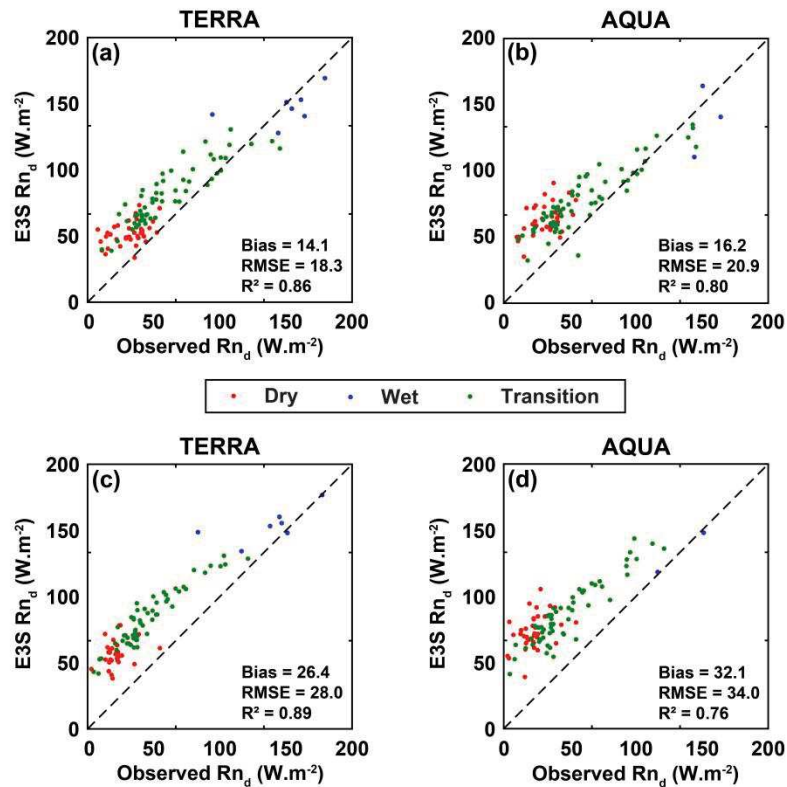


FIGURE 8.14 : Comparaison des flux de Rn_d journaliers estimés par E3S à partir des données TERRA (a, c) et AQUA (b, d) avec ceux mesurés *in situ* sur les sites de Nalohou (haut) et de Belefoungou (bas)

Évapotranspiration

Sur le site de Nalohou, les estimations d' ET_d issues de TERRA et AQUA fournissent des performances assez similaires en termes de RMSE (respectivement 0.45 et 0.42 mm.jour⁻¹) et de R^2 (respectivement 0.77 et 0.74), mais des biais différents (Figure 8.15.a-b). Les estimations issues du capteur TERRA montrent une tendance à la surestimation (biais de 0.11 mm.jour⁻¹) tandis que celles issues d'AQUA génèrent un très faible biais négatif (-0.03 mm.jour⁻¹). Les estimations issues de la combinaison AQUA/TERRA (Figure 8.15.c ; Annexe E) fournissent des performances relativement bonnes avec des valeurs de RMSE et de R^2 respectivement de 0.45 mm.jour⁻¹ et 0.74 pour un biais négligeable (0.03 mm.jour⁻¹).

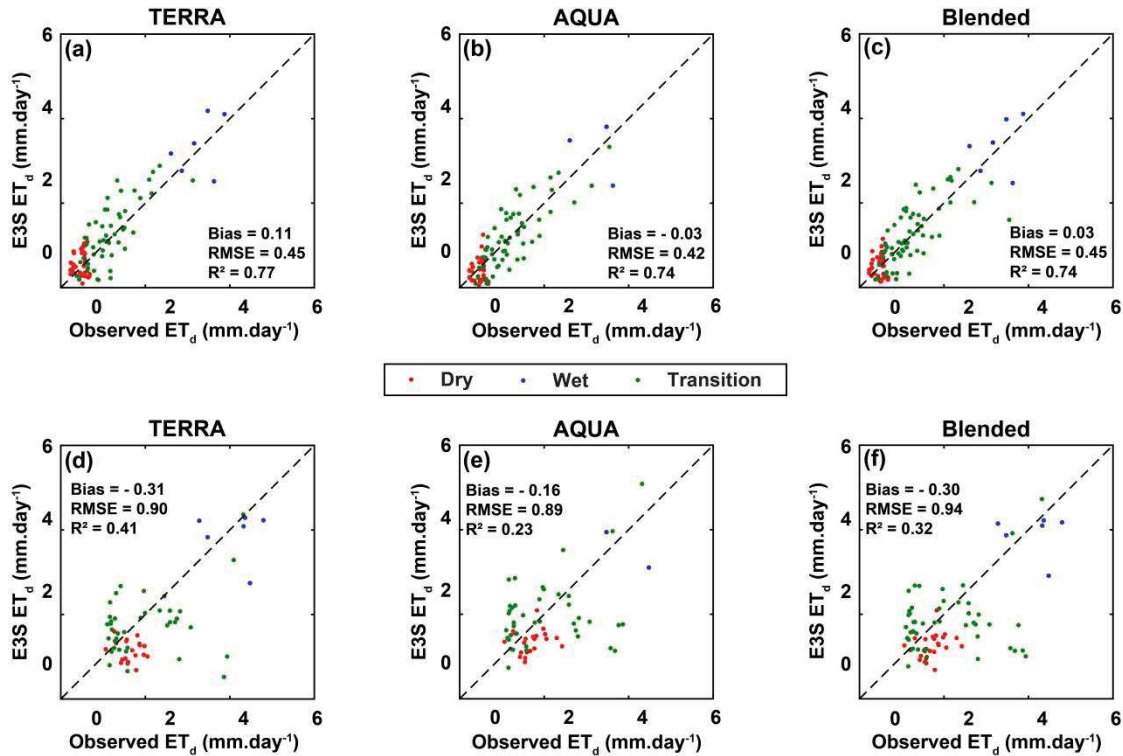


FIGURE 8.15 : ET journalières estimées par E3S à partir des données TERRA (a, d), AQUA (b, e) et des données TERRA/AQUA combinées (c, f) versus ET journalières mesurées *in situ* sur les sites de Nalohou (haut) et de Belefoungou (bas)

La Figure 8.16 (a-c) donne une illustration des séries temporelles d'ET_d (AQUA/TERRA combinés) et de son incertitude associée obtenues avec E3S sur le pixel de Nalohou en regard des observations de terrain pour respectivement les années 2008, 2009 et 2010. Du fait de l'enneigement, les images satellites ne sont disponibles que sur une petite période de l'année, entre novembre et février durant la saison sèche. Fort heureusement, la majeure partie des stress hydriques interviennent durant cette phase, avec à l'inverse des valeurs d'ET souvent à leur niveau potentiel en saison des pluies. La saison de transition de l'année 2008 est particulièrement intéressante, avec un pic d'évapotranspiration observée à la fin du mois de novembre *a priori* généré par un épisode pluvieux tardif, et qui semble être bien capté par E3S.

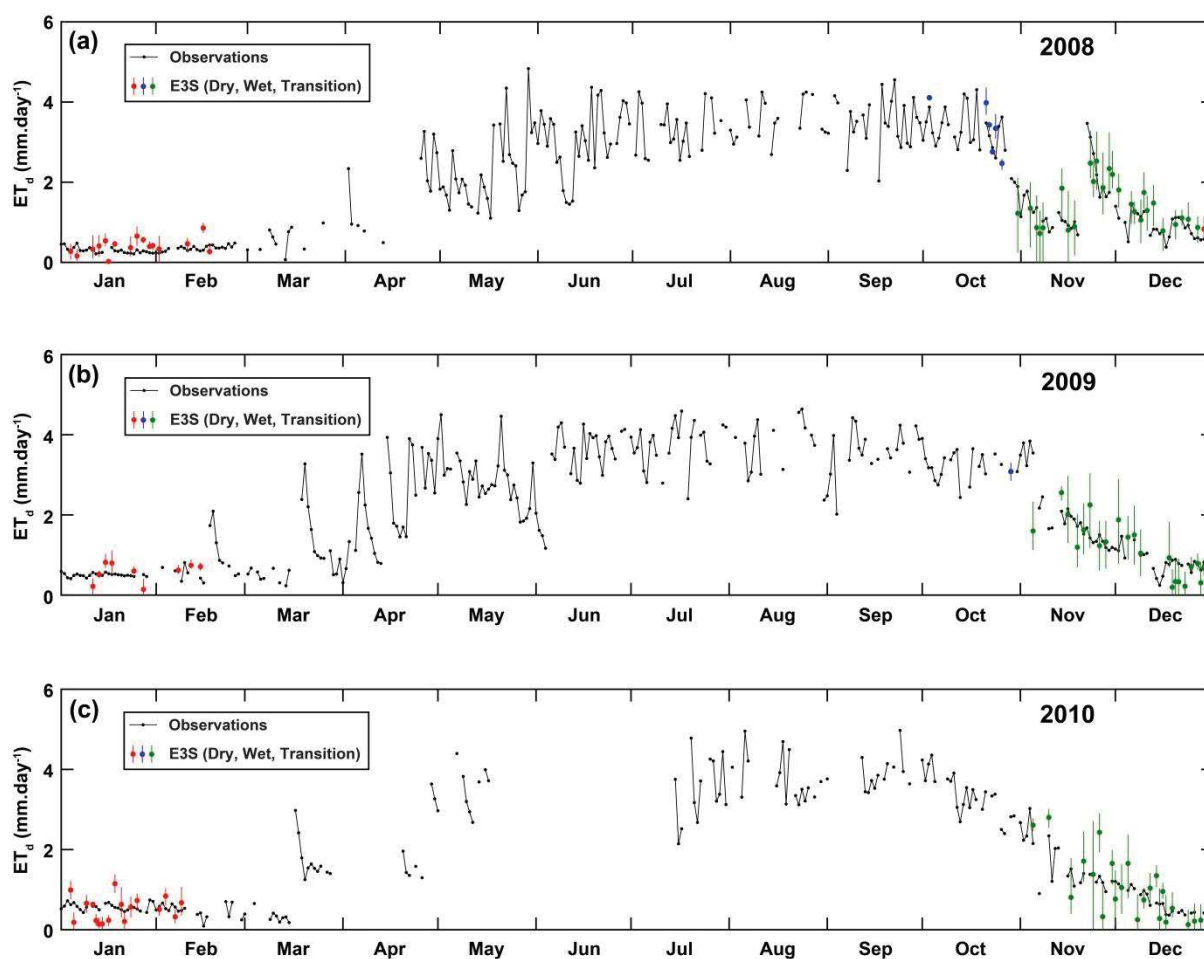


FIGURE 8.16 : ET_d simulées à partir des données TERRA/AQUA combinées versus ET_d observées sur le site de Nalohou pour les années 2008 (a), 2009 (b) et 2010 (c). Les barres d'erreur représentent l'incertitude épistémique.

Sur le site de Belefoungou, les estimations d' ET_d d'E3S fournissent des performances nettement moins satisfaisantes (Figure 8.15.d-f). La comparaison aux mesures locales montre, pour les estimations issues respectivement de TERRA et AQUA, des valeurs de RMSE de 0.90 et 0.89 mm.jour⁻¹ et des valeurs de R^2 de 0.41 et 0.23. Ces comparaisons montrent par ailleurs une tendance globale à la sous-estimation plus marquée dans le cas de TERRA qu'AQUA (biais de - 0.31 mm.jour⁻¹ pour TERRA contre - 0.16 mm.jour⁻¹ pour AQUA). Finalement, les valeurs de RMSE et de R^2 obtenues en regard des mesures locales à partir des estimations AQUA/TERRA combinées d' ET_d sont respectivement de - 0.30 mm.jour⁻¹ et 0.32 (Figure 8.15.f). La Figure 8.17 (a-c) montre des séries temporelles d' ET_d (AQUA/TERRA combinés) et de son incertitude associée obtenues avec E3S sur le pixel de Belefoungou en regard des mesures *in situ* pour respectivement les années 2008, 2009 et 2010. Nous observons que le biais négatif mis en avant par la Figure 8.15.f est essentiellement provoqué par une sous-estimation quasi-systématique en période sèche et en début de période de transition. Les quelques estimations obtenues en saison humide et celles obtenues en fin de saison de transition sont en revanche plus en adéquation avec les observations locales.

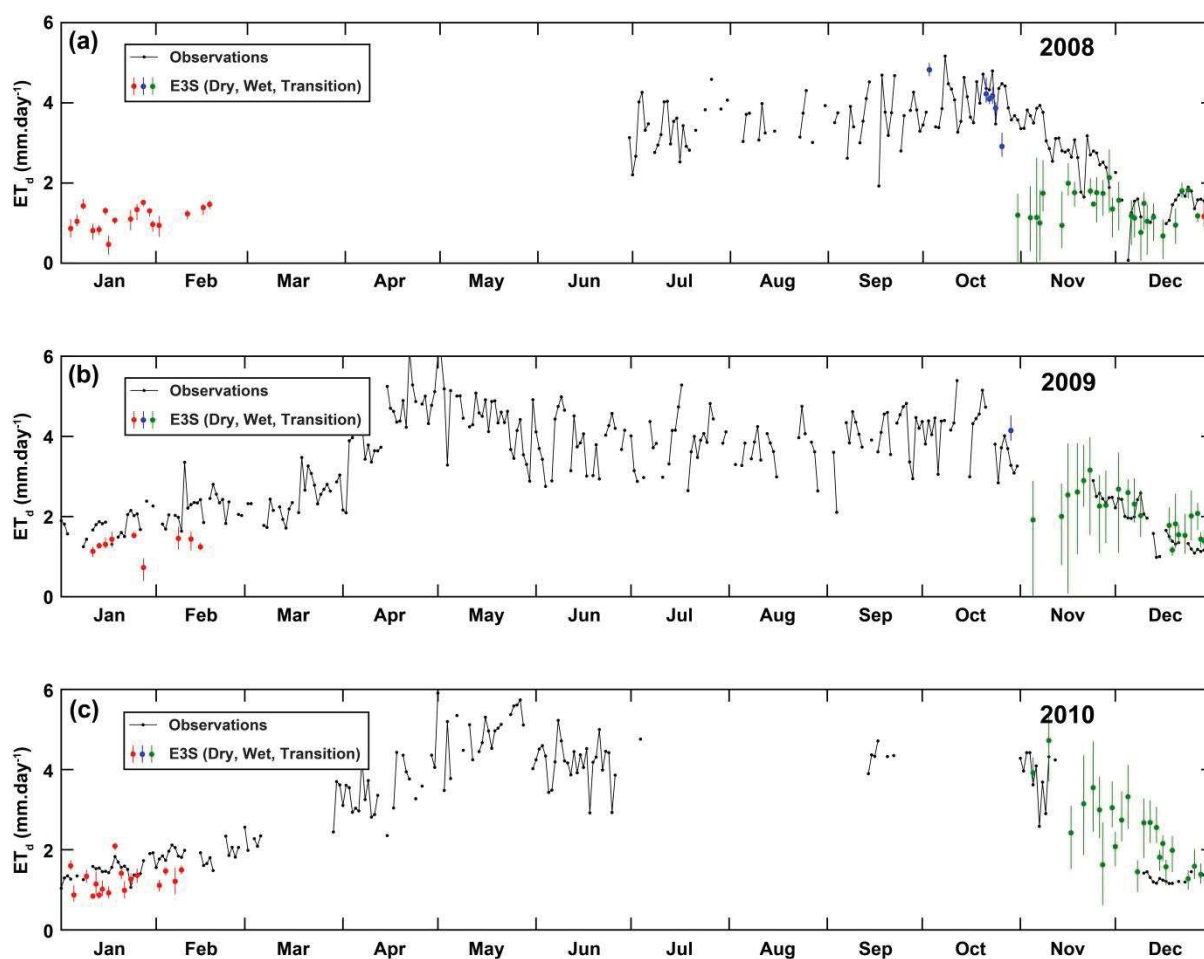


FIGURE 8.17 : ET_d simulées à partir des données TERRA/AQUA combinées versus ET_d observées sur le site de Belefongou pour les années 2008 (a), 2009 (b) et 2010 (c). Les barres d'erreur représentent l'incertitude épistémique.

8.2.3. Analyse à méso-échelle

Distribution spatiale de l'évapotranspiration journalière

La Figure 8.18 (a-c) montre trois exemples de cartes d' ET_d simulées par E3S (AQUA/TERRA combinés) sur le méso-site du Bénin durant l'année 2008. Durant la saison sèche (Figure 8.18.a), les zones fortement anthropisées, essentiellement occupées par des cultures, autours des villes de Djougou au Nord-Ouest, Ndali et Ina au Nord-Est et Parakou au Sud-Est, sont caractérisées par des valeurs d' ET_d faibles souvent inférieures à 1 mm.jour^{-1} . A l'inverse, les plus fortes valeurs d' ET_d sont observées sur les zones de forêts denses de feuillus au Sud-Ouest, qui montrent des valeurs fréquemment supérieures à 2 mm.jour^{-1} . Durant la saison humide (Figure 8.18.b), l'ensemble de la zone est caractérisé par de fortes évapotranspirations. Seuls les centres urbains de Djougou (Nord-Ouest) et Parakou (Sud-Est) ressortent comme des « points chauds » où l' ET_d reste inférieure à $\sim 1 \text{ mm.jour}^{-1}$. La zone Nord-Ouest, qui comprend notamment le bassin de la Donga, montre dans son ensemble des valeurs d' ET_d inférieures (entre 1 et 4 mm.jour^{-1}) à celles observées sur le reste du méso-site (entre 3 et 6 mm.jour^{-1}). Durant la période de transition (Figure 8.18.c) nous observons à

nouveau un fort contraste de valeurs d' ET_d entre les zones de cultures à faibles ET_d et les zones de forêts ouvertes au centre (Forêt de l'Ouémé Supérieur) et plus dense au Sud-Ouest, où les valeurs d' ET_d restent fortes.

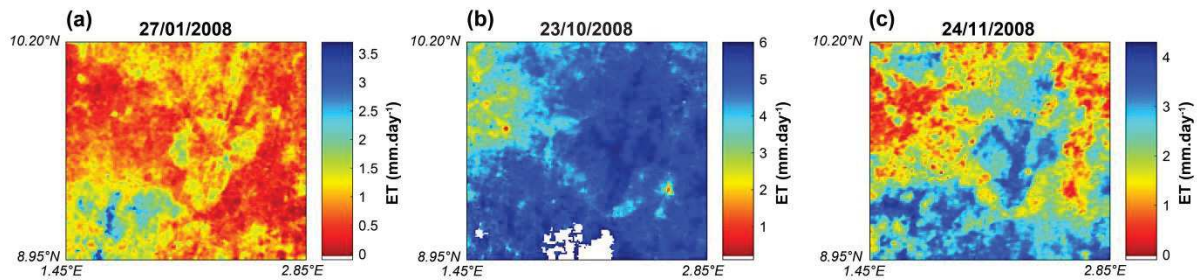


FIGURE 8.18: Exemples de cartes d' ET_d simulées sur le site Bénin par E3S pour un jour de la saison sèche (a), de la saison humide (b) et de la période de transition (c). Les pixels blancs correspondent à une absence de données.

Comparaison à GLEAM

Comme pour les deux sites sahéliens du Niger et du Mali, les estimations d' ET_d issues d'E3S (AQUA/TERRA combinés) ont été comparés aux produits GLEAM. Après co-localisation des estimations E3S et GLEAM, comme explicité dans la Section 8.1.3, la Figure 8.19 compare les estimations d' ET_d d'E3S et de GLEAM en termes de moyenne spatiale sur le méso-site du Bénin. Les estimations d'E3S sont en bonne adéquation avec les deux versions du produit GLEAM. Cette comparaison montre des valeurs de RMSE de l'ordre de 0.5 mm.jour^{-1} et de R^2 de 0.80. Ces résultats qui contrastent un peu avec les résultats obtenus lors des comparaisons aux observations locales sont encourageants quant au déploiement d'E3S en zone soudanienne. La forte nébulosité qui caractérise la région reste cependant un frein important et limite notamment notre champ d'action concernant la mise en place de méthode d'interpolation temporelle. Ce dernier point sera abordé plus en détail dans les Chapitres 9 et 10.

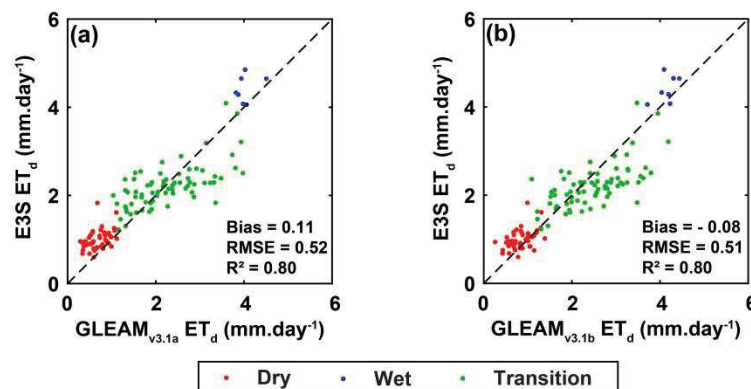


FIGURE 8.19 : Comparaison des moyennes méso-échelles d' ET_d issues d'E3S TERRA/AQUA combiné et de GLEAM version 3.1a (a) et 3.1b (b) sur le site du Bénin

8.3. Synthèse

La transposition d'E3S sur le site du Mali, a permis de mettre en lumière les effets topographiques sur la température de surface. Ces derniers perturbent la détermination du bord humide du domaine $T_s-\alpha$ pouvant générer des biais importants sur les valeurs d' ET_d qui en résultent. Pour l'heure, un filtrage basique (élimination des pixels au-dessus d'un seuil de pente et d'altitude) a été proposé. A l'avenir, si une application d'E3S doit être envisagée sur des zones nettement plus vallonnées, des méthodes de corrections topographiques plus complexes, tenant compte notamment des caractéristiques angulaires du capteur, de celles de la surface et du gradient altimétrique, devront être mises en œuvre.

Les performances d'E3S sur le site du Mali sont globalement satisfaisantes et relativement comparables à celles obtenues sur le site du Sud-Ouest Niger. Comparées aux mesures locales acquises sur le site de savane herbeuse d'Agoufou, les estimations d' ET_d d'E3S (estimations AQUA/TERRA combinées) montrent des valeurs de RMSE et de R^2 respectivement de ~ 0.5 mm.jour⁻¹ et 0.81. Des pistes d'amélioration de ces performances sont à creuser du côté des estimations du Rn journalier ; la comparaison de ces dernières aux observations de terrain révélant de fortes valeurs de RMSE ($\sim 19 - 20$ W.m⁻²). Ces dernières sont à mettre en relation avec les faibles performances en étalonnage du Cdi sur le site malien qui doivent inciter à rechercher des formulations alternatives, voire d'autres méthodes d'extrapolation journalière. Les comparaisons effectuées avec le produit global GLEAM en termes de moyenne spatiale à méso-échelle montrent une très bonne adéquation entre E3S et GLEAM, en particulier la version 3.1a forcée par les ré-analyses ERA-Interim et les précipitations MSWEP¹. Cette dernière comparaison montre des valeurs de RMSE et de R^2 respectivement de ~ 0.4 mm.jour⁻¹ et 0.84 pour un biais relativement négligeable (~ 0.05 mm.jour⁻¹). Ces résultats confirment les potentialités d'E3S pour la mise en œuvre d'une chaîne de production d' ET_d en continu au Sahel. Ceci est d'autant plus vrai que la résolution kilométrique conférée aux estimations d'E3S par le capteur MODIS, a permis de mettre en exergue la forte hétérogénéité spatiale des flux d'ET sur le méso-site du Mali. Les cartographies d' ET_d présentées dans ce chapitre soulignent en effet les forts contrastes existants entre lignes de crêtes faiblement évapotranspirantes, et les zones de bas-fonds fortement évapotranspirantes.

Sur le site du Bénin, les performances d'E3S sont nettement plus mitigées. Comparés aux mesures de terrain, les estimations de Rn montrent une forte surestimation systématique et ceci aussi bien à l'échelle instantanée que journalière et quel que soit la plateforme considérée (TERRA ou AQUA). Toutefois les bonnes valeurs de corrélation rapportées à l'échelle journalière ($R^2 \geq 0.72$ pour AQUA et $R^2 \geq 0.86$ pour TERRA) nous laissent penser que ce biais systématique peut potentiellement être corrigé. La comparaison des estimations d' ET_d d'E3S par rapport aux observations sur le site de jachère de Nalohou montre des performances qui restent acceptables avec des valeurs de RMSE et de R^2 respectivement de ~ 0.5 mm.jour⁻¹ et 0.74 pour un biais négligeable (pour les estimations AQUA/TERRA combinés). En revanche la comparaison aux mesures acquises sur le site de forêt de Belefoungou révèle des performances nettement moins bonnes avec des valeurs de RMSE et de R^2 respectivement de

¹ Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation

$\sim 0.94 \text{ mm.jour}^{-1}$ et 0.32. Ces résultats donnent à penser que la pondération des méthodes de bords telle qu'elle est faite actuellement dans E3S, ne permet pas de la transposer de façon optimale en région soudano-guinéenne. Sous ce type de climat plus humide, la détermination du bord sec est délicate aussi bien en période humide qu'en période sèche. En période sèche, sous ces latitudes, la végétation naturelle reste développée et seules les zones anthropisées peuvent être supposées comme réellement « sèches » mais peuvent n'être pas en superficie suffisante pour correctement décrire le bord sec. En saison humide, les événements pluvieux sont extrêmement fréquents et relativement bien répartis spatialement. Il est alors difficile de déterminer un maximum de T_s qui soit réellement représentatif du bord sec.

Bien plus, sur ce méso-site, il est probable que les conditions d'application requises par les méthodes contextuelles telles qu'E3S ne sont pas totalement remplies. Plus particulièrement, l'hypothèse que les variations de T_s dans l'image sont uniquement dues à des variations d'état hydrique n'est potentiellement pas satisfaite. En effet, sur de tels sites où les variations de couverts sont importantes, avec notamment l'alternance de couverts forestiers et de zones plus anthropisées, les variations de rugosité de surface sont importantes et peuvent donc engendrer de fortes variations de T_s qui ne sont pas expliquées par des variations d'état hydrique. Toutefois, la comparaison à GLEAM à méso-échelle montre une bonne adéquation entre E3S et GLEAM en termes de moyenne spatiale (RMSE = $\sim 0.5 \text{ mm.jour}^{-1}$ et $R^2 = 0.80$ pour les deux versions de GLEAM). Ces résultats restent encourageants concernant le déploiement d'E3S en région soudanienne, mais la proposition de schémas de pondération alternatifs devra faire l'objet d'une réflexion. Enfin, le fort taux d'enneigement observé en région soudanienne limite considérablement le nombre d'estimations d' ET_d disponibles et ne facilite pas la mise en place de schéma d'interpolation temporelle pour aller vers un produit d' ET_d en continu.

CHAPITRE 9 :

Interpolation et méthodes de reconstruction temporelle

9.1. Introduction

Les applications de la méthode contextuelle E3S effectuées dans les deux chapitres précédents ont montré qu'il était possible d'estimer l'ET journalière à partir de la télédétection sur des zones éco-climatiques ouest africaines contrastées, ouvrant par la même occasion des perspectives intéressantes vis-à-vis de son application sur de plus larges étendues en Afrique de l'Ouest. Toutefois, la mise en œuvre de la méthode a aussi révélé que, quel que soit le site d'application et malgré la fréquence de revisite journalière des satellites TERRA et AQUA, les conditions d'acquisition des images (angle de visée trop important) et les problèmes d'ennuage induisaient des lacunes fréquentes dans les séries d'ET générées. L'ennuage constitue de ce point de vue un point critique pour l'application opérationnelle de la méthode en Afrique de l'Ouest, cette région étant régie par un régime de mousson caractérisé par des systèmes convectifs de méso-échelle qui rendent inexploitable une grande partie des images IRT acquises durant la saison des pluies.

Le second volet des développements méthodologiques menés dans ces travaux a donc été consacré à la mise en œuvre de méthode de reconstitution de séries d'ET journalière entre deux dates d'estimation. Malgré la mise en avant dans la littérature des intérêts et enjeux associés à la mise en œuvre de telles méthodes de reconstruction, peu de travaux internationaux sont encore menés sur ce sujet (Alfieri et al., 2017). Dans cette voie, la méthode la plus classiquement utilisée repose sur une simple interpolation linéaire du rapport entre l'ET et un support d'interpolation de valeur connue entre deux dates d'acquisition. Le plus souvent, le support d'interpolation utilisé est le rayonnement global (Gallego-Elvira et al., 2013) ou l'ET₀ (Cammalleri et al., 2013), qui restent deux variables relativement faciles d'accès. Mais de manière plus générale, le support d'interpolation doit être susceptible de renseigner sur l'évolution des contraintes imposées aux processus évapotranspiratoires entre deux dates d'acquisition. Ces contraintes sont essentiellement de deux types : radiative (énergie disponible) et hydrique (stock d'eau disponible pour les plantes et l'évaporation depuis les sols). Or, la plupart des supports utilisés jusqu'à présent n'apportent des informations que sur la contrainte énergétique, à laquelle s'ajoute la demande évaporatoire atmosphérique dans le cas de support tel que l'ET₀. De plus certaines méthodes d'interpolation utilisent des fonctions intégrant une profondeur temporelle plus grande et permettent ainsi de considérer un plus grand nombre de dates dans la procédure d'interpolation (fonctions de type « spline » par exemple) ; ce qui peut intuitivement être supposé bénéfique pour de longues périodes de revisite.

L'étude d'Alfieri et al. (2017) est, à notre connaissance, la seule étude ayant comparé diverses méthodes d'interpolation combinées à divers supports d'interpolation. Notons par

ailleurs, qu'une étude semblable, est en cours au Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère (CESBIO) de Toulouse sur la base de données de terrain issues de différents tours à flux sur des régions contrastées (travaux pilotés par Emilie Delogu et Gilles Boulet). Alfieri et al. (2017) ont comparé 5 supports d'interpolation (rayonnement global R_g , rayonnement extraterrestre R_{ex} , énergie disponible $Rn-G$, évapotranspiration de références ET_0 , ET à l'équilibre¹) croisés avec 3 méthodes d'interpolation (la méthode linéaire et deux méthodes spline) sur 20 sites locaux étatsuniens du réseau AmeriFlux. Les auteurs ont montré que les méthodes d'interpolation plus complexes (fonctions spline) avaient tendance à dégrader les performances de l'interpolation comparativement à une méthode linéaire, et ce quel que soit le support considéré. Ils ont en outre souligné que l'intérêt de procéder à une interpolation temporelle restait limité à des intervalles de revisite courts (compris entre 4 et 8 jours selon les supports et les sites), en particulier pour les sites présentant des quantités de flux importantes (i.e. forêts et cultures). Pour des intervalles de revisite de moins de 6 jours, les auteurs n'ont pas constaté de différences significatives entre les supports d'interpolation. En revanche, pour des intervalles plus longs, les supports intégrant le rayonnement net fournissaient de meilleures performances. Néanmoins, cette variable n'est pas facilement accessible pour des applications spatialisées car elle dépend de la température de surface et ne peut donc être théoriquement obtenue qu'à la même fréquence que les estimations d'ET. A défaut, elle peut être issue de modèles globaux ou de ré-analyses sur des grilles à basse résolution spatiale ; ce qui limite fortement la cohérence entre l'information contenue dans les variations temporelles du produit Rn considéré et les variations réelles de l'ET à haute ou moyenne résolution. Par ailleurs, les supports basés sur l'énergie disponible ne permettent pas forcément de capter les variations de l'ET pouvant être induits par des phénomènes intervenant très classiquement entre deux passages du satellite, comme par exemple lors d'un épisode de stress hydrique de la végétation ou inversement les jours suivant un événement pluvieux. Ce dernier point est d'ailleurs particulièrement critique au Sahel où la période de ressuyage des sols est courte et la réponse de la surface brutale après chaque événement pluvieux (Lohou et al., 2014). A cet égard, les précipitations constituent une variable largement sous-exploitée dans les procédures d'interpolation actuelles. Les techniques de désagrégation ou de fusion de données spécifiques à l'ET (Cammalleri et al., 2013, 2014a) sont également d'un grand intérêt car elles permettent de combiner l'information temporelle d'un produit à basse résolution à l'information spatiale d'un produit à haute résolution.

Dans le but de définir une stratégie d'interpolation de données ET journalière capable de combler efficacement les séries générées par E3S sur les sites ouest-africains, deux grandes voies méthodologiques ont ainsi été étudiées dans ce travail :

- des méthodes d'interpolation que l'on qualifiera de « classiques », c'est-à-dire l'interpolation d'un rapport entre l'ET et un support d'interpolation connu (Section 9.2) ;
- des méthodes plus élaborées de reconstruction de séries continues d'ET basées sur un algorithme de fusion de données (Section 9.3).

¹ soit $Rn-G(\Delta/\Delta+\gamma)$

9.2. Méthodes d'interpolation classiques : étude de cas synthétiques à partir des mesures *in situ*

9.2.1. Description de la méthode d'interpolation

La méthode classiquement utilisée consiste à interpoler le rapport entre l'ET et un support d'interpolation facilement accessible. Suivant ce principe, 15 supports (cf. Tableau 9.1) ainsi que trois techniques d'interpolation (linéaire, spline cubique et spline cubique de Hermite notée PCHIP pour « Piecewise Cubic Hermite Interpolating Polynomial » en anglais) ont été testés dans ce travail. Ces trois techniques d'interpolation sont toutes dites par morceaux, c'est-à-dire que pour une suite de données $f(t_i)$ aux instants $t_1 < t_2 < \dots < t_n$ à interpoler, on calcule sur chaque intervalle $[t_i, t_{i+1}]$ le polynôme P de degrés divers selon la fonction considérée, qui vérifie $P(t_i) = f(t_i)$ et $P(t_{i+1}) = f(t_{i+1})$. L'interpolation linéaire utilise un polynôme du premier degré de sorte que la valeur linéairement interpolée f_L au temps t est déterminée par :

$$f_L(t) = f_i + (t_{i+1} - t_i)s_i h_i(t) \quad (9.1)$$

où $f_i = f(t_i)$, s_i est la pente de la droite entre f_i et f_{i+1} définie par :

$$s_i = \frac{f_{i+1} - f_i}{t_{i+1} - t_i} \quad (9.2)$$

et $h_i(t)$ est le temps normalisé défini par :

$$h_i(t) = \frac{t - t_i}{t_{i+1} - t_i} \quad (9.3)$$

L'interpolation spline cubique utilise un polynôme du troisième degré de sorte que la valeur interpolée f_S au temps t est déterminé par :

$$f_S(t) = f_i + a_i[(t_{i+1} - t_i)h_i]^3 + b_i[(t_{i+1} - t_i)h_i]^2 + c_i[(t_{i+1} - t_i)h_i(t)] \quad (9.4)$$

où a_i , b_i et c_i sont les paramètres de la fonction spline.

Enfin l'interpolation spline cubique de Hermite est définie par :

$$\begin{aligned} f_H(t) = & (2h_i(t)^3 - 3h_i(t)^2 + 1)f_i + (-2h_i(t)^3 - 3h_i(t)^2)f_{i+1} \\ & + (h_i(t)^2 - 2h_i(t) + 1)(t_{i+1} - t_i)S_i \\ & + h_i(t)(h_i(t)^2 - h_i(t))(t_{i+1} - t_i)S_{i+1} \end{aligned} \quad (9.5)$$

où S_i est la pente de la courbe au temps t_i telle que :

$$S_i = \frac{1}{2} \left(\frac{f_{i+1} - f_i}{t_{i+1} - t_i} + \frac{f_i - f_{i+1}}{t_i - t_{i+1}} \right) \quad (9.6)$$

TABLEAU 9.1 : Description des supports d'interpolation utilisés

Supports	Symbole	Formule	Paramétrage	Référence
Rayonnement global	Rg			
Rayonnement extraterrestre	Rex			
Inverse du déficit de vapeur à saturation	$1/VPD$			
Rapport Rg (équivalent de lame d'eau) sur VPD	$Rg/(L.VPD)$			
Rayonnement net FAO	Rn_{FAO}	$Rn = Rn_s - Rn_l$	$Rn_s = (1 - 0.23)Rg$ $Rs_0 = (0.75 + 2.10^{-5}z)Rex$ $f_{cd} = 1.35 \frac{Rg}{Rs_0} - 0.35$ $Rn_l = 4.901.10^{-9} f_{cd} (0.34 - 0.14\sqrt{e_a})$ $\times \left[\frac{(T_{max} + 273.16)^4 + (T_{min} + 273.16)^4}{2} \right]$	Allen et al. (1998)
Energie disponible issu de NCEP-NCAR	A_{NCEP}			Kalnay et al. (1996)
ETP Makkink	PET_{Mak}	$0.61 \frac{\Delta Rg}{L(\Delta + \gamma)} - 0.12$	$\Delta = \frac{2503 \exp\left(\frac{17.27T_{mean}}{T_{mean} + 237.3}\right)}{(T_{mean} + 237.3)^2}$ $\gamma = 0.000665P$	Makkin (1957)
ETP Hargreaves Samani	PET_{HS}	$0.0023Rex (T_{max} - T_{min})^{0.5} (T_{mean} + 17.8)$		Hargreaves & Samani (1985)
ETP Turc	PET_{Tur}	$(0.3107Rg + 0.65) \frac{a_T T_{mean}}{T_{mean} + 15}$	$a_T = 1 + \frac{50 - RH_{mean}}{70}$ if $RH_{mean} < 50$ $a_T = 1$ if $RH_{mean} > 50$	Turc (1961)
ETP FAO Radiative method	PET_{F24R}	$-0.3 + B \frac{\Delta Rg}{L(\Delta + \gamma)}$	$B = 1.066 - 0.0013RH_{mean} + 0.045U_{2m}$ $- 0.0002RH_{mean}U_{2m}$ $- 0.0000315RH_{mean}$ $- 0.0011U_{2m}^2$	Jensen et al. (1990)
ETP Jensen Heise	PET_{JH}	$0.0102(T_{mean} + 3)Rg$		Jensen & Haise (1963)

ETP Hamon	PET_{Ham}	$0.1651N \frac{216.7e_s}{T_{mean} + 273.3} 1.2$	$N = \frac{24\omega_s}{\pi}$	Hamon (1960)
ETP Linacre	PET_{Lin}	$\frac{\frac{500T_h}{100 - \varphi} + 15(T_{mean} - T_{dew})}{80 - T_{mean}}$	$T_h = T_{mean} + (0.006Z)$ $T_{dew} = \frac{237.7 \frac{17.27T_{mean}}{(237.7 + T_{mean}) \ln(RH_{mean})}}{17.27 - \frac{17.27T_{mean}}{237.7 + T_{mean}}}$	Linacre (1977)
ET ₀ ASCE	ET_0	$\frac{0.408\Delta Rn_{FAO} + \gamma \frac{C_n}{T_{mean} + 273} U_{2m}(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + U_{2m}C_d)}$	$C_n = 900$ $C_d = 0.34$	Walter et al. (2005)
ET _r ASCE	ET_r	Idem ET ₀	$C_n = 1600$ $C_d = 0.38$	Walter et al. (2005)

Avec z l'élévation du site (m), T_{max} , T_{min} et T_{mean} les températures respectivement maximale, minimale et moyenne de l'air durant le jour considéré (°C), L la chaleur latente de vaporisation ($L = 2.45 \text{ MJ.kg}^{-1}$), P la pression atmosphérique (kPa), e_a et e_s la pression de vapeur respectivement réelle et à saturation (kPa), RH_{mean} l'humidité relative moyenne de l'air durant le jour considéré (%), U_{2m} la vitesse du vent à 2 m au-dessus de la surface, ω_s l'angle de coucher du soleil (rad), φ la latitude du site considéré (rad)

9.2.2. Applications : construction des jeux de données synthétiques

Les méthodes d'interpolation décrites ci-dessus ont été testées à échelle locale, à partir des observations journalières acquises *in situ* sur les sites locaux du réseau AMMA-CATCH. L'interpolation a ainsi été menée sur les sites locaux de Wankama (mil et jachère), Agoufou, Nalohou et Belefoungou en considérant toutes les combinaisons possibles entre supports et techniques d'interpolation retenus, c'est-à-dire 72 combinaisons en tout. L'interpolation a été menée en considérant des intervalles de revisite allant de 1 jour (revisite MODIS) à 16 jours (revisite Landsat). Pour simuler au mieux l'interpolation d'estimations d'ET par télédétection, seules les observations journalières acquises en conditions de non ennuagement ont été considérées pour l'interpolation. Pour ce faire, les jours de ciel clair ont été identifiés comme ceux pour lesquels la moyenne diurne du R_g mesuré était supérieure à 70% de la moyenne diurne du rayonnement solaire incident théorique de ciel clair (R_{S_0}) calculé selon l'équation 7.5 (cf. Chapitre 7). Pour l'évaluation des estimations, tous les autres jours ont été pris en compte.

9.2.3. Analyse des résultats

9.2.3.1. Comparaison des méthodes d'interpolation

Les performances des méthodes d'interpolation type « linéaire », « spline » et « spline cubique » sont analysées et présentées pour le seul site Wankama mil sur les Figures 9.1 et 9.2 ; les résultats obtenus pour les autres sites étant en Annexe F. De manière générale, tous les supports d'interpolation montrent des comportements similaires, quels que soient le site et la méthode d'interpolation choisie, avec respectivement une RMSE et un R^2 qui augmente et diminue rapidement avec l'intervalle de revisite, avant d'atteindre un certain plateau. Ces figures montrent également que, quels que soient le site et/ou le support considérés, les trois techniques d'interpolation testées présentent des comportements similaires pour des périodes de revisite courte (≤ 3 jours). Pour des intervalles de revisite plus long, les méthodes « spline » et en particulier la méthode « spline cubique », présentent des performances moindres (valeurs de RMSE et de R^2 respectivement significativement plus fortes et plus faibles). De plus, les erreurs sur les estimations d'ET sont nettement plus bruitées dans le cas des méthodes « spline », et de nouveau en particulier avec la méthode « spline cubique ». Comme souligné par Alfieri et al. (2017), cela suggère qu'il n'y a aucun bénéfice à utiliser des techniques d'interpolation plus complexes qu'une simple interpolation linéaire, au contraire, la propension des méthodes « spline » à introduire de fortes erreurs d'interpolation pour des intervalles de revisite supérieures à trois jours indiquent que ces méthodes doivent être évitées. La précision, et par conséquent l'utilité, des divers interpolateurs ont donc été évaluées en se concentrant spécifiquement sur les résultats obtenus avec l'interpolation linéaire (Section 9.2.3.2).

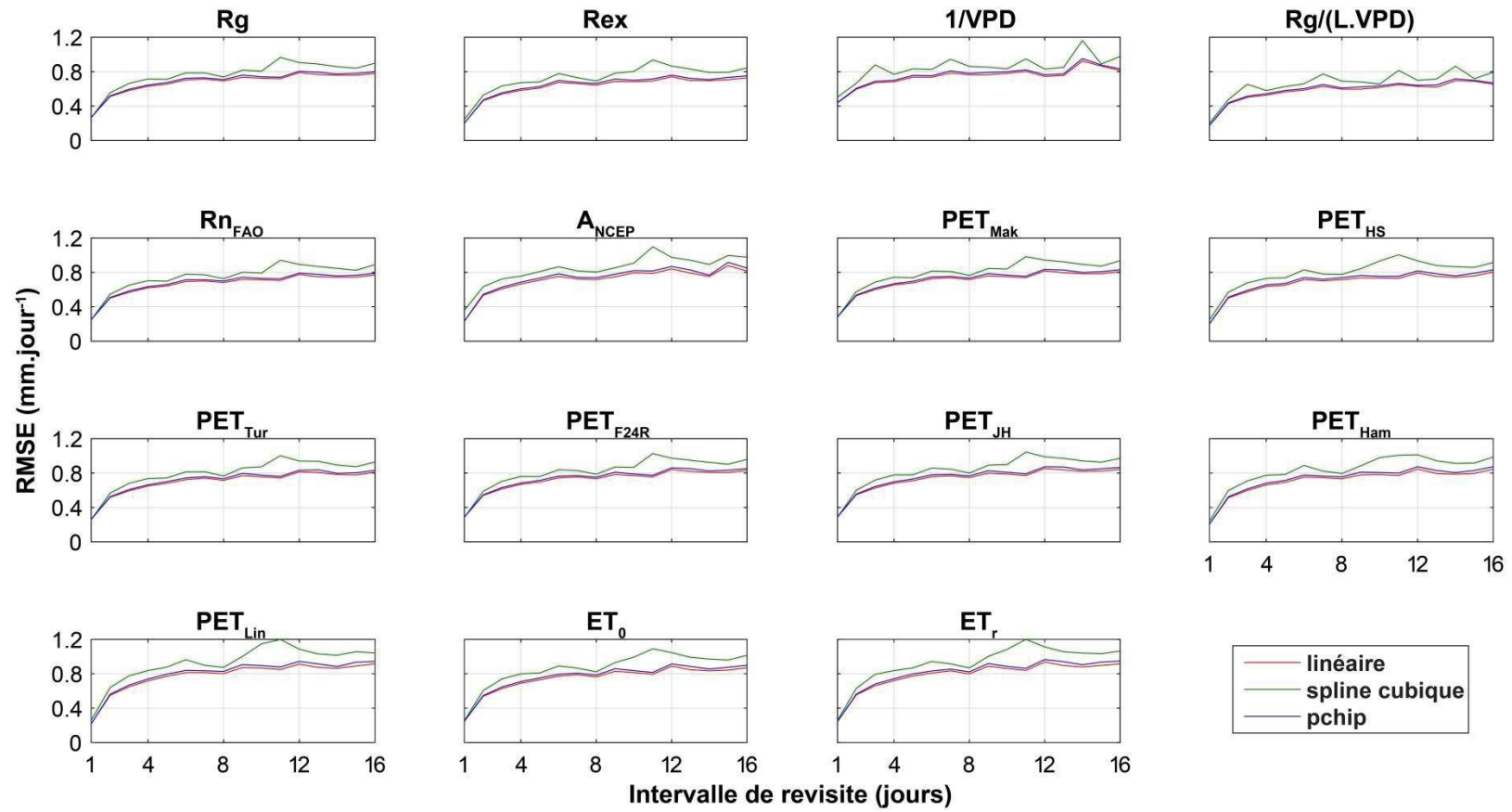


FIGURE 9.1 : Évolution de la RMSE selon l'intervalle de revisite pour chaque support d'interpolation et chaque méthode d'interpolation pour le site de Wankama mil

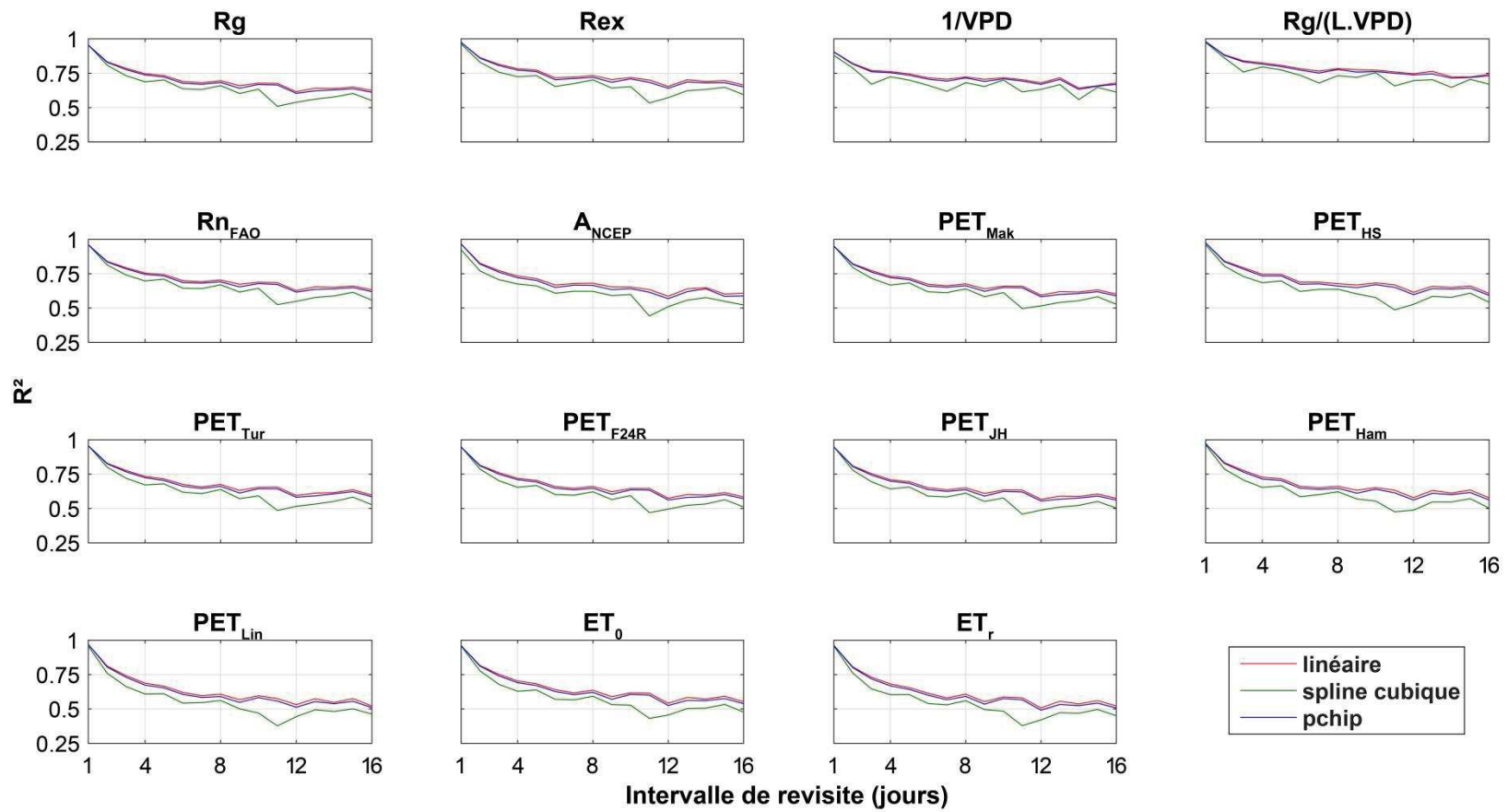


FIGURE 9.2 : Évolution du R^2 selon l'intervalle de revisite pour chaque support d'interpolation et chaque méthode d'interpolation pour le site de Wankama mil

9.2.3.2. Comparaison des supports d'interpolation

Site de Wankama mil

L'analyse conduite sur le site de Wankama-mil révèle que le support $Rg/(L.VPD)$ se dégage assez largement comme le meilleur interpolateur (Figure 9.3), avec des valeurs respectivement minimale et maximale de R^2 et de RMSE de 0.72 et 0.69 mm.jour^{-1} atteintes au bout de 14 et 15 jours. Le support $Rg/(L.VPD)$ est suivi par Rex avec des valeurs respectivement minimale et maximale de R^2 et de RMSE de 0.65 et 0.75 mm.jour^{-1} atteintes au bout de 12 jours. Le support $1/VPD$, bien que présentant des valeurs de R^2 proche de celles de Rex pour des intervalles de revisite supérieurs à 5 jours, présentent des valeurs de RMSE très erratiques selon l'intervalle de revisite et globalement dans la moyenne des autres supports. Sur la base des critères R^2 et RMSE, les supports ET_r et PET_{Lin} sont les moins performants. Les autres supports présentent des comportements relativement similaires. A titre d'exemple, pour un intervalle de revisite de 8 jours ils montrent des valeurs de R^2 comprises entre 0.64 (ET_0) et 0.70 (Rn_{FAO}) et des valeurs de RMSE comprises entre 0.68 et 0.76 mm.jour^{-1} .

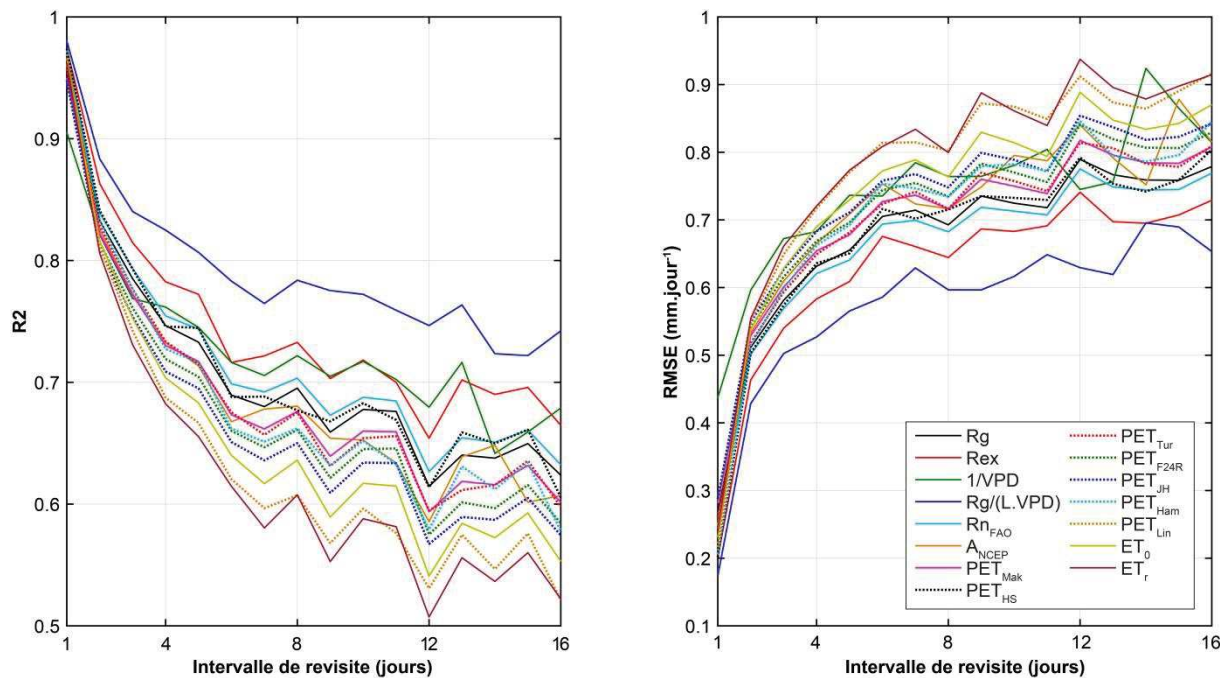


FIGURE 9.3 : R^2 (gauche) et RMSE (droite) du flux d'ET obtenus après interpolation linéaire pour chaque support d'interpolation en fonction de l'intervalle de revisite pour le site de Wankama mil

Site de Wankama jachère

Le site de Wankama-jachère conduit à des résultats totalement similaires (Figure 9.4). Le support $Rg/(L.VPD)$ reste le support qui fournit les meilleures performances, avec respectivement des valeurs minimale de R^2 et maximale de RMSE égales à 0.73 et 0.84 mm.jour^{-1} , atteintes uniquement au bout de 16 jours. Le classement des supports établi pour la culture de mil est également retrouvé, avec un groupe de méthodes allant, du plus performant au moins performant, de Rex à ET_0 . A nouveau, les supports ET_r et PET_{Lin} sont les moins performants, ainsi que le support $1/VPD$ compte tenu des très fortes valeurs de RMSE observées et, ce quel que soit l'intervalle de revisite considéré.

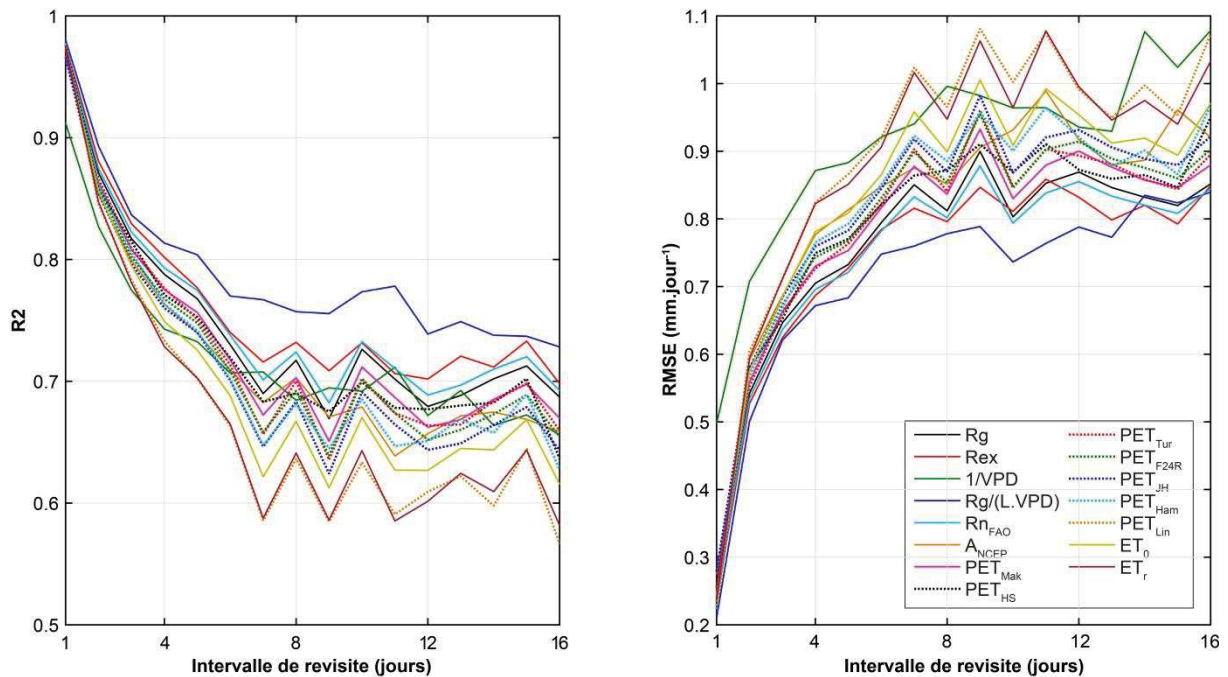


FIGURE 9.4 : R^2 (gauche) et RMSE (droite) du flux d'ET obtenus après interpolation linéaire pour chaque support d'interpolation en fonction de l'intervalle de revisite pour le site de Wankama jachère

Site d'Agoufou

Sur le site malien d'Agoufou, les performances sont également très similaires à celles obtenues au Sud-Ouest Niger sur les deux parcelles de Wankama (Figure 9.5). Sans ambiguïté, le support $Rg/(L.VPD)$ reste encore le plus performant avec respectivement des valeurs minimale de R^2 et maximale de RMSE égales à 0.81 et 0.43 mm.jour^{-1} , atteintes au bout de 10 jours. Cette fois, ce support est suivi par Rn_{FAO} avec des valeurs en R^2 et en RMSE, de 0.75 et 0.47 mm.jour^{-1} atteintes au bout de 16 jours. Le support $1/VPD$ présente de bonnes valeurs de R^2 (minimum de 0.78), mais des valeurs de RMSE supérieures à la moyenne pour des intervalles de revisite inférieurs à 5 jours et globalement dans la moyenne au-delà. S'en suit ensuite un groupe de méthodes (Rg , Rex , PET_{Mak} , PET_{Tur} , PET_{F24R} , PET_{JH}) qui, à titre d'exemple, se tiennent en 0.03 mm.jour^{-1} de RMSE pour un intervalle de revisite de 16 jours.

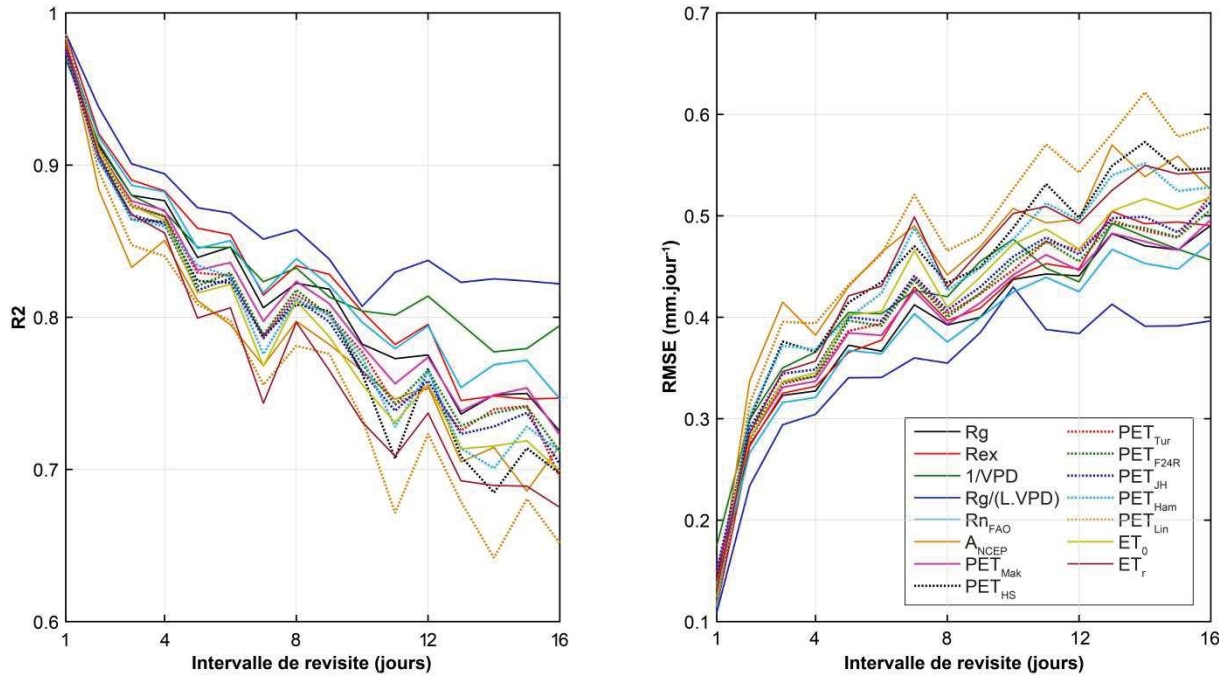


FIGURE 9.5 : R^2 (gauche) et RMSE (droite) du flux d'ET obtenus après interpolation linéaire pour chaque support d'interpolation en fonction de l'intervalle de revisite pour le site d'Agoufou

Site de Nalohou

Sur le site du Bénin de Nalohou, trois groupes d'interpolateurs se distinguent (Figure 9.6). Le premier groupe est constitué de $1/VPD$, ET_r , ET_0 , PET_{Ham} et A_{NCEP} , qui correspondent aux supports les moins performants avec des valeurs de R^2 et de RMSE très erratiques et se dégradant très rapidement avec l'augmentation de l'intervalle de revisite. Les supports Rg , Rex , $Rg/(L.VPD)$, Rn_{FAO} , PET_{HS} , PET_{Tur} , PET_{F24R} et PET_{Lin} , constituent un deuxième groupe de supports dont les valeurs de RMSE observées pour un intervalle de revisite de 16 jours sont comprises entre 0.55 (Rn_{FAO}) et 0.67 (PET_{Tur}). Enfin deux interpolateurs, à savoir PET_{Mak} et PET_{JH} , se détachent assez clairement à partir d'un intervalle de revisite supérieur à 2 jours, avec des valeurs minimales respectives de R^2 de 0.84 et 0.83, et des valeurs maximales respectives de RMSE de 0.55 et 0.57 mm.jour^{-1} .

Site de Belefongou

Sur la jeune forêt de Belefongou au Bénin, on distingue à nouveau assez clairement trois groupes d'interpolateurs (Figure 9.7). Le premier groupe composé de $Rg/(L.VPD)$, A_{NCEP} et $1/VPD$ présentent des performances statistiques très médiocres avec un minimum de R^2 compris entre 0.34 et 0.54 et un maximum de RMSE compris entre 1.00 et 1.36 mm.jour^{-1} . Un deuxième groupe de supports est composé de PET_{Lin} , PET_{HS} , Rex et PET_{Ham} . Ils présentent des valeurs minimales de R^2 comprises entre 0.68 et 0.71 et des valeurs maximales de RMSE comprises entre 0.67 et 0.71 mm.jour^{-1} . Les autres supports constituent un groupe présentant des comportements similaires et pouvant être considérés comme les plus performants avec des valeurs minimales de R^2 comprises entre 0.72 et 0.78 et des valeurs maximales de RMSE

comprises entre 0.60 et 0.67 mm.jour⁻¹. Parmi ce groupe et sur la base de ces deux critères, l'ET₀ apparaît comme légèrement plus performant.

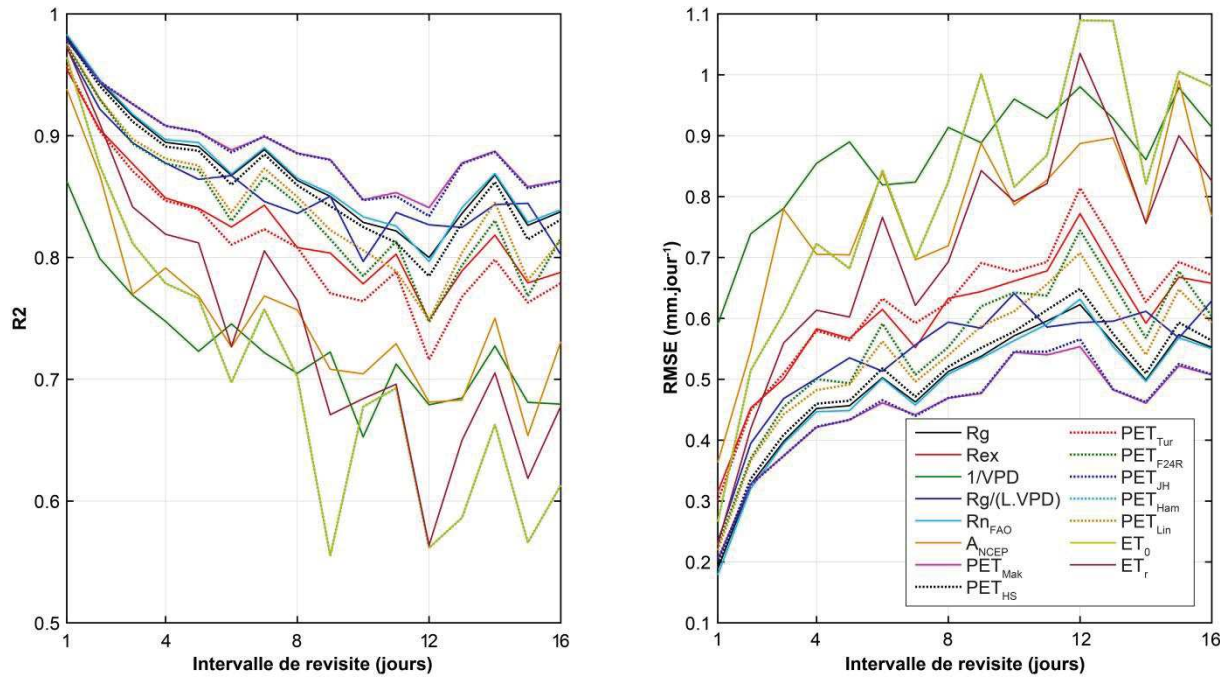


FIGURE 9.6 : R² (gauche) et RMSE (droite) du flux d'ET obtenus après interpolation linéaire pour chaque support d'interpolation en fonction de l'intervalle de revisite pour le site de Nalohou

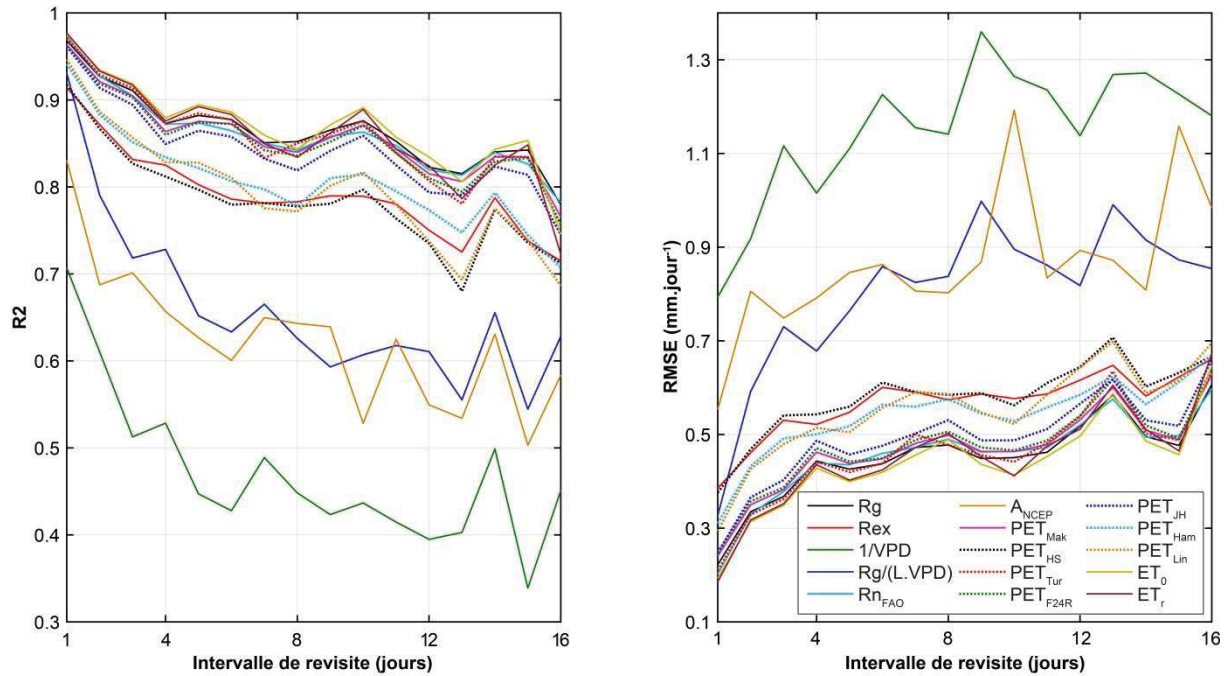


FIGURE 9.7 : R² (gauche) et RMSE (droite) du flux d'ET obtenus après interpolation linéaire pour chaque support d'interpolation en fonction de l'intervalle de revisite pour le site de Belefongou

9.2.3.3. Estimation d'un intervalle de revisite maximal

En se concentrant à nouveau sur les estimations d'ET obtenues après interpolation linéaire, nous avons défini des seuils d'intervalle de retour fournissant des erreurs relatives de moins de 20% et 25% dans les estimations d'ET, ce qui correspond aux seuils d'incertitude généralement associés aux mesures *in situ* par eddy covariance (Alfieri et al., 2017). Nous avons également considéré une valeur seuil permettant de limiter les erreurs à moins de 10%, ce qui correspond à l'objectif communément fixé dans la communauté télédétection pour les futurs produits d'ET en lien avec les futures missions spatiales (Fisher et al., 2017).

L'intervalle de revisite maximal associé aux seuils de 10%, 20% et 25% varie en fonction du site et dans une moindre mesure en fonction du support d'interpolation considéré (Tableau 9.2). Les intervalles de retour les plus longs sont associés à $Rg/(L.VPD)$ sur les trois sites sahéliens (Wankama-mil, Wankama-jachère et Agoufou), à Rg , Rn_{FAO} , PET_{Mak} , PET_{HS} et PET_{JH} pour Nalohou et à Rg , Rn_{FAO} , ET_0 et ET_r pour Belefoungou. En traçant la valeur du seuil d'intervalle de revisite pour chaque site en regard de la valeur moyenne d'ET journalière observée sur l'ensemble de la période de mesure (Figure 9.8), on observe que la longueur de l'intervalle de revisite augmente généralement avec la magnitude du flux d'ET, quel que soit le seuil d'erreur relative considéré. Ce dernier point est en désaccord avec les travaux d'Alfieri et al. (2017) qui décrivent à l'inverse, une relation exponentielle décroissante entre longueur maximale d'intervalle de revisite et quantité de flux. Il est important de noter que la détermination de l'intervalle de revisite maximal a été ici définie en considérant le scénario idéal où l'on suppose qu'il n'y a pas d'erreur dans les estimations d'ET utilisées. En pratique, toute erreur dans le calcul de l'ET à partir d'un modèle ET-RS se propagera dans le flux interpolé, et par conséquent pourra potentiellement raccourcir l'intervalle de revisite maximal. Comme précédemment discuté dans le Chapitre 7, ces erreurs peuvent être de trois ordres : (i) les erreurs sur les forçages issus ou non de la télédétection, (ii) les erreurs intrinsèques au modèle ET-RS considéré et (iii) les erreurs propagées par l'extrapolation du flux instantanée à sa valeur journalière.

TABLEAU 9.2 : Intervalles de revisite maximaux, pour chaque support d'interpolation et chaque site, associés à une erreur relative sur le flux d'ET dérivé après interpolation linéaire inférieure à 10, 20 et 25 %

		Site														
		Wankama mil			Wankama jachère			Agoufou			Nalohou			Belefourgonou		
Erreur seuil (%)		10	20	25	10	20	25	10	20	25	10	20	25	10	20	25
Support d'interpolation	R_g	1	3	5	1	2	3	1	2	4	2	>16	>16	7	>16	>16
	R_{ex}	1	3	5	1	2	3	1	3	5	1	8	>16	2	>16	>16
	$1/VPD$	1	2	3	1	1	2	1	2	4	1	2	7	1	2	8
	$R_g/(L.VPD)$	1	3	6	1	2	3	1	3	6	2	9	>16	1	8	>16
	$RnFAO$	1	3	5	1	2	3	1	3	5	2	>16	>16	7	>16	>16
	A_{NCEP}	1	2	4	1	2	3	1	2	4	1	4	8	1	9	>16
	PET_{Mak}	1	2	4	1	2	3	1	2	4	2	>16	>16	6	>16	>16
	PET_{HS}	1	3	4	1	2	3	1	2	4	2	>16	>16	2	>16	>16
	PET_{Tur}	1	3	4	1	2	3	1	2	4	1	8	>16	6	>16	>16
	PET_{F24R}	1	2	4	1	2	3	1	2	4	2	11	>16	6	>16	>16
	PET_{JH}	1	2	4	1	2	3	1	2	4	2	>16	>16	6	>16	>16
	PET_{Ham}	1	3	4	1	2	3	1	2	4	1	5	8	3	>16	>16
	PET_{Lin}	1	2	3	1	2	3	1	2	3	2	11	>16	3	>16	>16
	ET_0	1	2	4	1	2	3	1	2	4	1	5	8	7	>16	>16
	ET_r	1	2	3	1	2	3	1	2	4	2	5	11	7	>16	>16

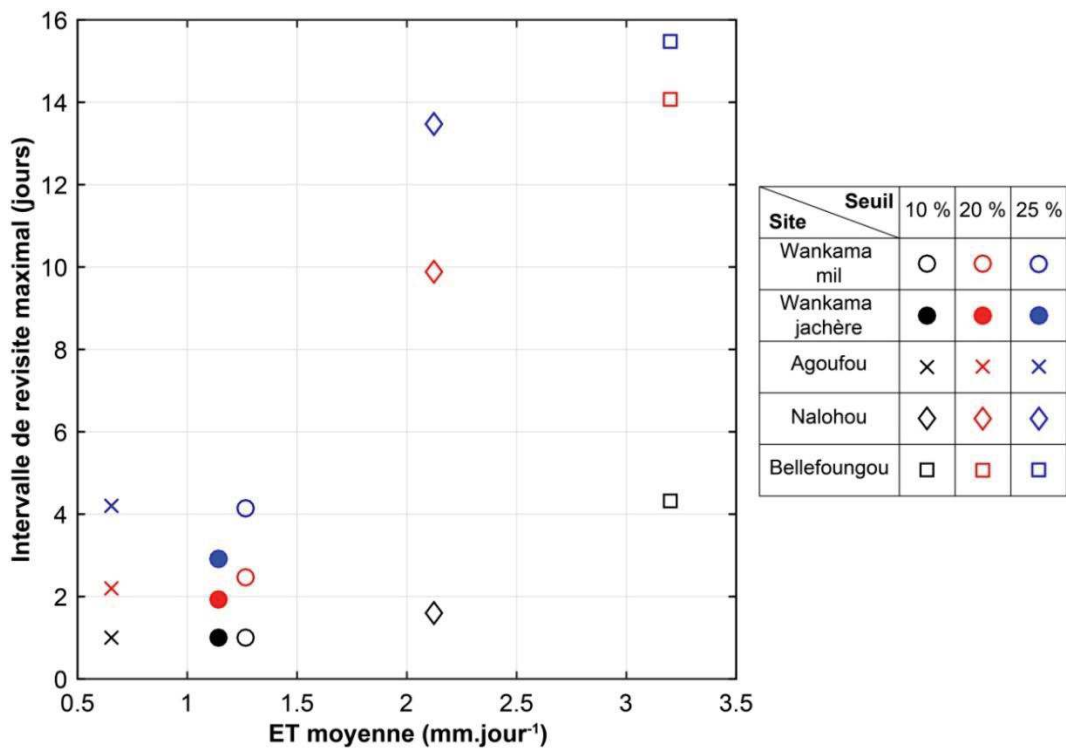


TABLEAU 9.3 : Intervalle de revisite maximal pour lequel l'erreur relative sur ET est inférieure à 10, 20 et 25 % versus ET journalière moyenne observée

9.3. Approches de fusion de données pour la cartographie en continu de l'évapotranspiration journalière

9.3.1. Introduction

Nous l'avons rappelé, dans la plupart des produits ET IRT, une simple interpolation du rapport entre l'ET estimée et un interpolateur connu est réalisée entre deux dates d'acquisition. Au-delà du fait que la plupart de ces supports n'incluent pas de notion de stress hydrique, ce qui reste particulièrement problématique en contexte semi-aride, nous venons de montrer, dans la continuité des travaux d'Alfieri et al. (2017), que l'intérêt de ce type de techniques d'interpolation reste limité à des intervalles de revisite courts. Ce dernier point est également problématique pour une application opérationnelle au Sahel à partir des estimations d'E3S. En effet nous avons vu dans les Chapitres 7 et 8, que les lacunes dans les estimations d'E3S excèdent très fréquemment la période d'intérêt de la technique d'interpolation linéaire (~ 4 jours d'après l'étude menée ci-avant à l'échelle locale). Ceci est d'autant plus problématique, qu'au Sahel, la dynamique du flux d'ET est fortement liée à l'humidité des premiers centimètres du sol dont les variations s'inscrivent dans des périodes temporelles très courtes (Lohou et al., 2014 ; Velluet, 2014). Par conséquent, pour des lacunes de plus de quelques jours incluant un ou des épisodes pluvieux, la dynamique temporelle du flux d'ET est très importante et ne peut pas être détectée via les méthodes classiques d'interpolations qui ont été analysées dans la section précédente. En considérant ces limitations, les techniques de fusion de données (Gao et al., 2006 ; Cammalleri et al., 2013, 2014a ; Li et al., 2015) sont particulièrement attrayantes. En effet étant donné qu'aucun capteur IRT actuellement opérationnel ne permet de satisfaire les critères spatio-temporels requis, l'exploitation de produits d'ET multi-capteurs et multi-résolution est intéressante pour combler les lacunes des estimations à haute ou moyenne résolution peu fréquentes à partir d'estimations à basse résolution plus fréquentes. Gao et al. (2006) puis Cammalleri et al. (2013) ont par exemple développé l'algorithme Spatial and Temporal Adaptive Reflectance Fusion Model (STARFM) pour produire des estimations continues d'ET à la résolution Landsat en utilisant des séries temporelles d'estimations MODIS. D'autres algorithmes ont été proposés pour fournir des cartographies d'ET à haute résolution à partir d'approches de fusion de données Landsat-MODIS basées sur la désagrégation en amont de T_s (Eswar et al., 2016 ; Olivera-Guerra et al., 2017), une simple régression linéaire entre les estimations MODIS et Landsat (Bhattarai et al., 2015) ou des méthodes d'apprentissage automatique (Ke et al., 2017). Cependant si ces techniques de fusion de données sont particulièrement intéressantes pour produire des estimations d'ET à fine échelle, elles restent sujettes aux lacunes dues au couvert nuageux dans les estimations MODIS. L'objectif de cette étude est ainsi d'évaluer les potentialités d'approches de fusion de données multi-sources pour reconstruire des séries continues d'estimations d'ET issues d'E3S. Les méthodes proposées combler les lacunes dans les estimations d'E3S à la résolution MODIS en utilisant le produit global GLEAM à basse résolution et/ou les simulations d'un modèle paramétrique simple spécialement développé dans le cadre de ces travaux de thèse. Les estimations d'ET comblées de leurs lacunes sont évaluées sur le site du Sud-Ouest Niger, à l'échelle du pixel en regard des

simulations du modèle SiSPAT et des mesures locales ; et à méso-échelle en regard de la moyenne d'ensemble des simulations des 20 modèles de l'exercice ALMIP2. Ce travail est présenté dans l'article reproduit ci-après, qui met également en exergue les avantages de ces approches de fusion comparativement à une simple interpolation linéaire entre les estimations d'ET et un support d'interpolation connu.

9.3.2. Article 2 : « A remote sensing data fusion approach for continuous daily evapotranspiration mapping at kilometric scale in Sahelian areas »

1 Article

2 A remote sensing data fusion approach for 3 continuous daily evapotranspiration mapping at 4 kilometric scale in Sahelian areas

5 Aubin Allies¹, Jérôme Demarty^{1, *}, Albert Olioso², Cécile Velluet², Emilie Delogu³, Ibrahim
6 Bouzou Moussa⁴, Bernard Cappelaere¹

7 ¹ HSM, Univ Montpellier, CNRS, IRD, 300 avenue du Professeur Emile Jeanbrau, 34090 Montpellier, France;
8 aubin.allies@umontpellier.fr (A.A.); jerome.demarty@ird.fr (J.D.); bernard.cappelaere@ird.fr (B.C.)

9 ² INRA, EMMAH, 228 route de l'Aérodrome Domaine Saint Paul – Site Agroparc, 84914 Avignon, France;
10 albert.olioso@inra.fr (A.O.); cecile.velluet@inra.fr (C.V)

11 ³ CESBIO, UPS, CNRS, IRD, CNES, 18 avenue Édouard Belin, 31400 Toulouse, France;
12 emilie.delogu@cesbio.cnes.fr

13 ⁴ Université Abdou Moumouni, Niamey, Niger; ibrahimbm1958@gmail.com

14 * Correspondence: jerome.demarty@ird.fr

15 Received: date; Accepted: date; Published: date

16 **Abstract:** Thermal infrared (TIR) remote sensing-based ET estimates are very appealing for a wide
17 range of scientific applications. However there are prone to infrequency due to satellite revisit
18 interval and cloud cover. Temporal interpolation techniques or multi-resolution and multi-
19 frequency data fusion approach have thus recently been studied to provide continuous ET
20 estimates. It have been already shown that the interest of temporal interpolation techniques is
21 limited to short return interval that is troublesome in Sahelian regions where mesoscale convective
22 systems linked to the West African Monsoon (WAM) renders unusable most of TIR images during
23 the rainy season. Here we developed a data fusion approach to provide remote sensing-based
24 continuous daily ET estimates at kilometric resolution in Sahelian areas. The proposed algorithm
25 fill gaps in MODIS-based ET estimates from EVASPA S-SEBI Sahel (E3S) using the Global Land
26 Evaporation: the Amsterdam Methodology (GLEAM) product and/or ET estimates from a simple
27 parametric model for typical Sahelian ecosystems as a normalized basis. The fusion algorithm is
28 evaluated at the pixel scale against eddy-covariance measurements and simulations of a
29 thoroughly locally calibrated and validated land surface model (LSM) on a millet crop and a
30 fallow of shrubby savannah in the southwest of the Republic of Niger. Consistency of the fusion
31 approach is also evaluated at mesoscale by comparing it with a set of 20 regional LSMs. Globally
32 both level of comparison highlight the very good agreement of ET estimates based on the fusion
33 approach with both in situ measurements and LSMs simulations. We also show the benefit of such
34 fusion approach compared to linear temporal interpolation techniques of the ratio between ET and
35 either incoming solar radiation or reference evapotranspiration. Main benefit is observed during
36 the first months of the rainy season in the depiction of the surface response to rainfall events and
37 consecutive surface soil layer drying up. We suggest that such fusion approach could be later used
38 in disaggregation chain to enhance field scaled ET estimates by the combination of coarse,
39 moderate and high resolution remote sensing-based ET estimates.

40 **Keywords:** evapotranspiration, data fusion, E3S, GLEAM, MODIS, Sahel

42 1. Introduction

43 Evapotranspiration (ET) is a key variable of coupled water and energy cycles. It is implied in
44 numerous biophysical and biochemical process [1]. Its estimation in space and time is thus crucial
45 for a wide range of scientific and operational applications [2] as among others: understanding and

46 forecasting global change [3–5], managing irrigation [6,7], managing and forecasting severe drought
47 events [8–10], or enhancing the constraint and the calibration of distributed hydrological models
48 [11–13]. As it is controlled by several biotic and abiotic factors, ET is highly spatially variable [14].
49 However, field measuring instruments only provide estimates at a dozen meters (lysimeter) to a
50 few kilometers scale (scintillometer). These measurements are still essential for model calibration
51 and validation and necessary for biophysical process monitoring at fine spatiotemporal scale [15–
52 17]. Nonetheless these measurement infrastructures do not allow catering for ET estimates at
53 regional to continental scale.

54 In that sense, remote sensing (RS) based approaches are particularly appealing [18,19]
55 especially on the African continent where field measurement network is sparse. In particular, the
56 response of the land surface temperature (LST) to the intensity of water stress through the surface
57 energy balance makes this variable a strategic target for estimating ET from space [18].
58 Nevertheless, the estimation of ET from thermal infrared (TIR) data still has limitations. A major
59 limitation is the discontinuity of images acquisition at moderate and high resolutions, which
60 hinders the possibility of a continuous monitoring of ET. This infrequent acquisition is due on the
61 one hand to the return interval of the satellite which is governed by its orbital configuration and to
62 the cloud cover on the other hand [20,21]. This last point is particularly critical in West Africa where
63 climate is governed by a monsoon regime characterized by mesoscale convective systems rendering
64 unusable most of the TIR images acquired during the rainy season. For instance Allies et al. [22]
65 showed that despite a daily return interval, MODIS TIR images availability did not exceed 6 images
66 per month in average during the rainy season on four years of data in South West Niger. Few
67 researches have so far focused on the reconstruction of ET between two days of acquisition. In most
68 cases, a simple linear interpolation of the ratio between ET and a known reference quantity was
69 performed [20,23]. It can be the incoming solar radiation [24], the extra-terrestrial solar radiation
70 [25], or reference evapotranspiration [26]. These interpolation supports must be able to provide
71 information on the evolution of the constraints imposed on ET between two acquisition dates.
72 These constraints are essentially related to available energy or to water availability (available water
73 for plants and soil evaporation). Most of the metrics commonly used up to now only provide
74 information on energetic constraints in relation to solar radiation or on atmospheric water demand
75 in the case of reference evapotranspiration (ET_0). Alfieri et al. [20] showed that the interest of these
76 basic temporal interpolation schemes was limited to short return intervals. This is particularly
77 troublesome in Sahel where soil drainage is fast and the response of surface is abrupt after each
78 rainfall event [27].

79 Considering the limitations of temporal interpolation schemes, multiple data sources fusion
80 techniques [26,28,29] are appealing to take advantage of information provided by several datasets.
81 The use of multi-resolution ET products is interesting to fill gaps of moderate or high resolution ET
82 product with temporal information contained from coarser one. For instance, Cammalleri et al. [26]
83 adapted the Spatial and Temporal Adaptive Reflectance Fusion Model (STARFM), that was
84 originally developed for generating “a synthetic daily surface reflectance product at Landsat
85 Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) spatial resolution” by Gao et al. [28], to produce
86 continuous “Landsat-like” daily ET images using temporal series of MODIS images. STARFM was
87 later applied and evaluated in various eco-climatic conditions [30–33]. Other algorithms have been
88 proposed to produce fine scale ET maps from Landsat-MODIS data fusion algorithms based on
89 upstream LST disaggregation [34,35], simple linear regression [36] or machine learning [37].
90 Nonetheless if such data fusion techniques are engaging to produce field scale ET estimates there
91 are prone to MODIS data gaps due to cloud cover and data quality, restricting the reconstruction of
92 daily ET maps. Thus, in order to reconstruct full ET time series, MODIS ET estimates have to be
93 temporally interpolated in a first step. Generally, a linear interpolation of an ET-reference quantity
94 ratio was used [26,38].

95 Reconstructing ET at 1 km resolution from MODIS ET estimates is not necessary the same
96 issue than gap filling Landsat ET estimates at 100 m resolution. First, when considering sensors
97 such as MODIS with a daily revisit, ET estimates are missing mainly because of the presence of

98 clouds. For sensors such as those onboard Landsat platforms, ET estimates are missing mainly
 99 because of the low revisit of the satellites. In combination with cloud cover, the number of available
 100 Landsat based ET maps can be very low (less than 10 per year). In the case of MODIS, one can
 101 expect to obtain a lot more available ET maps. Second, mapping ET at 1 km resolution over large
 102 areas is useful for many hydrologic applications such as regional water balance or groundwater
 103 monitoring and aquifer recharge evaluation [39–41]. Landsat resolution is adapted to agricultural
 104 issue at field scale such as water balance and agricultural water use. When considering the
 105 gapfilling of MODIS data, one can think to use information such as weather forecast model
 106 reanalysis which are available with a daily time step (or finer) with a resolution of 0.05 to 0.5
 107 degrees. Results of water balance model fed by remote sensing data and meteorological data from
 108 reanalysis are also available (e.g GLEAM, LDAS).

109 The objective of the present study is to evaluate the capability of a simple new approach using
 110 multiple ET data sources for reconstructing daily ET maps. The methodology is used to fill gaps
 111 between ET maps estimated from MODIS data at 1 km resolution. The maps were produced using
 112 the EVASPA S-SEBI Sahel (E3S) approach which was implemented and evaluated by Allies et al.
 113 [22] over a site in South West Niger. The gap filling methodology relies on two other sources of
 114 information: (i) the GLEAM ET product which is provided every day with a 0.25° resolution [42,43]
 115 and (ii) simulations of a simple parametric model of daily ET. The fusion method was applied on 4
 116 years of data at mesoscale in South West Niger where surface flux observations were collected by
 117 the AMMA-CATH National Observation Service (NOS) [44] at two micrometeorological flux
 118 towers on a millet crop and a fallow of shrubby savannah, the two main cover types of the region
 119 [45]. A previous study investigated the accuracy of E3S instantaneous and daily ET retrievals on the
 120 same site over the 2005-2008 period showing good performance [22]. In the present study, the data
 121 fusion approach is evaluated at field scale against in situ surface energy balance measurements
 122 [16,17] and simulations of a calibrated/validated Land Surface Model (LSM) [16]. It is also evaluated
 123 at mesoscale by comparison to the simulations of a set of 20 spatially distributed LSMs selected in
 124 the framework of the ALMIP2 intercomparison exercise [46,47]. Finally we show the benefit of such
 125 data fusion approach for filling gaps in daily ET time series by comparison to standard
 126 interpolation schemes with known interpolation support. The benefits of using several additional
 127 sources of data are also shown.

128 2. Rationale and implementation of the study

129 2.1. Development of an interpolation methodology

130 The continuous estimation of daily ET from TIR sensors requires filling the gaps between
 131 available estimations. The most standard method for deriving ET values for a day (t) with no
 132 observation consists in an interpolation between the previous and the next available observations
 133 (between day t_k and t_{k+1} with $t_k < t < t_{k+1}$). In order to account for the day to day variations of ET, a
 134 direct linear interpolation of ET cannot be used: present interpolation methods use interpolation
 135 support considering the ratio of ET to an ET driving variable which is available every day, such as
 136 incoming solar radiation (R_g) or reference evapotranspiration (ET_0) [20,26]. The interpolation can be
 137 written as follows:

$$ET(t) = R(t).B(t) \quad (1)$$

138 with R defined as the ratio of the evapotranspiration ET to the interpolation support B , the latter
 139 being known every day (e.g. measurement or estimation of R_g or ET_0). $R(t)$ can be estimated using a
 140 simple linear interpolation between the ratios $R(t_k)$ and $R(t_{k+1})$ that are obtained on the previous and
 141 the following days with an available estimation of ET , so that:

$$R(t) = R(t_k) + (R(t_{k+1}) - R(t_k)) \frac{t - t_k}{t_{k+1} - t_k} \quad (2)$$

142 Other interpolation methods were proposed (cubic and Hermite spline) but proven to be less
 143 accurate than the linear method [20]. However, it is easy to realize that the linear interpolation

144 based on ET_0 or R_g suffers main drawbacks as it is not accounting for variations in ET related to
 145 other drivers than R_g or ET_0 . It cannot fully account for e.g. (i) the impact of re-humectations related
 146 to water supplies occurring between acquisition days, (ii) the evolution of vegetation cover, (iii) the
 147 non-linearity of the drying kinetic of soil top layers and (iv) the non-linear responses of stomatal
 148 conductance to soil moisture and atmospheric demand. This is all the more important as the period
 149 between two successive available ET data is long. In order to improve interpolation, we propose to
 150 use variables which have temporal evolutions closer to ET evolution. It is not required that these
 151 estimations are fully accurate, but they have to respond closely to ET drivers other than R_g or ET_0 ,
 152 in particular to precipitation and drying kinetic. However, they may be inter-calibrated with the
 153 original ET observations in order to improve their possibilities to closely follow ET observations.
 154 We propose that other estimations of ET, derived from observations and/or modelling can be used
 155 as soon as they are available every day. They can be at any spatial resolution but must be
 156 representative of the area. Eventually, we propose to use several estimations of ET in order to
 157 provide more information.

158 With interpolation supports having a temporal evolution close to ET, we propose to use an
 159 interpolation procedure inspired from linear filtering methods considering incremental evolution of
 160 ET. In this case, ET estimation for day t is obtained by considering the change of B from the last day
 161 t_k with an available observation of ET ($ET(t_k)$) to day t :

$$ET(t) = ET(t_k) + w_B(t)[B(t) - B(t_k)] \quad (3)$$

162 $w_B(t)$ is a gain factor accounting for the difference between ET and B . Here it is calibrated by setting
 163 $w_B(t) = R(t)$ as it is defined by Equation 2.

164 A similar formulation is proposed when considering several interpolation drivers. For two
 165 drivers B_1 and B_2 :

$$ET(t) = ET(t_k) + w_{B_1}(t)[B_1(t) - B_1(t_k)] + w_{B_2}(t)[B_2(t) - B_2(t_k)] \quad (4)$$

166 Gains $w_{B_1}(t)$ and $w_{B_2}(t)$ are to be defined from the evolution and/or the proximity of ET to B_1
 167 and B_2 . They are defined as weighting coefficients between the two sources of interpolation
 168 information B_1 and B_2 considering that ET should be better interpolated by the closest interpolation
 169 driver. On day t_k , they are written as:

$$w_{B_1}(t_k) = 1 - \frac{\varepsilon_{B_1}(t_k)}{\varepsilon_{B_1}(t_k) + \varepsilon_{B_2}(t_k)} \quad (5)$$

$$w_{B_2}(t_k) = 1 - \frac{\varepsilon_{B_2}(t_k)}{\varepsilon_{B_1}(t_k) + \varepsilon_{B_2}(t_k)} \quad (6)$$

170 with

$$\varepsilon_{B_1}(t_k) = |ET(t_k) - B_1(t_k)| \quad (7)$$

$$\varepsilon_{B_2}(t_k) = |ET(t_k) - B_2(t_k)| \quad (8)$$

171 On day t , $w_{B_1}(t)$ and $w_{B_2}(t)$ are obtained by linear interpolation between days t_k and t_{k+1} with a
 172 similar equation as Equation 2. Both $w_{B_1}(t)$ and $w_{B_2}(t)$ account for the proximity of B to ET . In cases B
 173 are intercalibrated with ET , $\varepsilon_B(t_k)$ should be small.

174 2.2. Definition and implementation of the study

175 In our study, we tested the approach to interpolate ET maps based on the fusion equation
 176 presented in Equation 4. In this paragraph we give the outline of the approach and the justification
 177 of each step. The different data set and models are presented in details in further paragraphs.

178 2.1.1. Calculation of ET

179 Step 1: calculation of ET maps with E3S (see Section 3.3.1) each day for which land surface
180 temperature and spectral reflectance were available from MODIS original products.

181 Step 2: application of the fusion algorithm to generate ET maps on days without E3S estimates.
182 Two interpolation supports were used:

183 • The first one was the GLEAM operational product which provided estimation of ET every day
184 at 0.25° resolution. ET is computed using a water balance model fed by remote sensing data
185 and meteorological reanalysis (see Section 3.3.2). The interest of using GLEAM lays at its
186 spatial resolution which is sufficient to capture mesoscale information on rain and the heavy
187 use of remote sensing data, and in particular the assimilation of microwave radiometer data
188 that enable a close monitoring of surface water status.

189 • The second interpolation support was provided by estimates of daily ET at 1 km resolution
190 using the PArAmetric Model for Evapotranspiration in the Agropastoral Sahel (PAMEAS;
191 presented in section 3.3.3). The interest of PAMEAS lies on its parametric form, driven by the
192 Antecedent Precipitation Index (API), which is able to represent the kinetic of soil drying.

193 Step 2.1: PAMEAS was calibrated for each pixel at 1 km resolution (P_{1km}) over the time series of
194 ET maps provided by E3S. Four scaling parameters, one for transpiration, one for evaporation
195 and two for the soil drying curve shape were computed for each pixel (see section 3.3.3).

196 Step 2.2: GLEAM (G_{25km}) is disaggregated at 1 km resolution (G_{1km}) on the basis of ET spatial
197 distribution simulated by PAMEAS (P_{1km}/P_{25km} , P_{25km} being the aggregation of PAMEAS at 25
198 km spatial resolution for each 1 km resolution pixel):

$$G_{1km}(t_k) = \frac{P_{1km}(t_k)}{P_{25km}(t_k)} G_{25km}(t_k) \quad (9)$$

199 Step 2.3: Equation 4 was applied at 1 km resolution to E3S (ET), disaggregated GLEAM ($B_1 =$
200 G_{1km}) and calibrated PAMEAS ($B_2 = P_{1km}$) leading to:

$$ET(t) = E3S(t_k) + w_G(t)[G_{1km}(t) - G_{1km}(t_k)] + w_P(t)[P_{1km}(t) - P_{1km}(t_k)] \quad (10)$$

201 2.1.2. Evaluation of the fusion method

202 Two sets of data are used for the evaluation of the fusion approach:

- 203 • ground measurements of ET at one millet field and one fallow site (see section 3.3.1) and
204 simulations of the Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfers (SiSPAT) model thoroughly
205 calibrated and validated against field observations which both permitted an evaluation at
206 local scale;
- 207 • spatially distributed simulations by an ensemble of 20 LSMs that were performed in the
208 frame of the AMMA Land surface Model Intercomparison Project Phase 2 (ALMIP2)
209 program (see section 3.3.2). This data set was used for an evaluation at mesoscale by
210 comparing the spatial average of interpolated daily ET over the area to the spatial average
211 of ALMIP2 estimations.

212 ET derived from the fusion of E3S, GLEAM and PAMEAS, later written “Fusion-EGP” are
213 compared to other interpolation sets:

- 214 • E3S and GLEAM (Equation 3) later written “Fusion-EG”. In this case, GLEAM was not
215 disaggregated and simply super-sampled at MODIS ~1km resolution:

$$E3S(t) = E3S(t_k) + R(t)[G(t) - G(t_k)] \text{ with } R(t) = \frac{E3S(t)}{G_{25km}(t)} \quad (11)$$

- 216 • E3S and PAMEAS (Equation 3) later written “Fusion-EP”:

$$E3S(t) = E3S(t_k) + R(t)[P(t) - P(t_k)] \text{ with } R(t) = \frac{E3S(t)}{P(t)} \quad (12)$$

- 217 • E3S and Rg (Equations 1 and 2) later written “Interpol-Rg”:

$$E3S(t) = R(t).Rg(t) \text{ avec } R(t) = \frac{E3S(t_k)}{Rg(t_k)} + \left[\frac{E3S(t_{k+1})}{Rg(t_{k+1})} - \frac{E3S(t_k)}{Rg(t_k)} \right] \frac{t - t_k}{t_{k+1} - t_k} \quad (13)$$

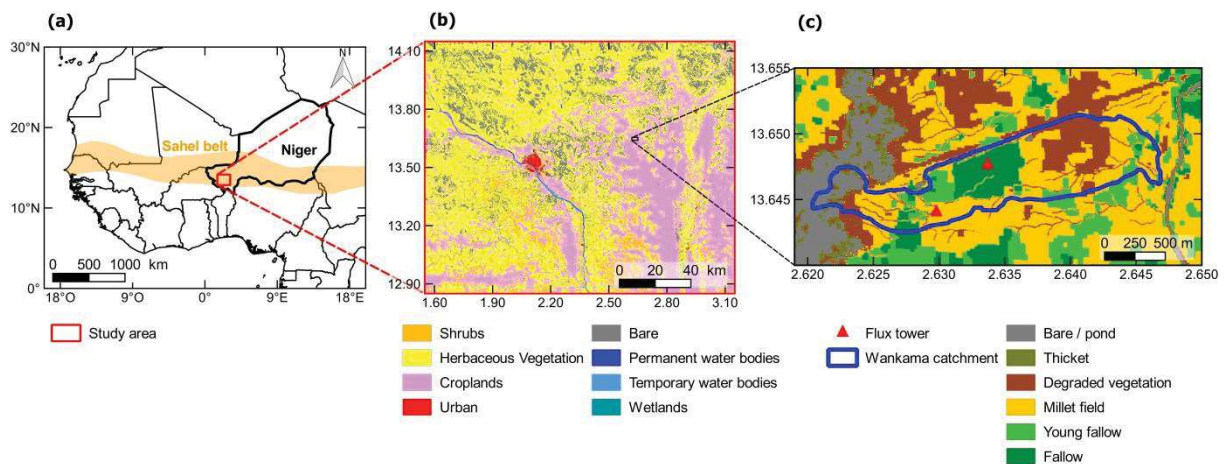
- 218 • E3S and ET_0 (Equations 1 and 2) later written “Interpol- ET_0 ”:

$$E3S(t) = R(t).ET_0(t) \text{ with } R(t) = \frac{E3S(t_k)}{ET_0(t_k)} + \left[\frac{E3S(t_{k+1})}{ET_0(t_{k+1})} - \frac{E3S(t_k)}{ET_0(t_k)} \right] \frac{t - t_k}{t_{k+1} - t_k} \quad (14)$$

219 3. Data and models

220 3.1. Study area

221 The study area is located in the southwest of the Republic of Niger (Fig. 1.a). It consists of a
 222 mesoscale window (1.55° - 3.15°E; 12.85 - 14.15°N) covering an area of 20 800 km² included in the
 223 AMMA-CATCH National Observation Service. It is located in the agropastoral Sahel characterized
 224 by a tropical semiarid climate with rainfall ranging from 570 mm to 470 mm alongside a South-
 225 North gradient and mean temperature of ~30°C [45]. Climate is governed by the West African
 226 Monsoon (WAM), with a long dry season from November to April followed by a rainy season
 227 characterized by mesoscale convective systems. The study area is approximately centered on the
 228 capital city of Niamey and it is crossed both by the Niger River (western part) and by the Dallol
 229 Bosso fossil river valley (eastern part, see Figure 1.b). The main ecosystems of the area are typical of
 230 the agropastoral Sahel, alternating between rainfed millet crop and fallow of shrubby savannah
 231 [45,48] (Figure 1.b). Remaining tiger bushes are also observed, especially over plateau areas.
 232 Irrigated orchards and gardens are scattered along the Niger River nearby urban areas in particular
 233 in the outskirts of Niamey. Regarding soils and hydrology, the northern and the eastern parts of the
 234 study area are characterized by endoreic catchments on sandy soils, weakly structured with sand
 235 fraction superior to ~75% and even more than 85% in the Niger riverbed and the Dallol Bosso. The
 236 latter is characterized by intermittent seasonal flow and pounding during the rainy season and
 237 often maintaining subsurface water the rest of the year [49]. It contrasts with the right bank of the
 238 Niger River where soils are loamier and less prone to surface crusting, and where catchments drain
 239 into the Niger River. The two main reference plots of the AMMA CATCH Niger mesosite are
 240 located in between these two alluvial valleys (i.e. Niger River and Dallol Bosso), near the Wankama
 241 village, at about 60 km at the northeast of Niamey (2.6°E, 13.6°N; Figure 1.c). These two plots of ~15
 242 ha each have been intensively instrumented since 2005 [45]. The ecosystems monitored are the two
 243 dominant ecosystems of the study area: a pearl millet crop (*Pennisetum glaucum* (L.) R. Br.) and a
 244 fallow composed of patches of a shrub layer dominated by *Guiera senegalensis* Lam., annual C3 and
 245 C4 grasslands and bare soils [17,50]. Data acquired on the plots are described in the next section.



246
 247 **Figure 1.** . Location of the study mesosite in West Africa (a); (b) Land cover (Copernicus Global
 248 Land Service product) and (d) local-scale Wankama catchment with location of the EC flux towers
 249 and land cover map derived from a 2005 SPOT image.

250 3.2. Evaluation data sets

251 3.2.1. Eddy-covariance measurements

252 The two reference local plots of the AMMA CATCH NOS were equipped for continuous
 253 monitoring of meteorological variables (rainfall, air pressure, temperature and humidity, wind
 254 speed and direction, four-component radiations) and soil variables (shallow ground heat flux,
 255 temperature and moisture profiles down to a depth of 2.5 m). Eddy Covariance (EC) systems were
 256 also implemented, measuring high frequency (20Hz) wind speed (3 components), air temperature
 257 and water vapor, to derive sensible and latent heat flux estimates (see Table 1). Turbulent fluxes
 258 were derived as described by Ramier et al. [17], using EdiRe software (R. Clement, University of
 259 Edinburgh) and following CarboEurope recommendations [51]. Full details of the setup and the
 260 sensors can be found in Ramier et al. [17] and Velluet et al. [16]. Several studies already exploited
 261 the data acquired or derived from these plots [15–17,27,52,53]. In our study, for purpose of
 262 comparison with RS-based daily ET estimates, gaps in eddy covariance-based latent heat flux
 263 measurements were filled according to the climatological method proposed by Velluet [54] (see
 264 Appendix A). Only days with less than one third of the data being gap-filled were used in this
 265 study. On the overall studied period only 3.5 % and 4.3% of 30-min latent heat measurements were
 266 gap-filled with this method for the millet crop and the fallow respectively. After this gap-filling
 267 step, the energy balance at the daily scale revealed a slight imbalance of 0.7 W.m⁻² and 13.8 W.m⁻²
 268 for the millet crop and the fallow respectively. After gap-filling, we disposed of 1149 days of
 269 observation, 312 days being missing.

270 **Table 1.** Main observations used from the South-West Niger AMMA-CATCH eddy covariance-
 271 stations

Instrument	Main measurements	Height or depth
Campbell CSAT-3 sonic anemometer (Campbell Scientific, Inc, Logan, USA)	3-D wind Sonic air temperature	5 m (both plots)
LI-COR LI-7500 infrared gas analyser (LI-COR Biosciences, Lincoln, USA)	CO ₂ and H ₂ O concentrations	5 m (both plots)
Kipp&Zonen CNR1 radiometer (Kipp&Zonen, Delft, the Netherlands)	Shortwave (0.3–2.8 μm) and longwave (5–50 μm) incoming and outgoing radiation	3.5 m (Wankama fallow) 2.5 m (Wankama millet)
Hukseflux HFP01SC heat flux plates (3 averaged) (Hukseflux, Delft, the Netherlands)	Soil heat flux	- 0.05 m (both plots)

272 3.2.2. SiSPAT simulations

273 The Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfers (SiSPAT) [55] model is a physical based LSM able
 274 to simulate the coupled heat and water exchanges at the soil-plant-atmosphere interface. Both
 275 energy budgets from the vegetation canopy and the soil surface are solved using a classical
 276 electrical analogy in a two-layer system. The SiSPAT model was previously thoroughly calibrated
 277 and validated by Velluet et al. [16] for the 7-years period 2005-2012 against the energy balance and
 278 the soil moisture data acquired on the millet crop site and the fallow of shrubby savannah site.
 279 Model skill scores against observed half-hourly energy balance components can be found in Velluet
 280 et al. [16] and Allies et al. [22]. Globally scores were very good for both ecosystems (RMSE < 30 Wm⁻²
 281 for millet and RMSE < 40 Wm⁻² for fallow) considering uncertainty relative to such observations.
 282 This suggests that SiSPAT simulations may be considered as reliable proxies of the local plots fluxes

283 with the benefit of no gaps allowing more complete evaluation at pixel scale. Note that SiSPAT
284 simulations were already used to evaluate non-interpolated E3S ET estimates in South-West Niger
285 [22].

286 3.2.3. ALMIP2 Land Surface Model simulations

287 The AMMA Land surface Model Intercomparison Project Phase 2 (ALMIP2) [46] is dedicated
288 to identify current weaknesses in LSMs representation of surface land processes among 20 models
289 at local and mesoscale in West Africa. Models simulations were performed at 30 min timescale on
290 the mesoscale site with a 0.05° grid during the 2005-2008 period. The 20 ALMIP2 models are listed
291 in Appendix A. All models were forced with precipitation fields derived from rain gauge data over
292 the observational network using Krigged-Lagrangian spatial interpolation method [56]. Incoming
293 longwave and shortwave radiations came from the Satellite Application Facility for Land Surface
294 Analysis (Land-SAF) project [57] whereas all other meteorological forcing variables including air
295 temperature, near surface specific humidity, wind speed and surface atmospheric pressure came
296 from ECMWF ERA-interim re-analysis [58]. Most of the models used the ECOCLIMAP2 Africa
297 database [59] to derive soil and vegetation characteristics including LAI. Nevertheless some of them
298 had their own formulations or specific data for some variables (see Grippa et al. [47] for more
299 details). In this study, we used the ensemble average and standard deviation of LSMs simulations
300 in term of spatial mean over our study site as a basis of comparison at mesoscale.

301 3.3. Data sets used in fusion and interpolation approaches

302 3.3.1. E3S

303 E3S (EVASPA S-SEBI Sahel) is a contextual RS-based method for daily ET mapping designed
304 to minimize the use of ancillary meteorological data and provide comprehensive epistemic
305 uncertainty of daily ET retrievals for Sahelian areas. It is based on the EVapotranspiration
306 Assessment from SPace (EVASPA) RS-based modelling tool [24] and the Simplified Surface Energy
307 Balance Index (S-SEBI) method [60]. E3S computes at each satellite overpass time the evaporative
308 fraction to derive ET using the S-SEBI approach and considering 17 methods for the determination
309 of the edges of the LST-albedo shape. ET derived using the different edges determination methods
310 were averaged to provide an ensemble mean of ET. The average procedure of the 17 ET estimates
311 considered weighting coefficients that were derived according to the seasonal stage of rainfall and
312 LAI. The variability of ET estimates was also used to derive an estimation of uncertainty in the
313 derivation of ET. In this work, we use daily ET derived from E3S using LST and surface albedo
314 from MODIS onboard TERRA and AQUA, as well as incoming longwave and shortwave radiations
315 from flux towers measurements as described by Allies et al. [22]. E3S was already evaluated at the
316 time of satellite overpass and at the daily scale against the data from the two eddy-covariance
317 towers (before gap-filling) and against the SiSPAT simulations by Allies et al. [22]. In average,
318 length of gaps in MODIS-based E3S ET estimates are about 10.3 ± 13.5 days and are mainly due to
319 cloud contamination.

320 3.3.2. GLEAM

321 GLEAM (Global Land Evaporation: the Amsterdam Methodology) is a global daily ET product
322 at a 0.25° resolution. It is developed by the VU University of Amsterdam [42] and it is designed to
323 maximize the use of satellite-derived observations in combination to climatic re-analysis data.
324 GLEAM derives ET at each grid cell using a Priesley-Taylor model for computing potential
325 evapotranspiration and several stress factors for reducing this potential evapotranspiration. Stress
326 factors depend on the vegetation moisture derived from microwave emission measurements and on
327 soil moisture simulated by a 3 layers soil module. Microwave information is also used for
328 correcting the soil module through a simple data assimilation procedure. The version of the product
329 used in this work is the v3a.1 [43]. It is forced with radiation fluxes and atmospheric temperature

330 from ERA-Interim [58], precipitations from the Multi-Source Weighted Ensemble Precipitation
 331 dataset (MSWEP) [61] and microwave surface soil moisture from the ESA Climate Change Initiative
 332 soil moisture (ESA CCI SM v2.3) data set [62,63]. The version 3a.1 of GLEAM has been recently
 333 validated against measurements from 91 eddy-covariance towers and 2325 soil moisture sensors
 334 [43].

335 3.3.3. PAMEAS

336 Description of the model

337 PAMEAS (Parametric Model for Evapotranspiration in the Agropastoral Sahel) is a simple
 338 parametric model developed in the framework of this study to derive ET from incoming solar
 339 radiation (R_g), rainfall (R) and Leaf Area Index (LAI) only, for typical Sahelian ecosystems.
 340 PAMEAS computes separately soil evaporation (E) and vegetation transpiration (T), both as a
 341 multiplicative function of R_g [64].

342 T (mm.day⁻¹) is simulated under no-stressed conditions as a simple function of R_g :

$$T = \rho_2 f_{COVER} \frac{R_g}{\lambda} \quad (15)$$

343 where ρ_2 (-) is a calibrated parameter, λ the latent heat of vaporization (~28.4 W.m⁻²) and f_{COVER} the
 344 fraction of vegetation cover.

345 PAMEAS assumes that the vegetation is not facing water stress. In other words PAMEAS only
 346 provides a potential transpiration. Temporal variations of T are thus only due to incident solar
 347 radiation fluctuations, resistance terms being negligible. f_{COVER} is derived from LAI according a
 348 Beer-Lambert law:

$$f_{COVER} = 1 - e^{-0.5LAI} \quad (16)$$

349 For soil evaporation E (mm.day⁻¹), PAMEAS accounts for the fraction cover by considering the
 350 uncovered soil fraction ($1-f_{COVER}$) and for a stress function depending on the soil water content as
 351 approximated by the Antecedent Precipitation Index (API) [65]:

$$E = \rho_1 (1 - f_{COVER}) \frac{R_g}{\lambda} \cos\left(\frac{\pi}{2} \frac{SWC_{FC} - API}{SWC_{FC}}\right) \quad (17)$$

352 with R_g (W.m⁻²) the incoming solar radiation, λ the latent heat of vaporization (~28.4 W.m⁻² for 1
 353 mm.day⁻¹), SWC_{FC} (mm) the soil water content of the surface layer (defined as 0-10 cm) at field
 354 capacity, API (mm) the calibrated antecedent precipitation index, and ρ_1 (-) a calibrated parameter.
 355 The $\pi/2$ term ensures the normalization of the stress factor between 0 (stressed) and 1 (not stressed).
 356 Cosine function is used to describe a non-linear evolution of the water stress with the decrease of
 357 the surface soil layer water content as in Merlin et al. [66,67] (Figure 2).

358 The soil water content at field capacity is derived from the sand and clay fraction according to
 359 Saxton et al. [68]:

$$SWC_{FC} = 100 \left(\frac{1}{3A}\right)^{\frac{1}{B}} \quad (18)$$

$$A = e^{-4.396 - 7.15 \times 10^{-2} f_{clay} - 4.88 \times 10^{-4} f_{sand}^2} \quad (19)$$

$$B = 3.14 - 2.22 \times 10^{-3} f_{clay}^2 - 3.484 \times 10^{-5} f_{sand}^2 f_{clay} \quad (20)$$

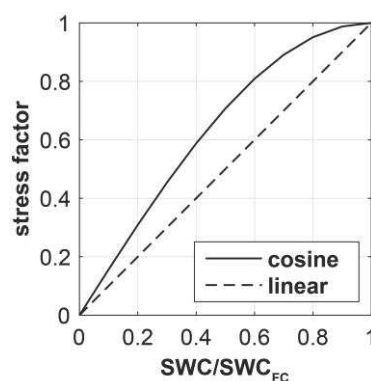
360 where f_{clay} and f_{sand} are the soil fraction of clay and sand respectively.

361 API is computed according the following formulation:

$$API_d = API_{d-1} e^{-\frac{1}{\omega_1}} + \omega_2 R_d \quad (21)$$

362 with the subscript d for the considered day, ω_1 et ω_2 (-) parameters calibrated on field measurements
 363 of the 0-10 cm soil water content, and R (mm) daily rainfall.

364 Finally PAMEAS computes ET from the sum of soil evaporation (E) and canopy transpiration
 365 (T).



366
 367 **Figure 2.** Evolution of the stress factor with the surface soil water content.

368 Appendix C describes the calibration of the PAMEAS model against SiSPAT simulations at
 369 field scale over the 2005-2012 period. SiSPAT model was used to develop and calibrate PAMEAS at
 370 field scale because it allows to separate soil evaporation from canopy transpiration.

371 **Spatial distribution of the model**

372 PAMEAS was spatialized using sand and clay fractions from ECOCLIMAP2 [59], precipitation
 373 fields derived from rain gauge data over the observational network using Krigged-Lagrangian
 374 spatial interpolation method as for ALMIP2 LSMs [56], LAI from MODIS data (MCD15A3 product)
 375 and incoming solar radiation from flux towers measurements considering that spatial variations
 376 were negligible over the study site [22]. Rainfall and radiation fields were given at daily timescale.
 377 MODIS LAI product was a 4-days composite that was previously interpolated using a cubic spline
 378 function. PAMEAS simulations were finally released at the same resolution as MODIS (~1 km).

379 Two versions of PAMEAS were considered.

- 380 • In the first one, PAMEAS parameters (ρ_1 , ρ_2 , ω_1 , ω_2) were simultaneously calibrated on ET
 381 series derived with E3S over the 2005-2008 period for each pixels. To this end, about 104 800
 382 simulations were performed with PAMEAS considering a priori parameters intervals; the best
 383 parameter set for each pixel was selected considering minimal Root Mean Square Error
 384 (RMSE)
- 385 • Alternately, in the second PAMEAS version, only ρ_1 and ρ_2 were calibrated against E3S ET
 386 maps. API parameters (ω_1 , ω_2) were calibrated on soil moisture simulated by SiSPAT at both
 387 flux tower sites (see Appendix C) and they were considered as uniforms over the whole
 388 mesoscale study site. API fields were generated for both cover types (millet and fallow) and
 389 then averaged to generate a single value to use in PAMEAS. This simplification allowed a
 390 strong reduction in the number of simulations and consequently in computing time. As only
 391 the two flux tower sites were used for calibrating API parameters, we expect that the spatial
 392 representativeness of soil evaporation simulated by PAMEAS will be affected. Conversely, we
 393 expect that this version will make it possible to evaluate PAMEAS performance in more details
 394 at local scale. Calculation made with this second PAMEAS version were named by adding the
 395 subscript "LC", for local calibration, to the fusion method name (e.g. EGP_{LC}).

396 3.3.3. Incoming solar radiation (R_g) and reference evapotranspiration (ET_0) fields

397 The developed fusion algorithm is compared to standard temporal interpolation techniques
 398 based on the linear interpolation of the ratio between ET and R_g or ET_0 . To this end, R_g fields were
 399 generated using the average between measurements from both millet and fallow EC stations
 400 considering that spatial variations were negligible over the study site. Similarly, ET_0 was computed
 401 as in Allen et al. [69] using R_g , air temperature, air relative humidity and wind speed from the
 402 average of millet and fallow plots measurements:

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta Rn + \gamma \frac{900}{T_{mean} + 273} u_{2m} (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_{2m})} \quad (22)$$

403 where Rn ($MJ.m^{-2}.day^{-1}$) is the net radiation, T_{mean} ($^{\circ}C$) is the mean daily air temperature, u_{2m} ($m.s^{-1}$)
 404 is the wind speed at 2 m height, e_s (kPa) is the saturation vapour pressure, e_a (kPa) is the actual
 405 vapour pressure (e_a), Δ ($kPa.^{\circ}C^{-1}$) is the slope of vapour pressure curve and γ ($kPa.^{\circ}C^{-1}$) is the
 406 psychrometric constant.

407 3.4. Statistical metrics

408 The performance of each interpolation method was assessed using the bias, the Root Mean
 409 Square Error (RMSE), the Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE) and the coefficient of determination (R^2).

410 The impact of the interpolation method alone on ET estimates accuracy is evaluated through a
 411 differential RMSE ($RMSE_{int}$) computed as follows:

$$RMSE_{int} = \sqrt{RMSE_{int,data}^2 - RMSE_{E3S}^2} \quad (23)$$

412 where $RMSE_{int,data}$ is the RMSE of continuous ET estimates computed for interpolated days and
 413 $RMSE_{E3S}$ is the intrinsic RMSE of the E3S product which is computed during non-interpolated days.

414 5. Results

415 All the fusion and interpolation approaches were applied on the study area over the 2005-2008
 416 period. The results were analyzed both at local scale against field measurements and SiSPAT
 417 simulations (section 5.1) and at mesoscale in terms of spatial average against ALMIP2 LSMs
 418 simulations (section 5.2).

419 5.1. Evaluation at local scale

420 5.1.1. Comparison of interpolation and fusion approaches

421 In this subsection, comparison of the continuous daily ET estimates obtained after each
 422 interpolation or fusion approach against in situ measurements and SiSPAT simulations is analyzed.
 423 Overall skill scores of this analysis are summarized in Table 2 and illustrated in Figure 2 and 3.a.

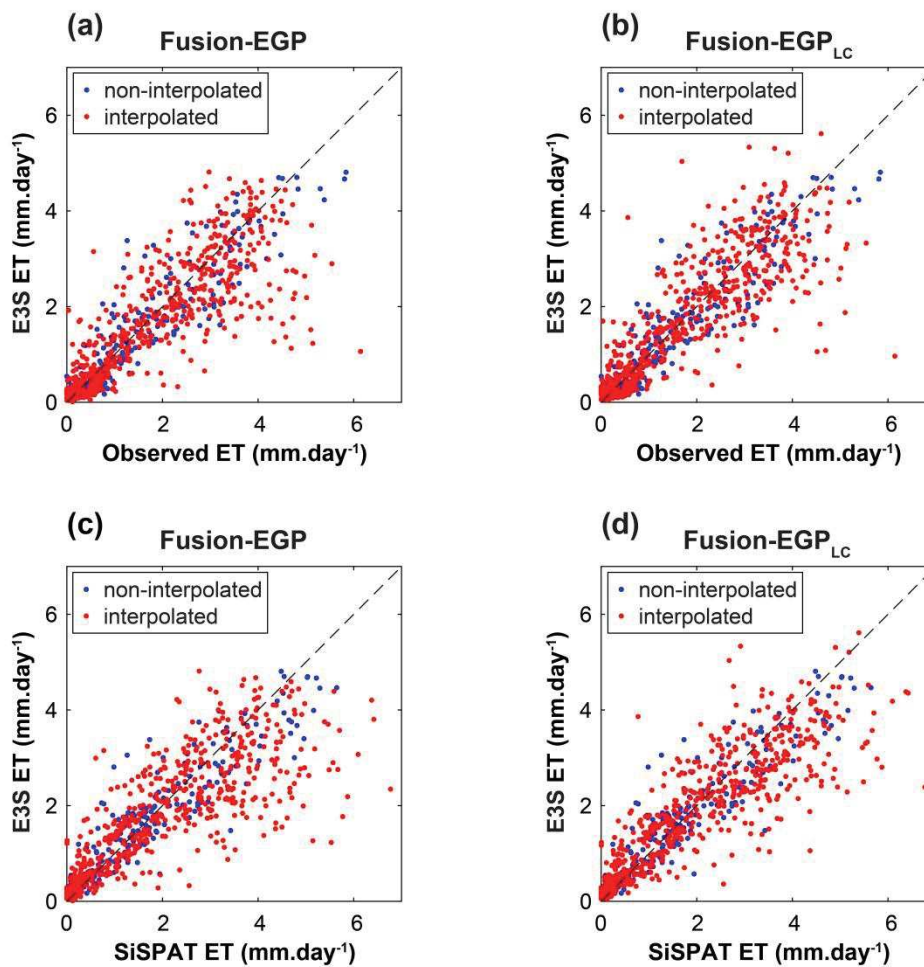
424 **Table 2.** Skill scores – bias (in $mm.day^{-1}$), RMSE (in $mm.day^{-1}$), NSE and R^2 – of daily RS-based ET
 425 estimates against field observations and SiSPAT simulations over 2005-2008. N is the number of
 426 days considered in the comparison.

	Versus observations (N = 1149)				Versus SiSPAT (N = 1352)			
	Bias	RMSE	NSE	R^2	Bias	RMSE	NSE	R^2
Fusion-EGP	-0.07	0.65	0.78	0.78	-0.05	0.68	0.79	0.80
Fusion-EGP _{LC}	-0.03	0.61	0.81	0.81	-0.01	0.59	0.84	0.85
Fusion-EP	-0.12	0.68	0.76	0.77	-0.10	0.73	0.76	0.78
Fusion-EP _{LC}	-0.06	0.67	0.77	0.77	-0.05	0.65	0.81	0.82
Fusion-EG	-0.03	0.73	0.72	0.73	-0.01	0.75	0.75	0.75
Interpol-Rg	-0.06	0.69	0.75	0.75	-0.04	0.75	0.75	0.76
Interpol-ET ₀	-0.06	0.74	0.71	0.72	-0.05	0.76	0.74	0.75

427 The main results provided by Table 2 can be summarized as follows:

- 428 • The performance of each method were acceptable, RMSE ranging between 0.59 and 0.76
 429 $mm.day^{-1}$.
- 430 • The new interpolation method based on the fusion of E3S, GLEAM and PAMEAS (EGP)
 431 provided the best agreement with ground data and SiSPAT simulations as shown by RMSE

- 432 (0.59 – 0.68 mm.day⁻¹), NSE (0.78 – 0.84) and R² (0.78 – 0.85) values in Table 2 (actually, the
 433 three statistical metrics always provided a similar ranking of the methods, so that only RMSE
 434 will be used in the rest of this section).
- 435 • The standard interpolation methods based on the interpolation of the ratio of ET to R_g or ET₀
 436 had the lowest performance, in particular in the case of ET₀ (RMSE = 0.74 – 0.76 mm.day⁻¹).
 437 Remember that these interpolation supports are mainly driven by radiation information and
 438 no direct information on precipitation events and drying dynamic were used.
 - 439 • The fusion methods using PAMEAS as only interpolation support (EP) had intermediary
 440 performances (RMSE = 0.65 – 0.73 mm.day⁻¹), while the use of GLEAM alone (EG) was
 441 providing performance similar as ET₀ (RMSE = 0.73 – 0.75 mm day⁻¹); remember that in this
 442 case GLEAM data were used at their native 25 km resolution.
 - 443 • The local calibration of API parameters on SiSPAT simulations improved the interpolations
 444 based on the fusion using PAMEAS (Fusion-EGP_{LC} and Fusion-EP_{LC}) in comparison to the
 445 direct calibration of API parameters on E3S estimates (Fusion-EGP and Fusion-EP; see Figure
 446 2).
 - 447 • All the methods underestimated ET with biases between -0.01 mm.day⁻¹ and -0.12 mm.day⁻¹,
 448 which resulted in underestimations between 4 and 45 mm.year⁻¹. No clear differences existed
 449 between the methods excepted that the local calibration of API provided lower bias than the
 450 calibration of API against E3S data and that biases for Fusion-EP were at least twice larger than
 451 for any other method (-0.12 mm.day⁻¹).



452
 453
 454
 455
 456

Figure 2. Daily ET estimates from the fusion between E3S, GLEAM and PAMEAS without (Fusion-EGP; a, c) and with (Fusion-EGP_{LC}; b, d) local calibration of PAMEAS API parameters versus eddy covariance measurements (top row panel) and SiSPAT simulations (bottom row panel) over 2005–2008.

457 The most obvious benefits of the fusion approach between E3S, GLEAM and/or PAMEAS
458 compared to classical interpolation methods were observed during the first months of the rainy
459 season (May-June) while images frequency was low and soil drying up was fast. Figure 3.a shows
460 that the fusion approach is more able to reproduce surface response to the first rainfall events and
461 consecutive drying up between two E3S estimates even if the amplitude of ET variations were not
462 always correct. One can also observed that local calibration of PAMEAS API parameters allows
463 better depicting the impacts of rainfall events and of soil drying up in the core of the monsoon
464 season (August-September).

465 Most of the differences between interpolation methods on the retrieval of ET was concentrated
466 within the monsoon season. During the dry season, ET was low and not subject to strong variations.
467 Whatever the interpolation method, RMSE were in the order of 0.30 mm.day^{-1} when considering the
468 comparison to SiSPAT simulations and in the order of 0.35 mm.day^{-1} when considering ground
469 observations. Biases were slightly positive, in general lower than 0.05 mm.day^{-1} (not shown).
470 During the monsoon season, the number of available images was low (about 6 images per month in
471 average) compared to the dry season, implying a large number of interpolated data. Periods of up
472 to 20 days had sometimes to be reconstructed. During this season, RMSE ranged between 0.84 and
473 1.21 mm.day^{-1} which was significantly higher than over the entire study period (note that the
474 ranking of the methods was similar as for the entire period in Table 2). Negative biases were always
475 larger than -0.1 mm.day^{-1} and up to -0.5 mm day^{-1} depending on the interpolation method. Part of
476 these biases came from an underestimation of ET by E3S itself (see Table 4 and Allies et al. [22] for
477 more details).

478 5.1.2. Evaluation of interpolated ET versus E3S estimates

479 In order to evaluate the performance of the interpolation methods by themselves, Tables 3 and
480 4 and Figure 2 present separated evaluations of ET retrievals obtained (i) for days with available
481 remote sensing data with E3S (Table 4 and blue points in Figure 2) and (ii) for interpolated ET
482 between available E3S estimates (Table 3 and red points in Figure 2). The impact of the
483 interpolation procedure on the performance of the interpolation was evaluated through RMSE_{int}
484 (see Equation 23), the differential RMSE between the errors related to E3S (RMSE_{E3S}) and the errors
485 calculated on interpolated data ($\text{RMSE}_{\text{int_data}}$). RMSE_{E3S} ($0.47 - 0.46 \text{ mm.day}^{-1}$) were strongly lower
486 than the overall values of RMSE presented in Table 2. The impact of the interpolation procedure
487 was either of similar magnitude (RMSE_{int} between 0.43 and 0.51 for Fusion-EGP and Fusion-EG_{PLC})
488 or larger (up to 0.69 mm.day^{-1} for Interpol-ET₀). The observation of the differences between the bias
489 for E3S and the bias for the interpolated data indicated that the interpolation methods were
490 generally inducing some underestimations in particular when the evaluation is performed against
491 SiSPAT simulations. This underestimation was larger for Fusion-EP ($\sim -0.1 \text{ mm.day}^{-1}$) and in general
492 more limited for Fusion-EGP and Fusion-EG (sometime overestimating). The local calibration of
493 API (Fusion EGP_{LC} and Fusion EP_{LC}) was also reducing both bias and RMSE_{int} generated by the
494 interpolation procedures.
495

496

497

498

499

Table 3. Skill scores – bias (in mm.day⁻¹), RMSE_{int_data} (in mm.day⁻¹), RMSE_{int} (in mm.day⁻¹) – of daily RS-based interpolated ET estimates against field observations and SiSPAT simulations over 2005–2008. N is the number of days considered in the comparison.

	Versus observations (N = 851)			Versus SiSPAT (N = 1016)		
	Bias	RMSE _{int_data}	RMSE _{int}	Bias	RMSE _{int_data}	RMSE _{int}
Fusion-EGP	-0.06	0.69	0.51	-0.06	0.73	0.57
Fusion-EGP _{LC}	-0.01	0.64	0.43	-0.01	0.62	0.42
Fusion-EP	-0.13	0.72	0.55	-0.13	0.78	0.63
Fusion-EP _{LC}	-0.05	0.72	0.55	-0.06	0.69	0.51
Fusion-EG	-0.01	0.78	0.62	-0.01	0.8	0.65
Interpol-Rg	-0.07	0.74	0.57	-0.06	0.82	0.68
Interpol-ET ₀	-0.06	0.80	0.65	-0.07	0.83	0.69

500

501

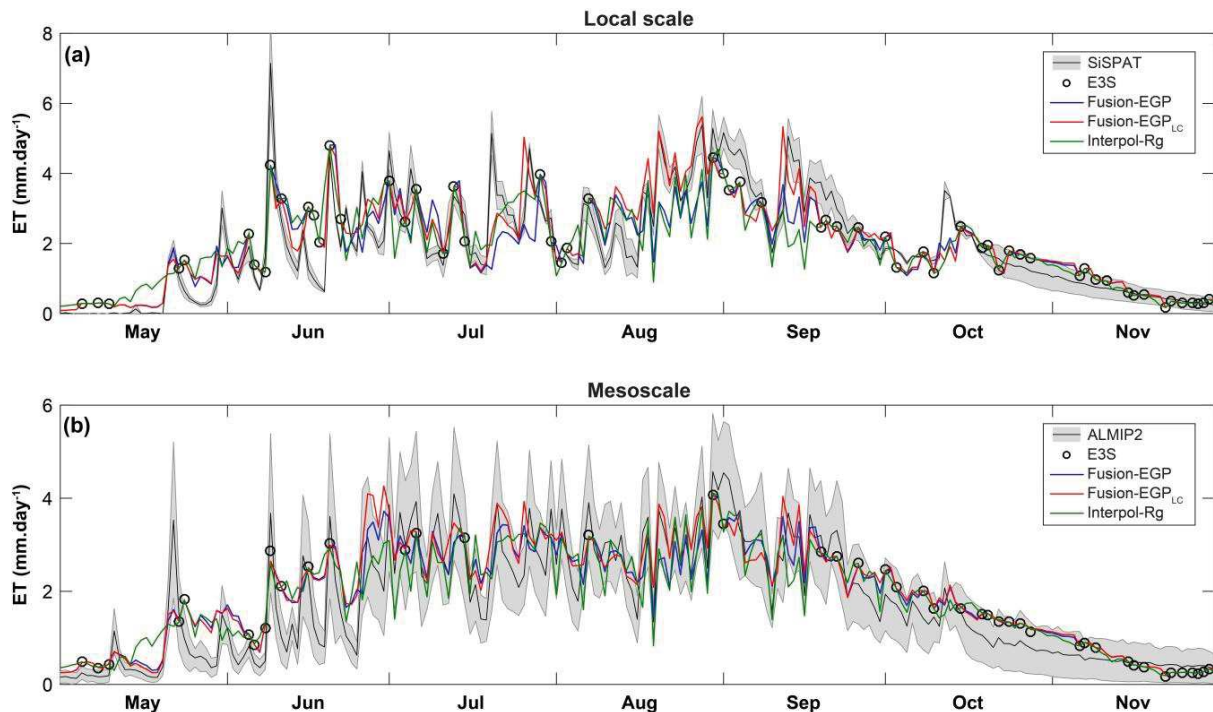
502

Table 4. Skill scores – bias (in mm.day⁻¹), RMSE_{E3S} (in mm.day⁻¹) – of daily RS-based non-interpolated ET estimates (E3S only) against field observations and SiSPAT simulations over 2005–2008. N is the number of days considered in the comparison.

	Versus observations (N = 298)		Versus SiSPAT (N = 336)	
	Bias	RMSE _{E3S}	Bias	RMSE _{E3S}
E3S (non-interpolated)	-0.05	0.47	-0.02	0.46

503

504



505

506

507

508

509

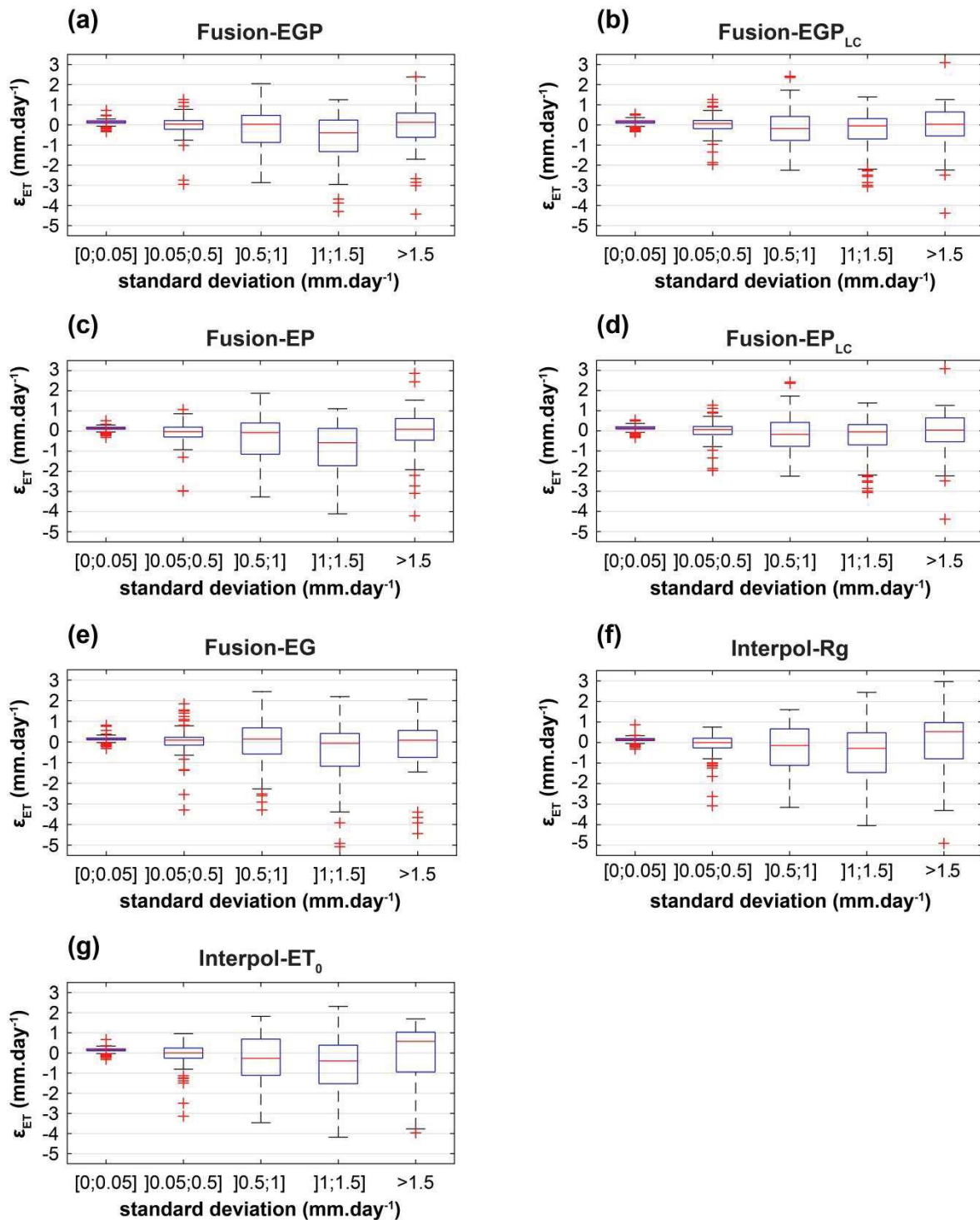
510

511

Figure 3. Daily ET estimates for 2008 from Fusion-EGP (blue line), Fusion-EGP_{LC} (red line) and Interpol-Rg (green line) versus SiSPAT simulations at local scale (a) and versus ALMIP2 simulations at mesoscale (b). Shaded area represents the range between both millet crop and fallow savannah (a) and standard deviation of the 20 ALMIP2 LSMs (b) whereas black line is the average between both plots (a) and the 20 ALMIP2 LSMs (b). At mesoscale (b), non-interpolated dates (E3S) are defined as those for which more than 75 % of E3S image pixels are available over the study site.

512 5.1.3. Residual error analysis of ET estimates

513 Residual errors ($\epsilon_{ET} = \text{predicted ET} - \text{SiSPAT ET}$) for each fusion or interpolation method are
514 computed at the Wankama pixel scale. The distributions of ϵ_{ET} against standard deviation of
515 SiSPAT simulated ET between two consecutive E3S estimates are shown in Figure 4. The boxplots
516 show for each approach the interquartile range of ϵ_{ET} for the ranges of SiSPAT standard deviation.
517 One can observe that ϵ_{ET} interquartile range globally increases when the SiSPAT standard deviation
518 increases. For low standard deviation ($\leq 0.05 \text{ mm.day}^{-1}$) between two consecutive E3S estimates, ϵ_{ET}
519 is still low ($-0.4 \text{ mm.day}^{-1} < \epsilon_{ET} < 0.9 \text{ mm.day}^{-1}$) for every fusion or interpolation method and no
520 significant differences in ϵ_{ET} distribution is observed between them. All of them also show a ϵ_{ET}
521 slightly positively skewed for SiSPAT standard deviation less than 0.05 mm.day^{-1} . For the range
522 $]0.05;0.5] \text{ mm.day}^{-1}$ of SiSPAT standard deviation, ϵ_{ET} distribution is quite symmetric for each
523 interpolation and fusion method even if Interpol-Rg and Interpol-ET₀ both show an
524 underestimation trend for values outside whiskers range (Figures 4. f and g). Main differences in ϵ_{ET}
525 distribution between fusion and interpolation methods are observed for SiSPAT standard deviation
526 greater than 0.5 mm.day^{-1} . For such values, both Interpol-Rg and Interpol-ET₀ display generally
527 larger interquartile range than all of the fusion approaches. For these interpolation methods, ϵ_{ET}
528 distribution is negatively skewed for standard deviation ranges $]0.5;1]$ and $]1;1.5] \text{ mm.day}^{-1}$ and
529 rather positively skewed for standard deviation greater than 1.5 mm.day^{-1} (Figures 4. F and g).
530 Fusion-EG shows symmetric ϵ_{ET} distribution for standard deviation range $]0.5;1] \text{ mm.day}^{-1}$,
531 negatively skewed for range $]1;1.5] \text{ mm.day}^{-1}$ and slightly positively skewed for standard deviation
532 $> 1.5 \text{ mm.day}^{-1}$ (Figure 4. e). Fusion-EP is characterized by a negatively skewed ϵ_{ET} distribution for
533 ranges $]0.5;1]$ and $]1;1.5] \text{ mm.day}^{-1}$ and symmetric for standard deviation $> 1.5 \text{ mm.day}^{-1}$ (Figure 4.
534 c). Fusion-EGP shows negatively skewed ϵ_{ET} distribution for ranges $]0.5;1]$ and $]1;1.5] \text{ mm.day}^{-1}$ and
535 positively skewed for standard deviation $> 1.5 \text{ mm.day}^{-1}$ (Figure 4. a). One can observe that local
536 calibration of PAMEAS API parameters reduces the ϵ_{ET} interquartile range and generally also
537 reduces the skewness of ϵ_{ET} distribution (Figures 4. b and d).



538

539

540

541

542

543

544

545

546

Figure 4. Box plots showing the distribution of residual errors in derived ET (ϵ_{ET}) from Fusion-EGP (a), Fusion-EGP_{LC} (b), Fusion-EP (c), Fusion-EP_{LC} (d), Fusion-EG (e), Interpol-Rg (f) and Interpol-ET₀ (g) in relation to the SiSPAT ET standard deviation between two consecutive E3S estimates. Only interpolated values are considered. The red line in box is the median ϵ_{ET} , the lower bar of the box is the first quartile and the upper one is the third quartile. Lower whisker bar corresponds to the maximum between minimum ϵ_{ET} and the first quartile minus 1.5-fold the interquartile range, upper whisker bar corresponds to the minimum between maximum ϵ_{ET} and the third quartile plus 1.5-fold the interquartile range and red plus signs are values outside these whiskers.

547

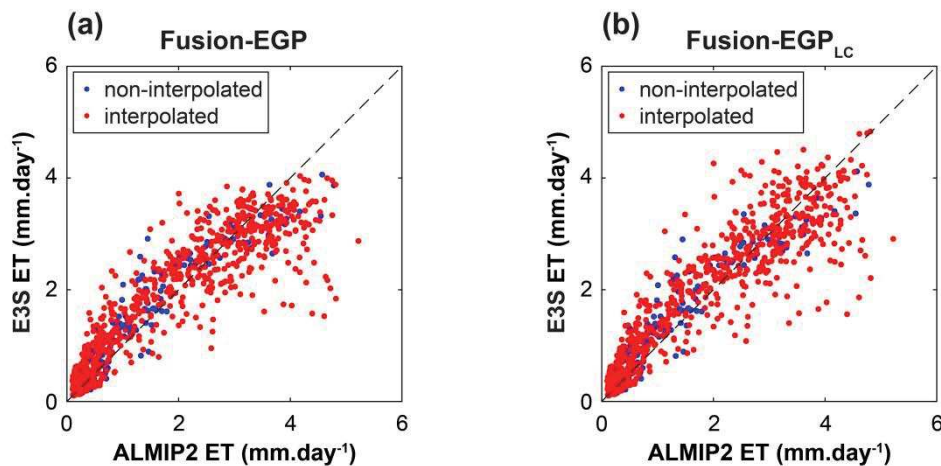
548 5.2. Evaluation at mesoscale

549 In this subsection, comparison of the continuous daily ET estimates obtained after each
 550 interpolation or fusion approach against ensemble average of ALMIP2 LSMs simulations is
 551 analyzed. The comparison was done by considering spatial averages over the whole ALMIP2
 552 domain (20 800 km²) Overall skill scores of this analysis are summarized in Table 5 and illustrated
 553 in Figure 5 and 3(b).

554 **Table 5.** Skill scores – bias (in mm.day⁻¹), RMSE (in mm.day⁻¹), NSE and R² – of daily RS-based ET
 555 estimates against ensemble average of ALMIP2 LSMs simulations over 2005-2008. Comparison was
 556 performed over 1458 days.

	Bias	RMSE	NSE	R ²
Fusion-EGP	0.03	0.46	0.87	0.88
Fusion-EGP _{LC}	0.07	0.45	0.88	0.88
Fusion-EP	-0.01	0.52	0.84	0.85
Fusion-EP _{LC}	0.05	0.53	0.84	0.84
Fusion-EG	0.08	0.47	0.87	0.87
Interpol-Rg	-0.02	0.59	0.79	0.80
Interpol-ET ₀	-0.03	0.64	0.77	0.78

557



558

559 **Figure 5.** Daily ET estimates from the fusion between E3S, GLEAM and PAMEAS without (Fusion-
 560 EGP; a) and with (Fusion-EGP_{LC}; b) local calibration of PAMEAS API parameters versus ensemble
 561 average of ALMIP2 LSMs over 2005-2008. Non-interpolated dates (blue points) are defined as those
 562 for which more than 75 % of E3S image pixels are available over the study site.

563 Many results of the comparison were in line with those obtained at local scale on the Wankama
 564 pixel (Table 5):

- 565 • The best performances were obtained with the fusion method using both GLEAM and
 566 PAMEAS information (EGP).
 - 567 • The standard interpolation procedures (Rg and ET₀) had the lowest performances.
 - 568 • The fusion methods based on only one interpolation support, GLEAM or PAMEAS, had
 569 intermediary performance.
 - 570 • Main benefits of the fusion approach (Fusion-EGP and Fusion-EGP_{LC}) was observed during the
 571 first months of the rainy season (Figure 3.b) in the depiction of drying up phases between two
 572 consecutive rainfall events, showing the interest of interpolation supports including
 573 information on either rainfall or surface soil moisture fields.
 - 574 • The main discrepancies between retrieved ET and ALMIP2 LSMs occurred during the
 575 monsoon season and were characterized by a significant underestimation.
- 576 There was however significant differences:

- 577 • RMSE were significantly lower (e.g. 0.46 for Fusion-EGP to be compared to 0.65-0.68 at local
578 scale).
- 579 • The local calibration of PAMEAS API parameters (Fusion-EGP_{LC} and Fusion-EP_{LC}) had no
580 impact on the performance (see Figure 5 and Table 5; remember that in this case the API
581 parameters obtained by calibration against SiSPAT simulation over the millet field and the
582 fallow were used all over the studied domain).
- 583 • No clear trend existed for the bias value versus the interpolation method.
- 584 • The direct impact of the interpolation procedure (RMSE_{int}; Table 6) was always larger than the
585 errors generated by the application of E3S (Table 7). The difference was only slight when
586 considering E3S, GLEAM and PAMEAS together (RMSE_{E3S} = 0.31 mm.day⁻¹, RMSE_{int} = 0.35 –
587 0.37 mm.day⁻¹) but it strongly increased when considering other methods and in particular
588 standard interpolation with Rg (RMSE_{int} = 0.56 mm.day⁻¹) and even worse for ET₀ (0.63
589 mm.day⁻¹). For the latter, the interpolation procedure was responsible of two thirds of the
590 difference between RS-based ET estimates and ALMIP LSMs simulations.

591 **Table 6.** Skill scores – bias (in mm.day⁻¹), RMSE_{int,data} (in mm.day⁻¹), RMSE_{int} (in mm.day⁻¹) – of daily
592 RS-based interpolated ET estimates against ensemble average of ALMIP2 LSMs simulations over
593 2005-2008. Interpolated days (N) are defined as those for which less than 75 % of E3S image pixels
594 are available over the study site.

	Versus ALMIP2 LSMs (N = 1177)		
	Bias	RMSE _{int,data}	RMSE _{int}
Fusion-EGP	0.03	0.48	0.37
Fusion-EGP _{LC}	0.07	0.47	0.35
Fusion-EP	-0.03	0.55	0.45
Fusion-EP _{LC}	0.04	0.56	0.47
Fusion-EG	0.09	0.49	0.38
Interpol-Rg	-0.04	0.64	0.56
Interpol-ET ₀	-0.06	0.70	0.63

595 **Table 7.** Skill scores – bias (in mm.day⁻¹), RMSE_{E3S} (in mm.day⁻¹) – of daily RS-based non-
596 interpolated ET estimates (E3S only) against ensemble average of ALMIP2 LSMs simulations over
597 2005-2008. Non-interpolated days (N) are defined as those for which more than 75 % of E3S image
598 pixels are available over the study site.

	Versus ALMIP2 LSMs (N = 281)	
	Bias	RMSE _{E3S}
E3S (non-interpolated)	0.06	0.31

599 6. Discussion

600 In this study, we presented a new method for interpolating daily evapotranspiration between
601 available remote sensing estimates. The objective was to provide continuous estimates of ET as
602 required for many hydrological applications. The method was applied to MODIS estimates of ET at
603 the kilometer resolution over the Niamey area in Niger. The new methodology, based on a data
604 fusion algorithm, provided better results than the standard methods that have been classically used
605 for interpolating ET estimates based on the interpolation of the ratio of ET to Rg or ET₀. The
606 improvement was generally around 0.1 in terms of NSE, which indicates a better description of the
607 variations of daily ET. This was clearly illustrated by the better depiction of the first precipitation
608 events at the beginning of the rainy period (Figures 3). During the monsoon season, while the
609 number of E3S estimates was limited in reason of the low availability of MODIS data, the

610 improvement was also large. The fusion method used information on soil drying up and rain
611 events which were not available with the standard interpolation method.

612 In any situation, the fusion method based on two interpolation supports (Fusion-EGP), namely
613 GLEAM and PAMEAS, provided better results than the use of one interpolation support. At local
614 scale, the performance of Fusion-EG was similar to the performances of the standard interpolation
615 methods (Table 2). At mesoscale, they were close to those of Fusion-EGP (Table 5). On its side,
616 Fusion-EP, based on PAMEAS simulations, had always lower performance than Fusion-EGP. At
617 local scale, this seemed to demonstrate that both supports were providing interesting information
618 for interpolating ET estimates while at mesoscale, GLEAM seemed to provide most of the
619 information. This may be related to the impact of the calibration of PAMEAS over the whole
620 domain. Indeed, we shown at local scale, that when PAMEAS API parameters were calibrated on
621 ground information (here SiSPAT simulations) the performance of fusion methods using PAMEAS
622 were increased. In our work, it was not possible to calibrate the API formulation over different
623 locations. The possibility to use an API calibrated on ground data for different locations and, in
624 particular, different land cover and soil types should be investigated in the future. The differences
625 in the performance of both mono-interpolation support methods at local scale gave also an
626 indication of the interest of using interpolation support at the finer resolution (GLEAM in Fusion-
627 EG is used at its original resolution, i.e. 25 km, while it is disaggregated at the kilometer resolution
628 in Fusion EGP).

629 Our results also illustrated that the interpolation process itself was usually generating larger
630 errors in the derivation of continuous estimates of ET than the direct estimation of ET from remote
631 sensing data. In the best case (fusion of E3S with GLEAM and PAMEAS at local scale) both errors
632 had almost similar level (but can be lower). This indicates that more efforts have to be done for
633 improving interpolation procedures. Our study participated to these efforts, in particular by
634 showing that improvements can be obtained when introducing information on the kinetics of soil
635 drying up and on the occurrence of precipitation events (and probably the amount of rainfall water
636 also). Compared to the number of studies proposing and analyzing ET models, the literature on ET
637 interpolation is reduced to a limited number of articles. Most of them only analyzed the results of
638 the standard interpolation methods [20,21,23]. This has maybe been related to the difficulties for
639 obtaining accurate information on rain occurrence and amount in a distributed way over large
640 areas, while information on incoming solar radiation and on ET_0 have been more easily available.
641 Actually, various precipitation products are available nowadays. There are derived from
642 interpolation of gauge observations (e.g. GPCC [70], CRU [71]), satellite data (e.g. CHOMPS [72],
643 CMORPH [73]), combination of satellite and gauge data (e.g. CHIRPS [74], TMPA 3B42 [75]),
644 meteorological reanalysis (ERA-Interim [58], NCEP-CFSR [76]) or from the combination of satellite
645 data, gauge measurements and atmospheric model reanalysis (e.g. MSWEP [61]).

646 The new method developed in this study was applied for interpolating ET estimated from
647 MODIS data over a Sahelian area. One can wonder what would be the applicability of the method
648 over other areas, other climate or other sensors having different revisit characteristics. Concerning
649 climate, the number of available MODIS data for estimating ET during the monsoon season is very
650 limited implying the reconstruction of ET for a very large proportion of days (about 75 % of ET data
651 have been interpolated in this study). In this situation, the new method proved to be efficient in
652 comparison to the standard interpolation methods and we can anticipate it would perform correctly
653 in situations with a larger density of available data. This also indicates that the method could be
654 transferred to the interpolation of ET derived from sensors onboard Landsat platforms with a long
655 revisit time. One of the main advantages of the method relies on the integration of precipitation
656 data that provide essential information on the variations of ET during long period. However, an
657 analysis of the interest of such method over very long period, up to several weeks, without ET data,
658 as it can happen when using Landsat data, still has to be investigated. One can anticipate that in
659 such situation the performance of the method would greatly depends on the quality of the
660 calibration of an interpolation support such as PAMEAS. It should also be noticed, that
661 precipitation information is not sufficient for following the alternation of wetting / drying events

662 over irrigated areas. Information on irrigation calendar and amounts is very difficult to obtain. In
663 these cases, the interest of using remote sensing data sensitive to surface soil moisture, as
664 microwave backscattering, has to be investigated. GLEAM is already integrating microwave data
665 but with a spatial resolution not suitable for the detection of irrigation events. The use of
666 microwave data such as those provided by Sentinel 1a and 1b with a revisit cycle of 6 days might be
667 used for detecting at least some of the irrigation events and also for helping in the calibration of
668 interpolation support as PAMEAS.

669 7. Conclusion

670 The purpose of this work was to build a multi-resolution and multi-source remote sensing data
671 fusion approach to produce continuous daily ET maps at 1 km resolution in Sahelian areas. The
672 proposition of such approach appeared to be a key issue for Sahelian areas given the inefficiency of
673 standard temporal interpolation techniques for long return intervals and WAM-linked cloud cover
674 during the rainy season. The proposed methodology relied on the use of the GLEAM global ET
675 product and a parametric model named PAMEAS as a normalized basis to fill gaps in MODIS-
676 based E3S ET estimates between two clear sky days acquisition. The fusion approach was compared
677 to more classical temporal interpolation techniques involving the linear interpolation of the ratio
678 between ET and R_g or ET_0 . RS-based ET estimates were evaluated in southwest Niger during the
679 2005-2008 period at (i) the pixel scale against eddy-covariance measurements and simulations of a
680 beforehand calibrated/validated land surface model named SiSPAT, (ii) at mesoscale against
681 simulations of the 20 regional ALMIP2 LSMs as a reference basis. At pixel scale, fusion-based ET
682 estimates showed good skill scores compared both to SiSPAT simulations (RMSE = 0.68 mm.day⁻¹,
683 NSE = 0.79, R² = 0.80) and field measurements (RMSE = 0.65 mm.day⁻¹, NSE = 0.78, R² = 0.78).
684 Compared to ET_0 - and R_g -based interpolation techniques, the fusion approach allowed significantly
685 reducing RSME and enhancing NSE and R² with respect to observations and SiSPAT simulations.
686 Main benefit of the fusion algorithm is observed during the first months of the rainy season in its
687 capacity to reproduce the alternation between ET peaks and drying up phases. Residual error
688 analysis showed that fusion approach reduces interpolated RS-based ET error for high values (> 0.5
689 mm.day⁻¹) of observed ET standard deviation between two available estimates. Quite similar results
690 are obtained at mesoscale compared to ALMIP2 models simulations mesoscale mean showing the
691 spatial consistency of the here developed fusion algorithm. We also show that fusion-based ET
692 estimates are in better agreement with LSMs references at both local and mesoscale than fusion
693 based on either GLEAM or PAMEAS estimates alone, showing the benefit of multi-source fusion
694 approach. Local calibration of PAMEAS API parameters substantially improves performance of the
695 fusion approach at local scale without modifying its performance at mesoscale. This last point
696 highlights the interest of multi-point local calibration of the model against surface soil moisture
697 measurements for future improvements of the fusion approach. It is believed that such fusion
698 approach is particularly appealing to take advantage of multi-source and multi-resolution datasets
699 to produce consistent continuous ET estimates. This fusion technique will be implemented in other
700 mesoscale areas in Sahelo-Saharan Mali and Sudanian Benin, instrumented in the framework of the
701 AMMA-CATCH NOS, to evaluate the replicability of the methodology. Finally, given the need of
702 fine scale ET estimates and the recent development of disaggregation algorithms, we suggest that
703 such fusion approach could be used as a first stage in a disaggregation chain to ensure better
704 consistency between continuous multi-resolution ET estimates.

705 **Author Contributions:** Aubin Allies was the main author involved in data collection, processing and analysis
706 and article writing. Jérôme Demarty and Bernard Cappelaere provided and processed in situ measurements.
707 Jérôme Demarty also provided and processed LSMs simulations. Cécile Velluet processed and provided
708 SiSPAT simulations and developed the in situ flux data gap filling method. Emilie Delogu helped in the
709 development and application of temporal interpolation techniques. Jérôme Demarty, Albert Olioso, Ibrahim
710 Bouzou Moussa and Bernard Cappelaere also played a supervisory role contributing to results interpretation
711 and article preparation, final writing and proofreading.

712 **Funding:** The first author's Ph.D. was financed by a student research grant from GAIA Doctoral School at
 713 University of Montpellier (<https://gaia.umontpellier.fr/>). This work also received support from French Centre
 714 National d'Études Spatiales (CNES) through both TOSCA projects EVASPA v3.0 and PITEAS (Production par
 715 Interpolation Temporelle de l'Évapotranspiration journalière issue de l'infrarouge thermique à l'Aide de
 716 données auxiliaires) as well as from PNTS programme of the French Centre National de Recherche
 717 Scientifique in the framework of the PRETAO project (PRoduits d'EvapoTranspiration en Afrique de l'Ouest).

718 **Acknowledgments:** The ground data set was acquired and disseminated by the AMMA-CATCH NOS
 719 (www.amma-catch.org) in the framework of the AMMA (African Monsoon Multidisciplinary Analysis)
 720 Program. Special thanks are thus due to the AMMA-CATCH team members. A particular thanks is due to
 721 Monique Oi, Jean-Philippe Chazarin, Ibrahim Mainassara, Florent Arpin-Pont, Hélène Barral and all members
 722 of the local IRD team in Niger for having provide us long series and good quality ground measurements. We
 723 also acknowledge the Land Processes Distributed Active Archive Centre (LP DAAC) for the availability of
 724 MODIS data and the Global Land Evaporation Amsterdam Model team for the availability of GLEAM
 725 evapotranspiration product. Acknowledgments also to the members of the ALMIP2 project for providing us
 726 models simulations and for their very useful analysis of models behaviors and performances.

727 **Conflicts of Interest:** The authors declare no conflict of interest. The funders had no role in the design of the
 728 study; in the collection, analyses, or interpretation of data; in the writing of the manuscript, and in the decision
 729 to publish the results.

730 Appendix A – Gap filling method of Velluet [54]

731 In a first step, an average daily cycle of ET is defined for each day of a “typical” year at the
 732 measurement timescale (here 30 min). The latter is estimated computing 15-day moving average of
 733 observed ET over the entire measurements period Δy (here $\Delta y = 7$ years from $y_1 = 2005$ to $y_n = 2011$).
 734 Thus $15\Delta y$ days of measurements are averaged to estimate a typical profile of a daily ET cycle at a
 735 given day d_0 ($ET_{d_0}(t)$ with $0 \leq t \leq 23.5$ hours):

$$ET_{d_0}(t) = \frac{1}{15\Delta y} \sum_{d=d_0-7}^{d_0+7} \sum_{y=2005}^{2011} ET_{y,d}(t) \text{ with } \Delta y = 7 \quad (\text{A.1})$$

736 One defines $T(y,d)$ as moments for which measurement of $ET_{y,d}(t)$ is available for day d of year
 737 y . For each day d of each year y , one defined $f(y,d)$ as the ratio between the daily sum of the typical
 738 daily cycle at measurements available moments and the daily sum of the complete typical daily
 739 cycle:

$$f(y,d) = \frac{\sum_{T(y,j)} ET_d(t)}{\sum_{t=0}^{23h30} ET_d(t)} \quad (\text{A.2})$$

740 If $f(y,d)$ is strictly greater than $2/3$, observed daily ET of day d of year y , written $\langle ET_{y,d} \rangle$, is
 741 derived from:

$$\langle ET_{y,d} \rangle = \frac{1}{48} \frac{1}{f(y,d)} \sum_{T(y,d)} ET_{y,d}(t) \quad (\text{A.3})$$

742 Else if $f(y,d)$ is less or equal to $2/3$, daily gapfilling is not performed.

743

744 **Appendix B - Land surface models used in the ALMIP2 exercise**

Model name	Institute and reference
CLASS ¹	Climate Research Division, Environment Canada, Toronto, Canada [77]
CLM_CLM4 ²	Department of Atmospheric Sciences at National Taiwan University, Taipei, Taiwan [78]
CLM_ECOV2 ³	Same as CLM_CLM4
CLM_CN ⁴	Same as CLM_CLM4
CLSM ⁵	METIS Paris, France [79]
CLSM-NASA	GMAO, NASA/GSFC, Greenbelt, MD, USA [79]
HTESSEL ⁶	ECMWF, Reading, UK [80]
CTESSEL ⁷	ECMWF, Reading, UK [81]
ISBA ⁸	CRNM-GAME, Toulouse, France [82]
JULES ⁹	CEH, Wallingford, UK [83,84]
LISMosaic ¹¹	GMAO, NASA/GSFC, Greenbelt, MD, USA [85]
LISNoah33 ¹²	GMAO, NASA/GSFC, Greenbelt, MD, USA [86]
MATSIRO ¹³	Institute of Industrial Science, The University of Tokyo, Japan [87]
ORCHIDEE_dyn ¹⁴	LSCE, Gif-sur-Yvette, France [88]
ORCHIDEE_f ¹⁵	LMD, Paris, France [88]
SETHYS ¹⁶	LSCE, Gif-sur-Yvette, France [89]
SIBUC ¹⁷	Rikagaku Kenkyusho Advanced Institute for Computational Science, Kobe, Japan
SPONSOR ¹⁸	Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia [90]
STEP ¹⁹	GET, Toulouse, France [91]
SWAP ²⁰	Institute of Water Problems, Moscow, Russia [92]

745 ¹CLASS stands for the Canadian Land Surface Scheme.746 ²CLM stands for the Community Land Model.747 ³_ECOV2 stands for ECOCLIMAP2, version 2.748 ⁴_CN represents carbon (C) and nitrogen (N).749 ⁵CLSM stands for the Catchment LSM.750 ⁷HTESSEL stands for the Hydrology Tiled ECMWF Scheme of Surface Exchanges over Land.751 ⁸CTESSEL stands for the Carbon Tiled ECMWF Scheme of Surface Exchanges over Land.752 ⁹ISBA stands for Interactions between Soil, Biosphere, and Atmosphere.753 ¹⁰JULES stands for the Joint UK Land Environment Simulator.754 ¹¹LISMosaic stands for Mosaic with Land Information System.755 ¹²LISNoah33 stands for Noah with Land Information System.756 ¹³MATSIRO stands for the Minimal Advanced Treatments of Surface Interaction and Runoff model.757 ¹⁴ORCHIDEE_dyn stands for Organizing Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems (ORCHIDEE) with
758 dynamic vegetation.759 ¹⁵ORCHIDEE_f stands for ORCHIDEE with forced vegetation.760 ¹⁶SETHYS stands for Suivi de l'Etat Hydrique des Sols.761 ¹⁷SIBUC stands for the Simple Biosphere Model including Urban Canopy.762 ¹⁸SPONSOR stands for the Semi-distributed Parameterization Scheme of the Orography-induced hydrology
763 model.764 ¹⁹STEP stands for the Sahelian Transpiration Evaporation Productivity model.765 ²⁰SWAP stands for the Soil, Water, Atmosphere, and Plant.

766

767 **Appendix C – Local calibration of PAMEAS against SiSPAT reference simulations**

768 PAMEAS was calibrated against the simulations of SiSPAT on the 2005-2012 period. Calibrated
 769 values of parameters used in the formulations of API, E and T are presented in Table C.1 for the
 770 millet field and the fallow respectively. Calibration was performed to minimize Root Mean Square
 771 Error (RMSE) and maximize Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE) and coefficient of determination (R^2)
 772 together to find the set of parameters providing the best trade-off.

773 **Table C.1.** PAMEAS' parameters values used in this study for the millet crop and the fallow plots

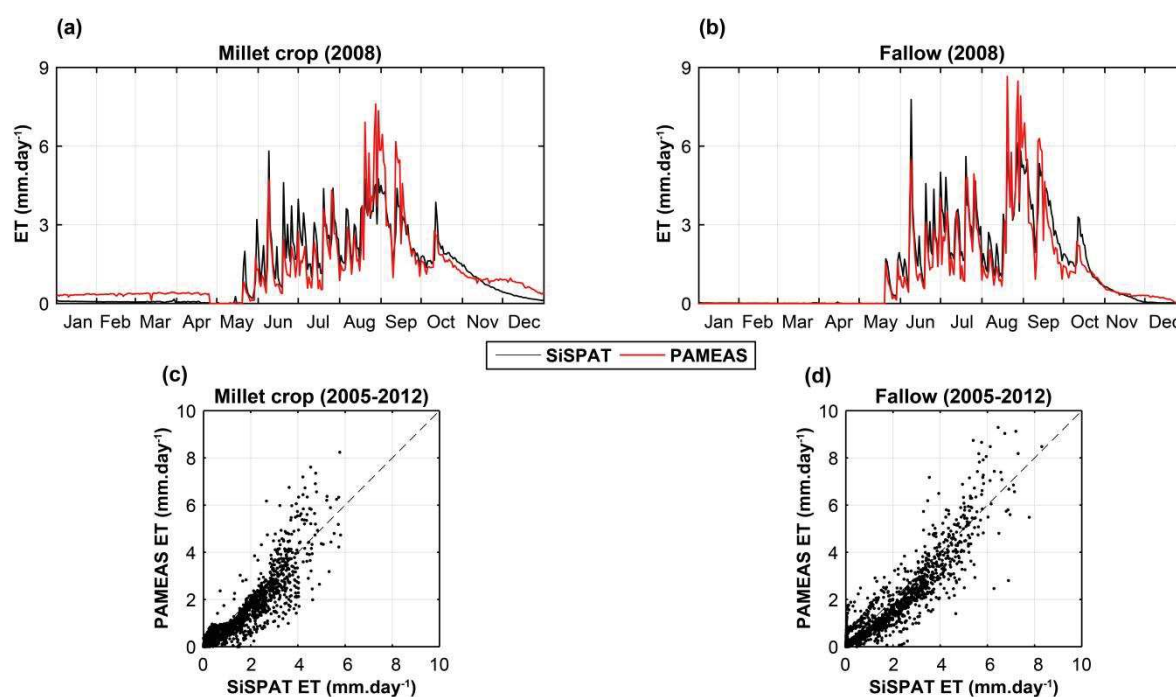
	Millet	Fallow
API ($\omega_1; \omega_2$)	3.8; 4	4; 3.5
E (ρ_1)	0.69	0.84
T (ρ_2)	1.05	0.74

774 Very good performances are observed between simulated API from PAMEAS and simulated 0-
 775 10 cm soil water content from SiSPAT for both ecosystems with nevertheless a slight negative bias
 776 of -0.18 and -0.05 mm for the millet crop and the fallow respectively (Table C.2). For both
 777 ecosystems API is very well correlated to 0-10 cm soil water content with R^2 of 0.88 and 0.93 for the
 778 millet field and the fallow respectively (Table C.2). Likewise very good skill scores are obtained for
 779 soil evaporation for both ecosystems with again a slight negative bias supposed mainly due to API
 780 underestimation (Table C.2).

781 **Table C.2.** Skill scores of PAMEAS calibration over the 2005-2012 periods against SiSPAT (units of
 782 bias and RMSE are given with variable acronym, NSE and R^2 are dimensionless)

	Millet				Fallow			
	Bias	RMSE	NSE	R^2	Bias	RMSE	NSE	R^2
API (mm)	-0.18	0.85	0.88	0.88	-0.05	0.74	0.92	0.93
E (mm.day ⁻¹)	-0.07	0.43	0.83	0.84	-0.04	0.43	0.89	0.89
T (mm.day ⁻¹)	0.08	0.20	0.88	0.90	0.02	0.25	0.82	0.83
ET (mm.day ⁻¹)	-0.01	0.49	0.85	0.85	-0.03	0.50	0.90	0.90

783 For transpiration, PAMEAS is in good agreement with SiSPAT during the ascending phase of
 784 the transpiration cycle. During this period we observed an increase of the root zone soil moisture
 785 with an infiltration from the surface to deep layers, peaking at a maximum shortly after the last
 786 rainfall (not shown). During this period sensible heat (H) is relatively constant and near zero, all of
 787 the available energy at the surface is thus used for ET. Vegetation is not stressed and transpiration
 788 variations are mainly controlled by incoming solar radiation. Once this root zone soil moisture peak
 789 has passed, transpiration is capping, and supports all the ET since surface water content is dried up.
 790 H is increasing leading to a competition for available energy between T and the heating of the
 791 surface. Stomatal resistance term is more and more preponderant and vegetation is thus subject to
 792 water stress. Finally transpiration is rapidly decreasing less or more exponentially following the
 793 root zone soil water content depletion with very low sensitivity to incoming radiation.
 794 Consequently, as expected, during this phase PAMEAS is significantly less correlated with SiSPAT
 795 since it does not take into account any water stress (not shown). For purposes of application in a
 796 data fusion approach with MODIS-based E3S estimates this model's drift is not critical because
 797 images frequency is high during this period [22] and day to day ET variation are slight. Finally,
 798 adding E and T terms, ET simulated by PAMEAS is in very good agreement with SiSPAT with NSE
 799 values of 0.85 and 0.90 for the millet crop and the fallow respectively (Table C.2 and Figure C.1).



800

801

802

Figure C.1. Daily ET simulated by PAMEAS against ET simulated by SiSPAT for 2008 (top row panel) and 2005-2012 (bottom row panel) for the millet crop (a, c) and the fallow (b, d).

803

References

804

805

806

807

808

809

810

811

812

813

814

815

816

817

818

819

820

821

822

823

824

825

826

827

828

829

830

831

832

833

- Katul, G. G.; Oren, R.; Manzoni, S.; Higgins, C.; Parlange, M. B. Evapotranspiration: A process driving mass transport and energy exchange in the soil-plant-atmosphere-climate system. *Rev. Geophys.* **2012**, *50*, RG3002, doi:10.1029/2011RG000366.
- Fisher, J. B.; Melton, F.; Middleton, E.; Hain, C.; Anderson, M.; Allen, R.; McCabe, M. F.; Hook, S.; Baldocchi, D.; Townsend, P. A.; Kilic, A.; Tu, K.; Miralles, D. D.; Perret, J.; Lagouarde, J.-P.; Waliser, D.; Purdy, A. J.; French, A.; Schimel, D.; Famiglietti, J. S.; Stephens, G.; Wood, E. F. The future of evapotranspiration: Global requirements for ecosystem functioning, carbon and climate feedbacks, agricultural management, and water resources. *Water Resour. Res.* **2017**, *53*, 2618–2626, doi:10.1002/2016WR020175.
- Shukla, J.; Mintz, Y. Influence of Land-Surface Evapotranspiration on the Earth's Climate. *Science* **1982**, *215*, 1498–1501, doi:10.1126/science.215.4539.1498.
- Jung, M.; Reichstein, M.; Ciais, P.; Seneviratne, S. I.; Sheffield, J.; Goulden, M. L.; Bonan, G.; Cescatti, A.; Chen, J.; de Jeu, R.; Dolman, A. J.; Eugster, W.; Gerten, D.; Gianelle, D.; Gobron, N.; Heinke, J.; Kimball, J.; Law, B. E.; Montagnani, L.; Mu, Q.; Mueller, B.; Oleson, K.; Papale, D.; Richardson, A. D.; Rouspard, O.; Running, S.; Tomelleri, E.; Viovy, N.; Weber, U.; Williams, C.; Wood, E.; Zaehle, S.; Zhang, K. Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. *Nature* **2010**, *467*, 951–954, doi:10.1038/nature09396.
- Marshall, M.; Funk, C.; Michaelsen, J. Examining evapotranspiration trends in Africa. *Clim. Dyn.* **2012**, *38*, 1849–1865, doi:10.1007/s00382-012-1299-y.
- Santos, C.; Lorite, I. J.; Tasumi, M.; Allen, R. G.; Fereres, E. Integrating satellite-based evapotranspiration with simulation models for irrigation management at the scheme level. *Irrig. Sci.* **2007**, *26*, 277–288, doi:10.1007/s00271-007-0093-9.
- Toureiro, C.; Serralheiro, R.; Shahidian, S.; Sousa, A. Irrigation management with remote sensing: Evaluating irrigation requirement for maize under Mediterranean climate condition. *Agric. Water Manag.* **2017**, *184*, 211–220, doi:10.1016/j.agwat.2016.02.010.
- Anderson, M. C.; Hain, C.; Wardlow, B.; Pimstein, A.; Mecikalski, J. R.; Kustas, W. P. Evaluation of Drought Indices Based on Thermal Remote Sensing of Evapotranspiration over the Continental United States. *J. Clim.* **2010**, *24*, 2025–2044, doi:10.1175/2010JCLI3812.1.
- Anderson, M. C.; Zolin, C. A.; Sentelhas, P. C.; Hain, C. R.; Semmens, K.; Tugrul Yilmaz, M.; Gao, F.; Otkin, J. A.; Tetrault, R. The Evaporative Stress Index as an indicator of agricultural drought in Brazil: An

- 834 assessment based on crop yield impacts. *Remote Sens. Environ.* **2016**, *174*, 82–99,
835 doi:10.1016/j.rse.2015.11.034.
- 836 10. Otkin, J. A.; Anderson, M. C.; Hain, C.; Svoboda, M.; Johnson, D.; Mueller, R.; Tadesse, T.; Wardlow, B.;
837 Brown, J. Assessing the evolution of soil moisture and vegetation conditions during the 2012 United
838 States flash drought. *Agric. For. Meteorol.* **2016**, *218–219*, 230–242, doi:10.1016/j.agrformet.2015.12.065.
- 839 11. Schuurmans, J. M.; Troch, P. A.; Veldhuizen, A. A.; Bastiaanssen, W. G. M.; Bierkens, M. F. P.
840 Assimilation of remotely sensed latent heat flux in a distributed hydrological model. *Adv. Water Resour.*
841 **2003**, *26*, 151–159, doi:10.1016/S0309-1708(02)00089-1.
- 842 12. Tobin, K. J.; Bennett, M. E. Constraining SWAT Calibration with Remotely Sensed Evapotranspiration
843 Data. *JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc.* **2017**, *53*, 593–604, doi:10.1111/1752-1688.12516.
- 844 13. Kunnath-Poovakka, A.; Ryu, D.; Renzullo, L. J.; George, B. The efficacy of calibrating hydrologic model
845 using remotely sensed evapotranspiration and soil moisture for streamflow prediction. *J. Hydrol.* **2016**,
846 *535*, 509–524, doi:10.1016/j.jhydrol.2016.02.018.
- 847 14. Alfieri, J. G.; Blanken, P. D.; Yates, D. N.; Steffen, K. Variability in the Environmental Factors Driving
848 Evapotranspiration from a Grazed Rangeland during Severe Drought Conditions. *J. Hydrometeorol.* **2007**,
849 *8*, 207–220, doi:10.1175/JHM569.1.
- 850 15. Boulain, N.; Cappelaere, B.; Séguis, L.; Favreau, G.; Gignoux, J. Water balance and vegetation change in
851 the Sahel: A case study at the watershed scale with an eco-hydrological model. *J. Arid Environ.* **2009**, *73*,
852 1125–1135, doi:10.1016/j.jaridenv.2009.05.008.
- 853 16. Velluet, C.; Demarty, J.; Cappelaere, B.; Braud, I.; Issoufou, H. B. A.; Boulain, N.; Ramier, D.; Mainassara,
854 I.; Charvet, G.; Boucher, M.; Chazarin, J. P.; Oi, M.; Yahou, H.; Maidaji, B.; Pont, F. A.; Benarrosh, N.;
855 Mahamane, A.; Nazoumou, Y.; Favreau, G.; Seghieri, J. Building a field- and model-based climatology of
856 surface energy and water cycles for dominant land cover types in the cultivated Sahel. Annual budgets
857 and seasonality. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2014**, *18*, 5001–5024, doi:10.5194/hess-18-5001-2014.
- 858 17. Ramier, D.; Boulain, N.; Cappelaere, B.; Timouk, F.; Rabanit, M.; Lloyd, C. R.; Boubkraoui, S.; Métayer, F.;
859 Descroix, L.; Wawrzyniak, V. Towards an understanding of coupled physical and biological processes in
860 the cultivated Sahel – 1. Energy and water. *J. Hydrol.* **2009**, *375*, 204–216, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.12.002.
- 861 18. Kalma, J. D.; McVicar, T. R.; McCabe, M. F. Estimating Land Surface Evaporation: A Review of Methods
862 Using Remotely Sensed Surface Temperature Data. *Surv. Geophys.* **2008**, *29*, 421–469, doi:10.1007/s10712-
863 008-9037-z.
- 864 19. Zhang, K.; Kimball, J. S.; Running, S. W. A review of remote sensing based actual evapotranspiration
865 estimation. *Wiley Interdiscip. Rev. Water* **2016**, *3*, 834–853, doi:10.1002/wat2.1168.
- 866 20. Alfieri, J. G.; Anderson, M. C.; Kustas, W. P.; Cammalleri, C. Effect of the revisit interval and temporal
867 upscaling methods on the accuracy of remotely sensed evapotranspiration estimates. *Hydrol. Earth Syst.*
868 *Sci.* **2017**, *21*, 83–98, doi:10.5194/hess-21-83-2017.
- 869 21. Lagouarde, J.-P.; Bach, M.; Sobrino, J. A.; Boulet, G.; Briottet, X.; Cherchali, S.; Coudert, B.; Dadou, I.;
870 Dedieu, G.; Gamet, P.; Hagolle, O.; Jacob, F.; Nerry, F.; Olioso, A.; Ottlé, C.; Roujean, J.; Fargant, G. The
871 MISTIGRI thermal infrared project: scientific objectives and mission specifications. *Int. J. Remote Sens.*
872 **2013**, *34*, 3437–3466, doi:10.1080/01431161.2012.716921.
- 873 22. Allies, A.; Demarty, J.; Olioso, A.; Bouzou Moussa, I.; Issoufou, H. B. A.; Velluet, C.; Bahir, M.;
874 Mainassara, I.; Oi, M.; Chazarin, J. P.; Cappelaere, B. Adapting EVASPA/S-SEBI to evapotranspiration
875 mapping in the Sahel with uncertainty characterization: the E3S method. *Remote Sens. Environ.* **in press**.
- 876 23. Lagouarde, J.-P.; Olioso, A.; Roujean, J.-L.; Boulet, G.; Coudert, B.; Dayau, S.; Castillo, S.; Weiss, M.
877 Defining the revisit frequency for the MISTIGRI project of a satellite mission in the thermal infrared. In
878 *International Symposium on Recent Advances in Quantitative Remote Sensing: RAQRS'III*; Torrent, Valencia,
879 Espagne, 2010; pp. 824–829.
- 880 24. Gallego-Elvira, B.; Olioso, A.; Mira, M.; Castillo, S. R.; Boulet, G.; Marloie, O.; Garrigues, S.; Courault, D.;
881 Weiss, M.; Chauvelon, P.; Boutron, O. EVASPA (EVapotranspiration Assessment from SPACe) Tool: An
882 overview. *Procedia Environ. Sci.* **2013**, *19*, 303–310, doi:10.1016/j.proenv.2013.06.035.
- 883 25. Ryu, Y.; Baldocchi, D. D.; Black, T. A.; Detto, M.; Law, B. E.; Leuning, R.; Miyata, A.; Reichstein, M.;
884 Vargas, R.; Ammann, C.; Beringer, J.; Flanagan, L. B.; Gu, L.; Hutley, L. B.; Kim, J.; McCaughey, H.;
885 Moors, E. J.; Rambal, S.; Vesala, T. On the temporal upscaling of evapotranspiration from instantaneous
886 remote sensing measurements to 8-day mean daily-sums. *Agric. For. Meteorol.* **2012**, *152*, 212–222,
887 doi:10.1016/j.agrformet.2011.09.010.

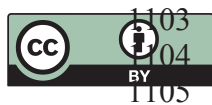
- 888 26. Cammalleri, C.; Anderson, M. C.; Gao, F.; Hain, C. R.; Kustas, W. P. A data fusion approach for mapping
889 daily evapotranspiration at field scale. *Water Resour. Res.* **2013**, *49*, 4672–4686, doi:10.1002/wrcr.20349.
- 890 27. Lohou, F.; Kergoat, L.; Guichard, F.; Boone, A.; Cappelaere, B.; Cohard, J.-M.; Demarty, J.; Galle, S.;
891 Grippa, M.; Peugeot, C.; Ramier, D.; Taylor, C. M.; Timouk, F. Surface response to rain events throughout
892 the West African monsoon. *Atmospheric Chem. Phys.* **2014**, *14*, 3883–3898, doi:10.5194/acp-14-3883-2014.
- 893 28. Gao, F.; Masek, J.; Schwaller, M.; Hall, F. On the blending of the Landsat and MODIS surface reflectance:
894 predicting daily Landsat surface reflectance. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **2006**, *44*, 2207–2218,
895 doi:10.1109/TGRS.2006.872081.
- 896 29. Li, W.; Baret, F.; Weiss, M.; Buis, S.; Lacaze, R.; Demarez, V.; Dejoux, J.; Battude, M.; Camacho, F.
897 Combining hectometric and decametric satellite observations to provide near real time decametric
898 FAPAR product. *Remote Sens. Environ.* **2017**, *200*, 250–262, doi:10.1016/j.rse.2017.08.018.
- 899 30. Cammalleri, C.; Anderson, M. C.; Gao, F.; Hain, C. R.; Kustas, W. P. Mapping daily evapotranspiration at
900 field scales over rainfed and irrigated agricultural areas using remote sensing data fusion. *Agric. For.*
901 *Meteorol.* **2014**, *186*, 1–11, doi:10.1016/j.agrformet.2013.11.001.
- 902 31. Gevaert, C. M.; García-Haro, F. J. A comparison of STARFM and an unmixing-based algorithm for
903 Landsat and MODIS data fusion. *Remote Sens. Environ.* **2015**, *156*, 34–44, doi:10.1016/j.rse.2014.09.012.
- 904 32. Semmens, K. A.; Anderson, M. C.; Kustas, W. P.; Gao, F.; Alfieri, J. G.; McKee, L.; Prueger, J. H.; Hain, C.
905 R.; Cammalleri, C.; Yang, Y.; Xia, T.; Sanchez, L.; Mar Alsina, M.; Vélez, M. Monitoring daily
906 evapotranspiration over two California vineyards using Landsat 8 in a multi-sensor data fusion
907 approach. *Remote Sens. Environ.* **2016**, *185*, 155–170, doi:10.1016/j.rse.2015.10.025.
- 908 33. Wang, P.; Gao, F.; Masek, J. G. Operational Data Fusion Framework for Building Frequent Landsat-Like
909 Imagery. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **2014**, *52*, 7353–7365, doi:10.1109/TGRS.2014.2311445.
- 910 34. Eswar, R.; Sekhar, M.; Bhattacharya, B. K. Disaggregation of LST over India: comparative analysis of
911 different vegetation indices. *Int. J. Remote Sens.* **2016**, *37*, 1035–1054, doi:10.1080/01431161.2016.1145363.
- 912 35. Olivera-Guerra, L.; Mattar, C.; Merlin, O.; Durán-Alarcón, C.; Santamaría-Artigas, A.; Fuster, R. An
913 operational method for the disaggregation of land surface temperature to estimate actual
914 evapotranspiration in the arid region of Chile. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* **2017**, *128*, 170–181,
915 doi:10.1016/j.isprsjprs.2017.03.014.
- 916 36. Bhattarai, N.; Quackenbush, L. J.; Dougherty, M.; Marzen, L. J. A simple Landsat–MODIS fusion
917 approach for monitoring seasonal evapotranspiration at 30 m spatial resolution. *Int. J. Remote Sens.* **2015**,
918 *36*, 115–143, doi:10.1080/01431161.2014.990645.
- 919 37. Ke, Y.; Im, J.; Park, S.; Gong, H. Spatiotemporal downscaling approaches for monitoring 8-day 30m actual
920 evapotranspiration. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* **2017**, *126*, 79–93, doi:10.1016/j.isprsjprs.2017.02.006.
- 921 38. Ma, Y.; Liu, S.; Song, L.; Xu, Z.; Liu, Y.; Xu, T.; Zhu, Z. Estimation of daily evapotranspiration and
922 irrigation water efficiency at a Landsat-like scale for an arid irrigation area using multi-source remote
923 sensing data. *Remote Sens. Environ.* **2018**, *216*, 715–734, doi:10.1016/j.rse.2018.07.019.
- 924 39. Olioso, A.; Bahir, M.; Gallego-Elvira, B.; Garrigues, S.; Mira, M.; Chanzy, A.; Weiss, M.; Marloie, O.;
925 Boulet, G. Monitoring evapotranspiration over the Crau Aquifer from remote sensing and flux tower
926 data. In *International conference MISTRALS “Environment in the mediterranean statements and prospects for*
927 *research and society”*; Marseille, France, 2015.
- 928 40. Olioso, A.; Allies, A.; Boulet, G.; Delogu, E.; Demarty, J.; Gallego-Elvira, B.; Marloie, O.; Chauvelon, P.;
929 Boutron, O.; Buis, S.; Weiss, M.; Velluet, C.; Bahir, M. Monitoring evapotranspiration with remote sensing
930 data and ground data using ensemble model averaging. In *International Geoscience and Remote Sensing*
931 *Symposium, IGARSS '18*; IEEE: Valencia, Spain, 2018.
- 932 41. Olioso, A.; Allies, A.; Ollivier, C.; Velluet, C.; Leblanc, M.; Demarty, J.; Boulet, G.; Bahir, M.; Gallego
933 Elvira, B.; Mira, M.; Marloie, O.; Martin-StPaul, N.; Tweed, S.; Cappelaere, B.; Huard, F.; Chauvelon, P.;
934 Boutron, O.; Chalikakis, K.; Garrigues, S.; Mazzilli, N.; Weiss, M. Monitoring evapotranspiration from
935 remote sensing data for groundwater resources evaluation. In *International Symposium on Recent Advances*
936 *in Quantitative Remote Sensing: RAQRS'V*; Valencia, Spain, 2017.
- 937 42. Miralles, D. G.; Holmes, T. R. H.; De Jeu, R. A. M.; Gash, J. H.; Meesters, A. G. C. A.; Dolman, A. J. Global
938 land-surface evaporation estimated from satellite-based observations. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2011**, *15*,
939 453–469, doi:10.5194/hess-15-453-2011.

- 940 43. Martens, B.; Miralles, D. G.; Lievens, H.; van der Schalie, R.; de Jeu, R. A. M.; Fernández-Prieto, D.; Beck,
941 H. E.; Dorigo, W. A.; Verhoest, N. E. C. GLEAM v3: satellite-based land evaporation and root-zone soil
942 moisture. *Geosci. Model Dev.* **2017**, *10*, 1903–1925, doi:10.5194/gmd-10-1903-2017.
- 943 44. Lebel, T.; Cappelaere, B.; Galle, S.; Hanan, N.; Kergoat, L.; Levis, S.; Vieux, B.; Descroix, L.; Gosset, M.;
944 Mougin, E.; Peugeot, C.; Seguis, L. AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa: An
945 overview. *J. Hydrol.* **2009**, *375*, 3–13, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.03.020.
- 946 45. Cappelaere, B.; Descroix, L.; Lebel, T.; Boulain, N.; Ramier, D.; Laurent, J.-P.; Favreau, G.; Boubkraoui, S.;
947 Boucher, M.; Bouzou Moussa, I.; Chaffard, V.; Hiernaux, P.; Issoufou, H. B. A.; Le Breton, E.; Mamadou,
948 I.; Nazoumou, Y.; Oi, M.; Otlé, C.; Quantin, G. The AMMA-CATCH experiment in the cultivated
949 Sahelian area of south-west Niger – Investigating water cycle response to a fluctuating climate and
950 changing environment. *J. Hydrol.* **2009**, *375*, 34–51, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.06.021.
- 951 46. Boone, A.; Getirana, A. C. V.; Demarty, J.; Cappelaere, B.; Galle, S.; Grippa, M.; Lebel, T.; Mougin, E.;
952 Peugeot, C.; Vischel, T. The African Monsoon Multidisciplinary Analyses (AMMA) Land surface Model
953 Intercomparison Project Phase 2 (ALMIP2). *GEWEX News* **2009**, *19*, 9–10.
- 954 47. Grippa, M.; Kergoat, L.; Boone, A.; Peugeot, C.; Demarty, J.; Cappelaere, B.; Gal, L.; Hiernaux, P.; Mougin,
955 E.; Ducharne, A.; Dutra, E.; Anderson, M.; Hain, C. Modelling surface runoff and water fluxes over
956 contrasted soils in pastoral Sahel: evaluation of the ALMIP2 land surface models over the Gourma region
957 in Mali. *J. Hydrometeorol.* **2017**, doi:10.1175/JHM-D-16-0170.1.
- 958 48. Leblanc, M. J.; Favreau, G.; Massuel, S.; Tweed, S. O.; Loireau, M.; Cappelaere, B. Land clearance and
959 hydrological change in the Sahel: SW Niger. *Glob. Planet. Change* **2008**, *61*, 135–150,
960 doi:10.1016/j.gloplacha.2007.08.011.
- 961 49. Leduc, C.; Bromley, J.; Schroeter, P. Water table fluctuation and recharge in semi-arid climate: some
962 results of the HAPEX-Sahel hydrodynamic survey (Niger). *J. Hydrol.* **1997**, *188–189*, 123–138,
963 doi:10.1016/S0022-1694(96)03156-3.
- 964 50. Boulain, N.; Cappelaere, B.; Ramier, D.; Issoufou, H. B. A.; Halilou, O.; Seghieri, J.; Guillemain, F.; Oi, M.;
965 Gignoux, J.; Timouk, F. Towards an understanding of coupled physical and biological processes in the
966 cultivated Sahel – 2. Vegetation and carbon dynamics. *J. Hydrol.* **2009**, *375*, 190–203,
967 doi:10.1016/j.jhydrol.2008.11.045.
- 968 51. Mauder, M.; Foken, T. *Documentation and instruction manual of the eddy covariance software package TK2*;
969 2004;
- 970 52. Marshall, M.; Tu, K.; Funk, C.; Michaelsen, J.; Williams, P.; Williams, C.; Ardö, J.; Boucher, M.;
971 Cappelaere, B.; de Grandcourt, A.; Nickless, A.; Nouvellon, Y.; Scholes, R.; Kutsch, W. Improving
972 operational land surface model canopy evapotranspiration in Africa using a direct remote sensing
973 approach. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2013**, *17*, 1079–1091, doi:10.5194/hess-17-1079-2013.
- 974 53. Sjöström, M.; Zhao, M.; Archibald, S.; Arno, A.; Cappelaere, B.; Falk, U.; de Grandcourt, A.; Hanan, N.;
975 Kergoat, L.; Kutsch, W.; Merbold, L.; Mougin, E.; Nickless, A.; Nouvellon, Y.; Scholes, R. J.; Veenendaal,
976 E. M.; Ardö, J. Evaluation of MODIS gross primary productivity for Africa using eddy covariance data.
977 *Remote Sens. Environ.* **2013**, *131*, 275–286, doi:10.1016/j.rse.2012.12.023.
- 978 54. Velluet, C. *Modélisation et analyse pluriannuelles du fonctionnement hydrologique et énergétique de
979 deux écosystèmes dominants au Sahel agropastoral (Sud-Ouest Niger)*. Thèse de Doctorat, Université
980 Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc: Montpellier, France, 2014.
- 981 55. Braud, I.; Dantas-Antonino, A. C.; Vauclin, M.; Thony, J. L.; Ruelle, P. A simple soil-plant-atmosphere
982 transfer model (SiSPAT) development and field verification. *J. Hydrol.* **1995**, *166*, 213–250,
983 doi:10.1016/0022-1694(94)05085-C.
- 984 56. Vischel, T.; Quantin, G.; Lebel, T.; Viarre, J.; Gosset, M.; Cazenave, F.; Panthou, G. Generation of High-
985 Resolution Rain Fields in West Africa: Evaluation of Dynamic Interpolation Methods. *J. Hydrometeorol.*
986 **2011**, *12*, 1465–1482, doi:10.1175/JHM-D-10-05015.1.
- 987 57. Trigo, I. F.; Dacamara, C. C.; Viterbo, P.; Roujean, J.-L.; Olesen, F.; Barroso, C.; Camacho-de-Coca, F.;
988 Carrer, D.; Freitas, S. C.; García-Haro, J.; Geiger, B.; Gellens-Meulenberghs, F.; Ghilain, N.; Meliá, J.;
989 Pessanha, L.; Siljamo, N.; Arboleda, A. The Satellite Application Facility for Land Surface Analysis. *Int. J.*
990 *Remote Sens.* **2011**, *32*, 2725–2744, doi:10.1080/01431161003743199.
- 991 58. Dee, D. P.; Uppala, S. M.; Simmons, A. J.; Berrisford, P.; Poli, P.; Kobayashi, S.; Andrae, U.; Balmaseda, M.
992 A.; Balsamo, G.; Bauer, P.; Bechtold, P.; Beljaars, A. C. M.; van de Berg, L.; Bidlot, J.; Bormann, N.; Delsol,
993 C.; Dragani, R.; Fuentes, M.; Geer, A. J.; Haimberger, L.; Healy, S. B.; Hersbach, H.; Hólm, E. V.; Isaksen,

- 994 L.; Källberg, P.; Köhler, M.; Matricardi, M.; McNally, A. P.; Monge-Sanz, B. M.; Morcrette, J.-J.; Park, B.-K.;
995 Peubey, C.; de Rosnay, P.; Tavolato, C.; Thépaut, J.-N.; Vitart, F. The ERA-Interim reanalysis:
996 configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **2011**, *137*, 553–597,
997 doi:10.1002/qj.828.
- 998 59. Kaptué Tchuenté, A. T.; Roujean, J.-L.; De Jong, S. M. Comparison and relative quality assessment of the
999 GLC2000, GLOBCOVER, MODIS and ECOCLIMAP land cover data sets at the African continental scale.
1000 *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinformation* **2011**, *13*, 207–219, doi:10.1016/j.jag.2010.11.005.
- 1001 60. Roerink, G. J.; Su, Z.; Menenti, M. S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface
1002 energy balance. *Phys. Chem. Earth Part B Hydrol. Oceans Atmosphere* **2000**, *25*, 147–157, doi:10.1016/S1464-
1003 1909(99)00128-8.
- 1004 61. Beck, H. E.; van Dijk, A. I. J. M.; Levizzani, V.; Schellekens, J.; Miralles, D. G.; Martens, B.; de Roo, A.
1005 MSWEP: 3-hourly 0.25° global gridded precipitation (1979–2015) by merging gauge, satellite, and
1006 reanalysis data. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2017**, *21*, 589–615, doi:10.5194/hess-21-589-2017.
- 1007 62. Liu, Y. Y.; Dorigo, W. A.; Parinussa, R. M.; de Jeu, R. A. M.; Wagner, W.; McCabe, M. F.; Evans, J. P.; van
1008 Dijk, A. I. J. M. Trend-preserving blending of passive and active microwave soil moisture retrievals.
1009 *Remote Sens. Environ.* **2012**, *123*, 280–297, doi:10.1016/j.rse.2012.03.014.
- 1010 63. Wagner, W.; Dorigo, W.; de Jeu, R.; Fernandez, D.; Benveniste, J.; Haas, E.; Ertl, M. Fusion of Active and
1011 Passive Microwave Observations to Create AN Essential Climate Variable Data Record on Soil Moisture.
1012 *ISPRS Ann. Photogramm. Remote Sens. Spat. Inf. Sci.* **2012**, *7*, 315–321, doi:10.5194/isprsnannals-I-7-315-2012.
- 1013 64. Xu, C.-Y.; Singh, V. P. Evaluation and generalization of radiation-based methods for calculating
1014 evaporation. *Hydrol. Process.* **2000**, *14*, 339–349, doi:10.1002/(SICI)1099-1085(20000215)14:2<339::AID-
1015 HYP928>3.0.CO;2-O.
- 1016 65. Kohler, M. A.; Linsley, R. K. *Predicting the Runoff from Storm Rainfall*; U.S. Department of Commerce,
1017 Weather Bureau, 1951;
- 1018 66. Merlin, O.; Stefan, V. G.; Amazirh, A.; Chanzy, A.; Ceschia, E.; Er-Raki, S.; Gentile, P.; Talleg, T.; Ezzahar,
1019 J.; Bircher, S.; Beringer, J.; Khabba, S. Modeling soil evaporation efficiency in a range of soil and
1020 atmospheric conditions using a meta-analysis approach. *Water Resour. Res.* **2016**, *52*, 3663–3684,
1021 doi:10.1002/2015WR018233.
- 1022 67. Merlin, O.; Al Bitar, A.; Rivalland, V.; Béziat, P.; Ceschia, E.; Dedieu, G. An Analytical Model of
1023 Evaporation Efficiency for Unsaturated Soil Surfaces with an Arbitrary Thickness. *J. Appl. Meteorol.*
1024 *Climatol.* **2010**, *50*, 457–471, doi:10.1175/2010JAMC2418.1.
- 1025 68. Saxton, K. E.; Rawls, W. J.; Romberger, J. S.; Papendick, R. I. Estimating Generalized Soil-water
1026 Characteristics from Texture. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **1986**, *50*, 1031–1036,
1027 doi:10.2136/sssaj1986.03615995005000040039x.
- 1028 69. Allen, R. G.; Pereira, L. S.; Raes, D.; Smith, M. *Crop evapotranspiration - guidelines for computing crop water*
1029 *requirements*; Rome (Italy), 1998.
- 1030 70. Schneider, U.; Becker, A.; Finger, P.; Meyer-Christoffer, A.; Ziese, M.; Rudolf, B. GPCC's new land surface
1031 precipitation climatology based on quality-controlled in situ data and its role in quantifying the global
1032 water cycle. *Theor. Appl. Climatol.* **2014**, *115*, 15–40, doi:10.1007/s00704-013-0860-x.
- 1033 71. Chen, M.; Shi, W.; Xie, P.; Silva, V. B. S.; Kousky, V. E.; Higgins, R. W.; Janowiak, J. E. Assessing objective
1034 techniques for gauge-based analyses of global daily precipitation. *J. Geophys. Res. Atmospheres* **2008**, *113*,
1035 doi:10.1029/2007JD009132.
- 1036 72. Joseph, R.; Smith, T. M.; Sapiano, M. R. P.; Ferraro, R. R. A New High-Resolution Satellite-Derived
1037 Precipitation Dataset for Climate Studies. *J. Hydrometeorol.* **2009**, *10*, 935–952, doi:10.1175/2009JHM1096.1.
- 1038 73. Joyce, R. J.; Janowiak, J. E.; Arkin, P. A.; Xie, P. CMORPH: A Method that Produces Global Precipitation
1039 Estimates from Passive Microwave and Infrared Data at High Spatial and Temporal Resolution. *J.*
1040 *Hydrometeorol.* **2004**, *5*, 487–503, doi:10.1175/1525-7541(2004)005<0487:CAMTPG>2.0.CO;2.
- 1041 74. Funk, C.; Peterson, P.; Landsfeld, M.; Pedreros, D.; Verdin, J.; Shukla, S.; Husak, G.; Rowland, J.;
1042 Harrison, L.; Hoell, A.; Michaelsen, J. The climate hazards infrared precipitation with stations—a new
1043 environmental record for monitoring extremes. *Sci. Data* **2015**, *2*, sdata201566, doi:10.1038/sdata.2015.66.
- 1044 75. Huffman, G. J.; Bolvin, D. T.; Nelkin, E. J.; Wolff, D. B.; Adler, R. F.; Gu, G.; Hong, Y.; Bowman, K. P.;
1045 Stocker, E. F. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear,
1046 Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. *J. Hydrometeorol.* **2007**, *8*, 38–55,
1047 doi:10.1175/JHM560.1.

- 1048 76. Saha, S.; Moorthi, S.; Pan, H.-L.; Wu, X.; Wang, J.; Nadiga, S.; Tripp, P.; Kistler, R.; Woollen, J.; Behringer,
1049 D.; Liu, H.; Stokes, D.; Grumbine, R.; Gayno, G.; Wang, J.; Hou, Y.-T.; Chuang, H.; Juang, H.-M. H.; Sela,
1050 J.; Iredell, M.; Treadon, R.; Kleist, D.; Van Delst, P.; Keyser, D.; Derber, J.; Ek, M.; Meng, J.; Wei, H.; Yang,
1051 R.; Lord, S.; van den Dool, H.; Kumar, A.; Wang, W.; Long, C.; Chelliah, M.; Xue, Y.; Huang, B.; Schemm,
1052 J.-K.; Ebisuzaki, W.; Lin, R.; Xie, P.; Chen, M.; Zhou, S.; Higgins, W.; Zou, C.-Z.; Liu, Q.; Chen, Y.; Han, Y.;
1053 Cucurull, L.; Reynolds, R. W.; Rutledge, G.; Goldberg, M. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis.
1054 *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2010**, *91*, 1015–1058, doi:10.1175/2010BAMS3001.1.
- 1055 77. Verseghy, D. L. Class—A Canadian land surface scheme for GCMS. I. Soil model. *Int. J. Climatol.* **1991**, *11*,
1056 111–133, doi:10.1002/joc.3370110202.
- 1057 78. Lawrence, D. M.; Oleson, K. W.; Flanner, M. G.; Thornton, P. E.; Swenson, S. C.; Lawrence, P. J.; Zeng, X.;
1058 Yang, Z.-L.; Levis, S.; Sakaguchi, K.; Bonan, G. B.; Slater, A. G. Parameterization improvements and
1059 functional and structural advances in Version 4 of the Community Land Model. *J. Adv. Model. Earth Syst.*
1060 **2011**, *3*, doi:10.1029/2011MS00045.
- 1061 79. Koster, R. D.; Suarez, M. J.; Ducharme, A.; Stieglitz, M.; Kumar, P. A catchment-based approach to
1062 modeling land surface processes in a general circulation model: 1. Model structure - Koster - 2000 -
1063 Journal of Geophysical Research: Atmospheres - Wiley Online Library. *J. Geophys. Res. Atmospheres* **2000**,
1064 *105*, 24,809–822, doi:https://doi.org/10.1029/2000JD900327.
- 1065 80. Balsamo, G.; Pappenberger, F.; Dutra, E.; Viterbo, P.; Hurk, B. van den A revised land hydrology in the
1066 ECMWF model: a step towards daily water flux prediction in a fully-closed water cycle. *Hydrol. Process.*
1067 **2011**, *25*, 1046–1054, doi:10.1002/hyp.7808.
- 1068 81. Boussetta, S.; Balsamo, G.; Beljaars, A.; Panareda, A.-A.; Calvet, J.-C.; Jacobs, C.; Hurk, B. van den;
1069 Viterbo, P.; Lafont, S.; Dutra, E.; Jarlan, L.; Balzarolo, M.; Papale, D.; Werf, G. van der Natural land carbon
1070 dioxide exchanges in the ECMWF integrated forecasting system: Implementation and offline validation. *J.*
1071 *Geophys. Res. Atmospheres* **2013**, *118*, 5923–5946, doi:10.1002/jgrd.50488.
- 1072 82. Noilhan, J.; Mahfouf, J.-F. The ISBA land surface parameterisation scheme. *Glob. Planet. Change* **1996**, *13*,
1073 145–159, doi:10.1016/0921-8181(95)00043-7.
- 1074 83. Best, M. J.; Pryor, M.; Clark, D. B.; Rooney, G. G.; Essery, R. L. H.; Ménard, C. B.; Edwards, J. M.; Hendry,
1075 M. A.; Porson, A.; Gedney, N.; Mercado, L. M.; Sitch, S.; Blyth, E.; Boucher, O.; Cox, P. M.; Grimmond, C.
1076 S. B.; Harding, R. J. The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description – Part 1:
1077 Energy and water fluxes. *Geosci Model Dev* **2011**, *4*, 677–699, doi:10.5194/gmd-4-677-2011.
- 1078 84. Clark, D. B.; Mercado, L. M.; Sitch, S.; Jones, C. D.; Gedney, N.; Best, M. J.; Pryor, M.; Rooney, G. G.;
1079 Essery, R. L. H.; Blyth, E.; Boucher, O.; Harding, R. J.; Huntingford, C.; Cox, P. M. The Joint UK Land
1080 Environment Simulator (JULES), model description – Part 2: Carbon fluxes and vegetation dynamics.
1081 *Geosci Model Dev* **2011**, *4*, 701–722, doi:10.5194/gmd-4-701-2011.
- 1082 85. Koster, R. D.; Suarez, M. J. Modeling the land surface boundary in climate models as a composite of
1083 independent vegetation stands - Koster - 1992 - Journal of Geophysical Research: Atmospheres - Wiley
1084 Online Library. *J. Geophys. Res. Atmospheres* **1992**, *97*, 2697–2715, doi:https://doi.org/10.1029/91JD01696.
- 1085 86. Decharme, B.; Otlé, C.; Saux-Picart, S.; Boulain, N.; Cappelaere, B.; Ramier, D.; Zribi, M. A New Land
1086 Surface Hydrology within the Noah-WRF Land-Atmosphere Mesoscale Model Applied to Semiarid
1087 Environment: Evaluation over the Dantiandou Kori (Niger). *Adv. Meteorol.* **2009**, 1–13,
1088 doi:http://dx.doi.org/10.1155/2009/731874.
- 1089 87. Takata, K.; Emori, S.; Watanabe, T. Development of the minimal advanced treatments of surface
1090 interaction and runoff. *Glob. Planet. Change* **2003**, *38*, 209–222, doi:10.1016/S0921-8181(03)00030-4.
- 1091 88. d’Orgeval, T.; Polcher, J.; de Rosnay, P. Sensitivity of the West African hydrological cycle in ORCHIDEE
1092 to infiltration processes. *Hydrol Earth Syst Sci* **2008**, *12*, 1387–1401, doi:10.5194/hess-12-1387-2008.
- 1093 89. Saux-Picart, S.; Otlé, C.; Perrier, A.; Decharme, B.; Coudert, B.; Zribi, M.; Boulain, N.; Cappelaere, B.;
1094 Ramier, D. SEtHyS_Savannah: A multiple source land surface model applied to Sahelian landscapes.
1095 *Agric. For. Meteorol.* **2009**, *149*, 1421–1432, doi:10.1016/j.agrformet.2009.03.013.
- 1096 90. Shmakin, A. B. The updated version of SPONSOR land surface scheme: PILPS-influenced improvements.
1097 *Glob. Planet. Change* **1998**, *19*, 49–62, doi:10.1016/S0921-8181(98)00041-1.
- 1098 91. Pierre, C.; Grippa, M.; Mougou, E.; Guichard, F.; Kergoat, L. Changes in Sahelian annual vegetation
1099 growth and phenology since 1960: A modeling approach. *Glob. Planet. Change* **2016**, *143*, 162–174,
1100 doi:10.1016/j.gloplacha.2016.06.009.

- 1101 92. Nasonova, O. N.; Gusev, E. M.; Ayzel, G. V. Optimizing land surface parameters for simulating river
1102 runoff from 323 MOPEX-watersheds. *Water Resour.* **2015**, *42*, 186–197, doi:10.1134/S0097807815020104.



© 2018 by the authors. Submitted for possible open access publication under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

9.4. Synthèse

Dans ce chapitre, nous nous sommes intéressés aux techniques d'interpolation des estimations d'ET par télédétection entre deux dates d'acquisition. Dans un premier temps, les méthodes dites classiques utilisant une simple interpolation du rapport entre l'ET et un support d'interpolation connu tous les jours ont été testées à partir des observations de terrain acquises sur les sites de mesures du réseau AMMA-CATCH. Cette étude a permis en outre de montrer que les techniques de type spline induisaient des erreurs supérieures à une simple interpolation linéaire, confirmant ainsi les résultats antérieurs d'Alfieri et al. (2017). Sur les sites sahéliens (Wankama mil, Wankama jachère et Agoufou), $Rg/(L.VPD)$ s'est avéré être le support d'interpolation le plus performant parmi 15 supports analysés. En région soudanienne, sur le site de Nalohou (jachère herbacée), les évapotranspirations potentielles calculées selon les équations de Makkink (basée sur le Rg) et de Jensen-Heise (basée sur le Rg et la température de l'air) constituaient les supports les plus performants ; tandis que sur le site de Belefoungou (jeune forêt caducifoliée) c'est l'évapotranspiration de référence (ET_0) qui était identifié comme le meilleur interpolateur. Sur les sites soudaniens, en considérant un seuil d'erreur relative de 20%, les meilleurs interpolateurs permettaient d'assurer un intervalle maximal de revisite dépassant les 16 jours (ce qui correspond au maximum d'intervalle de revisite testé dans cette étude). En revanche, sur les sites sahéliens, cette étude a permis de démontrer que l'intérêt de ce type de technique d'interpolation restait limité à de courtes périodes de revisite toujours inférieures à 4 jours. Pourtant au Sahel, divers auteurs ont montré que la dynamique de l'évapotranspiration était très liée à celle de l'humidité de surface dont les variations s'inscrivent dans des périodes très courtes. Dans le même temps, les deux chapitres précédents ont mis en évidence des lacunes dans les estimations d'E3S excédant très fréquemment la période d'intérêt des méthodes d'interpolation (i.e. ~ 4 jours). Ces différentes contraintes, nous ont poussé à proposer des techniques alternatives de reconstruction de séries d'ET journalières basées sur la fusion de données multi-sources et multi-résolution. Plus particulièrement la méthode proposée s'appuie sur des estimations issues du produit global GLEAM et/ou du modèle paramétrique PAMEAS pour combler les lacunes dans les estimations d'E3S. La méthode a été testée sur le site du Sud-Ouest Niger sur 4 années d'estimations d'E3S (2005-2008) et comparée aux méthodes classiques utilisant une interpolation linéaire du rapport entre l'ET et soit le Rg soit l' ET_0 . La comparaison des estimations d'ET journalière en continu ainsi obtenues aux observations de terrain, à l'échelle du pixel, et à la moyenne d'ensemble des modèles ALMIP2, à l'échelle méso, a permis de mettre en évidence l'intérêt de telles méthodes de fusion de données par rapport aux méthodes classiques d'interpolation. Plus particulièrement, ces approches permettent une meilleure prise en compte des dynamiques d'assèchement du sol entre deux épisodes pluvieux pour lesquels aucune estimation E3S n'est disponible. Enfin l'utilisation de deux supports (i.e. GLEAM et PAMEAS) s'est avérée plus pertinente que l'utilisation d'un seul support (i.e. GLEAM ou PAMEAS).

CHAPITRE 10 :

Inter-comparaison des produits d'évapotranspiration par télédétection disponibles en Afrique de l'Ouest

10.1. Introduction

Certains des modèles ET-RS présentés dans le Chapitre 3 ont été utilisés pour fournir des produits d'ET à échelle régionale, continentale ou globale. Parmi ces modèles, on peut notamment citer l'algorithme MOD16 (Mu et al., 2007, 2011) basé sur une approche de type Penman-Monteith, le modèle Atmosphere-Land Exchange Inverse (ALEXI ; Anderson et al., 2011, 1997, 2007a, 2015) basé sur une approche SEB 2-sources, le modèle Priestley-Taylor the Jet Propulsion Laboratory method (PT-JPL ; Fisher et al., 2008) basé sur une approche de type Priestley-Taylor ou encore Global Land-surface Evaporation: The Amsterdam Methodology (GLEAM ; Martens et al., 2017 ; Miralles et al., 2011b) qui combine une approche de type Priestley-Taylor à un modèle analytique d'interception et un module d'humidité du sol.

Quelques études se sont attachées à comparer différents produits et/ou modèles ET-RS. Ershadi et al. (2014) ont par exemple comparé quatre modèles ET-RS, i.e. SEBS, MOD16, PT-JPL et une approche de complémentarité nommé Advection-Aridity à l'échelle de la parcelle au regard de mesures issues de vingt tours à flux situées essentiellement en Europe et en Amérique du Nord. Les auteurs ont montré que la moyenne d'ensemble des quatre modèles était plus performante que n'importe quel modèle pris indépendamment. McCabe et al. (2016) ont également évalué les performances de quatre modèles ET-RS i.e. SEBS, PT-JPL, MOD16 et GLEAM en regard de mesures *in situ* issues de 45 tours à flux réparties sur différents biomes et à nouveau essentiellement situées en Europe et en Amérique du Nord. Ils ont montré que le modèle PT-JPL fournissait les meilleures performances, suivi de près par GLEAM tandis que MOD16 était caractérisé par une sous-estimation systématique et SEBS par une surestimation. Dans le cadre du projet Water Cycle Observation Multi-mission Strategy – EvapoTranspiration (WACMOS-ET), Michel et al. (2016) ont comparé ces quatre mêmes modèles aux pas temps journalier et infra-journalier à partir de forçages issus de télédétection d'une part et locaux d'autre part. Les performances des modèles ont été évaluées en regard de mesures issues de 24 tours à flux. Les auteurs ont montré que les modèles PT-JPL et GLEAM fournissaient les meilleures performances pour les deux jeux de forçages et quel que soit le pas temps considéré. Ils rapportent également une tendance à la sous-estimation pour MOD16 et à la surestimation pour SEBS. Les auteurs ont aussi montré que les performances des modèles ET-RS étaient nettement moins bonnes dans les régions arides. Enfin, dans la lignée des travaux précédents, ils ont souligné qu'il n'y avait pas de modèle toujours plus performant que les autres sur l'ensemble des biomes étudiés.

Globalement, l'étude de la littérature ne permet pas de faire émerger un consensus autour d'un modèle ET-RS qui serait le plus performant sur tous les types de biome. Par ailleurs, la plupart des produits ET existants ont été évalués sur des régions où le réseau de mesures au sol est relativement dense, particulièrement en Amérique du Nord et en Europe (Zhang et al., 2010 ; Ghilain et al., 2011 ; Miralles et al., 2011b ; Mu et al., 2011), rarement en Afrique (Sun et al., 2012 ; Trambauer et al., 2014 ; Majozi et al., 2017), et à notre connaissance jamais spécifiquement en Afrique de l'Ouest et en particulier au Sahel. Pourtant il a été montré que le Sahel constitue une des régions où la variabilité inter-modèles est la plus forte (Vinukollu et al., 2011) et où la réponse aux changements climatiques et d'occupation du sol éprouvés est la plus incertaine (Marshall et al., 2012 ; Zhang et al., 2015 ; Y. Zhang et al., 2016). L'évaluation et la comparaison de ces produits au Sahel apparaît donc comme une nécessité. D'autant que les produits spécifiquement générés dans le cadre de ces travaux de thèse méritent d'être confrontés aux autres produits couramment utilisés dans la littérature. L'objet de l'article qui suit (section 10.2) était donc de mener une comparaison de onze produits d'évapotranspiration par télédétection sur les deux sites de méso-échelle du Niger et du Mali : MOD16 version 05 (MOD16A2v05) et 06 (MOD16A2v06) (Mu et al., 2011), ALEXI (Anderson et al., 2011, 2015), GLEAM version 3.1a et 3.1b (Martens et al., 2017), E3S sous trois versions (avec fusion GLEAM/PAMEAS, PAMEAS seul et GLEAM seul), WACMOS-PM, WACMOS-PT et WACMOS-GLEAM (Michel et al., 2016 ; Miralles et al., 2016). Ces produits ET ont été comparés et évalués à l'échelle du pixel en regard des observations de terrain et à méso-échelle par rapport à la moyenne d'ensemble des simulations des 20 modèles ALMIP2. Les champs de pluies utilisés par les modèles ALMIP2 ont également été utilisés pour évaluer indirectement la cohérence des produits ET notamment sur la base du rapport annuel ET/P. La section 10.3 fournit des résultats complémentaires de cette comparaison des produits d'ET par télédétection. Elle présente en particulier les premiers résultats de comparaison sur le site du Bénin et des résultats de comparaison des produits ET-RS en regard des observations acquises sur le site local de Kelma au Mali. Le site du Bénin n'a pas été inclue dans l'article ci-dessous, car l'importance des lacunes dans les estimations d'E3S n'a pas permis d'appliquer l'ensemble des techniques de reconstruction développées dans le Chapitre 9.

10.2. Article 3 : « Comparison of several remote sensing-based evapotranspiration products in Sahelian areas »

1 Article

2 Comparison of several remote sensing-based 3 evapotranspiration products in Sahelian areas

4 Aubin Allies¹, Jérôme Demarty^{2,*}, Albert Olioso², Laurent Kergoat³, Manuela Grippa³, Ibrahim
5 Bouzou Moussa⁴, Christophe Peugeot¹, Bernard Cappelaere¹

6 ¹ HSM, Univ Montpellier, CNRS, IRD, 300 avenue du Professeur Emile Jeanbrau, 34090 Montpellier, France;
7 aubin.allies@umontpellier.fr (A.A.); jerome.demarty@ird.fr (J.D.); christophe.peugeot@ird.fr (C.P.);
8 bernard.cappelaere@ird.fr (B.C.)

9 ² INRA, EMMAH, 228 route de l'Aérodrome Domaine Saint Paul – Site Agroparc, 84914 Avignon, France;
10 albert.olioso@inra.fr

11 ³ GET, UPS, CNRS, IRD, Observatoire Midi-Pyrénées, 14 avenue Édouard Belin, 31400 Toulouse, France;
12 laurent.kergoat@get.omp.eu (L.K.); manuela.grippa@get.obs-mip.fr (M.G)

13 ⁴ Université Abdou Moumouni, Niamey, Niger; ibrahimbm1958@gmail.com

14 * Correspondence: jerome.demarty@ird.fr

15 Received: date; Accepted: date; Published: date

16 **Abstract:** Better knowledge of spatiotemporal variations of evapotranspiration (ET) is a critical
17 issue, in particular in semi-arid regions as the Sahel, to improve our understanding of the
18 hydrological cycle and the management of water and agro-pastoral resources. This paper
19 investigates the performance of eleven remote sensing-based ET products – namely Atmosphere-
20 Land Exchange Inverse (ALEXI), Penman-Monteith -based MODIS algorithm versions 5
21 (MOD16A2v05) and 6 (MOD16A2v06), Global Land Evaporation Amsterdam Model versions 3.1a
22 (GLEAMv3.1a) and 3.1.b (GLEAMv3.1b), Water Cycle Multi-mission Observation Strategy with
23 respectively the MOD16 Penman–Monteith algorithm (WACMOS-PM), the Priestley–Taylor Jet
24 Propulsion Laboratory model (WACMOS-PT), the GLEAM model (WACMOS-GLEAM), and
25 EVASPA/S-SEBI Sahel versions 1.a (E3S v1.a), 1.b (E3Sv1.b) and 1.c (E3Sv1.c) – over two mesoscale
26 (~10⁴ km²) Sahelian areas in south-west Niger and central Mali. Daily ET derived from eddy
27 covariance systems from three plots of typical Sahelian ecosystems (millet crop, fallow of shrubby
28 savanna and semi-arid grassland) were used to evaluate the ET products. Besides this evaluation
29 at pixel scale, ensemble mean simulations of twenty Land Surface Models (LSMs) from the
30 AMMA-CATCH Land surface Model Intercomparison Project Phase 2 (ALMIP2) were used to
31 evaluate the ET products at mesoscale in terms of spatial mean over 5 625 km² (Mali site) and 20
32 800 km² (Niger) areas. The E3Sv3.1a and E3Sv3.1b products provided the best performance
33 compared with field measurements, followed by GLEAMv3.1a and E3Sv3.1c. ET estimates from
34 MOD16v05, MOD16v06, WACMOS-PM and WACMOS-PT were mostly underestimated during
35 the monsoon season. The ALEXI product performance was characterized by systematic
36 overestimation during the dry season and underestimation during the wet season. GLEAMv3.1b
37 and WACMOS-GLEAM showed similar behavior, with noise in particular during the dry season
38 leading to overall larger root mean square error than GLEAMv3.1a and than all versions of E3S.
39 Comparison with LSMs ensemble mean simulations at mesoscale showed similar results, with
40 GLEAMv3.1a, E3Sv1.a and E3Sv1.c being the products the most in agreement with LSMs, closely
41 followed by E3Sv1.b. This study suggests to use the E3S or GLEAM products preferentially for
42 future hydrological or climate studies in Sahelian areas.

43 **Keywords:** evapotranspiration, Sahel, eddy covariance, land surface models

46 1. Introduction

47 Evapotranspiration (ET) is a critical variable of water and energy cycles, providing a key link
48 between the surface and the atmosphere. At global scale, ET represents two thirds of rain water [1]
49 and much more in arid and semi-arid regions such as the Sahel [2]. In such regions, accurate
50 spatially distributed estimates of ET are thus a crucial issue to better computing and understanding
51 hydrological balance and surface-atmosphere interactions. The Sahel is recognized as a hot spot of
52 these interactions [3], with surface conditions, in particular soil moisture patterns, playing an
53 important role in atmospheric circulations and precipitation triggering [4,5]. Field-based ET
54 measurements are very scarce in West Africa and are moreover representative of only few hundred
55 meters square areas. Densification of such point measurements is not practicable given the cost of
56 field instruments.

57 To address this limitation, estimating ET fluxes from remote sensing (RS) has focused growing
58 attention [6–9]. RS-based approaches used to compute terrestrial ET differ from their underlying
59 theory, input data requirements, structural complexity and limitations. Some of these RS-based
60 models have been employed to produce regional, continental or global ET products. Among them
61 are the MOD16 algorithm [10,11] based on the physically-based Penman-Monteith (PM)
62 formulation [12,13]; the Atmosphere-Land Exchange Inverse (ALEXI) model [14–16] based on two-
63 source residual surface energy balance modeling; the Priestley–Taylor Jet Propulsion Laboratory
64 model (PT-JPL) [17] based on the Priestley-Taylor (PT) formulation [18] modulated by
65 environmental constraints and the Global Land-surface Evaporation: the Amsterdam Methodology
66 (GLEAM) [19,20] that combined a Priestley-Taylor approach to a Gash analytical interception
67 model and a soil moisture module.

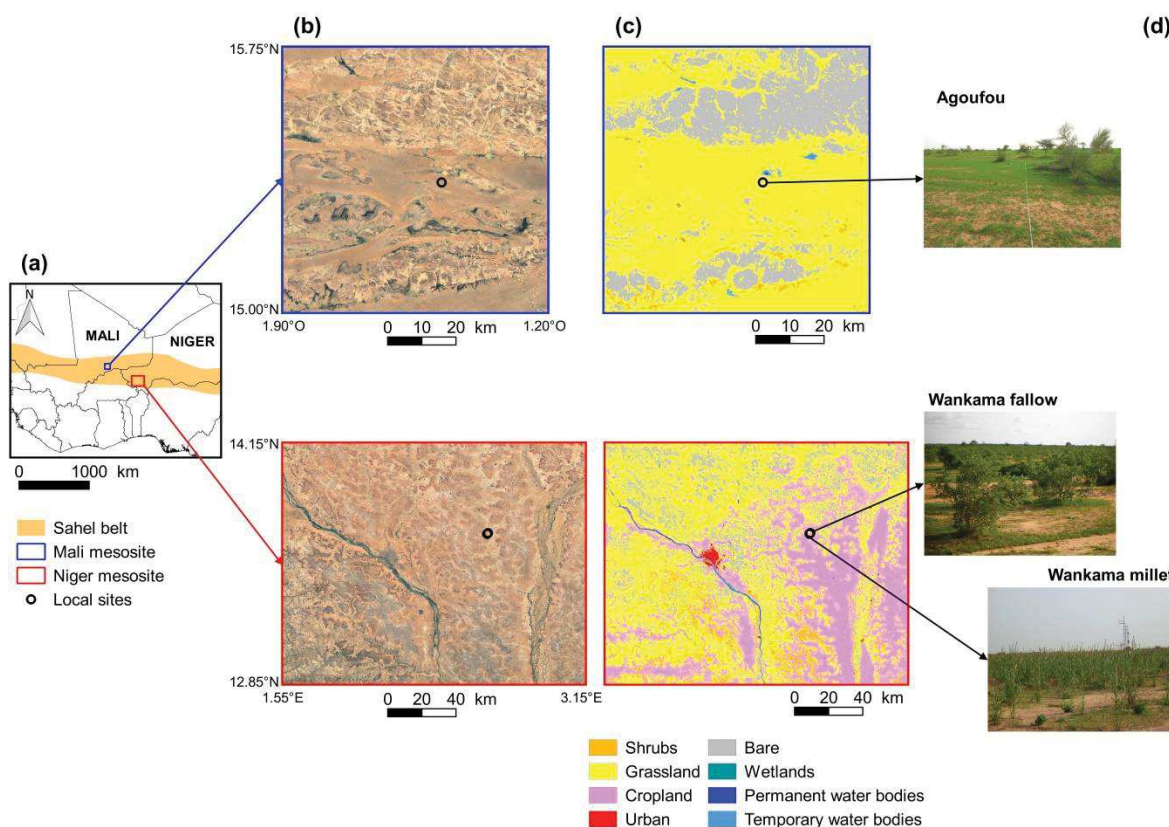
68 Few studies have compared several remote sensing- based ET products or models. For instance
69 Vinukollu et al. [21,22] compared at global scale ET estimates from three process-based models: the
70 Surface Energy Balance System [23] a single source energy balance model, the MOD16 model and
71 the PT-JPL model. Computing the ensemble mean and the range of estimates at monthly and
72 annual timescale, they found a high inter-product variability especially in tropical and subtropical
73 monsoon regions including the Sahel. They also showed that the best model depended on the
74 region and that at global scale no single model outperformed any other suggesting the use of multi-
75 model analysis of RS-based ET estimates. In the same vein, comparing four RS-based ET models i.e.
76 SEBS, a PM-based approach, PT-JPL and a complementary approach named Advection-Aridity
77 (AA) at plot scale against 20 eddy covariance towers measurements covering different biomes
78 mainly in Europe and North America, Ershadi et al. [24] showed that model ensemble mean was
79 performing better than any individual model. In the framework of the GEWEX LandFlux project,
80 McCabe et al. [25] evaluated four common used RS-based ET models, i.e. SEBS, PT-JPL, MOD16
81 and GLEAM, using tower-based and globally gridded forcing data. Evaluating models performance
82 against surface flux observations from 45 EC stations mainly in Europe and North America, they
83 showed that PT-JPL provided the highest overall statistical performance, closely followed by
84 GLEAM. Authors also highlight that MOD16 was characterized by an underestimation bias
85 whereas SEBS tended to overestimate ET. Recently, Majozi et al. [26] have compared performance
86 of two RS-based ET algorithms and two global products namely the land surface and vegetation
87 index triangle (Ts-VI), the MOD16 algorithm and the Meteosat Second Generation ET (MET) and
88 the GLEAM global products, in two eco-regions of South-Africa. Evaluating RS-based ET estimates
89 against in situ measurements derived from eddy covariance and large aperture scintillometer
90 systems, in a subtropical savanna and a Mediterranean fynbos, they concluded that none of the
91 models performed well as shown by the low R^2 values ranging from 0 to 0.45. Authors also
92 reported that MOD16 performed best during high ET periods but was outperformed by others
93 models during low ET periods. In the framework of the Water Cycle Observation Multi-mission
94 Strategy – EvapoTranspiration (WACMOS-ET) project, Michel et al. [27] compared four RS-based
95 ET algorithms i.e. PT-JPL, MOD16, SEBS and GLEAM. Models were run at sub-daily and daily
96 timescale either with satellite- or tower based forcing and their performance was evaluated against

97 24 FLUXNET towers measurements. Authors showed that PT-JPL model and GLEAM provided the
98 best performance for both forcing datasets and considered running timescale. They also reported
99 that MOD16 mostly underestimated observed ET while SEBS showed a systematic
100 underestimation. Authors also highlighted that best results in the comparison with field
101 measurements were obtained for wet and moderately wet climate regions whatever the model
102 considered. On the other hand models performance was consistently lower in dry climate regions.
103 As previous studies their validation experiments also indicated that there was no single best-
104 performing model across all biome types.

105 Overall, the literature does not reveal any consensus around a RS-based model performing
106 well across all biome types. On the other hand, most of the existing ET products have been
107 evaluated only in particular regions with available ground data mostly in North America and
108 Europe [11,19,28,29], rarely in Africa [30,31] and never, to our knowledge, specifically in the Sahel.
109 And yet it was shown that this is one of the regions where ET uncertainty between RS-based
110 models is the largest [22] and where the response to experienced climate and land cover changes is
111 the most poorly captured [32–34]. There is therefore a need to extensively compare RS-based ET
112 estimates in Sahelian ecosystems. To this end, this work introduces a comparison of eleven ET
113 products on two typical mesoscale ($\sim 10^3$ – $\sim 10^4$ km²) Sahelian areas: ALEXI [14–16], MOD16 versions
114 05 et 06 [11], GLEAM versions 3.1a and 3.1b [19,20], WACMOS (3 products) [27,35] and E3S (3
115 versions) [36]. ET products are compared and evaluated at pixel scale against eddy covariance (EC)
116 measurements provided by the AMMA-CATCH observatory [37] in central Mali (North Sahelian
117 arid climate) and South West Niger (South Sahelian semi-arid climate). ET products are also
118 compared at this mesoscale against simulations of 20 Land Surface Models (LSMs) derived in the
119 framework of the second phase of the AMMA Land surface Model Intercomparison Project
120 (ALMIP2) [38]. Through this intercomparison, the main aim of this paper is to provide a better
121 picture of discrepancies and uncertainties in main current remote sensing-based ET products, most
122 of which have never been evaluated in the Sahel.

123 2. Study areas

124 In this study, remote sensing based evapotranspiration products are compared for two
125 mesoscale sites located in Sahel. One is located in central-East Mali in the northern part known as
126 the pastoral Sahel and another in South-West Niger in the southern part known as the agropastoral
127 Sahel.



128

129

130

131

132

Figure 1. Location of the study mesosites in West Africa (a); (b) Satellite view (Google Earth, Image Landsat/Copernicus, image©2017 DigitalGlobe, image©2017 CNES/Airbus); (c) Land cover (Copernicus Global Land Service product) and (d) photographs of instrumented plots during the rainy season.

133

2.1. Mali site

134

135

136

137

138

139

140

141

142

143

144

145

146

147

148

149

150

151

152

153

The Mali site with an area of 5 625 km² (1.20 - 1.90 ° W; 15.00 - 15.70 ° N) is located in the Gourma region [39]. This site is typical of the pastoral Sahel. It is characterized by a semi-arid tropical climate with an unimodal precipitation regime. The rainy season is spread from June to September and is followed by a fully dry season [40]. The mean annual rainfall estimated at the Hombori meteorological station (15.3 ° N, 1.7 ° W) is 375 mm (1930-2015 period) and the average air temperature is measured at 30.2 °C. Hydrology is exclusively endoreic: runoff takes place in gully networks flowing into ponds [41–43]. The geology is mainly composed of fractured sandstones and eroded Precambrian shales. The area is relatively hilly, particularly in the southwestern part where Mount Hombori peaks at 1155 m AMSL. The typology of soils follows a latitudinal gradient, with in the North the predominance of rocky outcrops that are conducive to surface runoff and in the South sandy soils with high infiltration capacity [41]. The rocky outcrops are generally barren, whereas vegetation in sandy areas is dominated by an herbaceous layer mainly composed of annual species [44]. The density of the woody cover is particularly low with an average of 100 trees per hectare [45]. Nevertheless, this density is spatially variable and is notably higher in areas of clay deposits.

From 2007 to 2010, the pilot site of Agoufou (1.4807°W; 15.3432°N) was equipped for eddy covariance measurements by the AMMA-CATCH observatory. The ecosystem is annual grassland composed of mixed C4 and C3 species growing on deep sandy soil. Some isolated trees or bushes are also present in the tower footprint but only account for about 3% of the area [46] (see photograph in Figure 1.d).

154 2.2. Niger site

155 The Niger site is a 20 800 km² area located in the south-west of the Republic of Niger (1.55 -
156 3.15 ° E, 12.85 - 14.15 ° N), encompassing the capital city of Niamey. It is characterized by a semi-
157 arid tropical climate with an average annual rainfall ranging from north to south between 470 and
158 570 mm (average over the 1990-2007 period) and an average temperature of about 30 °C [47]. The
159 West African Monsoon provides convective precipitation limited to an unimodal rainy season from
160 May to October before a long dry season from November to April. The area is particularly flat with
161 elevations varying between 165 and 294 m AMSL. The site of South-West Niger is crossed
162 latitudinally in its western part by the Niger River and in its eastern part by the Dallol Bosso fossil
163 valley. In the north and east, the hydrology is essentially endoreic, while the southwestern part is
164 entirely exoreic. Geologically, the area is divided into two areas by the Niger River: the sedimentary
165 basin of lullemeden composed of clay, silt and sands of Mio-Pliocene on the left bank and the
166 Liptako-Gourma massif composed of Precambrian gneisses, shales and granites on the right bank
167 [47]. Soils are mainly composed of weakly structured red sands alternating with lateritic crusts. The
168 landscape is essentially composed of millet crops and fallows of shrubby savanna, alternating in a
169 traditional agropastoral rotating system [47,48]. To a lesser extent, patches of more or less degraded
170 tiger bush remain on plateau areas, especially on the right bank of the Niger River. Irrigated
171 vegetable gardens and orchards are cultivated in the Niger River floodplain, and very locally in
172 endoreic depressions.

173 In the northwestern part, in the ~ 2 km² Wankama pilot catchment, two single-ecosystems 15-
174 ha plots have been equipped for eddy covariance measurements by the AMMA-CATCH
175 observatory since 2005. During the study period, the southern plot (2.6298°E; 13.644°N) was a millet
176 crop and the northern plot (2.6337°E; 13.6476°N) was a fallow of shrubby savannah.

177 3. Data

178 3.1. Remote sensing products

179 Table 1 summarized the main characteristics of the ET products analyzed in the present study
180 including method principles and spatiotemporal features. Appendix A also gives an overview of
181 the main input data sources used by the products.

182 3.1.1. ALEXI

183 The Atmosphere-Land Exchange Inverse (ALEXI) model is a two-source surface energy
184 balance model specifically designed to minimize the need of ancillary meteorological data
185 [14,49,50]. ALEXI is based on the series version of the two-source energy balance (TSEB) model of
186 [51] which partition the surface radiometric temperature in canopy and soil components. In ALEXI,
187 TSEB is implemented in time-differential mode. ALEXI used surface temperature data acquired at
188 two specific overpass times and a morning rise atmospheric temperature profile. To this end TSEB
189 is coupled to the Atmospheric Boundary Layer (ABL) model of McNaughton and Spriggs [52]
190 allowing internal computation of atmospheric temperature. ALEXI product used in this study is
191 based on MODIS-derived day-night surface temperature difference according to Anderson et al.
192 [16]. This ALEXI version was provided as a 7-day composite with a 0.05° spatial resolution.

193

194

Table 1. Main characteristics of RS-based ET products.

Product	Method	Spatiotemporal features
ALEXI	Two source surface energy balance model with time-differential surface temperature coupled with an ABL model	Africa 7-day / 0.05° x 0.05°
MOD16A2v06	Penman-Monteith formulation with biome-specific canopy conductance	Global
MOD16A2v05		8-day / 500 m x 500 m
GLEAM v3.1a	Priestley-Taylor formulation with a stress factor based on soil moisture and vegetation water content coupled with a Gash interception model	Global
GLEAM v3.1b		Daily / 0.25° x 0.25°
WACMOS-PM	Same as MOD16	Global 3-hourly / 25 km x 25 km
WACMOS-PT	Priestley-Taylor formulation with stress factors based on bio-physical variables	Global 3-hourly / 25 km x 25 km
WACMOS-GLEAM	Same as GLEAM	Global 3-hourly / 25 km x 25 km
E3S v1.a	Contextual approach based on the Ts-albedo scatterplot (S-SEBI) with temporal weighting of edges determination methods	Regional
E3S v1.b		Daily / 1 km x 1 km
E3S v1.c		

195 3.1.2. MOD16

196 The MODIS Global Evapotranspiration product (MOD16) is provided by the Earth Observing
 197 System of the National Aeronautics and Space Administration (NASA/EOS). MOD16 algorithm is
 198 based on a modified Penman-Monteith approach with biome specific conductance [10,11]. MOD16
 199 computes water losses from different components including bare soil evaporation, canopy
 200 interception and canopy transpiration. Mu et al. [11] modified the MOD16 model by adding
 201 nighttime contribution to ET and soil heat flux calculation. They also separate evaporation from
 202 canopy interception into wet and dry canopy surfaces and evaporation from saturated and moist
 203 bare soil surfaces. To this end, wet conditions are determined from atmospheric relative humidity.
 204 In MOD16, surface conductance to transpiration is based on biome specific conductance according
 205 to MODIS land cover product [53]. MOD16 is driven by MODIS product (LAI/FPAR, albedo and
 206 land cover) and spatially interpolated NASA's Global Modeling and Assimilation Office (GMAO)
 207 reanalysis data [54]. In this study we used the MOD16A2v05 and MOD16A2v06 versions provide at
 208 8-day with a spatial resolution of 1 km and 500 m respectively.

209 3.1.3. GLEAM

210 GLEAM (Global Land Evaporation: the Amsterdam Methodology) is a method to derive global
 211 ET at a daily timescale and 0.25° resolution from a wide range of satellite observations [19]. The
 212 GLEAM algorithm is based on a modified Priestley-Taylor formulation. It is composed of three
 213 main modules. In a first one canopy interception is computed using a Gash model [55]. The second
 214 one consist of a soil module describing rain water infiltration where microwave-derived soil
 215 moisture data are assimilated in the top soil layer through a Kalman filter. The last module
 216 computes a stress factor function of root zone soil moisture derived from the soil module and
 217 vegetation optical depth. Actual evapotranspiration is finally computed as the sum of interception
 218 and Priestley-Taylor -based potential ET multiplied by the stress factor. In this study both 3.1a and
 219 3.1b versions are used in the comparison [20]. In the GLEAM v3.1a product, inputs are taken from
 220 reanalysis (incoming radiation and air temperature), remote sensing data (soil moisture, vegetation
 221 optical depth and surface vegetation cover), field survey (soil properties) and merged remote
 222 sensing and ground-based precipitation. In the 3.1b version, all inputs, except soil properties come
 223 from remote sensing data.

224 3.1.4. WACMOS

225 The Water Cycle Observation Multi-mission Strategy – EvapoTranspiration (WACMOS-ET)
226 [27,35] is an European Space Agency (ESA) project which aim is to intercompare global ET
227 estimates from well-established RS-based models using consistent input datasets. In these
228 framework Michel et al. [27] evaluated ET estimates from four models namely PT-JPL, MOD16,
229 SEBS and GLEAM driven by satellite- and tower-based forcing datasets against 24 FLUXNET EC
230 tower measurements. Finally only PT-JPL, MOD16 and GLEAM was used to provide global
231 gridded ET estimates at ~25 km resolution over the 2005-2007 period [35]. All of the three models
232 were run with consistent forcing datasets according to their input data requirements (see Appendix
233 A). MOD16 and GLEAM models principles have been already described in the previous sections. In
234 turn, the PT-JPL model by Fisher et al. [17] is based on the modulation by means of environmental
235 constraints of potential ET computed with the Priestley-Taylor approach. These eco-physiological
236 stress factors are based on atmospheric moisture status and vegetation indices. PT-JPL model is
237 thus similar to the MOD16 algorithm concerning inputs requirements but avoid any
238 parameterization of surface resistances. As for MOD16, PT-JPL considers contribution to ET from
239 soil and canopy distributing the net radiation to the both components. Finally partitioning between
240 transpiration and interception losses is performed using relative humidity threshold.

241 3.1.5. E3S

242 EVASPA S-SEBI Sahel (E3S) [36] is based on the Simplified Surface Energy Balance contextual
243 model (S-SEBI) [56] and the remote sensing-based modelling tool EVApotranspiration Assessment
244 from SPace (EVASPA) [57,58]. E3S ET estimates are derived from MODIS-based surface
245 temperature-albedo domain as defined in the S-SEBI framework. At each uncloudy day E3S
246 computed several daily ET estimates using different determination algorithms of surface
247 temperature-albedo domain edges. E3S later uses a weighted scheme depending of rainfall and
248 vegetation stage to provide a weighted ensemble mean and associated epistemic uncertainty of
249 daily ET. Between available MODIS overpass time, daily estimates are later temporally interpolated
250 using three different fusion methods leading to three versions of the E3S product. Version 1.a is
251 interpolated using the fusion approach between GLEAM and the Parametric Model for
252 Evapotranspiration in the Agropastoral Sahel (PAMEAS) as described in Allies et al. [59]. Version
253 1.b only used the PAMEAS model in the fusion approach and the version 1.c only used the GLEAM
254 product (see Allies et al. [59] for more detail).

255 3.2. Comparison datasets

256 3.2.1. Field data

257 The three reference plots in Wankama (Niger) and Agoufou (Mali) are equipped with eddy
258 covariance systems measuring in particular 20Hz 3D wind, air temperature and water vapour, four-
259 component radiation as well as soil heat flux (Table 2). Full description of all setups can be found in
260 Ramier et al. [60] and Velluet et al. [2] for the Niger site and Timouk et al. [61] for the Mali site.
261 Turbulent fluxes and in particular ET, were derived as fully described in Ramier et al. [60] for the
262 Niger site and Timouk et al. [61] for the Mali site. Water and heat fluxes were later aggregated to
263 30-min timestep for the Niger sites and 15-min for the Mali site.
264

265 **Table 2.** Main observations used from the AMMA-CATCH eddy covariance-stations at Wankama
 266 (Niger) and Agoufou (Mali).

Instrument	Main measurements	Height or depth
Campbell CSAT-3 sonic anemometer (Campbell Scientific, Inc, Logan, USA)	3-D wind	5 m (Wankama fallow and millet)
	Sonic air temperature	4.2 m (Agoufou)
LI-COR LI-7500 infrared gas analyser (LI-COR Biosciences, Lincoln, USA)	CO ₂ and H ₂ O concentrations	5 m (Wankama fallow and millet)
		4.2 m (Agoufou)
Kipp&Zonen CNR1 radiometer (Kipp&Zonen, Delft, the Netherlands)	Shortwave (0.3–2.8 μm) and longwave (5–50 μm) incoming and outgoing radiation	3.5 m (Wankama fallow)
		2.5 m (Wankama millet)
		3 m (Agoufou)
Hukseflux HFP01SC heat flux plates (3 averaged) (Hukseflux, Delft, the Netherlands)	Soil heat flux	- 0.05 m (all sites)

267
 268 Field measurements inevitably include non-negligible fraction of gaps, in variable proportion
 269 according to the site and the time series. This strongly reduces the number of days with complete
 270 daily-integrated fluxes, thus limiting the comparison with RS-based daily estimates. Therefore, to
 271 enlarge daily evaluation, field measurements were partly gap filled using the method proposed by
 272 Velluet [62]. The method allows estimating daily fluxes from incomplete 30-min or 15-min
 273 measurements using the constraint of a seasonally adjusted daily cycle (see Appendix B).

274 After this gap-filling, the energy balance closure showed an imbalance of -3 W.m^{-2} , -13 W.m^{-2}
 275 and -5 W.m^{-2} for respectively the Wankama-millet, Wankama-fallow and Agoufou sites during the
 276 respective study period. Note that this imbalance was computed with ground heat flux measured at
 277 5 cm depth than may be the main source of this negative imbalance [62].

278 3.2.2. ALMIP2 Land Surface Model simulations

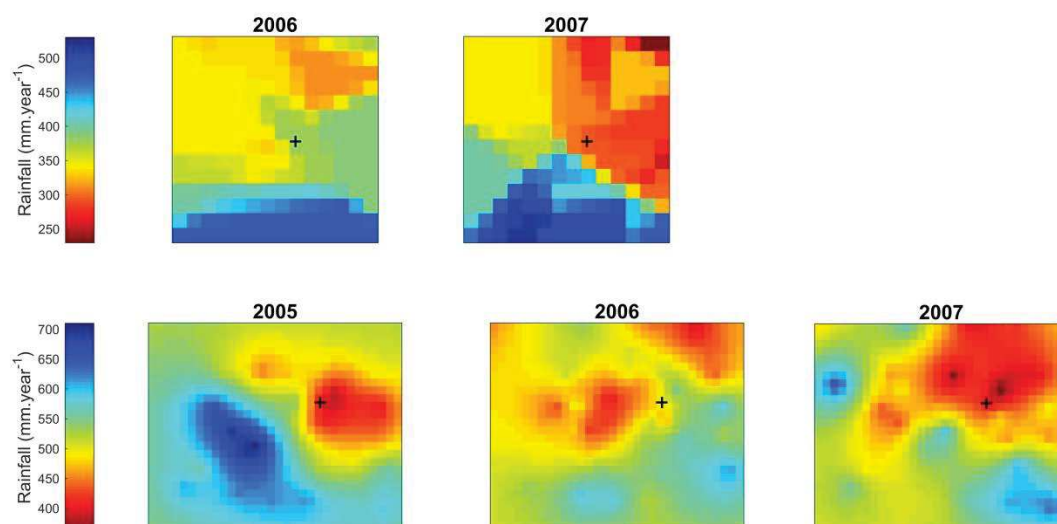
279 As a basis for comparison at mesoscale, we also used ensemble mean simulations of the Land
 280 Surface Models (LSMs) from the AMMA Land surface Model Intercomparison Project Phase 2
 281 (ALMIP2) [38]. In this project, simulations of 20 LSMs were performed on the above mesosites with
 282 a 0.05° grid and a 30 min time step over the 2005–2008 period. The twenty ALMIP2 models used to
 283 perform these simulations are listed in Appendix C. All models were forced with precipitation
 284 fields derived from rain gauge data from the observational network (Figure 2) using either Krigged-
 285 Lagrangian or Thiessen spatial interpolation method [63]. Downwelling longwave and shortwave
 286 radiations came from the Satellite Application Facility for Land Surface Analysis (Land-SAF) project
 287 [64] whereas all other meteorological forcing variables including air temperature, near surface
 288 specific humidity, wind speed and surface atmospheric pressure came from ECMWF ERA-interim
 289 forecasts [65]. Default input soil and vegetation parameters as well as LAI required by ALMIP2
 290 LSMs were derived from the ECOCLIMAP2 Africa database [66]. Note however that three of the
 291 models were run with a dynamic LAI formulation (CLM_CN, ORCHIDEE_dyn and STEP) and that
 292 some models employed their own specific soil map in addition of ECOCLIMAP2 soil information
 293 (see Grippa et al. [46] for more details)

294 4. Intercomparison analysis

295 At pixel scale and daily time step, all ET products were evaluated against field measurements.
 296 Given the products and observations availability, this comparison was led over the 2005–2007

297 period (738 and 745 dates available for the fallow and millet plots respectively) for both Niger local
 298 sites and 2007 (201 dates available) for the Agoufou, Mali site. Eight-day ET from both versions of
 299 MOD16A2 and from 7-day ET from ALEXI were resampled to daily timescale considering constant
 300 value during all the 8 or 7 days composite period. As this resampling may cause bias in the
 301 comparison between composite and non-composite ET products, statistical comparison was also
 302 performed against monthly mean observations considering a minimum of seven days to proceed
 303 with averaging. Note that for products with resolution coarser than the kilometer, both Wankama
 304 stations were included in the same pixel.

305 The same statistical analyses were performed at the mesoscale in terms of spatial mean at both
 306 daily and monthly timescales over each mesosite against ensemble mean of the simulations from
 307 the 20 ALMIP2 LSMs. This statistical analysis was led over the 2005-2007 period for the Niger
 308 mesosite and over 2006-2007 on the Mali mesosite. Despite a large inter-model variance, Grippa et
 309 al. [46] showed that of these models' ensemble mean was in good agreement with field observations
 310 acquired at the Agoufou EC station. ET products was also compared indirectly to precipitations
 311 fields used for the ALMIP2 simulations (Figure 2) at 0.05° spatial resolution [63]. Performance of
 312 each ET product was assessed using the following criteria: bias, Root Mean Square Error (RMSE),
 313 Root Mean Square Deviation (RMSD), Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE) and determination coefficient
 314 (R^2).



315
 316 **Figure 2.** Annual precipitation fields used as forcing for the ALMIP2 simulations over the Mali
 317 mesosite (top row panel) and the Niger mesosite (bottom row panel). Black crosses indicate
 318 locations of EC stations.

319 5. Results

320 5.1. Comparison at local scale with eddy covariance measurements

321 This subsection compares the RS-ET products with in situ measurements. Overall average skill
 322 score from this analysis are summarized in Table 3 and 4 for the daily and monthly time step
 323 respectively. Note that skill scores for the individual comparison with each EC station for both
 324 timescales are given in Appendix D.

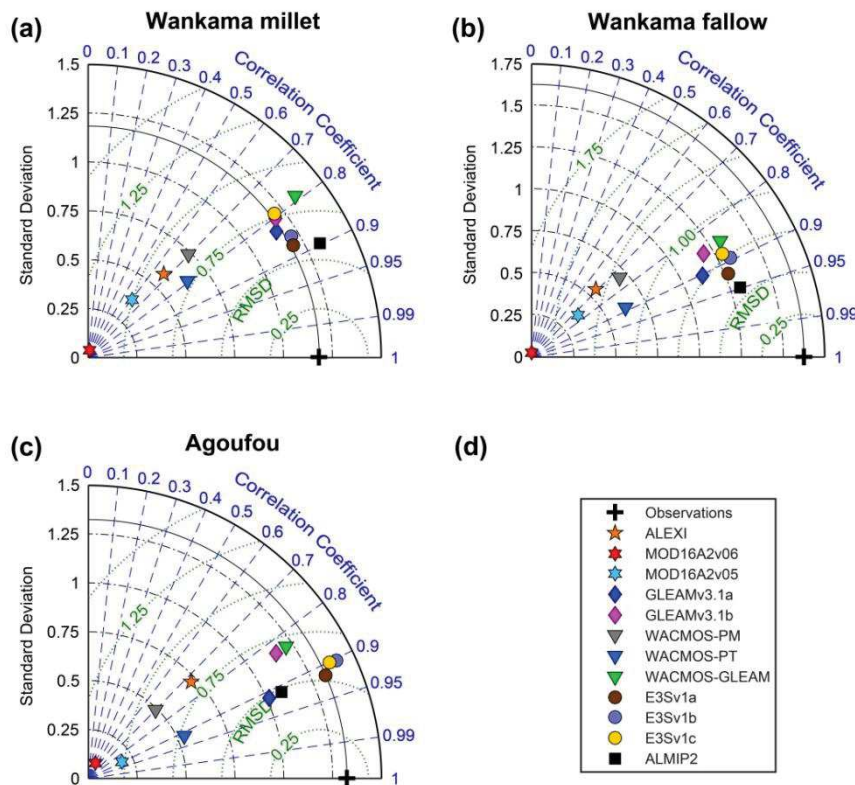
325 5.1.1. Daily timescale

326

327 **Table 3.** Skill scores – bias, RMSE, NSE and R² – of RS-based evapotranspiration products against
 328 gap filled field observations, over 2005-2007 for the two Wankama sites and 2007 for Agoufou.
 329 Values are the average for the three sites at daily timescale. Best score in bold and worst underlined
 330 for each metric.

Product	Bias (mm.day ⁻¹)	RMSE (mm.day ⁻¹)	NSE (-)	R ² (-)
ALEXI	0.03	1.05	0.42	0.49
MOD16A2v06	<u>-1.10</u>	<u>1.76</u>	<u>-0.65</u>	<u>0.06</u>
MOD16A2v05	-0.91	1.49	-0.19	0.57
GLEAM v3.1a	-0.20	0.70	0.73	0.78
GLEAM v3.1b	0.07	0.78	0.67	0.70
WACMOS-PM	-0.73	1.26	0.15	0.51
WACMOS-PT	-0.65	1.12	0.33	0.76
WACMOS-GLEAM	0.10	0.81	0.63	0.69
E3Sv1.a	-0.05	0.60	0.80	0.82
E3Sv1.b	-0.06	0.66	0.76	0.79
E3Sv1.c	-0.05	0.72	0.71	0.74

331 Figure 3 displays with Taylor diagrams the statistical comparison of RS-based ET products
 332 against field measurement at daily timescale for each site. As an example, a time series of each ET
 333 product at daily timescale for the year 2007 and the Wankama millet station is given in Figure 4
 334 together with field observations. Both figures also include the corresponding ALMIP2 ensemble
 335 mean simulations as an additional product in the comparison. Note that for both Wankama
 336 stations, ALMIP2 ensemble mean simulations fit better with observations than any RS-based
 337 product whereas is among the best estimates on the Agoufou site, thus justifying its use as a
 338 comparison basis at the mesoscale (see section 5.2)
 339



340

341

342

Figure 3. Taylor diagrams of daily ET products performance against EC measurements at the Wankama millet station (a), the Wankama fallow station (b) and the Agoufou station (c).

343

344

345

346

347

348

349

350

351

352

353

354

355

356

357

358

359

360

361

362

363

364

365

366

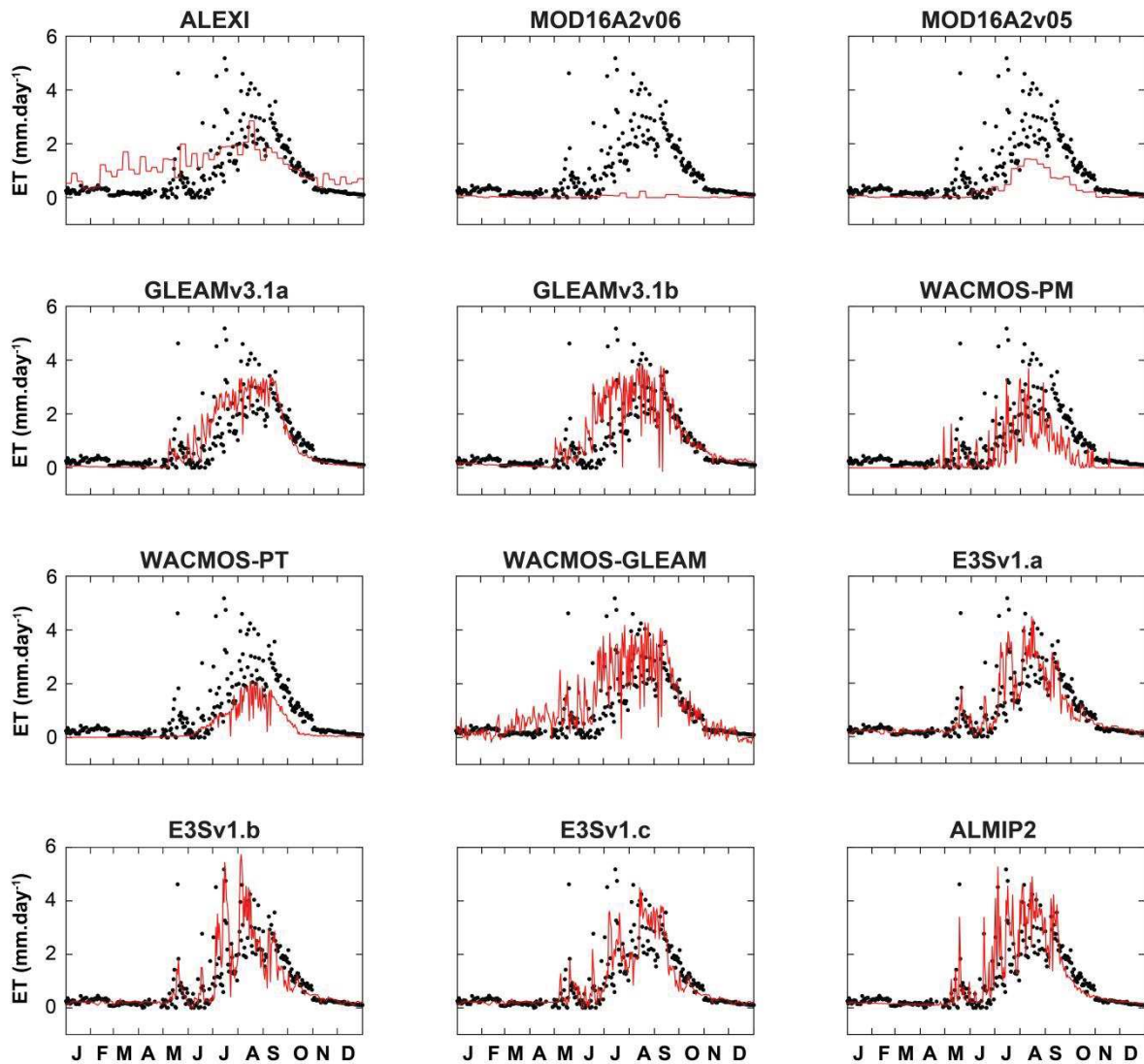
367

368

369

One can observe that ALEXI does not capture the seasonality of measured ET. It shows a relatively flat signal leading to large overestimation during the dry season and slighter underestimation during the wet season. Compensation between these two opposite seasonal biases results in low overall bias of ALEXI ET over the entire study periods (0.03 mm.day^{-1} in average). Conversely ALEXI shows low overall values of both NSE (0.42) and R^2 (0.49). For each site, both MOD16A2v05 and MOD16A2v06 show poor performance with overall RMSE ranging from 1.62 to 2.03 mm.day^{-1} and from 1.35 to 1.70 mm.day^{-1} , respectively. Both MOD16A2 versions show negative NSE and largely underestimate observed ET during the monsoon season, as shown by the overall negative biases of -1.10 and $-0.91 \text{ mm.day}^{-1}$, respectively. MOD16A2v06 shows poorer skill scores than version 5 despite a finer resolution (see Table 3). In particular, it shows zero ET values even during the monsoonal season core, whereas MOD16A2v05 provides low but non-null values (Figure 4). To a lesser extent WACMOS-PM, which is based on the same algorithm as MOD16A2, also shows this underestimation bias but with significantly lower RMSE (overall value of 1.26) and higher R^2 values (ranging from 0.48 to 0.56). WACMOS-PT also shows underestimation (overall bias of $\sim -0.65 \text{ mm.day}^{-1}$) during the monsoon season but overall quite good R^2 values ranging from 0.63 (Wankama millet station) to 0.85 (Agoufou station). NSE values still are low for the WACMOS-PT product with an overall value of 0.33. GLEAMv3.1b and WACMOS-GLEAM show similar behavior with a slight overestimation (overall bias of 0.07 and 0.10 respectively). Nonetheless WACMOS-GLEAM is much noisier than GLEAMv3.1b especially during dry season days (Figure 4) and shows slightly lower NSE and R^2 values (ranging from 0.49 to 0.73 and from 0.62 to 0.73, respectively). Despite its coarse resolution, GLEAMv3.1a is overall in good agreement with observations, with RMSE, NSE and R^2 values ranging from 0.59 to 0.83 mm.day^{-1} , 0.65 to 0.80 and 0.69 to 0.84, respectively. Nonetheless GLEAMv3.1a exhibits relatively slight underestimation (overall bias of $-0.20 \text{ mm.day}^{-1}$) especially during the monsoon season core (Figure 4). E3S products are in the best agreement with observations. E3Sv1.a (RSME range of $0.54\text{--}0.67 \text{ mm.days}^{-1}$, NSE range of 0.75–0.85 and R^2 range of 0.77–0.85) performs better than E3Sv1.b (RSME range of $0.60\text{--}0.74 \text{ mm.days}^{-1}$, NSE range of 0.71–0.79 and R^2 range of 0.74–0.82) itself better than E3Sv1.c (RSME range

370 of 0.60-0.79 mm.days⁻¹, NSE range of 0.57-0.80 and R² range of 0.63-0.82). All versions of E3S show
 371 an overall slight underestimation below 0.10 mm.day⁻¹.



372
 373 **Figure 4.** Daily ET for each RS-product or for ALMIP2 ensemble mean (red line) versus EC
 374 measurements (black dots) at the Wankama millet station in 2007.

375 5.1.2. Monthly timescale

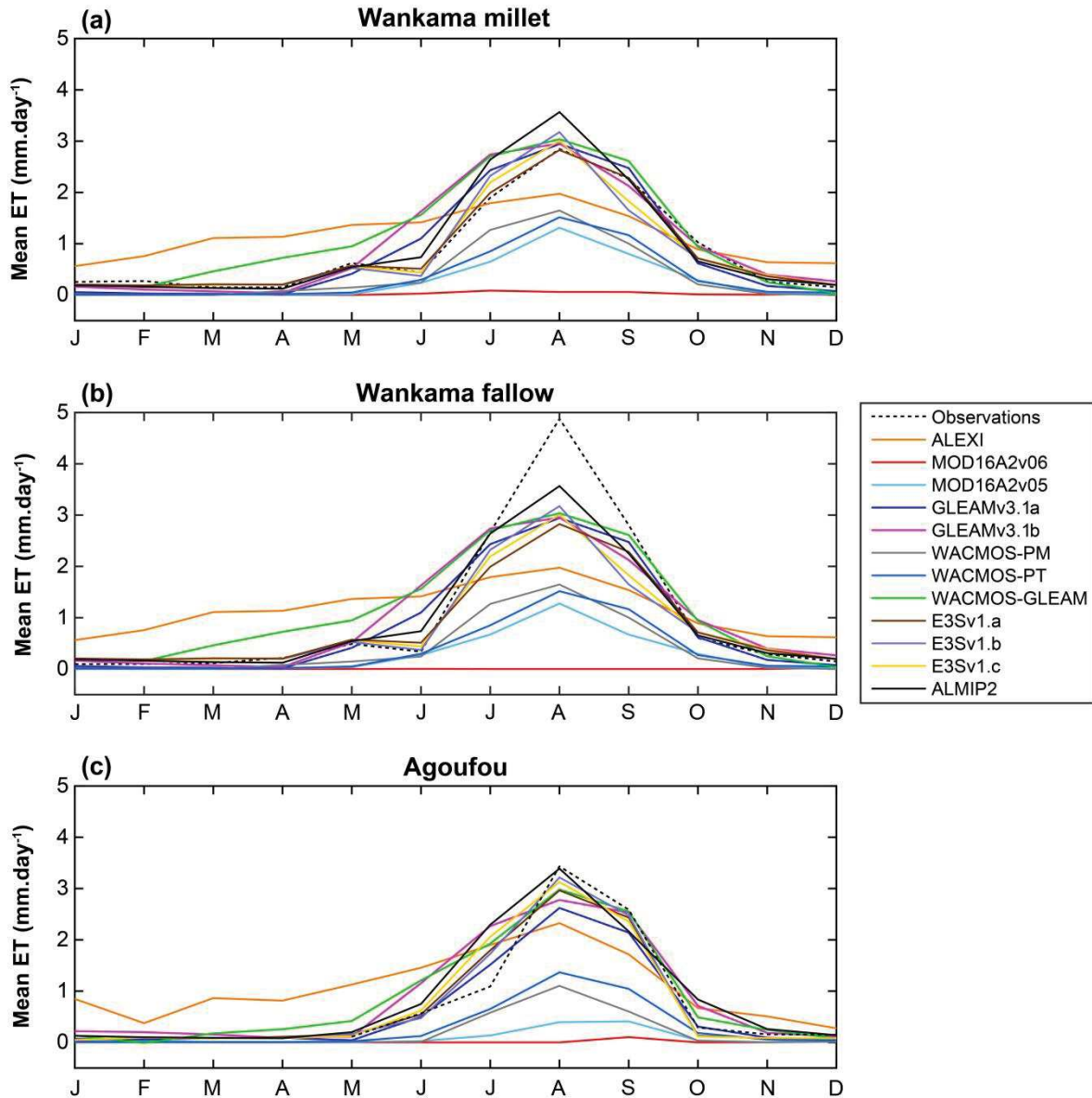
376 Table 4 summarizes overall RS-based ET products performance against field measurements at
 377 monthly timescale (daily mean per month). Figure 5 shows an example of monthly time series of
 378 each ET product and for each site versus field observations and corresponding ALMIP2 LSMs
 379 ensemble mean for the year 2007 at the various sites.
 380

381

Table 4. Same as Table 3 but for monthly timescale

Product	Bias (mm.day ⁻¹)	RMSE (mm.day ⁻¹)	NSE (-)	R ² (-)
ALEXI	0.06	0.89	0.49	0.67
MOD16A2v06	<u>-1.13</u>	<u>1.73</u>	<u>-0.97</u>	<u>0.16</u>
MOD16A2v05	-0.95	1.46	-0.40	0.71
GLEAM v3.1a	-0.16	0.47	0.86	0.91
GLEAM v3.1b	0.06	0.55	0.80	0.85
WACMOS-PM	-0.72	1.08	0.23	0.92
WACMOS-PT	-0.68	1.04	0.31	0.95
WACMOS-GLEAM	0.11	0.51	0.84	0.88
E3Sv1.a	-0.06	0.39	0.90	0.93
E3Sv1.b	-0.08	0.40	0.90	0.93
<i>E3Sv1.c</i>	-0.04	0.47	0.86	0.89

382 Again, results obtained at monthly timescale pinpoint the underestimation bias of PM-based
383 products (i.e. MOD16A2v05, MOD16A2v06 and WACMOS-PM) and of WACMOS-PT during
384 monsoonal months. Note however that both WACMOS-PM and WACMOS-PT show good R²
385 values (> 0.91) suggesting that despite this large underestimation, the monthly ET seasonal cycle is
386 quite well represented by both products. ALEXI shows high RMSE (0.89 mm.day⁻¹) and quite low
387 R² (0.67) and NSE (0.49) values due to its flat seasonal cycle characterized again by an
388 overestimation during dry season months (from November to April) and monsoon onset (from May
389 to June) and overestimation during monsoon season months (from July to October). ALEXI
390 underestimation is however less important during the beginning of the dry season (November-
391 December). WACMOS-GLEAM shows an overestimation during the end of the dry season (from
392 March to April) and the monsoon onset (from May to June), while GLEAMv3.1b shows similar
393 overestimation essentially only during June (Figure 5). Both products fit well with observations
394 over the rest of the year, showing good NSE (> 0.79) and R² (> 0.84) values. E3Sv1.a and E3Sv1.b still
395 are the best products showing very good NSE (0.90) and R² (0.93) values and low RMSE (< 0.41
396 mm.day⁻¹). However they both produce a non-negligible underestimation (bias = -0.06 mm.day⁻¹
397 and -0.08 mm.day⁻¹, respectively) especially during the core of the monsoon season (i.e. August;
398 Figure 5). They are followed by E3Sv1.c and GLEAMv3.1a that display similar behavior with
399 overall NSE value of 0.83, overall R² values above 0.88 and overall RMSE value of 0.47 mm.day⁻¹.
400 Nevertheless GLEAMv3.1a shows significantly higher bias (-0.16 mm.day⁻¹) than E3Sv1.c (-0.04
401 mm.day⁻¹), supposedly due mainly to a coarser resolution. Note that none of the products nor the
402 ALMIP2 ensemble mean reached as high ET values as those observed during the monsoon season
403 peak in August at the Wankama fallow site.



404

405

406

407

Figure 5. Monthly mean ET for each product and ALMIP2 LSMs ensemble mean versus EC measurements acquired by the Wankama millet station (a) the Wankama fallow station (b) and the Agoufou station (c) in 2007.

408

5.2. Comparison against land surface models

409

In this subsection, the RS-ET products are compared with the ensemble mean of ALMIP2 LSMs simulations in terms of spatial means over each mesosite. Results are displayed as Taylor diagrams in Figure 6, and skill scores are summarized in Table 5 for the daily and monthly time step.

410

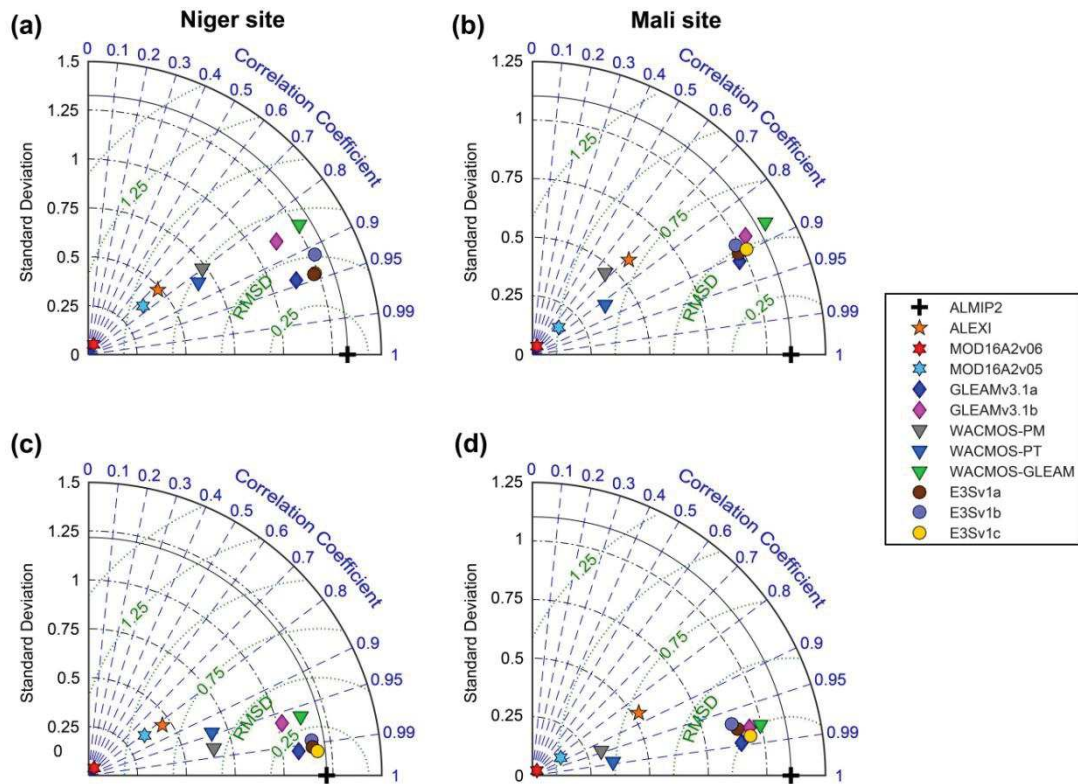
411

412

413 **Table 5.** Skill scores – bias (in mm.day⁻¹), RMSE (in mm.day⁻¹), NSE and R² – of RS-based
 414 evapotranspiration product against ensemble mean of ALMIP2 LSMs simulations for daily and
 415 monthly (in brackets) time scale. Skill scores have been computed on the 2005-2007 period for the
 416 Niger site and 2006-2007 for the Mali site and correspond to the comparison of spatial mean over
 417 each mesosite. Best score in bold and worst underlined for each metric.

Product	Niger				Mali			
	Bias	RMSE	NSE	R ²	Bias	RMSE	NSE	R ²
ALEXI	0.20 (0.20)	1.05 (0.92)	0.38 (0.43)	0.53 (0.68)	0.12 (0.12)	0.81 (0.59)	0.46 (0.61)	0.51 (0.73)
MOD16A2v06	<u>-1.13</u> <u>(-1.13)</u>	<u>1.72</u> <u>(1.66)</u>	<u>-0.69</u> <u>(-0.86)</u>	<u>0.24</u> <u>(0.37)</u>	<u>-0.79</u> <u>(-0.78)</u>	<u>1.34</u> <u>(1.24)</u>	<u>-0.48</u> <u>(-0.72)</u>	<u>0.23</u> <u>(0.37)</u>
MOD16A2v05	-0.94 (-0.93)	1.43 (1.35)	-0.16 (-0.23)	0.55 (0.66)	-0.72 (-0.72)	1.23 (1.12)	-0.25 (-0.41)	0.49 (0.71)
GLEAM v3.1a	-0.20 (-0.19)	0.50 (0.27)	0.86 (0.95)	0.89 (0.99)	-0.15 (-0.15)	0.48 (0.22)	0.81 (0.95)	0.83 (0.98)
GLEAM v3.1b	-0.04 (-0.03)	0.67 (0.35)	0.74 (0.92)	0.74 (0.94)	0.05 (0.05)	0.53 (0.20)	0.77 (0.95)	0.77 (0.96)
WACMOS- PM	-0.70 (-0.66)	1.11 (0.90)	0.30 (0.46)	0.64 (0.95)	-0.62 (-0.62)	1.09 (0.93)	0.03 (0.03)	0.40 (0.89)
WACMOS-PT	-0.66 (-0.62)	1.07 (0.89)	0.35 (0.47)	0.72 (0.91)	-0.56 (-0.56)	0.99 (0.84)	0.20 (0.21)	0.71 (0.98)
WACMOS- GLEAM	0.07 (0.10)	0.70 (0.34)	0.72 (0.92)	0.73 (0.93)	0.00 (0.00)	0.56 (0.21)	0.74 (0.95)	0.76 (0.96)
E3Sv1.a	0.04 (0.04)	0.45 (0.17)	0.89 (0.98)	0.89 (0.98)	0.01 (0.00)	0.49 (0.22)	0.81 (0.95)	0.81 (0.95)
E3Sv1.b	0.03 (0.02)	0.54 (0.20)	0.84 (0.97)	0.84 (0.98)	-0.01 (-0.02)	0.52 (0.25)	0.78 (0.93)	0.78 (0.94)
E3Sv1.c	0.06 (0.05)	0.46 (0.16)	0.88 (0.99)	0.88 (0.99)	0.04 (0.04)	0.49 (0.18)	0.80 (0.97)	0.80 (0.97)

418 Results of the comparison with ensemble mean of ALMIP2 simulations in terms of spatial
 419 mean are quite similar to those obtained at pixel scale. On both sites, E3Sv1.a, E3Sv1.c and GLEAM
 420 v3.1a agree the best with ALMIP2 LSMs, with RMSE values less than 0.51 and 0.28 mm.day⁻¹, NSE
 421 values superior to 0.79 and 0.94 and R² values superior to 0.79 and 0.94 at daily and monthly
 422 timescale respectively. They are closely followed by E3Sv1.b which shows slightly higher RMSE (<
 423 0.55 and < 0.26 mm.day⁻¹ at daily and monthly timescale respectively) and slightly lower values of
 424 NSE (> 0.77 and > 0.92 at daily and monthly timescale respectively). Note however that
 425 GLEAMv3.1a is characterized by a non-negligible negative bias (of ~-0.20 mm.day⁻¹ and -0.15
 426 mm.day⁻¹ on the Niger site and the Mali site respectively at both daily and monthly timescales)
 427 whereas all E3S versions generally show very low overestimation (bias < 0.07 mm.day⁻¹). Note that
 428 for all of these products, that can be considered as the best, lower bias but lower NSE and R² values
 429 are obtained on the Mali site than on the Niger site. GLEAMv3.1b shows negligible bias but higher
 430 RMSE and lower NSE and R² values than GLEAMv3.1a whatever the considered timescale.
 431 WACMOS-GLEAM is characterized by a slight overestimation at the Niger site (biases of 0.07 and
 432 0.10 mm.day⁻¹ for daily and monthly timescales respectively) but unbiasedness at the Mali site and
 433 RMSE, NSE and R² values in line with GLEAMv3.1b. Again, MOD16A2v06, MOD16A2v05,
 434 WACMOS-PM and WACMOS-PT show large underestimation, high RSME values and very low
 435 NSE values whatever the timescale considered. ALEXI is also again characterized by an
 436 overestimation during the dry season and an underestimation during the monsoon season (not
 437 shown) resulting in high RMSE (1.05 and 0.81 mm.day⁻¹ at daily timescale at the Niger site and the
 438 Mali site respectively) and low NSE (0.38 and 0.46 at daily timescale at the Niger site and the Mali
 439 site respectively).



440

441

442

443

Figure 6. Taylor diagrams of ET products performance against ensemble mean of ALMIP2 LSMs simulations over the Niger mesosite (a, c) and the Mali mesosite (b, d) at daily (top row panel) and monthly (bottom row panel) timescales.

444

5.3. Spatial variability and comparison with precipitation fields

445

446

447

448

449

450

Figures 8 and 9 display maps of total annual ET in 2007 for each product and for the ensemble mean of ALMIP2 LSMs simulations over the Niger site and the Mali site, respectively. Table 6 summarizes the main statistical metrics over space (mean, standard deviation and coefficient of variation) for the annual (for each hydrological year defined as April 1 - March 31) ET products and ALMIP2 ensemble mean as well as for the precipitations forcing (P) used in ALMIP2. The table also displays the annual ET/P ratio.

451

452

453

454

455

456

457

458

459

460

461

462

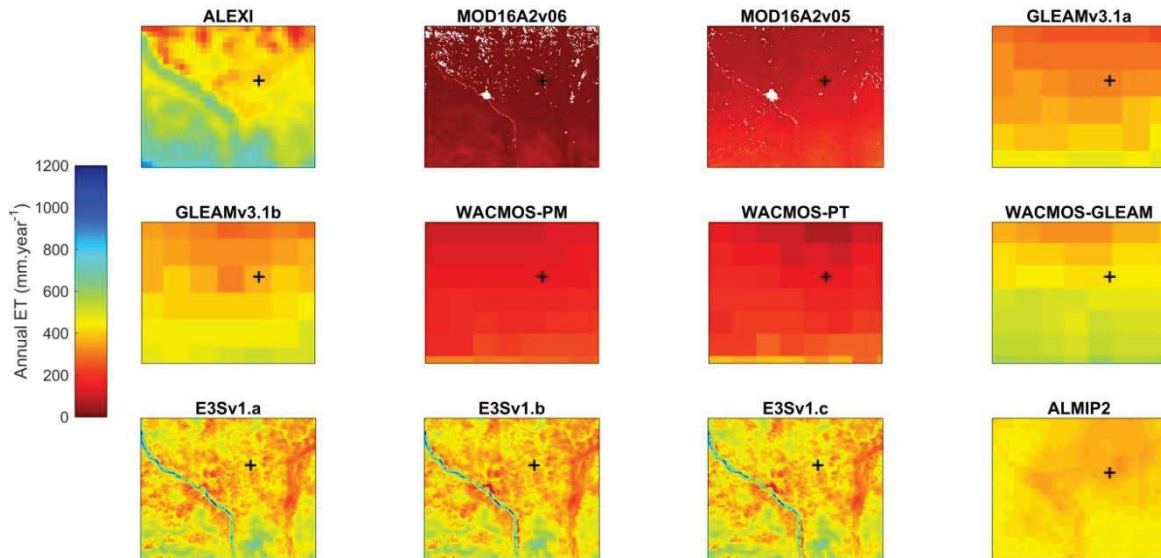
463

464

465

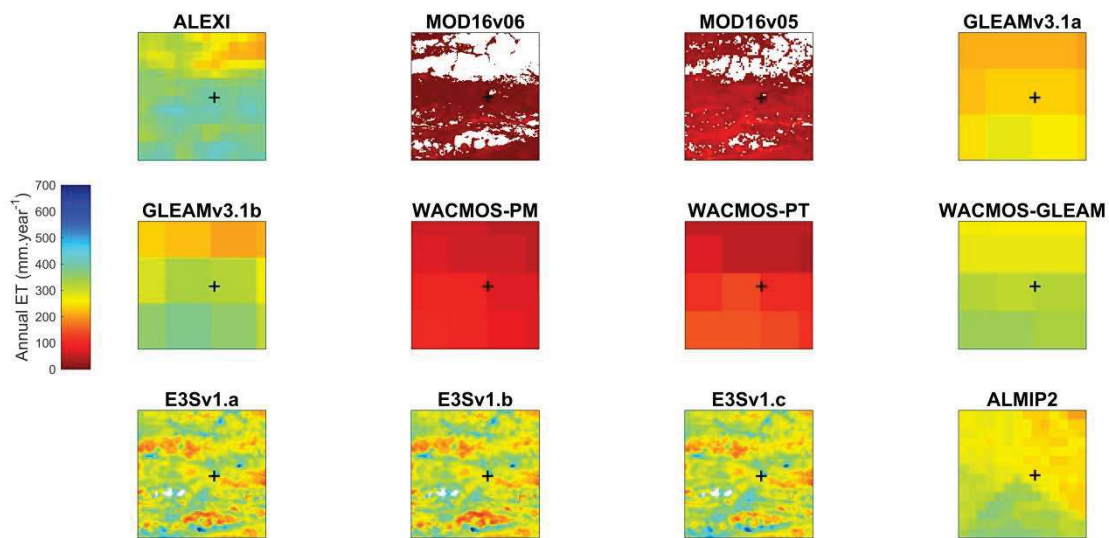
466

Over the Niger site, all of the ET products follow more or less a North-South gradient that is in line with the vegetation gradient (not shown) and the precipitation spatial structure (see Figure 2). Both MOD16A2v05 and MOD16A2v06 products show very low annual ET values ($< 300 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$) on the whole site while WACMOS-PM and WACMOS-PT also show low values always below $400 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$. The ALMIP2 ensemble mean shows lower spatial variability (coefficient of variation CV of $8.0\pm 0.8 \%$) than all of the RS-based ET products ($\text{CV} > 9.0 \%$; see Table 5), even those with coarser resolution, and also always lower than rainfall spatial variability at the same spatial resolution ($\text{CV} = 10.3\pm 1.9 \%$). Despite largely different spatial resolution, E3S products and GLEAMv3.1a show similar spatial variability with annual CV above 20 %. Only the three versions of E3S reflect the slight decrease in mean annual rainfall from 2005 to 2007, which is also propagated into ALMIP2 modeled ET. The annual ET/P values for E3Sv1.a ($86.1\pm 1.8 \%$), E3Sv1.b ($85.2\pm 2.7 \%$), E3Sv1.c ($87.2\pm 2.2 \%$) and GLEAMv1.b ($80.8\pm 5.1 \%$) are in good agreement with that from ALMIP2 ($83.4\pm 2.2 \%$). Relative to the latter, GLEAMv1.a shows a slight underestimation of the ET/P ratio ($69.7\pm 5.1 \%$), while ALEXI ($96.0\pm 5.1 \%$) and WACMOS-GLEAM ($90.1\pm 2.5 \%$) display overestimation. All of the other products largely underestimate the ET/P ratio ($< 42\%$) compared with the ALMIP2 mean.



467
468
469

Figure 7. Maps of annual ET from each RS-based product and from the ALMIP2 ensemble average over the Niger mesosite in 2007. Black cross indicates the location of the Wankama EC stations.



470
471
472

Figure 8. Same as Figure 6 but for the Mali mesosite. Black cross indicates the position of the Agoufou EC station.

473 Over the Mali site, all of the ET products, except the three versions of E3S, reproduce the
474 North-South gradient observed in precipitation fields (see Figure 2). For the E3S products, spatial
475 patterns are more complex and mainly in line with local topography with higher ET values in
476 inland-valleys and lower values on crest lines (not shown). As over the Niger site, MOD16A2v05,
477 MOD16A2v06, WACMOS-PM and WACMOS-PT display low ET rates over the entire study site
478 with total annual ET below 140, 175, 110 and 150 mm.year⁻¹, respectively. Despite their coarse
479 resolution, only GLEAMv3.1a (CV = 11.7±0.9 %), GLEAMv3.1b (CV = 14.9±2.0 %) show similar
480 spatial variability than ALMIP2 ensemble mean (CV = 12.8±2.4 %) and generally lower than rainfall
481 spatial variability (CV = 17.2±4.9 %). All of the other products, except WACMOS-GLEAM, are
482 characterized by higher CV values (see Table 6). ALMIP2 annual ET show a slight decrease from
483 2006 to 2007 (-19.2 mm.an⁻¹) that is in line with rainfall decrease (-10.7 mm.an⁻¹) on the same period.
484 Only GLEAMv3.1a and E3Sv3.1c also show such an annual ET decrease (-33.3 mm.an⁻¹ and -12.3
485 mm.an⁻¹) between 2006 and 2007. All of the other products described an increase of total annual ET
486 from 2006 to 2007. Total annual ET/P ratio of E3Sv1.a (79.8±2.2 %), E3Sv1.b (81.2±10.1 %), E3Sv1.c

487 (82.3±0.6 %) and WACMOS-GLEAM (82.5 %) are in good agreement with ALMIP2 LSMs
488 (79.6±2.1%). Note however that E3Sv1.b shows significantly higher interannual variability than
489 ALMIP2 simulations and both E3Sv1.a and E3Sv1.c. GLEAMv1.a shows underestimation of the
490 ET/P ratio (71.3±6.9 %) while ALEXI (92.1±6.1 %) and GLEAMv3.1b (85.6±6.7 %) display an
491 overestimation bias. As over the Niger site, all of the other products largely underestimate the ET/P
492 ratio (< 28%) compared to ALMIP2 LSMs.

493

494 **Table 6.** Space-wise mean (mm.jour⁻¹), standard deviation (std; mm.jour⁻¹) and coefficient of
 495 variation (CV; %) of annual precipitation (P) and ET products for each site and each hydrological
 496 year. Spatial resolution of each product is reminded in brackets. Annual ET/P ratio (%) is also
 497 displayed for each ET product.

		Niger			Mali	
		2005	2006	2007	2006	2007
Precipitations (0.05°)	Average	542.8	507.6	499.2	376.7	366.0
	std	62.9	40.9	55.5	51.6	75.4
	CV	11.6	8.1	11.1	13.7	20.6
ALEXI (0.05°)	average	489.3	503.5	493.2	330.6	352.8
	std	117.3	117.1	119.2	63.7	62.8
	CV	24.0	23.3	24.2	19.3	17.8
	ET/P	90.1	99.2	98.8	87.8	96.4
MOD16A2v06 (500 m)	average	21.8	17.5	18.7	9.5	15.6
	std	19	14.9	20.2	8.1	14.0
	CV	87.2	85.1	108.0	85.3	89.7
	ET/P	4.0	3.4	3.7	2.5	4.3
MOD16A2v05 (1 km)	average	39.8	102.7	124.8	14.5	24.6
	std	28.5	40.4	54.5	9.5	15.6
	CV	71.6	39.3	43.7	65.5	63.4
	ET/P	7.3	20.2	25.0	3.8	6.7
GLEAMv3.1a (0.25°)	average	405	327.7	349.4	281.6	248.3
	std	83	76.5	71.3	31.1	30.6
	CV	20.5	23.3	20.4	11.0	12.3
	ET/P	74.6	64.6	70.0	74.8	67.8
GLEAMv3.1b (0.25°)	average	413.3	437.5	400.0	303.9	331.0
	std	40.9	40.9	53.9	40.9	53.9
	CV	9.9	9.3	13.5	13.5	16.3
	ET/P	76.1	86.2	80.1	80.7	90.4
WACMOS-PM (25 km)	average	209.1	184.4		95.1	
	std	64.2	61.2		20.0	
	CV	30.7	33.2		21.0	
	ET/P	38.5	36.3		25.2	
WACMOS-PT (25 km)	average	215.8	208.9		103.6	
	std	84	83.3		46.0	
	CV	38.9	39.9		44.4	
	ET/P	39.8	41.2		27.5	
WACMOS- GLEAM (25 km)	average	498.6	448.4		310.6	
	std	64.3	78.9		30.8	
	CV	12.9	17.6		9.9	
	ET/P	91.9	88.3		82.5	
E3Sv1.a (1 km)	average	470.8	444.6	419.6	294.4	297.7
	std	108.6	104.6	94.3	65.9	68.5
	CV	23.1	23.5	22.5	22.4	23.0
	ET/P	86.7	87.6	84.1	78.2	81.3
E3Sv1.b (1 km)	average	470.6	440.5	409.8	252.5	294.8
	std	114.9	107.1	94	63.8	69.3
	CV	24.4	24.3	22.9	25.3	23.5
	ET/P	86.7	86.8	82.1	73.7	88.6
E3Sv1.c (1 km)	average	480.4	449.3	422.8	314.3	302.0
	std	104.8	104.6	91.8	68.2	67.2
	CV	21.8	23.3	21.7	21.7	22.3
	ET/P	88.5	88.5	84.7	83.4	82.5
ALMIP2 (0.05°)	average	464.9	422	407.5	305.0	285.8
	std	41.13	31	32.4	34.0	41.3
	CV	8.8	7.3	8.0	11.1	14.5
	ET/P	85.6	83.1	81.6	81.0	78.1

498 **6. Discussion**

499 The results obtained in this intercomparison study showed that:

- 500 • PM-based ET products, i.e MOD16A2v05, MOD16A2v06 and WACMOS-PM largely
- 501 underestimated ET during the monsoon season;
- 502 • The WACMOS-PT ET product based on the PT-JPL model also showed similar
- 503 underestimation but significantly better R^2 values;
- 504 • ALEXI ET is characterized by overestimation during the dry season and underestimation
- 505 during the wet season;
- 506 • Despite its coarse resolution, the GLEAMv3.1a product is in good agreement with both EC
- 507 measurements and LSMs simulations;
- 508 • E3S products are globally performing the best at local scale and in similar agreement as
- 509 GLEAMv3.1a with LSMs simulations at mesoscale.
- 510 • GLEAMv3.1b and WACMOS-GLEAM show lower agreement with both observations and
- 511 LSMs simulations than does GLEAMv3.1a and are characterized by an overestimation bias in
- 512 June and from March to June, respectively.

513 One of the biggest challenges in evaluating RS-based ET products using eddy covariance
514 derived ET is the mismatch between flux tower footprint and product spatial grid [19,26,36].
515 Broadly speaking, the coarser the resolution, the higher the heterogeneity within the considered
516 pixel and the mismatch between tower and satellite pixel footprints [67]. Despite this limitation, the
517 combination of field measurements and of numerical gridded simulations from LSMs at different
518 spatial scales used in this study, allows us to provide useful information concerning the assessment
519 of RS-based products analyzed in this study in Sahelian ecosystems.

520 Apart from spatial resolution difference, products performance discrepancies are mainly due
521 to algorithm structure, principle and parameterization. The MOD16A2 underestimation trend
522 reported in this study was already highlighted by several authors for semi-arid ecosystems. For
523 instance, Ramoelo et al. [68] and later Majozi et al. [26] evaluated MOD16 ET algorithm against
524 eddy covariance measurements on a sub-tropical savanna in South Africa, quite similar to the
525 Wankama site in terms of biome. Authors showed that MOD16 ET was characterized by an
526 underestimation as shown by the negative biases ($-0.28 \text{ mm.day}^{-1}$ and $-0.36 \text{ mm.day}^{-1}$ during the
527 wet and dry season respectively) reported by Majozi et al. [26]. Velpuri et al. [69] and Hu et al. [70]
528 also reported low performance and negative bias of MOD16A2 product in the semi-arid and arid
529 climatic zones, over United States and Europe respectively. In arid and semi-arid environment, soil
530 water availability is most of time the major limiting factor for ET, and it is thus crucial for RS-based
531 ET models to include a soil moisture constraint function. However in the MOD16 algorithm water
532 availability stress factor implied in soil evaporation computation is only linked to atmospheric
533 relative humidity (RH) and vapor pressure deficit (VPD). Besides, recent PM-based models
534 development under arid or semi-arid conditions goes in the direction of a better taking into account
535 of soil moisture constraint. For instance Sun et al. [71] incorporated soil moisture control in PM-
536 based model to constraint soil evaporation using either actual surface soil water content or soil
537 moisture index derived from the surface temperature and vegetation index space. In the same vein,
538 Di et al. [72] introduce a soil moisture constraint based on relative root zone and surface soil
539 moisture in the parameterization of the canopy and the surface resistance scheme, respectively, of
540 the MOD16 algorithm. Another big challenge of the MOD16 model is precisely the
541 parameterization of surface resistances including in particular stomatal conductance for which the
542 MOD16 algorithm uses Biome Property Look-up Table based on MODIS land cover product. In this
543 sense, as shown by Ruhoff et al. [73], the MOD16 model is extremely sensitive to misclassification of
544 land use and land cover. To compute surface conductance to transpiration at the canopy level,
545 stomatal resistance is later upscaled using MODIS Leaf Area Index (LAI). MOD16 ET estimates and
546 MODIS LAI are thus closely related [70]. Yet MODIS LAI quality is still uncertain in semi-arid West
547 Africa [74].

548 The physically-based PT-JPL model of Fisher et al. [17] is also potentially subject to soil water
549 shortage response problem as RH and VPD are also used to describe soil moisture constraint. On
550 the Agoufou site, García et al. [75] showed that PT-JPL model performance was significantly
551 improved replacing original soil moisture constraint by one based on either in situ measurements of
552 soil water content or the concept of apparent thermal inertia computed with surface temperature
553 and albedo remote sensing observations.

554 The GLEAM model principle is supposed more suited to water limited regions as potential
555 evapotranspiration computed from PT formulation is constrained by surface and root zone soil
556 moisture and vegetation optical depth, a proxy of vegetation water content. Discrepancies between
557 GLEAMv3.1a, GLEAMv3.1b and WACMOS-GLEAM are explained by differences in forcing data
558 that bring their own uncertainties. Obviously, it is quite difficult to assess uncertainties of all of
559 these inputs and their consequences on GLEAM modelled ET that is beyond the scope of this
560 paper. Nonetheless some conclusions can be drawn by considering results from other studies that
561 analyzed performance of these input datasets. Among the latter it seems that rainfall and radiation
562 fields may be the most important, especially in semi-arid regions where surface soil moisture is low
563 and radiative load and atmospheric water demand are high. Concerning rainfall fields,
564 GLEAMv3.1a used the Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation (MSWEP) product [76],
565 GLEAMv3.1b the Tropical rainfall measuring mission Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA)
566 3B42 product [77] and WACMOS-GLEAM the Climate Prediction Center Morphing method
567 (CMORPH) product [78]. Gosset et al. [79] evaluated eight rainfall products wherein TPMA3B42
568 and CMORPH over two sites with dense rain-gauged network in West Africa, including our Niger
569 mesosite. Over the later, analyzing eight years of data, the authors showed that CMORPH
570 displayed a high positive bias ($2 \text{ mm}\cdot\text{day}^{-1}$ on average) but relative good correlation with the
571 reference dataset whereas TPMA3B42 showed very low bias on average but a high interannual
572 variability of performance and lower correlation than CMORPH on average. The newer MSWEP
573 product was not analyzed in this study. However recent works of Zwart et al. [80] that evaluated
574 seven rainfall products including MSWEP and TPMA3B42 against field measurements acquired
575 from several hundred rain-gauged stations across Africa on the 2001-2016 period, demonstrated
576 that MSWEP was the most reliable rainfall product. Note however that authors underlined that at
577 daily time step, rainfall estimates of all of the products are in poor agreement with observations.
578 The CMORPH high positive bias associated to false alarms reported by Gosset et al. [79],
579 particularly marked from April to August (see Figure 7 in [79]), can explain the overestimation
580 trend of WACMOS-GLEAM during the end of the dry season (April) and the monsoon onset (May-
581 June).

582 Incoming surface radiation are recognized to be the greater source of uncertainty of RS-derived
583 surface net radiation [81] controlling in turn surface available energy for ET. Concerning radiation
584 fields, GLEAM3.1a used data from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
585 (ECMWF) interim reanalysis (ERA-Interim), GLEAMv3.1b from Clouds and the Earth's Radiant
586 Energy System Synoptic (CERES SYN1deg) and WACMOS-GLEAM from Global Energy and Water
587 Cycle Experiment Surface Radiation Budget (GEWEX SRB). Rutan et al. [82] evaluated six radiation
588 products including ERA-Interim, CERES SYN1deg and GEWEX SRB against observed data on 181
589 (for shortwave downward radiation) and 319 (for longwave downward radiation) land sites across
590 8 years. Authors report monthly mean bias of 9.2 , 1.8 and $-4.0 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ for shortwave radiation and
591 -6.4 , -4.2 and $-0.1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ for longwave radiation for ERA-Interim, CERES SYN1deg and GEWEX SRB,
592 respectively. Nonetheless, evaluation of such radiation products remains difficult as the spatial
593 representativeness of ground measurements generally doesn't match with product coarse
594 resolution [83]. Consequently few inferences can be drawn from such study concerning the impact
595 of radiation field data used by each GLEAM-based product on the accuracy of derived ET.

596 Note that in addition of different input datasets sources, discrepancies between GLEAM and
597 WACMOS-GLEAM can be due to a difference in the grid system that induced that land cover
598 heterogeneity in GLEAM and WACMOS pixels are marginally not the same. WACMOS-GLEAM
599 and GLEAMv31.b are also not derived from the same version of the GLEAM model that can also

600 cause some differences between ET products. Compared to the original GLEAM version of Miralles
601 et al. [19], in GLEAMv3.1, Martens et al. [20] included (i) a revised formulation of the evaporative
602 stress, (ii) an optimized drainage algorithm and (iii) a new soil moisture data assimilation system.

603 Concerning the ALEXI product, the under-, respectively over-estimation, observed during dry,
604 respectively monsoon season, is difficult to explain as, to our knowledge, it never been already
605 reported in other studied sites. Nonetheless, on the Mali site, Grippa et al. [46] suggested that
606 ALEXI overestimation and noise during the dry season was likely related to undetected cloud
607 contamination of MODIS surface temperature. On the Niger site, in the framework of the E3S
608 implementation, Allies et al. [36] indeed showed that MODIS Ts quality flag was not totally efficient
609 missing some clouds leading to systematic cold bias in Ts and overestimation in derived daily ET.
610 In their intercomparison study, Rutan et al. [82] also showed that Modern Era Retrospective-
611 analysis for Research and Applications (MERRA) radiation fields used by the present ALEXI
612 product was the less performing among the 6 datasets analyzed, showing monthly mean bias of
613 13.8 W.m^{-2} and -18.3 W.m^{-2} for shortwave incoming radiation and longwave incoming radiation,
614 respectively. Such high bias suggest a likely large underestimation of derived net radiation in the
615 ALEXI scheme that can partly explain its quite flat ET seasonal cycle and above all underestimation
616 of ET during the monsoon season. Note also that ALEXI is originally designed to work with the
617 morning surface temperature rise (ΔT_s) typically provided by geostationary satellites [14–16]. But to
618 be applied on the African continent and globally, the ALEXI version used in this study employed
619 polar orbiting day-night Ts observations to derive a proxy of ΔT_s using multi-variable regression
620 [16]. Such regression system can be a source of error on ΔT_s that seems to be the main driving
621 variable of the ALEXI scheme and can explain an important part of ALEXI bad performance.

622 Finally E3S products are overall the best in agreement with both field measurements and
623 ALMIP2 LSMs. The method is based on the Ts-albedo space but limits often reported problem of
624 edges determination during contrasted seasons (as a dry season followed by a rainy season) or in
625 areas of low variability in vegetation cover range [26,84–86] using a weighted scheme for edges
626 determination methods according to both rainfall and LAI stage [36]. Moreover E3S includes an
627 improved clouds filter on MODIS Ts that limits ET false alarms during the dry season due to
628 undetected clouds. E3S also use in situ measurements for incoming radiation fields that allow to
629 avoid systematic errors on derived net radiation but in return does not allow to describe spatial
630 variability of incoming radiation probably limiting accuracy of spatially distributed E3S net
631 radiation estimates.

632 7. Conclusion

633 This study assessed, over two Sahelian mesoscale sites, eleven RS-based ET products
634 characterized by varying model complexity and data input requirements: ALEXI, MOD16A2v06,
635 MOD16A2v05, GLEAMv3.1a, GLEAMv3.1b, WACMOS-PM, WACMOS-PT, WACMOS-GLEAM,
636 E3Sv1.a, E3Sv1.b and E3Sv1.c. Field measurements acquired from eddy covariance systems in three
637 typical Sahelian ecosystems (millet crop, fallow of shrubby savannah and semi-arid grassland) as
638 well as the ensemble mean of twenty LSMs simulations from the ALMIP2 project, were used for the
639 intercomparison of RS-based ET products. Tower-based analysis at daily timescale indicated that
640 E3Sv1.a provided the highest overall statistical performance (0.60 mm.day⁻¹, 0.80 and 0.82 for
641 RMSE, NSE and R², respectively), closely followed by E3Sv1.b (0.66 mm.day⁻¹, 0.76, 0.79),
642 GLEAMv3.1a (0.70 mm.day⁻¹, 0.73, 0.78) and E3Sv1.c (0.72 mm.day⁻¹, 0.71, 0.74). GLEAM v3.1b (0.78
643 mm.day⁻¹, 0.67, 0.70) and WACMOS-GLEAM (0.81 mm.day⁻¹, 0.63, 0.69) showed higher dispersion
644 and a slight overestimation bias during monsoon onset months (May-June). Products that do not
645 take into account water stress through rainfall, soil moisture or surface temperature information, i.e.
646 MOD16A2v06 (1.76 mm.day⁻¹, -0.65, 0.06), MOD16A2v05 (1.49 mm.day⁻¹, -0.19, 0.57), WACMOS-PM
647 (1.26 mm.day⁻¹, 0.15, 0.51) and WACMOS-PT (1.12 mm.day⁻¹, 0.33, 0.76), largely underestimate ET
648 during the monsoon season. Finally ALEXI (1.05 mm.day⁻¹, 0.42, 0.49) was characterized by a quite
649 flat ET cycle, overestimating field estimates during the dry season and vice-versa during the

650 monsoon season. Comparison with the ensemble mean of ALMIP2 LSMs simulations showed
651 similar results, with E3Sv1.a, E3Sv1.c and GLEAMv3.1a being in best agreement with LSMs on both
652 the Niger and Mali local sites. Reasons for performance differences between ET products are
653 multiple, with differences in RS-based model structure and forcing datasets being supposedly more
654 important than those in footprints mismatch. Using rain fields generated from gauge networks, we
655 showed that the best RS-based products and the ALMIP2 ensemble mean are in consistency with
656 the rainfall, with a total annual ET/P ratio of around 85% and 80% over the Niger and the Mali sites,
657 respectively. It can be concluded that the E3S and GLEAM products should be preferentially used
658 for hydrological or climate studies in Sahelian areas. The choice of product will also depend on the
659 spatial resolution and spatial extent required, with GLEAM being provided globally but at a coarse
660 resolution (0.25°) while E3S is provided with finer resolution (1 km) but is only intended to be
661 generated regionally.

662 **Author Contributions:** Aubin Allies was the main author involved in data collection, processing and analysis
663 and manuscript writing. Jérôme Demarty, Laurent Kergoat and Bernard Cappelaere provided and processed
664 in situ measurements. Jérôme Demarty and Manuela Grippa provided and processed LSMs simulations.
665 Jérôme Demarty, Albert Olioso, Ibrahim Bouzou Moussa, Christophe Peugeot and Bernard Cappelaere also
666 played a supervisory role contributing to the manuscript preparation, final writing and proofreading.

667 **Funding:** Aubin Allies is grateful to University of Montpellier and GAIA doctoral school for providing
668 funding for his Ph.D. This study also received support from French Centre National d'Études Spatiales (CNES)
669 through both EVASPA v3.0 and PITEAS (Production par Interpolation Temporelle de l'Évapotranspiration
670 journalière issue de l'infrarouge thermique à l'Aide de données auxiliaireS) TOSCA projects as well as from
671 PNTS programme of the French Centre National de Recherche Scientifique in the framework of the PRETAO
672 project (PProduits d'EvapoTranspiration en Afrique de l'Ouest).

673 **Acknowledgments:** Field data used in this study were provided by the AMMA-CATCH observatory. In this
674 framework special thanks are due to all IRD Niger and Mali local teams members as well as Monique Oi, Jean-
675 Philippe Chazarin, Ibrahim Maïnassara, Franck Timouk, Florent Arpin-Pont, and Héléne Barral. We also
676 acknowledge MOD16 and GLEAM teams for the availability of both products as well as Martha Anderson and
677 Christopher Hain for having provided us the ALEXI product. The authors also thank Diego Miralles and
678 Carlos Jimenez for having provided us WACMOS outputs and for their useful advice concerning their use.

679 **Conflicts of Interest:** The authors declare no conflict of interest. The funders had no role in the design of the
680 study; in the collection, analyses, or interpretation of data; in the writing of the manuscript, and in the decision
681 to publish the results.
682

683 **Appendix A**684 **Table A1.** Main inputs data sources used by RS-based ET products compared in this study

Product	Data set	Type	References
Radiation			
MOD16	GMAO ¹	Reanalysis	[54]
ALEXI	MERRA ²	Reanalysis	[87]
GLEAM v3.1a	ERA-Interim ³	Reanalysis	[88]
GLEAM v3.1b	CERES ⁴ SYN1deg	Satellite	[65]
E3S all versions	AMMA-CATCH ⁵	Field survey	[2,60,61]
WACMOS-PM			
WACMOS-PT	NASA/GEWEX SRB ⁶	Satellite	[89]
WACMOS-GLEAM			
Precipitation			
GLEAM v3.1a	MSWEP ⁷ v1.0	Merge	[76]
GLEAM v3.1b	TMPA ⁸ 3B42v7	Merge	[77]
E3S all versions	AMMA-CATCH	Field survey	[63]
	CMORPH ⁹	Satellite	[78]
WACMOS-GLEAM	NCEP CFSR-Land ¹⁰	Merge	[90]
Air temperature			
MOD16	MERRA		[87]
GLEAM v3.1a	ERA-Interim	Reanalysis	[65]
GLEAM v3.1b	AIRS ¹¹ L3RetStdv6.0	Satellite	[91]
WACMOS-PM			
WACMOS-PT	ERA-Interim	Reanalysis	[65]
WACMOS-GLEAM			
Land surface temperature			
ALEXI	MYD11C1 Collection 5	Satellite	
E3S all versions	MOD11A1 / MYD11A1 Collection 5	Satellite	
Vegetation indices and surface albedo			
ALEXI	MCD15A3 (LAI) Collection 5	Satellite	
MOD16			
GLEAM v3.1a	MOD44B (vegetation cover) Collection 5	Satellite	[92]
GLEAM v3.1b	MCD15A3 (LAI) Collection 5	Satellite	
E3S all versions	MCD43B3 (surface albedo) Collection 5	Satellite	
WACMOS-PM			
WACMOS-PT	LAI and FAPAR derived from GlobAlbedo	Satellite	[93]
WACMOS-GLEAM			
Soil moisture			
GLEAM v3.1a	ESA CCI SM ¹² v2.3	Satellite	[94,95]
GLEAM v3.1b			
WACMOS-GLEAM	ESA WACMOS	Satellite	[96]

685 ¹Global Modeling and Assimilation Office686 ²Modern Era Retrospective-analysis for Research and Applications687 ³European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) global reanalysis688 ⁴Clouds and the Earth's Radiant Energy System689 ⁵Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine - Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle
690 Hydrologique691 ⁶National Aeronautics and Space Administration (NASA) / Global Energy and Water Cycle Experiment
692 (GEWEX) / Surface Surface Radiation Budget (SRB)693 ⁷Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation

- 694 ⁸Tropical rainfall measuring mission Mutli-satellite Precipitation Analysis
 695 ⁹Climate Prediction Center Morphing method
 696 ¹⁰National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Climate Forecast System Reanalysis for Land (CFRS-
 697 Land)
 698 ¹¹Atmospheric Infrared Sounder
 699 ¹²European Space Agency (ESA) Climate Change Initiative (CCI) Soil Moisture (SM)
 700

701 Appendix B – Gap filling method of Velluet [62]

702 In a first step an average daily cycle of ET is defined for each day of a “typical” year at the
 703 measurement timescale (here 30 min). The latter is estimated computing 15-day moving average of
 704 observed ET over the whole measurements period Δy (here $\Delta y = 7$ years from $y_1 = 2005$ to $y_n = 2011$).
 705 Thus $15\Delta y$ days of measurements are averaged to estimate a typical profile of a daily ET cycle at a
 706 given day d_0 ($ET_{d_0}(t)$ with $0 \leq t \leq 23.5$ hours):

$$ET_{d_0}(t) = \frac{1}{15\Delta y} \sum_{d=d_0-7}^{d_0+7} \sum_{y=2005}^{2011} ET_{y,d}(t) \text{ with } \Delta y = 7 \quad (\text{B.1})$$

707 One defined $T(y,d)$ moments for which measurement of $ET_{y,d}(t)$ is available for day d of year y .
 708 For each day d of each year y one defined $f(y,d)$ as the ratio between the daily sum of the typical
 709 daily cycle at measurements available moments and the daily sum of the completed typical daily
 710 cycle:

$$f(y,d) = \frac{\sum_{T(y,j)} ET_d(t)}{\sum_{t=0}^{23h30} ET_d(t)} \quad (\text{B.2})$$

711 If $f(y,d)$ is strictly greater than $2/3$, observed daily ET of day d of year y written $\langle ET_{y,d} \rangle$ is
 712 derived from:

$$\langle ET_{y,d} \rangle = \frac{1}{48} \frac{1}{f(y,d)} \sum_{T(y,d)} ET_{y,d}(t) \quad (\text{B.3})$$

713 Else if $f(y,d)$ is less or equal to $2/3$, daily gapfilling is not performed.
 714

715 **Appendix C**

716

Table C1. Land surface models used in the ALMIP2 exercise

Model name	Institute and reference
CLASS ¹	Climate Research Division, Environment Canada, Toronto, Canada [97]
CLM_CLM4 ²	Department of Atmospheric Sciences at National Taiwan University, Taipei, Taiwan [98]
CLM_ECOV2 ³	Same as CLM_CLM4
CLM_CN ⁴	Same as CLM_CLM4
CLSM ⁵	METIS Paris, France [99]
CLSM-NASA	GMAO, NASA/GSFC, Greenbelt, MD, USA [99]
HTESSEL ⁶	ECMWF, Reading, UK [100]
CTESSEL ⁷	ECMWF, Reading, UK [101]
ISBA ⁸	CRNM-GAME, Toulouse, France [102]
JULES ⁹	CEH, Wallingford, UK [103,104]
LISMosaic ¹¹	GMAO, NASA/GSFC, Greenbelt, MD, USA [105]
LISNoah33 ¹²	GMAO, NASA/GSFC, Greenbelt, MD, USA [106]
MATSIRO ¹³	Institute of Industrial Science, The University of Tokyo, Japan [107]
ORCHIDEE_dyn ¹⁴	LSCE, Gif-sur-Yvette, France [108]
ORCHIDEE_f ¹⁵	LMD, Paris, France [108]
SETHYS ¹⁶	LSCE, Gif-sur-Yvette, France [109]
SIBUC ¹⁷	Rikagaku Kenkyusho Advanced Institute for Computational Science, Kobe, Japan
SPONSOR ¹⁸	Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia [110]
STEP ¹⁹	GET, Toulouse, France [111]
SWAP ²⁰	Institute of Water Problems, Moscow, Russia [112]

717 ¹CLASS stands for the Canadian Land Surface Scheme.718 ²CLM stands for the Community Land Model.719 ³_ECOV2 stands for ECOCLIMAP2, version 2.720 ⁴_CN represents carbon (C) and nitrogen (N).721 ⁵CLSM stands for the Catchment LSM.722 ⁷HTESSEL stands for the Hydrology Tiled ECMWF Scheme of Surface Exchanges over Land.723 ⁸CTESSEL stands for the Carbon Tiled ECMWF Scheme of Surface Exchanges over Land.724 ⁹ ISBA stands for Interactions between Soil, Biosphere, and Atmosphere.725 ¹⁰JULES stands for the Joint UK Land Environment Simulator.726 ¹¹LISMosaic stands for Mosaic with Land Information System.727 ¹²LISNoah33 stands for Noah with Land Information System.728 ¹³MATSIRO stands for the Minimal Advanced Treatments of Surface Interaction and Runoff model.729 ¹⁴ORCHIDEE_dyn stands for Organizing Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems (ORCHIDEE) with dynamic vegetation.731 ¹⁵ORCHIDEE_f stands for ORCHIDEE with forced vegetation.732 ¹⁶SETHYS stands for Suivi de l'Etat Hydrique des Sols.733 ¹⁷SIBUC stands for the Simple Biosphere Model including Urban Canopy.734 ¹⁸SPONSOR stands for the Semi-distributed Parameterization Scheme of the Orography-induced hydrology model.736 ¹⁹STEP stands for the Sahelian Transpiration Evaporation Productivity model.737 ²⁰SWAP stands for the Soil, Water, Atmosphere, and Plant.

738 **Appendix D**

739 **Table D1.** Skill scores – bias (in mm.day⁻¹), RMSE (in mm.day⁻¹), NSE and R² – of RS-based
 740 evapotranspiration product against gap filled field observations, over 2005-2007 for the two
 741 Wankama sites and 2007 for Agoufou. Best score in bold and worst underlined for each metric.

Product	Wankama millet				Wankama fallow				Agoufou			
	Bias	RMSE	NSE	R ²	Bias	RMSE	NSE	R ²	Bias	RMSE	NSE	R ²
ALEXI	0.01	0.90	0.42	0.46	-0,07	1,31	0,35	0,48	0.15	0.95	0.48	0.53
MOD16A2v06	<u>-1.12</u>	<u>1.63</u>	<u>-0.89</u>	<u>0.02</u>	<u>-1.22</u>	<u>2.03</u>	<u>-0.57</u>	<u>0.00</u>	<u>-0.96</u>	<u>1.62</u>	<u>-0.50</u>	<u>0.17</u>
MOD16A2v05	-0.90	1.35	-0.31	0.36	-1.00	1,70	-0,09	0,56	-0.84	1.43	-0.18	0.80
GLEAM v3.1a	-0.14	0.70	0.65	0.69	-0,29	0,83	0,74	0,82	-0.15	0.59	0.80	0.84
GLEAM v3.1b	0.11	0.76	0.59	0.64	-0,05	0,85	0,72	0,74	0.16	0.74	0.70	0.70
WACMOS-PM	-0.67	1.09	0.16	0.48	-0,79	1,43	0,22	0,56	-0.72	1.27	0.08	0.49
WACMOS-PT	-0.63	1.00	0.28	0.63	-0,76	1,34	0,32	0,80	-0.55	1.02	0.40	0.85
WACMOS- GLEAM	0.14	0.85	0.49	0.62	-0,01	0,84	0,73	0,73	0.15	0.75	0.68	0.70
E3Sv1.a	-0.03	0.59	0.75	0.77	-0,08	0,67	0,83	0,85	-0.03	0.54	0.84	0.84
E3Sv1.b	-0.06	0.64	0.71	0.74	-0,09	0,74	0,79	0,80	-0.02	0.60	0.79	0.82
E3Sv1.c	-0.06	0.76	0.57	0.63	-0,08	0,79	0,76	0,77	-0.01	0.60	0.80	0.82

742 **Table D2.** As Table C1 but for monthly timescale.

Product	Wankama millet				Wankama fallow				Agoufou			
	Bias	RMSE	NSE	R ²	Bias	RMSE	NSE	R ²	Bias	RMSE	NSE	R ²
ALEXI	0.02	0.69	0.57	0.71	-0.05	1.16	0.40	0.63	0.20	0.82	0.52	0.67
MOD16A2v06	<u>-1.11</u>	<u>1.55</u>	<u>-1.19</u>	<u>0.07</u>	<u>-1.25</u>	<u>1.96</u>	<u>-0.76</u>	<u>0.08</u>	<u>-1.03</u>	<u>1.67</u>	<u>-0.97</u>	<u>0.20</u>
MOD16A2v05	-0.90	1.26	-0.43	0.51	-1.05	1.64	-0.23	0.67	-0.91	1.48	-0.53	0.94
GLEAM v3.1a	-0.13	0.39	0.86	0.90	-0.23	0.63	0.82	0.89	-0.13	0.39	0.89	0.95
GLEAM v3.1b	0.05	0.38	0.87	0.88	-0.06	0.69	0.78	0.84	0.19	0.58	0.76	0.82
WACMOS-PM	-0.64	0.82	0.38	0.90	-0.78	1.22	0.33	0.95	-0.75	1.20	-0.01	0.90
WACMOS-PT	-0.65	0.85	0.35	0.92	-0.79	1.25	0.28	0.96	-0.61	1.00	0.29	0.97
WACMOS- GLEAM	0.11	0.41	0.85	0.89	-0.02	0.65	0.81	0.84	0.19	0.46	0.85	0.90
E3Sv1.a	-0.02	0.29	0.92	0.93	-0.14	0.56	0.86	0.94	-0.02	0.33	0.92	0.93
E3Sv1.b	-0.06	0.34	0.89	0.90	-0.18	0.58	0.85	0.94	-0.00	0.27	0.94	0.96
E3Sv1.c	-0.03	0.39	0.86	0.88	-0.13	0.62	0.83	0.88	0.03	0.40	0.89	0.90

743

744 **References**

- 745 1. Oki, T.; Kanae, S. Global Hydrological Cycles and World Water Resources. *Science* **2006**, *313*, 1068–1072,
746 doi:10.1126/science.1128845.
- 747 2. Velluet, C.; Demarty, J.; Cappelaere, B.; Braud, I.; Issoufou, H. B. A.; Boulain, N.; Ramier, D.; Mainassara,
748 I.; Charvet, G.; Boucher, M.; Chazarin, J. P.; Oi, M.; Yahou, H.; Maidaji, B.; Pont, F. A.; Benarrosh, N.;
749 Mahamane, A.; Nazoumou, Y.; Favreau, G.; Seghieri, J. Building a field- and model-based climatology of
750 surface energy and water cycles for dominant land cover types in the cultivated Sahel. Annual budgets
751 and seasonality. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2014**, *18*, 5001–5024, doi:10.5194/hess-18-5001-2014.
- 752 3. Koster, R. D.; Dirmeyer, P. A.; Guo, Z.; Bonan, G.; Chan, E.; Cox, P.; Gordon, C. T.; Kanae, S.; Kowalczyk,
753 E.; Lawrence, D.; Liu, P.; Lu, C.-H.; Malyshev, S.; McAvaney, B.; Mitchell, K.; Mocko, D.; Oki, T.; Oleson,
754 K.; Pitman, A.; Sud, Y. C.; Taylor, C. M.; Verseghy, D.; Vasic, R.; Xue, Y.; Yamada, T. Regions of Strong
755 Coupling Between Soil Moisture and Precipitation. *Science* **2004**, *305*, 1138–1140,
756 doi:10.1126/science.1100217.
- 757 4. Taylor, C. M.; Jeu, R. A. M. de; Guichard, F.; Harris, P. P.; Dorigo, W. A. Afternoon rain more likely over
758 drier soils. *Nature* **2012**, *489*, 423–426, doi:10.1038/nature11377.
- 759 5. Taylor, C. M.; Gounou, A.; Guichard, F.; Harris, P. P.; Ellis, R. J.; Couvreur, F.; De Kauwe, M. Frequency
760 of Sahelian storm initiation enhanced over mesoscale soil-moisture patterns. *Nat. Geosci.* **2011**, *4*, 430–433,
761 doi:10.1038/ngeo1173.
- 762 6. Kalma, J. D.; McVicar, T. R.; McCabe, M. F. Estimating Land Surface Evaporation: A Review of Methods
763 Using Remotely Sensed Surface Temperature Data. *Surv. Geophys.* **2008**, *29*, 421–469, doi:10.1007/s10712-
764 008-9037-z.
- 765 7. Li, Z.-L.; Tang, R.; Wan, Z.; Bi, Y.; Zhou, C.; Tang, B.; Yan, G.; Zhang, X. A Review of Current
766 Methodologies for Regional Evapotranspiration Estimation from Remotely Sensed Data. *Sensors* **2009**, *9*,
767 3801–3853, doi:10.3390/s90503801.
- 768 8. Liou, Y.-A.; Kar, S. K. Evapotranspiration Estimation with Remote Sensing and Various Surface Energy
769 Balance Algorithms—A Review. *Energies* **2014**, *7*, 2821–2849, doi:10.3390/en7052821.
- 770 9. Zhang, K.; Kimball, J. S.; Running, S. W. A review of remote sensing based actual evapotranspiration
771 estimation. *Wiley Interdiscip. Rev. Water* **2016**, *3*, 834–853, doi:10.1002/wat2.1168.
- 772 10. Mu, Q.; Heinsch, F. A.; Zhao, M.; Running, S. W. Development of a global evapotranspiration algorithm
773 based on MODIS and global meteorology data. *Remote Sens. Environ.* **2007**, *111*, 519–536,
774 doi:10.1016/j.rse.2007.04.015.
- 775 11. Mu, Q.; Zhao, M.; Running, S. W. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration
776 algorithm. *Remote Sens. Environ.* **2011**, *115*, 1781–1800, doi:10.1016/j.rse.2011.02.019.
- 777 12. Penman, H. L. Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass. *Proc. R. Soc. Lond. Math. Phys.*
778 *Eng. Sci.* **1948**, *193*, 120–145, doi:10.1098/rspa.1948.0037.
- 779 13. Monteith, J. L. Evaporation and environment. *Symp. Soc. Exp. Biol. J.* **1965**, *19*, 205–234.
- 780 14. Anderson, M. C.; Norman, J. M.; Mecikalski, J. R.; Otkin, J. A.; Kustas, W. P. A climatological study of
781 evapotranspiration and moisture stress across the continental United States based on thermal remote
782 sensing: 1. Model formulation. *J. Geophys. Res. Atmospheres* **2007**, *112*, doi:10.1029/2006JD007506.
- 783 15. Anderson, M. C.; Kustas, W. P.; Norman, J. M.; Hain, C. R.; Mecikalski, J. R.; Schultz, L.; González-Dugo,
784 M. P.; Cammalleri, C.; d’Urso, G.; Pimstein, A.; Gao, F. Mapping daily evapotranspiration at field to
785 continental scales using geostationary and polar orbiting satellite imagery. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2011**,
786 *15*, 223–239, doi:10.5194/hess-15-223-2011.
- 787 16. Anderson, M. C.; Zolin, C. A.; Hain, C. R.; Semmens, K.; Tugrul Yilmaz, M.; Gao, F. Comparison of
788 satellite-derived LAI and precipitation anomalies over Brazil with a thermal infrared-based Evaporative
789 Stress Index for 2003–2013. *J. Hydrol.* **2015**, *526*, 287–302, doi:10.1016/j.jhydrol.2015.01.005.
- 790 17. Fisher, J. B.; Tu, K. P.; Baldocchi, D. D. Global estimates of the land–atmosphere water flux based on
791 monthly AVHRR and ISLSCP-II data, validated at 16 FLUXNET sites. *Remote Sens. Environ.* **2008**, *112*,
792 901–919, doi:10.1016/j.rse.2007.06.025.
- 793 18. Priestley, C. H. B.; Taylor, R. J. On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-
794 Scale Parameters. *Mon. Weather Rev.* **1972**, *100*, 81–92, doi:10.1175/1520-
795 0493(1972)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2.

- 796 19. Miralles, D. G.; Holmes, T. R. H.; De Jeu, R. A. M.; Gash, J. H.; Meesters, A. G. C. A.; Dolman, A. J. Global
797 land-surface evaporation estimated from satellite-based observations. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2011**, *15*,
798 453–469, doi:10.5194/hess-15-453-2011.
- 799 20. Martens, B.; Miralles, D. G.; Lievens, H.; van der Schalie, R.; de Jeu, R. A. M.; Fernández-Prieto, D.; Beck,
800 H. E.; Dorigo, W. A.; Verhoest, N. E. C. GLEAM v3: satellite-based land evaporation and root-zone soil
801 moisture. *Geosci. Model Dev.* **2017**, *10*, 1903–1925, doi:10.5194/gmd-10-1903-2017.
- 802 21. Vinukollu, R. K.; Wood, E. F.; Ferguson, C. R.; Fisher, J. B. Global estimates of evapotranspiration for
803 climate studies using multi-sensor remote sensing data: Evaluation of three process-based approaches.
804 *Remote Sens. Environ.* **2011**, *115*, 801–823, doi:10.1016/j.rse.2010.11.006.
- 805 22. Vinukollu, R. K.; Meynadier, R.; Sheffield, J.; Wood, E. F. Multi-model, multi-sensor estimates of global
806 evapotranspiration: climatology, uncertainties and trends. *Hydrol. Process.* **2011**, *25*, 3993–4010,
807 doi:10.1002/hyp.8393.
- 808 23. Su, Z. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrol. Earth*
809 *Syst. Sci.* **2002**, *6*, 85–100, doi:10.5194/hess-6-85-2002.
- 810 24. Ershadi, A.; McCabe, M. F.; Evans, J. P.; Chaney, N. W.; Wood, E. F. Multi-site evaluation of terrestrial
811 evaporation models using FLUXNET data. *Agric. For. Meteorol.* **2014**, *187*, 46–61,
812 doi:10.1016/j.agrformet.2013.11.008.
- 813 25. McCabe, M. F.; Ershadi, A.; Jimenez, C.; Gonzalez Miralles, D.; Michel, D.; Wood, E. F. The GEWEX
814 LandFlux project: evaluation of model evaporation using tower-based and globally gridded forcing data.
815 *Geosci. Model Dev.* **2016**, *9*, 283–305, doi:http://dx.doi.org/10.5194/gmd-9-283-2016.
- 816 26. Majoz, N. P.; Mannaerts, C. M.; Ramoelo, A.; Mathieu, R.; Mudau, A. E.; Verhoef, W. An
817 Intercomparison of Satellite-Based Daily Evapotranspiration Estimates under Different Eco-Climatic
818 Regions in South Africa. *Remote Sens.* **2017**, *9*, 307, doi:10.3390/rs9040307.
- 819 27. Michel, D.; Jiménez, C.; Miralles, D. G.; Jung, M.; Hirschi, M.; Ershadi, A.; Martens, B.; McCabe, M. F.;
820 Fisher, J. B.; Mu, Q.; Seneviratne, S. I.; Wood, E. F.; Fernández-Prieto, D. The WACMOS-ET project –
821 Part 1: Tower-scale evaluation of four remote-sensing-based evapotranspiration algorithms. *Hydrol. Earth*
822 *Syst. Sci.* **2016**, *20*, 803–822, doi:10.5194/hess-20-803-2016.
- 823 28. Ghilain, N.; Arboleda, A.; Gellens-Meulenberghs, F. Evapotranspiration modelling at large scale using
824 near-real time MSG SEVIRI derived data. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2011**, *15*, 771–786, doi:10.5194/hess-15-
825 771-2011.
- 826 29. Zhang, K.; Kimball, J. S.; Nemani, R. R.; Running, S. W. A continuous satellite-derived global record of
827 land surface evapotranspiration from 1983 to 2006. *Water Resour. Res.* **2010**, *46*, W09522,
828 doi:10.1029/2009WR008800.
- 829 30. Sun, Z.; Gebremichael, M.; Ardö, J.; Nickless, A.; Caquet, B.; Merboldh, L.; Kutsch, W. Estimation of daily
830 evapotranspiration over Africa using MODIS/Terra and SEVIRI/MSG data. *Atmospheric Res.* **2012**, *112*, 35–
831 44, doi:10.1016/j.atmosres.2012.04.005.
- 832 31. Trambauer, P.; Dutra, E.; Maskey, S.; Werner, M.; Pappenberger, F.; Beek, V.; H, L. P.; Uhlenbrook, S.
833 Comparison of different evaporation estimates over the African continent. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2014**, *18*,
834 193–212, doi:10.5194/hess-18-193-2014.
- 835 32. Marshall, M.; Funk, C.; Michaelsen, J. Examining evapotranspiration trends in Africa. *Clim. Dyn.* **2012**, *38*,
836 1849–1865, doi:10.1007/s00382-012-1299-y.
- 837 33. Zhang, K.; Kimball, J. S.; Nemani, R. R.; Running, S. W.; Hong, Y.; Gourley, J. J.; Yu, Z. Vegetation
838 Greening and Climate Change Promote Multidecadal Rises of Global Land Evapotranspiration. *Sci. Rep.*
839 **2015**, *5*, doi:10.1038/srep15956.
- 840 34. Zhang, Y.; Peña-Arancibia, J. L.; McVicar, T. R.; Chiew, F. H. S.; Vaze, J.; Liu, C.; Lu, X.; Zheng, H.; Wang,
841 Y.; Liu, Y. Y.; Miralles, D. G.; Pan, M. Multi-decadal trends in global terrestrial evapotranspiration and its
842 components. *Sci. Rep.* **2016**, *6*, doi:10.1038/srep19124.
- 843 35. Miralles, D. G.; Jiménez, C.; Jung, M.; Michel, D.; Ershadi, A.; McCabe, M. F.; Hirschi, M.; Martens, B.;
844 Dolman, A. J.; Fisher, J. B.; Mu, Q.; Seneviratne, S. I.; Wood, E. F.; Fernández-Prieto, D. The WACMOS-ET
845 project – Part 2: Evaluation of global terrestrial evaporation data sets. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2016**, *20*, 823–
846 842, doi:10.5194/hess-20-823-2016.
- 847 36. Allies, A.; Demarty, J.; Olioso, A.; Bouzou Moussa, I.; Issoufou, H. B. A.; Velluet, C.; Bahir, M.;
848 Mainassara, I.; Oï, M.; Chazarin, J. P.; Cappelaere, B. Adapting EVASPA/S-SEBI to evapotranspiration
849 mapping in the Sahel with uncertainty characterization: the E3S method. *Remote Sens. Environ.* **in press**.

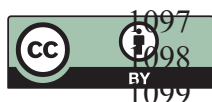
- 850 37. Lebel, T.; Cappelaere, B.; Galle, S.; Hanan, N.; Kergoat, L.; Levis, S.; Vieux, B.; Descroix, L.; Gosset, M.;
851 Mougin, E.; Peugeot, C.; Seguis, L. AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa: An
852 overview. *J. Hydrol.* **2009**, *375*, 3–13, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.03.020.
- 853 38. Boone, A.; Getirana, A. C. V.; Demarty, J.; Cappelaere, B.; Galle, S.; Grippa, M.; Lebel, T.; Mougin, E.;
854 Peugeot, C.; Vischel, T. The African Monsoon Multidisciplinary Analyses (AMMA) Land surface Model
855 Intercomparison Project Phase 2 (ALMIP2). *GEWEX News* **2009**, *19*, 9–10.
- 856 39. Mougin, E.; Hiernaux, P.; Kergoat, L.; Grippa, M.; de Rosnay, P.; Timouk, F.; Le Dantec, V.; Demarez, V.;
857 Lavenu, F.; Arjounin, M.; Lebel, T.; Soumaguel, N.; Ceschia, E.; Mougénot, B.; Baup, F.; Frappart, F.;
858 Frison, P. L.; Gardelle, J.; Gruhier, C.; Jarlan, L.; Mangiarotti, S.; Sanou, B.; Tracol, Y.; Guichard, F.;
859 Trichon, V.; Diarra, L.; Soumaré, A.; Koité, M.; Dembélé, F.; Lloyd, C.; Hanan, N. P.; Damesin, C.; Delon,
860 C.; Serça, D.; Galy-Lacaux, C.; Seghier, J.; Becerra, S.; Dia, H.; Gangneron, F.; Mazzega, P. The AMMA-
861 CATCH Gourma observatory site in Mali: Relating climatic variations to changes in vegetation, surface
862 hydrology, fluxes and natural resources. *J. Hydrol.* **2009**, *375*, 14–33, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.06.045.
- 863 40. Frappart, F.; Hiernaux, P.; Guichard, F.; Mougin, E.; Kergoat, L.; Arjounin, M.; Lavenu, F.; Koité, M.;
864 Paturel, J.-E.; Lebel, T. Rainfall regime across the Sahel band in the Gourma region, Mali. *J. Hydrol.* **2009**,
865 *375*, 128–142, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.03.007.
- 866 41. Gal, L.; Grippa, M.; Hiernaux, P.; Pons, L.; Kergoat, L. The paradoxical evolution of runoff in the pastoral
867 Sahel: analysis of the hydrological changes over the Agoufou watershed (Mali) using the KINEROS-2
868 model. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2017**, *21*, 4591–4613, doi:10.5194/hess-21-4591-2017.
- 869 42. Gal, L.; Grippa, M.; Hiernaux, P.; Peugeot, C.; Mougin, E.; Kergoat, L. Changes in lakes water volume and
870 runoff over ungauged Sahelian watersheds. *J. Hydrol.* **2016**, *540*, 1176–1188,
871 doi:10.1016/j.jhydrol.2016.07.035.
- 872 43. Gardelle, J.; Hiernaux, P.; Kergoat, L.; Grippa, M. Less rain, more water in ponds: a remote sensing study
873 of the dynamics of surface waters from 1950 to present in pastoral Sahel (Gourma region, Mali). *Hydrol.*
874 *Earth Syst. Sci.* **2010**, *14*, 309–324, doi:10.5194/hess-14-309-2010.
- 875 44. Hiernaux, P.; Mougin, E.; Diarra, L.; Soumaguel, N.; Lavenu, F.; Tracol, Y.; Diawara, M. Sahelian
876 rangeland response to changes in rainfall over two decades in the Gourma region, Mali. *J. Hydrol.* **2009**,
877 *375*, 114–127, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.11.005.
- 878 45. Hiernaux, P.; Diarra, L.; Trichon, V.; Mougin, E.; Soumaguel, N.; Baup, F. Woody plant population
879 dynamics in response to climate changes from 1984 to 2006 in Sahel (Gourma, Mali). *J. Hydrol.* **2009**, *375*,
880 103–113, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.01.043.
- 881 46. Grippa, M.; Kergoat, L.; Boone, A.; Peugeot, C.; Demarty, J.; Cappelaere, B.; Gal, L.; Hiernaux, P.; Mougin,
882 E.; Ducharme, A.; Dutra, E.; Anderson, M.; Hain, C. Modelling surface runoff and water fluxes over
883 contrasted soils in pastoral Sahel: evaluation of the ALMIP2 land surface models over the Gourma region
884 in Mali. *J. Hydrometeorol.* **2017**, doi:10.1175/JHM-D-16-0170.1.
- 885 47. Cappelaere, B.; Descroix, L.; Lebel, T.; Boulain, N.; Ramier, D.; Laurent, J.-P.; Favreau, G.; Boubkraoui, S.;
886 Boucher, M.; Bouzou Moussa, I.; Chaffard, V.; Hiernaux, P.; Issoufou, H. B. A.; Le Breton, E.; Mamadou,
887 I.; Nazoumou, Y.; Oi, M.; Otlé, C.; Quantin, G. The AMMA-CATCH experiment in the cultivated
888 Sahelian area of south-west Niger – Investigating water cycle response to a fluctuating climate and
889 changing environment. *J. Hydrol.* **2009**, *375*, 34–51, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.06.021.
- 890 48. Boulain, N.; Cappelaere, B.; Séguis, L.; Favreau, G.; Gignoux, J. Water balance and vegetation change in
891 the Sahel: A case study at the watershed scale with an eco-hydrological model. *J. Arid Environ.* **2009**, *73*,
892 1125–1135, doi:10.1016/j.jaridenv.2009.05.008.
- 893 49. Anderson, M. C.; Norman, J. M.; Diak, G. R.; Kustas, W. P.; Mecikalski, J. R. A two-source time-integrated
894 model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing. *Remote Sens. Environ.* **1997**, *60*,
895 195–216, doi:10.1016/S0034-4257(96)00215-5.
- 896 50. Mecikalski, J. R.; Diak, G. R.; Anderson, M. C.; Norman, J. M. Estimating Fluxes on Continental Scales
897 Using Remotely Sensed Data in an Atmospheric–Land Exchange Model. *J. Appl. Meteorol.* **1999**, *38*, 1352–
898 1369, doi:10.1175/1520-0450(1999)038<1352:EFOCSU>2.0.CO;2.
- 899 51. Norman, J. M.; Kustas, W. P.; Humes, K. S. Source approach for estimating soil and vegetation energy
900 fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. *Agric. For. Meteorol.* **1995**, *77*, 263–
901 293, doi:10.1016/0168-1923(95)02265-Y.
- 902 52. McNaughton, K. G.; Spriggs, T. W. A mixed-layer model for regional evaporation. *Bound.-Layer Meteorol.*
903 **1986**, *34*, 243–262, doi:10.1007/BF00122381.

- 904 53. Friedl, M. A. Forward and inverse modeling of land surface energy balance using surface temperature
905 measurements. *Remote Sens. Environ.* **2002**, *79*, 344–354, doi:10.1016/S0034-4257(01)00284-X.
- 906 54. Zhao, M.; Heinsch, F. A.; Nemani, R. R.; Running, S. W. Improvements of the MODIS terrestrial gross and
907 net primary production global data set. *Remote Sens. Environ.* **2005**, *95*, 164–176,
908 doi:10.1016/j.rse.2004.12.011.
- 909 55. Miralles, D. G.; Gash, J. H.; Holmes, T. R. H.; de Jeu, R. A. M.; Dolman, A. J. Global canopy interception
910 from satellite observations. *J. Geophys. Res. Atmospheres* **2010**, *115*, D16122, doi:10.1029/2009JD013530.
- 911 56. Roerink, G. J.; Su, Z.; Menenti, M. S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface
912 energy balance. *Phys. Chem. Earth Part B Hydrol. Oceans Atmosphere* **2000**, *25*, 147–157, doi:10.1016/S1464-
913 1909(99)00128-8.
- 914 57. Gallego-Elvira, B.; Olioso, A.; Mira, M.; Castillo, S. R.; Boulet, G.; Marloie, O.; Garrigues, S.; Courault, D.;
915 Weiss, M.; Chauvelon, P.; Boutron, O. EVASPA (EVapotranspiration Assessment from SPACE) Tool: An
916 overview. *Procedia Environ. Sci.* **2013**, *19*, 303–310, doi:10.1016/j.proenv.2013.06.035.
- 917 58. Olioso, A.; Gallego-Elvira, B.; Bahir, M.; Garcia, A. G.; Hunink, J.; Baille, A.; Boulet, G.; Boutron, O.;
918 Chauvelon, P.; Courault, D.; Di Bella, C.; Garrigues, S.; Inoue, Y.; Marloie, O.; Martin, B.; Merlin, O.; Mira,
919 M.; Reyes-Castillo, S.; Rivalland, V.; Weiss, M. Evaluation of EVASPA, a tool for mapping
920 evapotranspiration from space. In *International Symposium "Evapotranspiration: Challenges in Measurements
921 and Modeling from a Leaf to Landscape Scale and Beyond"*; Raleigh, North Carolina, U.S.A, 2014.
- 922 59. Allies, A.; Demarty, J.; Olioso, A.; Velluet, C.; Delogu, E.; Bouzou Moussa, I.; Cappelaere, B. A remote
923 sensing data fusion method for continuous daily evapotranspiration mapping at kilometric scale in
924 Sahelian areas. *Remote Sens.* **in press**.
- 925 60. Ramier, D.; Boulain, N.; Cappelaere, B.; Timouk, F.; Rabanit, M.; Lloyd, C. R.; Boubkraoui, S.; Métayer, F.;
926 Descroix, L.; Wawrzyniak, V. Towards an understanding of coupled physical and biological processes in
927 the cultivated Sahel – 1. Energy and water. *J. Hydrol.* **2009**, *375*, 204–216, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.12.002.
- 928 61. Timouk, F.; Kergoat, L.; Mougou, E.; Lloyd, C. R.; Ceschia, E.; Cohard, J.-M.; Rosnay, P. de; Hiernaux, P.;
929 Demarez, V.; Taylor, C. M. Response of surface energy balance to water regime and vegetation
930 development in a Sahelian landscape. *J. Hydrol.* **2009**, *375*, 178–189, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.04.022.
- 931 62. Velluet, C. Modélisation et analyse pluriannuelles du fonctionnement hydrologique et énergétique de
932 deux écosystèmes dominants au Sahel agropastoral (Sud-Ouest Niger). Thèse de Doctorat, Université
933 Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc: Montpellier, France, 2014.
- 934 63. Vischel, T.; Quantin, G.; Lebel, T.; Viarre, J.; Gosset, M.; Cazenave, F.; Panthou, G. Generation of High-
935 Resolution Rain Fields in West Africa: Evaluation of Dynamic Interpolation Methods. *J. Hydrometeorol.*
936 **2011**, *12*, 1465–1482, doi:10.1175/JHM-D-10-05015.1.
- 937 64. Trigo, I. F.; Dacamara, C. C.; Viterbo, P.; Roujean, J.-L.; Olesen, F.; Barroso, C.; Camacho-de-Coca, F.;
938 Carrer, D.; Freitas, S. C.; García-Haro, J.; Geiger, B.; Gellens-Meulenberghs, F.; Ghilain, N.; Meliá, J.;
939 Pessanha, L.; Siljamo, N.; Arboleda, A. The Satellite Application Facility for Land Surface Analysis. *Int. J.*
940 *Remote Sens.* **2011**, *32*, 2725–2744, doi:10.1080/01431161003743199.
- 941 65. Dee, D. P.; Uppala, S. M.; Simmons, A. J.; Berrisford, P.; Poli, P.; Kobayashi, S.; Andrae, U.; Balmaseda, M.
942 A.; Balsamo, G.; Bauer, P.; Bechtold, P.; Beljaars, A. C. M.; van de Berg, L.; Bidlot, J.; Bormann, N.; Delsol,
943 C.; Dragani, R.; Fuentes, M.; Geer, A. J.; Haimberger, L.; Healy, S. B.; Hersbach, H.; Hólm, E. V.; Isaksen,
944 L.; Kållberg, P.; Köhler, M.; Matricardi, M.; McNally, A. P.; Monge-Sanz, B. M.; Morcrette, J.-J.; Park, B.-K.;
945 Peubey, C.; de Rosnay, P.; Tavolato, C.; Thépaut, J.-N.; Vitart, F. The ERA-Interim reanalysis:
946 configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **2011**, *137*, 553–597,
947 doi:10.1002/qj.828.
- 948 66. Kaptué Tchuenté, A. T.; Roujean, J.-L.; De Jong, S. M. Comparison and relative quality assessment of the
949 GLC2000, GLOBCOVER, MODIS and ECOCLIMAP land cover data sets at the African continental scale.
950 *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinformation* **2011**, *13*, 207–219, doi:10.1016/j.jag.2010.11.005.
- 951 67. McCabe, M. F.; Wood, E. F. Scale influences on the remote estimation of evapotranspiration using
952 multiple satellite sensors. *Remote Sens. Environ.* **2006**, *105*, 271–285, doi:10.1016/j.rse.2006.07.006.
- 953 68. Ramoelo, A.; Majazi, N.; Mathieu, R.; Jovanovic, N.; Nickless, A.; Dziki, S. Validation of Global
954 Evapotranspiration Product (MOD16) using Flux Tower Data in the African Savanna, South Africa.
955 *Remote Sens.* **2014**, *6*, 7406–7423, doi:10.3390/rs6087406.

- 956 69. Velpuri, N. M.; Senay, G. B.; Singh, R. K.; Bohms, S.; Verdin, J. P. A comprehensive evaluation of two
957 MODIS evapotranspiration products over the conterminous United States: Using point and gridded
958 FLUXNET and water balance ET. *Remote Sens. Environ.* **2013**, *139*, 35–49, doi:10.1016/j.rse.2013.07.013.
- 959 70. Hu, G.; Jia, L.; Menenti, M. Comparison of MOD16 and LSA-SAF MSG evapotranspiration products over
960 Europe for 2011. *Remote Sens. Environ.* **2015**, *156*, 510–526, doi:10.1016/j.rse.2014.10.017.
- 961 71. Sun, L.; Liang, S.; Yuan, W.; Chen, Z. Improving a Penman–Monteith evapotranspiration model by
962 incorporating soil moisture control on soil evaporation in semiarid areas. *Int. J. Digit. Earth* **2013**, *6*, 134–
963 156, doi:10.1080/17538947.2013.783635.
- 964 72. Di, S.-C.; Li, Z.-L.; Tang, R.; Wu, H.; Tang, B.-H.; Lu, J. Integrating two layers of soil moisture parameters
965 into the MOD16 algorithm to improve evapotranspiration estimations. *Int. J. Remote Sens.* **2015**, *36*, 4953–
966 4971, doi:10.1080/01431161.2015.1040136.
- 967 73. Ruhoff, A. L.; Paz, A. R.; Aragao, L. E. O. C.; Mu, Q.; Malhi, Y.; Collischonn, W.; Rocha, H. R.; Running, S.
968 W. Assessment of the MODIS global evapotranspiration algorithm using eddy covariance measurements
969 and hydrological modelling in the Rio Grande basin. *Hydrol. Sci. J.* **2013**, *58*, 1658–1676,
970 doi:https://doi.org/10.1080/02626667.2013.837578.
- 971 74. Fensholt, R.; Sandholt, I.; Rasmussen, M. S. Evaluation of MODIS LAI, fAPAR and the relation between
972 fAPAR and NDVI in a semi-arid environment using in situ measurements. *Remote Sens. Environ.* **2004**, *91*,
973 490–507, doi:10.1016/j.rse.2004.04.009.
- 974 75. García, M.; Sandholt, I.; Ceccato, P.; Ridler, M.; Mougín, E.; Kergoat, L.; Morillas, L.; Timouk, F.; Fensholt,
975 R.; Domingo, F. Actual evapotranspiration in drylands derived from in-situ and satellite data: Assessing
976 biophysical constraints. *Remote Sens. Environ.* **2013**, *131*, 103–118, doi:10.1016/j.rse.2012.12.016.
- 977 76. Beck, H. E.; van Dijk, A. I. J. M.; Levizzani, V.; Schellekens, J.; Miralles, D. G.; Martens, B.; de Roo, A.
978 MSWEP: 3-hourly 0.25° global gridded precipitation (1979–2015) by merging gauge, satellite, and
979 reanalysis data. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2017**, *21*, 589–615, doi:10.5194/hess-21-589-2017.
- 980 77. Huffman, G. J.; Bolvin, D. T.; Nelkin, E. J.; Wolff, D. B.; Adler, R. F.; Gu, G.; Hong, Y.; Bowman, K. P.;
981 Stocker, E. F. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear,
982 Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. *J. Hydrometeorol.* **2007**, *8*, 38–55,
983 doi:10.1175/JHM560.1.
- 984 78. Joyce, R. J.; Janowiak, J. E.; Arkin, P. A.; Xie, P. CMORPH: A Method that Produces Global Precipitation
985 Estimates from Passive Microwave and Infrared Data at High Spatial and Temporal Resolution. *J.*
986 *Hydrometeorol.* **2004**, *5*, 487–503, doi:10.1175/1525-7541(2004)005<0487:CAMTPG>2.0.CO;2.
- 987 79. Gosset, M.; Viarre, J.; Quantin, G.; Alcoba, M. Evaluation of several rainfall products used for
988 hydrological applications over West Africa using two high-resolution gauge networks. *Q. J. R. Meteorol.*
989 *Soc.* **2013**, *139*, 923–940, doi:10.1002/qj.2130.
- 990 80. Zwart, S. J.; Mishra, B.; Dembélé, M. Satellite rainfall for food security on the African continent:
991 performance and accuracy of seven rainfall products between 2001 and 2016. In *Remote Sensing and*
992 *Hydrology Symposium*; Córdoba, Spain, 2018.
- 993 81. Mira, M.; Olioso, A.; Gallego-Elvira, B.; Courault, D.; Garrigues, S.; Marloie, O.; Hagolle, O.; Guillevic, P.;
994 Boulet, G. Uncertainty assessment of surface net radiation derived from Landsat images. *Remote Sens.*
995 *Environ.* **2016**, *175*, 251–270, doi:10.1016/j.rse.2015.12.054.
- 996 82. Rutan, D. A.; Kato, S.; Doelling, D. R.; Rose, F. G.; Nguyen, L. T.; Caldwell, T. E.; Loeb, N. G. CERES
997 Synoptic Product: Methodology and Validation of Surface Radiant Flux. *J. Atmospheric Ocean. Technol.*
998 **2015**, *32*, 1121–1143, doi:10.1175/JTECH-D-14-00165.1.
- 999 83. Zhang, X.; Liang, S.; Wang, G.; Yao, Y.; Jiang, B.; Cheng, J. Evaluation of the Reanalysis Surface Incident
1000 Shortwave Radiation Products from NCEP, ECMWF, GSFC, and JMA Using Satellite and Surface
1001 Observations. *Remote Sens.* **2016**, *8*, 225, doi:10.3390/rs8030225.
- 1002 84. Garcia, M.; Fernández, N.; Villagarcía, L.; Domingo, F.; Puigdefábregas, J.; Sandholt, I. Accuracy of the
1003 Temperature–Vegetation Dryness Index using MODIS under water-limited vs. energy-limited
1004 evapotranspiration conditions. *Remote Sens. Environ.* **2014**, *149*, 100–117, doi:10.1016/j.rse.2014.04.002.
- 1005 85. Long, D.; Singh, V. P. A modified surface energy balance algorithm for land (M-SEBAL) based on a
1006 trapezoidal framework. *Water Resour. Res.* **2012**, *48*, W02528, doi:10.1029/2011WR010607.
- 1007 86. Long, D.; Singh, V. P. Assessing the impact of end-member selection on the accuracy of satellite-based
1008 spatial variability models for actual evapotranspiration estimation. *Water Resour. Res.* **2013**, *49*, 2601–2618,
1009 doi:10.1002/wrcr.20208.

- 1010 87. Rienecker, M. M.; Suarez, M. J.; Gelaro, R.; Todling, R.; Bacmeister, J.; Liu, E.; Bosilovich, M. G.; Schubert,
1011 S. D.; Takacs, L.; Kim, G.-K.; Bloom, S.; Chen, J.; Collins, D.; Conaty, A.; da Silva, A.; Gu, W.; Joiner, J.;
1012 Koster, R. D.; Lucchesi, R.; Molod, A.; Owens, T.; Pawson, S.; Pegion, P.; Redder, C. R.; Reichle, R.;
1013 Robertson, F. R.; Ruddick, A. G.; Sienkiewicz, M.; Woollen, J. MERRA: NASA's Modern-Era
1014 Retrospective Analysis for Research and Applications. *J. Clim.* **2011**, *24*, 3624–3648, doi:10.1175/JCLI-D-11-
1015 00015.1.
- 1016 88. Wielicki, B. A.; Barkstrom, B. R.; Harrison, E. F.; Lee, R. B.; Smith, G. L.; Cooper, J. E. Clouds and the
1017 Earth's Radiant Energy System (CERES): An Earth Observing System Experiment. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*
1018 **1996**, *77*, 853–868, doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0853:CATERE>2.0.CO;2.
- 1019 89. Stackhouse, P. W.; Paul, W.; Gupta, S. K.; Cox, S. J.; Mikovitz, J. C.; Zhang, T.; Chiacchio, M. 12-Year
1020 Surface Radiation Budget Dataset. *GEWEX News* **2004**, *14*, 10–12.
- 1021 90. Saha, S.; Moorthi, S.; Pan, H.-L.; Wu, X.; Wang, J.; Nadiga, S.; Tripp, P.; Kistler, R.; Woollen, J.; Behringer,
1022 D.; Liu, H.; Stokes, D.; Grumbine, R.; Gayno, G.; Wang, J.; Hou, Y.-T.; Chuang, H.; Juang, H.-M. H.; Sela,
1023 J.; Iredell, M.; Treadon, R.; Kleist, D.; Van Delst, P.; Keyser, D.; Derber, J.; Ek, M.; Meng, J.; Wei, H.; Yang,
1024 R.; Lord, S.; van den Dool, H.; Kumar, A.; Wang, W.; Long, C.; Chelliah, M.; Xue, Y.; Huang, B.; Schemm,
1025 J.-K.; Ebisuzaki, W.; Lin, R.; Xie, P.; Chen, M.; Zhou, S.; Higgins, W.; Zou, C.-Z.; Liu, Q.; Chen, Y.; Han, Y.;
1026 Cucurull, L.; Reynolds, R. W.; Rutledge, G.; Goldberg, M. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis.
1027 *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2010**, *91*, 1015–1058, doi:10.1175/2010BAMS3001.1.
- 1028 91. Aumann, H. H.; Chahine, M. T.; Gautier, C.; Goldberg, M. D.; Kalnay, E.; McMillin, L. M.; Revercomb, H.;
1029 Rosenkranz, P. W.; Smith, W. L.; Staelin, D. H.; Strow, L. L.; Susskind, J. AIRS/AMSU/HSB on the Aqua
1030 mission: design, science objectives, data products, and processing systems. *IEEE Trans. Geosci. Remote*
1031 *Sens.* **2003**, *41*, 253–264, doi:10.1109/TGRS.2002.808356.
- 1032 92. Hansen, M. C.; Townshend, J. R. G.; DeFries, R. S.; Carroll, M. Estimation of tree cover using MODIS data
1033 at global, continental and regional/local scales. *Int. J. Remote Sens.* **2005**, *26*, 4359–4380,
1034 doi:10.1080/01431160500113435.
- 1035 93. Muller, J.-P.; López, G.; Watson, G.; Shane, N. S.; Tom Kennedy, T. E.; Lewis, P.; Fischer, J.; Guanter, L.;
1036 Domench, C.; Preusker, R.; North, P. R.; Heckel, A.; Danne, O.; Krämer, U.; Zühlke, Z.; Brockmann, C.
1037 The ESA GlobAlbedo Project for mapping the Earth's land surface albedo for 15 Years from European
1038 Sensors. In *International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS '12*; IEE: Munich, Germany,
1039 2012; Vol. 7, pp. 22–27.
- 1040 94. Liu, Y. Y.; Dorigo, W. A.; Parinussa, R. M.; de Jeu, R. A. M.; Wagner, W.; McCabe, M. F.; Evans, J. P.; van
1041 Dijk, A. I. J. M. Trend-preserving blending of passive and active microwave soil moisture retrievals.
1042 *Remote Sens. Environ.* **2012**, *123*, 280–297, doi:10.1016/j.rse.2012.03.014.
- 1043 95. Wagner, W.; Dorigo, W.; de Jeu, R.; Fernandez, D.; Benveniste, J.; Haas, E.; Ertl, M. Fusion of Active and
1044 Passive Microwave Observations to Create AN Essential Climate Variable Data Record on Soil Moisture.
1045 *ISPRS Ann. Photogramm. Remote Sens. Spat. Inf. Sci.* **2012**, *7*, 315–321, doi:10.5194/isprsrannals-I-7-315-2012.
- 1046 96. Liu, Y. Y.; Parinussa, R. M.; Dorigo, W. A.; De Jeu, R. A. M.; Wagner, W.; van Dijk, A. I. J. M.; McCabe, M.
1047 F.; Evans, J. P. Developing an improved soil moisture dataset by blending passive and active microwave
1048 satellite-based retrievals. *Hydrol Earth Syst Sci* **2011**, *15*, 425–436, doi:10.5194/hess-15-425-2011.
- 1049 97. Verseghy, D. L. Class—A Canadian land surface scheme for GCMS. I. Soil model. *Int. J. Climatol.* **1991**, *11*,
1050 111–133, doi:10.1002/joc.3370110202.
- 1051 98. Lawrence, D. M.; Oleson, K. W.; Flanner, M. G.; Thornton, P. E.; Swenson, S. C.; Lawrence, P. J.; Zeng, X.;
1052 Yang, Z.-L.; Levis, S.; Sakaguchi, K.; Bonan, G. B.; Slater, A. G. Parameterization improvements and
1053 functional and structural advances in Version 4 of the Community Land Model. *J. Adv. Model. Earth Syst.*
1054 **2011**, *3*, doi:10.1029/2011MS00045.
- 1055 99. Koster, R. D.; Suarez, M. J.; Ducharne, A.; Stieglitz, M.; Kumar, P. A catchment-based approach to
1056 modeling land surface processes in a general circulation model: 1. Model structure - Koster - 2000 -
1057 Journal of Geophysical Research: Atmospheres - Wiley Online Library. *J. Geophys. Res. Atmospheres* **2000**,
1058 *105*, 24,809-822, doi:https://doi.org/10.1029/2000JD900327.
- 1059 100. Balsamo, G.; Pappenberger, F.; Dutra, E.; Viterbo, P.; Hurk, B. van den A revised land hydrology in the
1060 ECMWF model: a step towards daily water flux prediction in a fully-closed water cycle. *Hydrol. Process.*
1061 **2011**, *25*, 1046–1054, doi:10.1002/hyp.7808.
- 1062 101. Boussetta, S.; Balsamo, G.; Beljaars, A.; Panareda, A.-A.; Calvet, J.-C.; Jacobs, C.; Hurk, B. van den;
1063 Viterbo, P.; Lafont, S.; Dutra, E.; Jarlan, L.; Balzarolo, M.; Papale, D.; Werf, G. van der Natural land carbon

- 1064 dioxide exchanges in the ECMWF integrated forecasting system: Implementation and offline validation. *J.*
1065 *Geophys. Res. Atmospheres* **2013**, *118*, 5923–5946, doi:10.1002/jgrd.50488.
- 1066 102. Noilhan, J.; Mahfouf, J.-F. The ISBA land surface parameterisation scheme. *Glob. Planet. Change* **1996**, *13*,
1067 145–159, doi:10.1016/0921-8181(95)00043-7.
- 1068 103. Best, M. J.; Pryor, M.; Clark, D. B.; Rooney, G. G.; Essery, R. L. H.; Ménard, C. B.; Edwards, J. M.; Hendry,
1069 M. A.; Porson, A.; Gedney, N.; Mercado, L. M.; Sitch, S.; Blyth, E.; Boucher, O.; Cox, P. M.; Grimmond, C.
1070 S. B.; Harding, R. J. The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description – Part 1:
1071 Energy and water fluxes. *Geosci Model Dev* **2011**, *4*, 677–699, doi:10.5194/gmd-4-677-2011.
- 1072 104. Clark, D. B.; Mercado, L. M.; Sitch, S.; Jones, C. D.; Gedney, N.; Best, M. J.; Pryor, M.; Rooney, G. G.;
1073 Essery, R. L. H.; Blyth, E.; Boucher, O.; Harding, R. J.; Huntingford, C.; Cox, P. M. The Joint UK Land
1074 Environment Simulator (JULES), model description – Part 2: Carbon fluxes and vegetation dynamics.
1075 *Geosci Model Dev* **2011**, *4*, 701–722, doi:10.5194/gmd-4-701-2011.
- 1076 105. Koster, R. D.; Suarez, M. J. Modeling the land surface boundary in climate models as a composite of
1077 independent vegetation stands - Koster - 1992 - Journal of Geophysical Research: Atmospheres - Wiley
1078 Online Library. *J. Geophys. Res. Atmospheres* **1992**, *97*, 2697–2715, doi:https://doi.org/10.1029/91JD01696.
- 1079 106. Decharme, B.; Otlé, C.; Saux-Picart, S.; Boulain, N.; Cappelaere, B.; Ramier, D.; Zribi, M. A New Land
1080 Surface Hydrology within the Noah-WRF Land-Atmosphere Mesoscale Model Applied to Semiarid
1081 Environment: Evaluation over the Dantiandou Kori (Niger). *Adv. Meteorol.* **2009**, 1–13,
1082 doi:http://dx.doi.org/10.1155/2009/731874.
- 1083 107. Takata, K.; Emori, S.; Watanabe, T. Development of the minimal advanced treatments of surface
1084 interaction and runoff. *Glob. Planet. Change* **2003**, *38*, 209–222, doi:10.1016/S0921-8181(03)00030-4.
- 1085 108. d’Orgeval, T.; Polcher, J.; de Rosnay, P. Sensitivity of the West African hydrological cycle in ORCHIDEE
1086 to infiltration processes. *Hydrol Earth Syst Sci* **2008**, *12*, 1387–1401, doi:10.5194/hess-12-1387-2008.
- 1087 109. Saux-Picart, S.; Otlé, C.; Perrier, A.; Decharme, B.; Coudert, B.; Zribi, M.; Boulain, N.; Cappelaere, B.;
1088 Ramier, D. SEtHyS_Savannah: A multiple source land surface model applied to Sahelian landscapes.
1089 *Agric. For. Meteorol.* **2009**, *149*, 1421–1432, doi:10.1016/j.agrformet.2009.03.013.
- 1090 110. Shmakin, A. B. The updated version of SPONSOR land surface scheme: PILPS-influenced improvements.
1091 *Glob. Planet. Change* **1998**, *19*, 49–62, doi:10.1016/S0921-8181(98)00041-1.
- 1092 111. Pierre, C.; Grippa, M.; Mougin, E.; Guichard, F.; Kergoat, L. Changes in Sahelian annual vegetation
1093 growth and phenology since 1960: A modeling approach. *Glob. Planet. Change* **2016**, *143*, 162–174,
1094 doi:10.1016/j.gloplacha.2016.06.009.
- 1095 112. Nasonova, O. N.; Gusev, E. M.; Ayzel, G. V. Optimizing land surface parameters for simulating river
1096 runoff from 323 MOPEX-watersheds. *Water Resour.* **2015**, *42*, 186–197, doi:10.1134/S0097807815020104.



© 2018 by the authors. Submitted for possible open access publication under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

10.3. Résultats complémentaires

10.3.1. Site du Mali

Le Tableau 10.1 résume les scores statistiques de la comparaison de l'ensemble des produits ET-RS par rapport aux mesures acquises sur le site de Kelma durant l'année 2007 (169 dates disponibles après gapfilling). La Figure 10.1 présente quant à elle un exemple de séries d'ET journalière pour chaque produit en regard des observations acquises sur le site de Kelma.

TABLEAU 10.1 : Performances statistiques journalières – biais (en mm.jour⁻¹), RMSE (en mm.jour⁻¹), NSE (sans unité) et R² (sans unité) – des produits ET-RS par rapport aux observations gapfillées acquises sur le site de Kelma. Ces performances ont été calculées sur l'année 2007.

Produit	Biais	RMSE	NSE	R ²
ALEXI	-2.37	3.07	-1.42	0.05
MOD16A2v06	-3.45	3.98	-3.08	0.01
MOD16A2v05	-3.20	3.67	-2.48	0.23
GLEAMv3.1a	-2.50	3.00	-1.33	0.30
GLEAMv3.1b	-2.12	2.72	-0.91	0.26
WACMOS-PM	-3.23	3.71	-2.56	0.15
WACMOS-PT	-3.04	3.50	-2.15	0.31
WACMOS- GLEAM	-2.32	3.00	-1.32	0.17
E3Sv1.a	-2.08	2.91	-1.18	0.17
E3Sv1.b	-2.03	2.70	-0.87	0.29
E3Sv1.c	-1.96	2.91	-1.19	0.14

Aucun des produits évalués ne reproduit correctement les mesures locales. Tous les produits montrent une forte sous-estimation (biais < -1.95 mm.day⁻¹) de fortes valeurs de RMSE (> 2.69 mm.day⁻¹), des valeurs négatives de NSE et de très faibles valeurs de R² (< 0.32). Plusieurs explications peuvent être apportées concernant ces faibles performances communes à l'ensemble des produits. La Figure 10.1 montre que l'ensemble des produits ne capte pas la saisonnalité du signal d'ET mesurée ; la tendance à la sous-estimation étant particulièrement marquée durant les mois post-mousson (octobre à décembre) durant lesquels l'écosystème forestier de Kelma est inondé. Les sols y sont alors saturés alors que l'atmosphère environnante est sèche. Les processus évapotranspiratoires sont alors fortement influencés par les phénomènes d'advection horizontale autrement dit de transfert de chaleur sensible à partir des zones sèches environnantes qui peuvent perturber les mesures. De plus, le site de Kelma est particulièrement hétérogène à l'échelle du kilomètre et plus, et en particulier en début de saison sèche (d'octobre à novembre) durant laquelle, la forêt en zone de bas-fonds est inondée mais entourée par des zones sèches (Communication personnelle L. Kergoat). Par conséquent l'empreinte de la tour à flux de Kelma est peu représentative à l'échelle d'un pixel supra-kilométrique à kilométrique. Par ailleurs, le site de Kelma est caractérisé par une forte erreur de fermeture du bilan d'énergie de l'ordre de 19.5 W.m⁻² (soit 14% du *Rn*) à l'échelle

journalière durant la période de mesure (Timouk et al., 2009). Timouk et al. (2009) attribuent cette erreur de fermeture au stockage d'énergie par les eaux de surface pendant la crue et à l'advection. Il apparaît par conséquent que le site de Kelma ne constitue pas un site idéal d'évaluation des produits ET-RS à basse ou moyenne résolution.

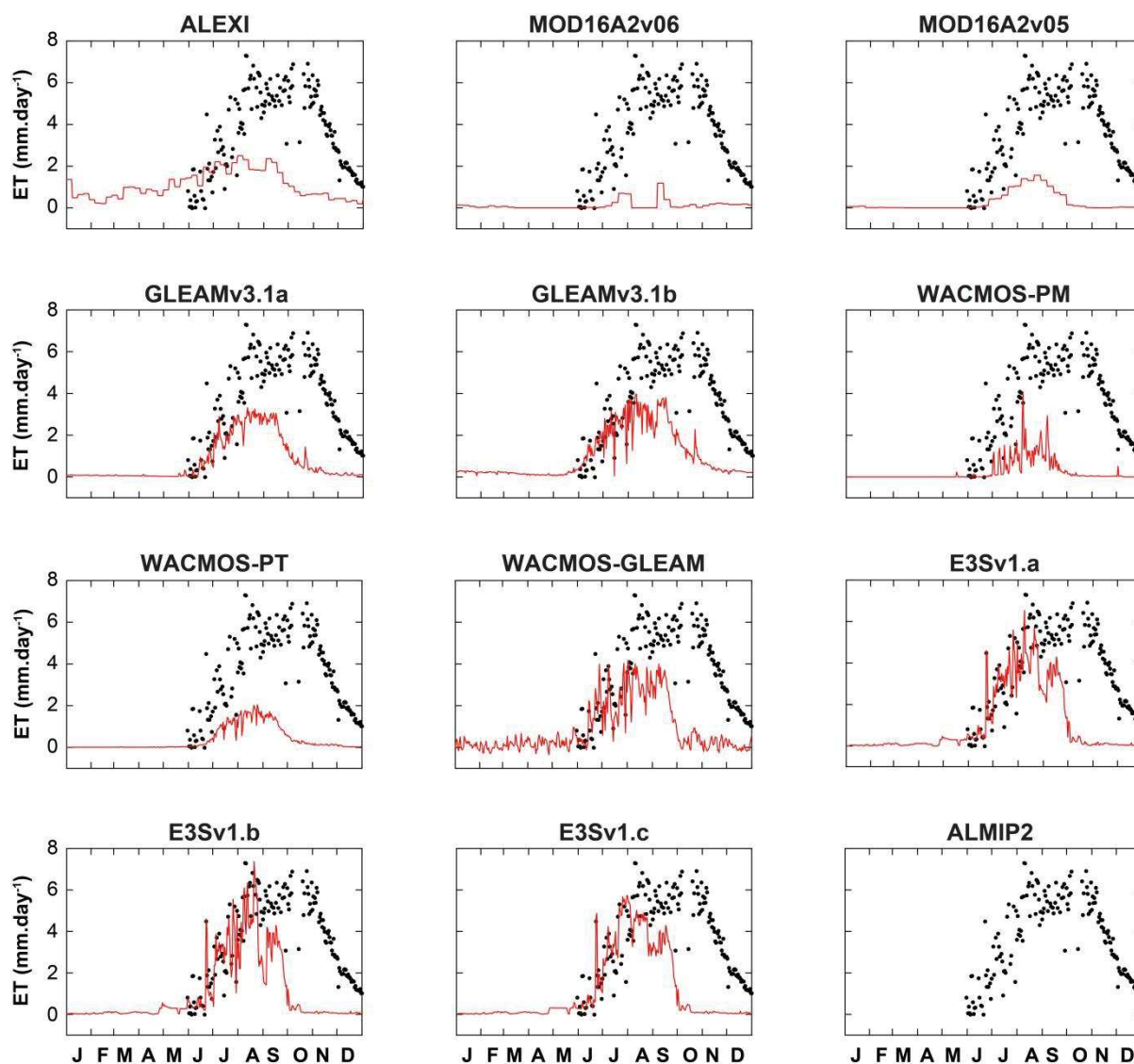


FIGURE 10.1 : ET journalière pour chacun des produits ou pour la moyenne d'ensemble des modèles ALMIP2 (trait rouge) en regard des mesures de terrain (points noirs) acquises sur le site de Kelma (Mali)

10.3.2. Site du Bénin

Comme évoqué au Chapitre 8, sur le site du Bénin, l'importance des lacunes dans les estimations d'E3S rend particulièrement délicat l'implémentation de méthodes d'interpolation performantes. Plus précisément, les lacunes dans les produits MODIS et en particulier le produit de LAI n'a pas permis de mettre en œuvre le modèle PAMEAS sur le site du Bénin et par conséquent les méthodes de fusion qui le mettent en jeu (versions 3.1a et 3.1b d'E3S).

Seule la méthode de reconstruction temporelle faisant uniquement appel à GLEAM a pu être mise en œuvre (version 3.1c d'E3S). Toutefois les lacunes dans les estimations d'E3S excédant plusieurs mois, le produit d'ET journalier qui en découle reste particulièrement incertain. Le Tableau 10.2 résume les scores statistiques de la comparaison des produits ET-RS par rapport aux mesures acquises sur les sites de Nalohou et Belefongou durant la période 2008-2010 (744 et 568 dates disponibles après gapfilling pour respectivement les sites de Nalohou et Belefongou). Les produits WACMOS n'étant disponibles que sur la période 2005-2007, ils ont été exclus de la comparaison. De même, la dernière version de MOD16 (MOD16A2v06) présentant de fortes lacunes (cf. Figures 10.2 et 10.3), elle n'a pas non plus été considérée dans l'évaluation vis-à-vis des observations de terrain.

TABLEAU 10.2 : Performances statistiques journalières – biais (en mm.jour⁻¹), RMSE (en mm.jour⁻¹), NSE (sans unité) et R² (sans unité) – des produits ET-RS par rapport aux observations gaffillées acquises sur le site de Nalohou et Belefongou. Ces performances ont été calculées sur la période 2008-2010.

Produit	Nalohou				Belefongou			
	Biais	RMSE	NSE	R ²	Biais	RMSE	NSE	R ²
ALEXI	0.25	0.89	0.59	0.65	-0.76	1.10	0.18	0.58
MOD16A2v05	0.39	0.93	0.55	0.63	-0.21	0.74	0.63	0.69
GLEAMv3.1a	0.29	0.88	0.60	0.66	-0.71	1.15	0.10	0.57
GLEAMv3.1b	0.26	0.82	0.65	0.70	-0.81	1.20	0.01	0.57
E3Sv1.c	0.21	0.95	0.53	0.64	-0.13	1.11	0.16	0.45

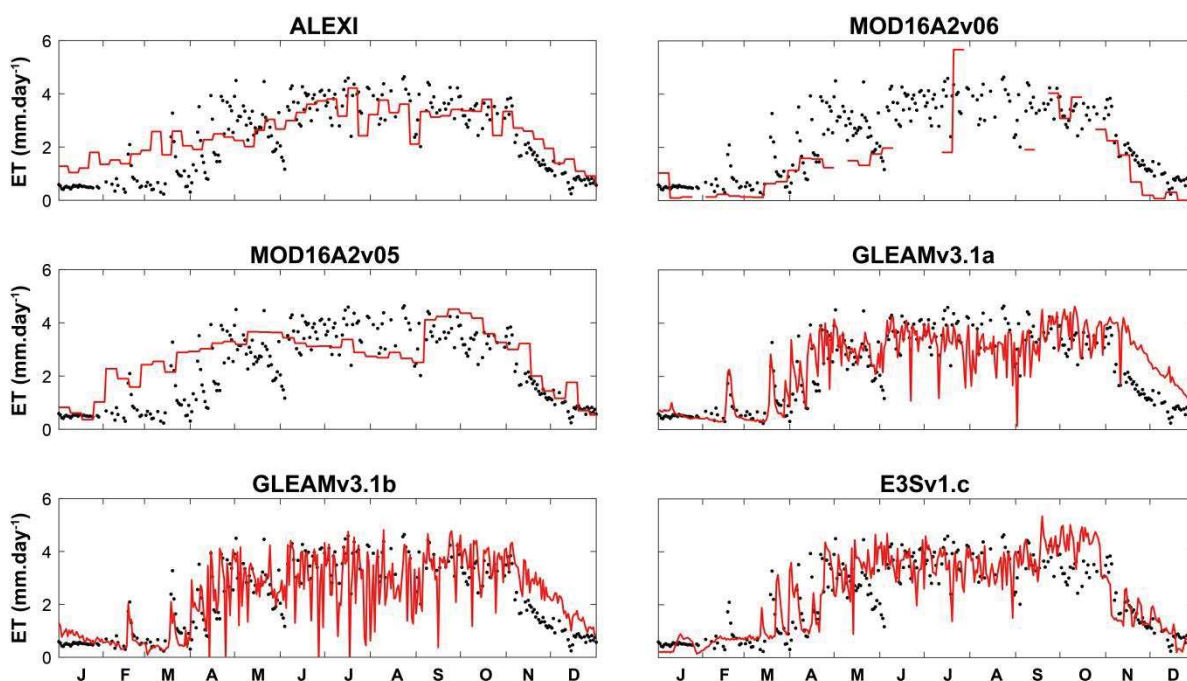


FIGURE 10.2 : ET journalière pour chaque produit (trait rouge) en regard des mesures de terrain (points noirs) acquises sur le site de Nalohou (Bénin)

Aucun des produits évalués ne se détache comme étant particulièrement performant vis-à-vis des deux sites locaux de mesures. Sur le site de Nalohou, l'ensemble des produits présentent une surestimation (Biais > 0.20 mm.jour⁻¹) et des valeurs de RMSE (compris entre

0.82 et 0.95 mm.jour⁻¹), NSE (compris entre 0.53 et 0.65) et R² (compris entre 0.63 et 0.70) relativement similaires. Dans le cas des produits ALEXI et MOD16A2v05, cette surestimation est surtout concentrée durant la fin de la saison sèche (Janvier-Février) et la mise en place de la MOA (Mars-Avril). En revanche, pour les produits GLEAMv3.1a et GLEAMv3.1b cette surestimation s'observe plutôt durant le début de la saison sèche (Novembre-Décembre). Sur le site de Belefoungou, l'ensemble des produits sont caractérisés par une sous-estimation. Cette dernière est particulièrement marquée dans le cas des produits ALEXI (Biais = -0.76mm.jour⁻¹), GLEAMv3.1a (Biais = -0.71 mm.jour⁻¹) et GLEAMv3.1b (Biais = -0.81 mm.jour⁻¹). Le produit MOD16A2v05 se détache comme étant le plus performant avec une RMSE de 0.74 mm.jour⁻¹, une NSE de 0.63 et un R² de 0.69. Tous les autres produits présentent de fortes valeurs de RMSE (> 1.09 mm.jour⁻¹) et de faibles valeurs de NSE (< 0.19) et de R² (< 0.59). Sur le site du Bénin, les différents produits ET-RS n'ont pas été évalués en regard des simulations des modèles ALMIP2. Néanmoins, la Figure 10.4 montre que la variabilité inter-produit sur ce site est nettement moins marquée que sur les sites sahéliens du Mali et du Niger. Elle reste toutefois non-négligeable lors de la saison sèche et des premières pluies (de Novembre à Avril).

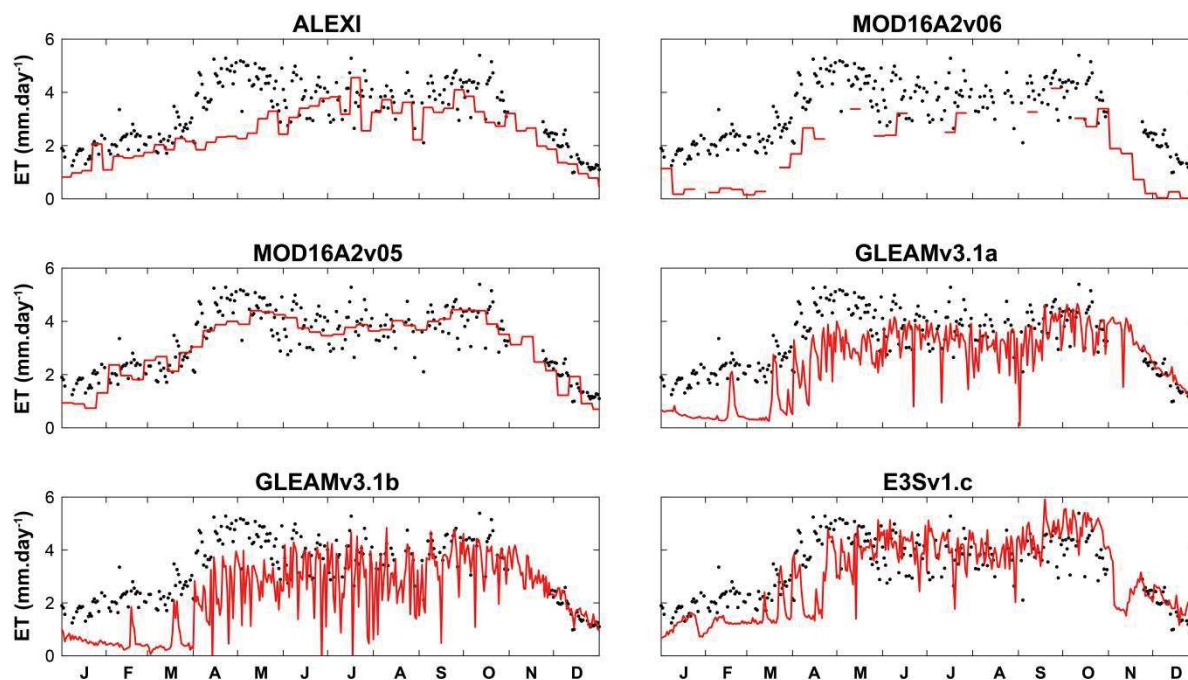


FIGURE 10.3 : ET journalière pour chaque produit (trait rouge) en regard des mesures de terrain (points noirs) acquises sur le site de Belefoungou (Bénin)

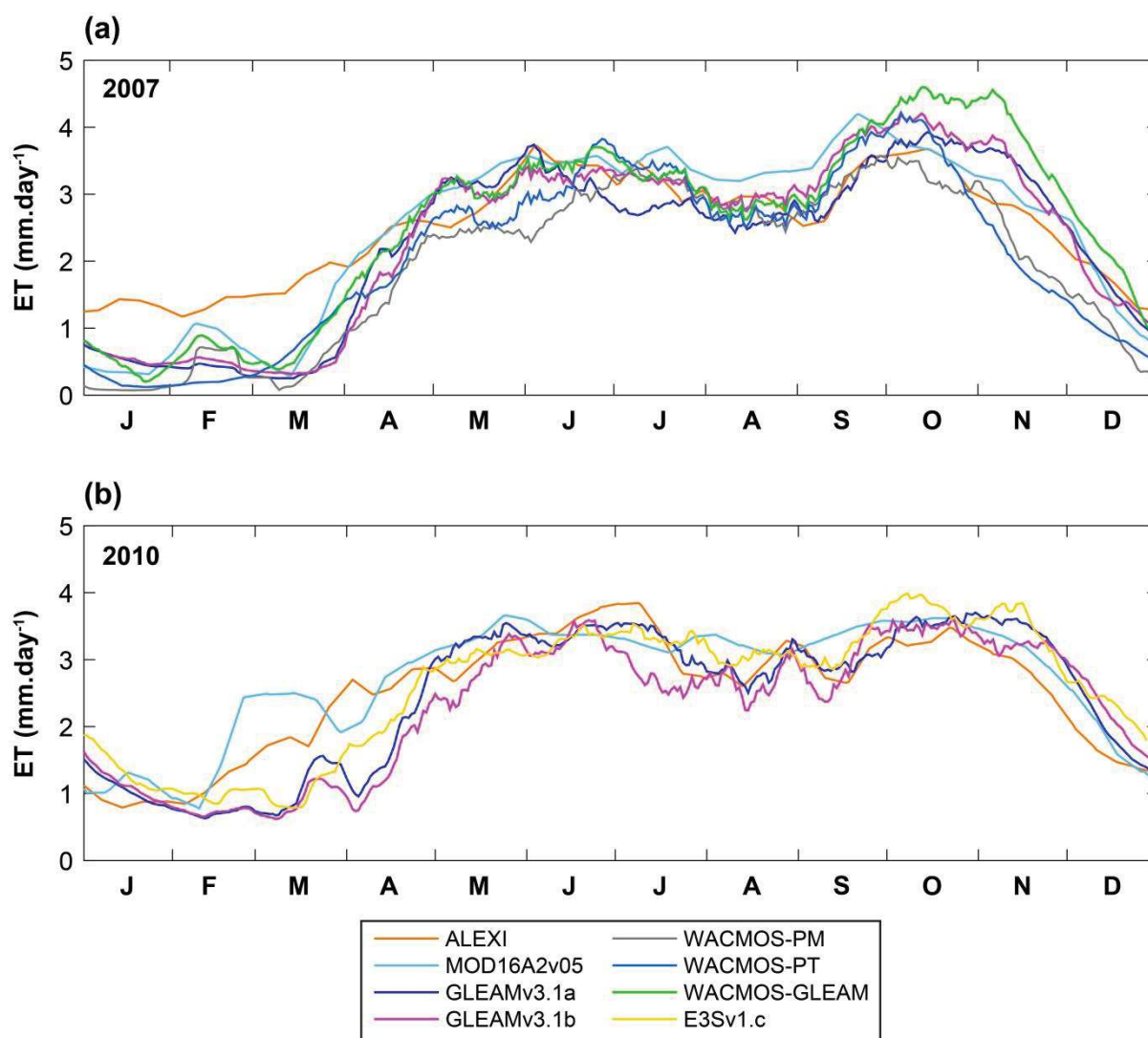


FIGURE 10.4 : Moyenne glissante sur une fenêtre de 15 jours de la moyenne spatiale sur le site de méso-échelle du Bénin pour chaque produit pour les années 2007 (a) et 2010 (b). Conformément à leur disponibilité, les produits WACMOS ne sont pas affichés pour l'année 2010 tandis que le produit E3Sv1.c ne l'est pas pour l'année 2007.

10.4 Synthèse

Ce chapitre s'est attaché à comparer sur nos trois sites d'étude les produits d'ET par télédétection disponibles en Afrique de l'Ouest, i.e. ALEXI, MOD16A2v06, MOD16A2v05, GLEAMv3.1a, GLEAMv3.1b, WACMOS-PM, WACMOS-PT, WACMOS-GLEAM ainsi que 3 versions d'E3S, l'une utilisant GLEAM et PAMEAS dans la procédure de fusion de données (E3Sv1.a), une autre utilisant uniquement PAMEAS (E3Sv1.b) et une dernière utilisant uniquement GLEAM (E3Sv1.c). Ces différents produits ont été évalués à l'échelle du pixel au regard des observations de terrain, et à méso-échelle au regard de la moyenne d'ensemble des simulations des 20 modèles ALMIP2. Ces comparaisons ont été menées aux pas de temps journalier et mensuel. Sur les sites sahéliens du Mali et du Niger, la comparaison aux mesures *in situ* montre que le produit E3Sv1.a fournit les meilleures performances (0.61 mm.jour⁻¹; 0.83; 0.83), suivi par E3Sv1.b (0.66 mm.jour⁻¹; 0.81; 0.80), GLEAMv3.1a (0.78

mm.jour⁻¹; 0.73; 0.75) et E3Sv1.c (0.72 mm.jour⁻¹; 0.75; 0.71) ; les valeurs entre parenthèses représentant respectivement les valeurs moyennes de RMSE, NSE et R² obtenus au pas de temps journalier. GLEAMv3.1b (0.82 mm.jour⁻¹; 0.70; 0.71) et WACMOS-GLEAM (0.85 mm.jour⁻¹; 0.67; 0.68) montrent une tendance à la surestimation durant les premiers mois de mousson (Mai-Juin). Les produits ne prenant pas explicitement en compte le stress hydrique dans le sol, i.e. MOD16A2v06 (1.86 mm.jour⁻¹; -0.55; 0.01), MOD16A2v05 (1.59 mm.jour⁻¹; -0.13; 0.48), WACMOS-PM (1.36 mm.jour⁻¹; 0.18; 0.53) et WACMOS-PT (1.22 mm.jour⁻¹; 0.34; 0.72) sous-estiment très largement l'ET durant la saison de mousson. ALEXI (1.15 mm.jour⁻¹; 0.41; 0.48) est quant à lui caractérisé par une surestimation systématique durant la saison sèche et une sous-estimation systématique durant la saison de mousson. La comparaison avec la moyenne d'ensemble des modèles ALMIP2 à méso-échelle en termes de moyenne spatiale, montre des résultats très similaires ; E3Sv1.a (0.45 mm.jour⁻¹; 0.89; 0.89), E3Sv1.c (0.46 mm.jour⁻¹; 0.88; 0.88) et GLEAMv3.1a (0.50 mm.jour⁻¹; 0.86; 0.89) étant les produits les plus en accord avec les LSMs ALMIP2 sur les sites du Niger et du Mali. Les trois versions du produit E3S sont par ailleurs en accord avec la moyenne d'ensemble des LSMs ALMIP2 concernant le ratio annuel ET/P avec des valeurs situées autour de 85% et 80% sur respectivement les sites du Niger et du Mali. Sur le site du Bénin, les performances des différents produits évalués sont beaucoup plus contrastées. Sur le site de jeune forêt de Belefoungou, seul le produit MOD16A2v05 montre des performances acceptables avec une RMSE de 0.74 mm.jour⁻¹, une NSE de 0.63 et un R² de 0.69. En revanche, sur le site de jachère de Nalohou, MOD16A2v05 est le produit montrant la plus forte surestimation (biais > 0.39 mm.jour⁻¹). Sur Nalohou, GLEAMv3.1b est le plus performant avec une RMSE de 0.82 mm.jour⁻¹ une NSE de 0.65 et un R² de 0.70. Globalement, la comparaison aux mesures *in situ* ne permet donc pas de dégager un produit ET performant sur le site du Bénin. Retenons par ailleurs que la variabilité inter-produits est nettement moins marquée que sur les deux sites sahéliens. Les différences de performances entre produits ET rapportées dans ces travaux sont dues à de multiples facteurs parmi lesquels (i) les différences de résolution spatiale, (ii) les différences de structure des modèles ET-RS et (iii) les différences de forçages. Toutefois, au Sahel, la structure des modèles ET-RS et la nature des forçages utilisés, en particulier en lien avec la prise en compte du stress hydrique, constituent probablement les principales sources de différence de performances entre les différents produits ET-RS. Des résultats complémentaires d'évaluation par année des trois versions du produit E3S en regard des observations gapfillées acquises sur les sites de Wankama, Agoufou, Nalohou et Belefoungou sont consultables en Annexe E.

Conclusion générale

Rappel des problématiques et des objectifs scientifiques

A l'échelle du globe, l'évapotranspiration représente les deux tiers des eaux précipitées à la surface terrestre et bien plus encore en régions arides et semi-arides. Au travers sa composante transpiration, elle traduit le comportement physiologique de la végétation et constitue un bon indicateur de son degré de stress hydrique. En humidifiant l'atmosphère, elle joue également un rôle important dans la dynamique atmosphérique. Elle constitue en ce sens une variable clé pour la compréhension des interactions surface-atmosphère à différentes échelles spatio-temporelles. Ceci est d'autant plus vrai en Afrique de l'Ouest qui est reconnue comme un « hot spot » de ces interactions, les structures d'humidités du sol jouant un rôle important sur la trajectoire et le déclenchement des systèmes pluvio-gènes. Par ailleurs, les populations ouest-africaines sont fortement dépendantes d'un système de production basé sur l'agriculture pluviale et le pastoralisme et sont, par conséquent, très exposées aux aléas climatiques. Le changement climatique prévu, combiné à la forte croissance démographique de la région, laisse présager une augmentation de la contrainte anthropique induite sur les fragiles ressources hydriques et végétales. De par sa position stratégique à l'interface surface atmosphère et à la croisée des cycles de l'eau et de l'énergie, l'estimation de la variabilité spatio-temporelle de l'évapotranspiration en Afrique de l'Ouest constitue un enjeu scientifique majeur pour mieux comprendre et anticiper la réponse des écosystèmes à ces changements.

Pourtant les connaissances actuelles de ce processus en Afrique de l'Ouest restent fragmentaires. Ceci tient surtout au fait qu'elles sont essentiellement basées sur des études menées à l'échelle de la parcelle à partir d'observations locales. Si l'échelle de la parcelle reste centrale pour appréhender finement les processus des cycles imbriqués de l'eau et de l'énergie, elle n'est pas suffisante pour décrire la variabilité spatiale de ces mêmes processus. Grâce à leur accessibilité et leur emprise spatiale, les observations de télédétection constituent donc un outil d'intérêt pour décrire les variations spatio-temporelles de l'ET. Toutefois, la grande variété de méthodes d'estimation de l'ET et des produits qui en découlent souffre d'un manque indéniable d'évaluation dans certaines régions faiblement documentées ; c'est notamment le cas en Afrique de l'Ouest. La littérature actuelle en contexte aride et semi-aride révèle par ailleurs que certains produits d'ET ou approches peinent à correctement retranscrire la réponse des écosystèmes aux stress hydriques (cas des approches de type Penman-Monteith par exemple). D'autres produits sont quant à eux délivrés à de faibles résolutions spatiales (cas de GLEAM par exemple) qui ne permettent pas de décrire l'hétérogénéité spatiale des flux d'ET. D'autre part l'estimation de l'ET à partir d'observations satellites dans le domaine visible et infrarouge thermique n'est pas sans limites. L'une des principales réside dans la discontinuité de l'acquisition des images à haute ou moyenne résolution qui peut être due à l'intervalle de revisite du satellite, à des défauts d'acquisition ou à la présence de nuages. La génération de séries d'ET en continu nécessite donc la mise en œuvre de techniques d'interpolation temporelle, ce qui reste un domaine d'étude encore relativement peu développé.

Dans ce contexte, l'ambition générale de ces travaux était de contribuer à une meilleure description et compréhension de la variabilité spatiotemporelle de l'évapotranspiration en Afrique de l'Ouest à travers la proposition de nouveaux produits et méthode de production d'ET à moyenne résolution sur les trois méso-sites du SNO AMMA-CATCH, au Mali (Sahel pastoral), au Niger (Sahel agropastoral) et au Bénin (région soudanienne). Pour apporter des éléments de réponse aux problématiques évoquées ci-avant, les objectifs méthodologiques associés à ces travaux furent de trois ordres :

- développer une méthode d'estimation de l'ET journalière adaptée au contexte de MOA ;
- développer des approches alternatives pour la reconstruction de série d'ET journalière à partir d'estimations intermittentes ;
- évaluer et inter-comparer l'ensemble des produits d'ET dérivées de la télédétection spatiale disponibles en Afrique de l'Ouest.

Synthèse des développements et des principaux résultats obtenus

La première étape de ce travail a consisté à développer et mettre en œuvre une méthode d'estimation de l'évapotranspiration journalière par télédétection et de son incertitude en contexte de MOA. L'approche proposée, baptisée EVASPA S-SEBI Sahel (E3S), repose sur la méthode contextuelle S-SEBI et la plateforme de modélisation EVASPA. E3S utilise le principe du domaine température de surface – albédo ($T_s - \alpha$) de chaque image satellite pour dériver la fraction évaporative (EF) et en déduire l'ET. La principale innovation d'E3S est de fournir un ensemble d'estimations d'ET issues de différentes méthodes de détermination des bords de l'espace $T_s - \alpha$ représentant les conditions aux limites du système ($EF = 0$ et $EF = 1$). Ces différentes estimations sont ensuite pondérées selon le stade saisonnier des précipitations et de l'indice de foliaire. L'intervalle de variation dit « conditionnel » (les estimations dont le poids est nul en sont exclues) est utilisé pour décrire l'incertitude épistémique associée aux estimations d'ET. D'autre part, la bonne détermination du bord humide ($EF = 1$), en particulier en saison sèche, est assurée par la présence de pixels de masses d'eau pérennes. Typiquement dans ces travaux, la présence de tels pixels est assurée en définissant les zones d'application du domaine $T_s - \alpha$ de manière à inclure un tronçon du fleuve Niger. De plus, E3S inclue un filtre permettant d'éliminer les effets de bord de nuages induisant des biais froids dans les observations satellites de T_s qui perturbent en retour les estimations de EF . E3S a dans un premier temps été appliqué à partir de données MODIS (1 km de résolution) sur le site du sud-ouest Niger. Les estimations qui en découlent ont été évaluées à l'échelle du pixel en regard des mesures de terrain et du modèle SiSPAT étalonné et validé sur ces mêmes mesures par Velluet et al. (2014) ; et à méso-échelle en regard du produit global GLEAM. Dans l'ensemble, E3S a montré de très bonnes performances dans l'estimation de l'évapotranspiration journalière (ET_d). La comparaison aux simulations du modèle de référence SiSPAT à l'échelle de la parcelle a ainsi montré des valeurs de RMSE de 0.5 mm.jour⁻¹ et de R² de 0.90. En outre, E3S s'est révélé plus pertinent que chaque membre de l'ensemble et une simple moyenne d'ensemble non-pondérée. A ce stade, les premières

analyses de sensibilité ont montré que les champs de rayonnements incidents constituaient la principale source d'incertitude dans les estimations d' ET_d .

Dans un second temps, E3S a été appliqué sur les sites du Mali (plus aride) et du Bénin (plus humide). Sur le site du Mali, les performances d'E3S ont été du même ordre que celles obtenues sur le site du Niger. Comparativement aux mesures locales acquises sur le site de savane herbeuse d'Agoufou, les estimations d' ET_d d'E3S ont montré des valeurs de RMSE et de R^2 respectivement de $\sim 0.5 \text{ mm.jour}^{-1}$ et 0.81 ; permettant ainsi de confirmer les potentialités d'E3S au Sahel. Cette application sur un site relativement vallonné a par ailleurs permis de mettre en évidence les effets topographiques sur T_s qui entraînent des biais froids systématiques et par conséquent une surestimation de la fraction évaporative. Sur le site du Bénin, les performances d'E3S ont été plus mitigées. Les résultats de la comparaison par rapport aux mesures acquises sur le site de jachère de Nalohou restaient acceptables (RMSE = 0.5 mm.jour^{-1} et $R^2 = 0.74$) mais étaient fortement dégradés lors de la comparaison aux mesures acquises sur le site de jeune forêt de Belefoungou (RMSE = $0.94 \text{ mm.jour}^{-1}$ et $R^2 = 0.32$). Toutefois à méso-échelle, les estimations d'E3S, en termes de moyenne spatiale, restaient en bonne adéquation avec le produit global GLEAM (RMSE = 0.5 mm.jour^{-1} et $R^2 = 0.8$), laissant ainsi envisager le déploiement d'E3S en région soudano-guinéenne.

La troisième étape de ces travaux s'est attachée à évaluer les méthodes actuelles d'interpolation des produits d'ET entre les dates d'acquisition des images satellites. Les méthodes classiquement utilisées sont basées sur l'interpolation linéaire ou de type « spline » du rapport entre l'ET et un support d'interpolation disponible tous les jours comme le R_g ou l' ET_0 . Dans ces travaux, à partir des observations journalières acquises en conditions de non ennuagement sur les sites locaux AMMA-CATCH, trois méthodes d'interpolation croisées avec quinze supports d'interpolation ont été comparés en considérant des intervalles de revisite allant de 1 (type MODIS) à 16 (type Landsat) jours. Cette étude a permis d'étayer les travaux d'Alfieri et al. (2017) en montrant que l'intérêt de telles méthodes d'interpolation temporelle était limité à de courtes périodes de revisite. Ceci était particulièrement vrai sur les sites sahéliens, pour lesquels, l'évolution temporelle de l'ET entre deux images était principalement contrôlée par la teneur en eau des premiers centimètres du sol dont la dynamique est très rapide. Ces résultats nous ont conduits à la proposition de méthodes alternatives de reconstruction de séries d' ET_d . L'approche développée propose de combiner plusieurs estimations d'évapotranspiration disponibles par ailleurs sur la base de produits de télédétection ou de modèles. Plus particulièrement, dans cette étude les méthodes développées permettent de combler les lacunes dans les estimations d'E3S soit à partir du produit global GLEAM, soit à partir d'un modèle paramétrique spécialement développé dans le cadre de ces travaux et baptisé PAMEAS, soit en combinant ces deux sources d'information indépendantes. Ces approches de reconstruction ont été testées sur le site du sud-ouest Niger sur quatre années d'estimations d'E3S et évaluées en regard des observations de terrain et des simulations d'ensemble des vingt LSMs ALMIP2. Elles se sont révélées, en particulier l'approche combinant GLEAM et PAMEAS, plus performantes que les méthodes d'interpolation linéaire simples utilisant soit le R_g soit l' ET_0 comme support d'interpolation. Plus précisément, elles permettent de mieux retranscrire les chroniques d'assèchement du sol entre deux épisodes pluvieux entre lesquels aucune image satellite n'est disponible. Ces

méthodes de reconstruction ont ensuite pu être transposées sur le site du Mali. Sur le site du Bénin, l'importance des lacunes dans les estimations d'E3S (atteignant fréquemment 7 à 8 mois) n'a pas permis la bonne mise en œuvre des différentes approches proposées. Des réflexions restent donc à mener pour la génération d'un produit journalier le plus pertinent possible en région soudanienne.

Enfin la dernière étape de ces travaux a consisté en un exercice d'inter-comparaison sur l'ensemble des produits d'ET par télédétection désormais disponibles en Afrique de l'Ouest. Au total, onze produits ont été comparés sur les sites sahéliens du Niger et du Mali. Il s'agit des produits MOD16A2 version 05 (MOD16A2v05) et 06 (MOD16A2v06), ALEXI, GLEAM version 3.1a et 3.1b, E3S sous trois versions (avec combinaison GLEAM/PAMEAS, PAMEAS seul et GLEAM seul), WACMOS-PM, WACMOS-PT et WACMOS-GLEAM. Ces produits ont été évalués aux pas de temps journalier et mensuel et à l'échelle du pixel en regard des observations de terrain et à méso-échelle par rapport à la moyenne d'ensemble des vingt modèles ALMIP2. Les champs de pluies issus du réseau de pluviomètres AMMA-CATCH ont également été utilisés indirectement pour évaluer la cohérence de chaque produit. Cette étude a révélé une très forte variabilité inter-produit sur les sites sahéliens. Les produits n'étant contraints par aucun facteur lié à l'état thermo-hydrique de la surface et basés sur une approche de type Penman-Monteith (MOD16A2v05, MOD16A2v06 et WACMOS-PM) ou Priestley-Taylor (WACMOS-PT), étaient caractérisés par une sous-estimation systématique durant la saison des pluies. ALEXI montrait une tendance systématique à la surestimation en saison sèche et à la sous-estimation durant la période de mousson. Finalement les produits E3S (3 versions) et GLEAMv3.1a se sont avérés être les plus performants quelle que soit l'échelle temporelle et spatiale de comparaison. Les trois versions d'E3S étaient en outre en accord avec la moyenne d'ensemble des modèles ALMIP2 concernant le ratio annuel ET/P avec des valeurs situées autour de 85 et 80% sur les sites du Niger et du Mali respectivement. Sur le site du Bénin, la variabilité inter-produit était beaucoup plus faible mais restait non-négligeable lors des périodes de transition, en particulier en tout début de saison de mousson. Il est apparu en outre que la non-utilisation d'observations dans le domaine infrarouge-thermique était moins préjudiciable qu'au Sahel, les écosystèmes étant moins contrôlés par l'humidité du sol dans les horizons de surface en cœur de saison. Toutefois les écosystèmes de faible couvert arboré (cas de Nalohou) restent soumis à des situations de stress hydrique durant les périodes de transition. La comparaison aux observations de terrain n'a pas réellement permis de faire émerger un produit comme étant particulièrement performant sur ce site soudanien.

Principales limites de ces travaux

Comme n'importe quel exercice de modélisation à partir de données de télédétection, ce travail présente un certain nombre de limites, qu'elles soient inhérentes à la précision et la représentativité des observations satellites et *in situ* utilisées ou à la représentation des processus. En premier lieu, E3S repose sur les mêmes hypothèses que S-SEBI qu'il reste difficile de vérifier à chaque application du domaine $T_s-\alpha$. La première hypothèse suppose une uniformité des conditions atmosphériques dans la fenêtre d'étude. La fenêtre d'application du

domaine T_s - α doit ainsi être en même temps suffisamment grande pour intégrer une gamme de conditions thermo-hydriques suffisante pour définir les bords du domaine mais pas trop grande pour conserver l'hypothèse d'uniformité des conditions atmosphériques.

La deuxième hypothèse de S-SEBI stipule que toute variation de T_s pour une valeur donnée d'albédo est liée à des variations d'humidité de surface. Toutefois, cette hypothèse n'a pas toujours été remplie lors de l'application d'E3S. Ce fut particulièrement le cas sur le site du Mali, où, durant la saison sèche, les zones de socles au Nord présentaient des valeurs de température de surface et d'albédo systématiquement plus faibles, respectivement plus fortes, que les zones sableuses plus au Sud. Ces différences sont à mettre en lien avec le type de sol et leur propriétés optiques intrinsèques et non à des différences d'état hydrique. Ceci engendre un biais positif dans la fraction évaporative et l'ET qui en découlent pour les pixels concernés. La calibration locale du rapport entre le Rn instantané et journalier appelé Cdi limite également la transposabilité de la méthode sous des latitudes où aucune observation de terrain n'est disponible. La proposition de formulations universelles du Cdi basées sur des paramètres astronomiques constitue en ce sens un enjeu clé pour de futures applications d'E3S hors des sites d'étude AMMA-CATCH. À défaut, d'autres méthodes d'extrapolation à la journée (basées sur le Rg par exemple) devront être envisagées.

La non-concordance entre l'empreinte de la tour à flux et le pixel de l'image satellite constitue une limite majeure à l'évaluation des produits de télédétection en regard des observations locales. Ceci est d'autant plus problématique que la résolution du pixel est basse et que l'hétérogénéité à l'intérieur du pixel est forte. Toutefois dans les zones étudiées, l'absence d'irrigation limite l'hétérogénéité spatiale des conditions thermo-hydriques intra-pixel. De plus en termes d'écosystèmes, les sites d'évaluation restent relativement homogènes à l'échelle du kilomètre (cas d'Agoufou) ou montrent une faible variabilité de quantité et de saisonnalité de flux entre les différents types de couverts (cas de Wankama). Dans des cas plus complexes, de polycultures irriguées par exemple, des modèles d'empreinte de tour à flux et/ou de pondération selon l'occupation du sol doivent être mise en œuvre pour mieux tenir compte de l'hétérogénéité spatiale intra-pixel (Liu et al., 2016). Toutefois pour être efficient, ce type d'approche nécessite généralement plusieurs sites de mesures rapprochés limitant leur utilisation à des sites expérimentaux fortement instrumentés. D'autre part, il reste difficile d'évaluer la pertinence de la distribution spatiale des produits d'ET en l'absence de plusieurs sites de mesures sur des écosystèmes contrastés dans une même fenêtre d'étude. D'autre part, ces tours à flux doivent être implantées sur des sites suffisamment représentatifs d'une échelle à minima kilométrique pour pouvoir servir de base d'évaluation exploitable, à défaut ces mesures apportent peu d'information quant à la pertinence des produits (cas du site de Kelma, particulièrement hétérogène à l'échelle kilométrique et au-delà). L'évaluation en regard des LSMs ALMIP2 effectuée dans ces travaux, ne permet pas non plus une évaluation suffisamment exhaustive de la pertinence de la distribution spatiale des estimations d'ET. En effet ces LSMs montrent une très faible variabilité spatiale, souvent nettement inférieure à la variabilité inter-modèle, notamment due au manque d'information sur les propriétés hydrodynamiques des sols (Demarty, 2017; Grippa et al., 2017). Ceci engendre probablement une sous-estimation de la variabilité spatiale de l'ET par ces LSMs même si la moyenne spatiale à l'échelle du méso-site reste probablement une bonne base de comparaison.

Enfin, la génération de produits d'ET journalière dépourvus de lacunes nécessite de faire appel à des techniques d'interpolation ou de reconstruction. Ces techniques se doivent d'être particulièrement performantes étant donné qu'environ 75 % (au Sahel) et 90 % (en région soudanienne) des estimations d'ET générées dans ces travaux sont issues de l'interpolation. Les approches de fusion de données multi-source et multi-résolution proposées dans ces travaux ont permis une avancée non négligeable vis-à-vis des techniques d'interpolation standards. Toutefois nous avons pu montrer qu'elles généraient des erreurs très fréquemment supérieures à celles des estimations non interpolées issues d'E3S et montraient notamment une sous-estimation systématique en saison de mousson, là où le nombre d'images est particulièrement limité. Bien plus, sur le site du Bénin, l'importance des lacunes, qui s'étendaient sur six à sept mois, n'a pas permis la mise en œuvre opérationnelle de l'ensemble de ces approches de fusion. Tout ceci indique que des efforts doivent encore être consentis pour améliorer ces procédures d'interpolation.

Perspectives

Malgré ces limites, l'approche d'estimation de l'ET par télédétection proposée dans ces travaux a montré ses potentialités dans plusieurs contextes éco-climatiques caractéristiques de l'Afrique de l'Ouest. Elle laisse en ce sens envisager certaines perspectives quant à son utilisation dans le futur.

Apport de la haute résolution

L'application d'E3S à partir d'images à hautes résolution issues par exemple des satellites Landsat pourrait être menée à l'avenir sur des zones plus limitées. Les estimations obtenues de manière très ponctuelle pourraient alors servir de bases d'évaluation indirecte des produits générés à moyenne résolution (MODIS). Elles permettraient par ailleurs d'étudier plus en détail l'importance de la variabilité spatiale des flux d'ET dans un pixel à moyenne ou basse résolution et ainsi évaluer de manière indirecte la représentativité des mesures de flux au sol vis à vis de ce type de pixel. En revanche, compte tenu de la faible revisite de ce type de satellite et de l'importance de la nébulosité sur nos sites d'études, il est peu probable que ce type d'estimations à haute résolution puisse être utilisé pour la génération de produits haute résolution à partir d'algorithmes de fusion ou de désagrégation. Ces aspects liés à l'utilisation d'images hautes résolution pourront également être étudiés à partir des acquisitions IRT de la plateforme ECOSystem Spaceborne Thermal Radiometer Experiment on Space Station (ECOSTRESS) qui a été lancée et installée avec succès sur la station spatiale internationale en Juillet dernier. Ce radiomètre embarqué a pour objectif de fournir des acquisitions haute résolution (69 x 38 m) dans le domaine IRT permettant de mieux documenter et mieux comprendre la réponse de la végétation aux stress hydriques. Dans ce cadre, le site Niger constitue un site calibration/validation pour cette instrument et disposera donc d'estimations, notamment de température de surface, qui pourront être exploitées pour de futur études.

Vers un produit d'ET sur l'ensemble du bassin du Niger

Comme cela a déjà été évoqué, l'ABN a ciblé des estimations d'ET plus robustes comme un des objectifs prioritaires pour l'amélioration de son système de prévision dédié aux décideurs et acteurs locaux. Les produits générés lors de ces travaux se sont révélés pertinents aussi bien en contexte nord- que sud-sahélien et laisse envisager des améliorations possibles en climat soudano-guinéen. Ces résultats nous laissent raisonnablement confiants quant au déploiement d'E3S sur l'ensemble du bassin du Niger ou à minima sur sa partie sahélienne. Pour ce faire, nous envisageons de subdiviser le bassin en tronçons latitudinaux d'une centaine de kilomètres de latitude (correspondant à des bandes relativement homogènes en termes d'ETP) afin d'assurer l'hypothèse de relative homogénéité climatique dans la fenêtre d'application du domaine $T_s-\alpha$. Ces bandes latitudinales seront ensuite subdivisées selon la longitude pour limiter les écarts d'heures de passage des satellites AQUA et TERRA de l'Ouest vers l'Est qui pourrait également compromettre l'uniformité des conditions atmosphériques et en particulier des rayonnements solaires incidents. L'application d'E3S à l'échelle du bassin du Niger nécessitera également l'utilisation de produits spatialisés de ces rayonnements. Ces derniers devront ainsi être sélectionnés avec précaution parmi l'offre actuelle de produits de ré-analyses (ex. ERA-Interim) ou de télédétection (ex. CERES). Une évaluation de ces produits sur les sites de mesures AMMA-CATCH pourra ainsi être envisagée pour faciliter la décision quant au produit de rayonnements le plus pertinent. Enfin le déploiement d'E3S à grande échelle nécessitera des estimations de précipitations journalières qui seront nécessairement issues, au moins pour partie, de la télédétection. A l'heure actuelle il semble que le produit récent MSWEP (Beck et al., 2017) combinant télédétection et mesures locales soit le plus performant sur le continent africain (Zwart et al., 2018). Toutefois d'autres produits récents, en particulier CHIRPS¹ (Funk et al., 2015) combinant également estimations de télédétection corrigées de mesures de terrain restent à évaluer en Afrique de l'Ouest. En outre, CHIRPS est intéressant de par sa résolution spatiale relativement fine (5 km) comparativement à MSWEP (0.25°). A nouveau, à l'image des travaux de Gosset et al. (2013), la pertinence de ces tout nouveaux produits pourra être évaluée en regard du réseau de pluviomètres AMMA-CATCH.

Apports des estimations d'évapotranspiration par télédétection infrarouge thermique pour la spatialisation de modèles TSVA ?

Les modèles TSVA sont très sensibles aux propriétés hydrauliques et thermiques des sols et des couverts que seule la télédétection semble être en mesure de spatialiser grâce à des méthodes d'assimilation (Coudert et al., 2006 ; Coudert and Ottlé , 2007; Demarty et al., 2005). Les présents travaux laissent aujourd'hui entrevoir la disponibilité d'évaluations spatio-temporelles d'ET par télédétection suffisamment robustes pour accéder à des informations liées à la fois à la dynamique des sols et des couverts et permettant de rétroagir sur les paramètres des modèles TSVA. Quelques auteurs ont notamment montré le potentiel de telles estimations d'ET pour l'étalonnage et l'amélioration des performances de modèles hydrologiques distribués (Immerzeel and Droogers, 2008 ; Jhorar et al., 2011 ; Kunnath-Poovakka et al., 2016). A l'avenir des méthodes d'étalonnage multicritère type MCIP

¹ Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data

(Demarty et al., 2005) pourraient être mise en œuvre pour la spatialisation de modèles TSVA complexes et l'amélioration des simulations de flux à l'interface surface-atmosphère en Afrique de l'Ouest.

Complémentarités des produits d'ET et de GPP ?

Les changements climatiques prévus sur l'Afrique de l'Ouest vont probablement engendrer des changements de la productivité des écosystèmes terrestres. Ces changements vont à leur tour grandement influencer la disponibilité des ressources en biomasse que ce soit en termes de bois de chauffe ou de rendements des cultures et des pâturages (Schlenker et Lobell, 2010; Sjöström et al., 2013; Sultan et al., 2013, 2014). Toutefois jusqu'à présent, il existe assez peu de données scientifiques sur le cycle du carbone en Afrique (Williams et al., 2007, 2008; Merbold et al., 2009; Sjöström et al., 2009, 2011, 2013). Par conséquent notre compréhension de la réponse des écosystèmes ouest-africains à la variabilité climatique en termes de productivité végétale et de cycle du carbone reste marginale. Ceci limite grandement notre appréciation de la vulnérabilité de ces écosystèmes et de leur capacité de résilience. La production primaire brute (GPP pour Gross Primary Production) correspond à la capacité de la végétation à assimiler du carbone et de l'énergie lors de la photosynthèse. Si à l'échelle de la parcelle la GPP peut être dérivée de mesures par EC (Bombelli et al., 2009), elle peut également être dérivée d'observations de télédétection à plus large échelle (Running et al., 2004). Les algorithmes actuels utilisent en particulier le concept d'efficacité d'utilisation de la lumière (LUE pour Light Use Efficiency ; Monteith, 1972, 1977) pour lequel la GPP est fonction de la quantité de rayonnements photosynthétiques actifs absorbés et de l'efficacité de conversion de ces rayonnements absorbés en énergie. Toutefois, de manière fréquente, ce type d'approche échoue à représenter la réponse de la végétation à des conditions de stress hydriques (Maselli et al., 2009) ce qui reste particulièrement problématique dans le cas du Sahel (Sjöström et al., 2013). Dans de telles conditions, Maselli et al. (2009) et Martínez et al. (2018) ont montré que le concept de LUE pouvait être amélioré en y introduisant un facteur de stress basé sur le rapport ET/ETP dont la pertinence dépend bien évidemment de la précision des données d'ET et d'ETP utilisées. La robustesse des estimations d'ET générées dans le cadre de ces travaux laissent ainsi envisager la génération de produits de GPP à la résolution kilométrique sur les méso-sites du réseau AMMA-CATCH potentiellement plus fiables que les produits actuels ne prenant pas en compte la réponse de la végétation aux stress hydriques.

Bibliographie

- Abrishamkar, M., & Ahmadi, A. (2017). Evapotranspiration Estimation Using Remote Sensing Technology Based on SEBAL Algorithm. *Iranian Journal of Science and Technology, Transactions of Civil Engineering*, 41(1), 65-76. <https://doi.org/10.1007/s40996-016-0036-x>
- Aksu, H., & Arikan, A. (2017). Satellite-based estimation of actual evapotranspiration in the Buyuk Menderes Basin, Turkey. *Hydrology Research*, 48(2), 559-570. <https://doi.org/10.2166/nh.2016.226>
- Albergel, J. (1987). Sécheresse, désertification et ressources en eau de surface : application aux petits bassins du Burkina Faso. In *The influence of climate change and climatic variability on the hydrologic regime and water resources* (p. 355-365). Vancouver, Canada: IAHS. Consulté à l'adresse <http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:26482>
- Alfieri, J. G., Anderson, M. C., Kustas, W. P., & Cammalleri, C. (2017). Effect of the revisit interval and temporal upscaling methods on the accuracy of remotely sensed evapotranspiration estimates. *Hydrology and Earth System Science*, 21(1), 83-98. <https://doi.org/10.5194/hess-21-83-2017>
- Alfieri, J. G., Blanken, P. D., Yates, D. N., & Steffen, K. (2007). Variability in the Environmental Factors Driving Evapotranspiration from a Grazed Rangeland during Severe Drought Conditions. *Journal of Hydrometeorology*, 8(2), 207-220. <https://doi.org/10.1175/JHM569.1>
- Allen, R. G., Morse, A., Tasumi, M., Bastiaanssen, W., Kramber, W., & Anderson, H. (2001). Evapotranspiration from Landsat (SEBAL) for water rights management and compliance with multi-state water compacts. In *International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS '95. Scanning the Present and Resolving the Future* (Vol. 2, p. 830-833). Sydney, NSW, Australia. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2001.976651>
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Howell, T. A., & Jensen, M. E. (2011). Evapotranspiration information reporting: I. Factors governing measurement accuracy. *Agricultural Water Management*, 98(6), 899-920. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2010.12.015>
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). *Crop evapotranspiration - guidelines for computing crop water requirements* (FAO irrigation and drainage paper No. 56). Rome (Italy). Consulté à l'adresse <http://www.fao.org/docrep/x0490e/x0490e00.htm>
- Allen, R. G., Tasumi, M., Morse, A., Trezza, R., Wright, J., Bastiaanssen, W., Kramber, W., Lorite, I., & Robison, C. (2007a). Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC)—Applications. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 133(4), 395-406. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2007\)133:4\(395\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2007)133:4(395))

- Allen, R. G., Tasumi, M., & Trezza, R. (2007b). Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC)—Model. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 133(4), 380-394. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2007\)133:4\(380\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2007)133:4(380))
- Allies, A., Demarty, J., Olioso, A., Bouzou Moussa, I., Issoufou, H. B. -A., Velluet, C., Bahir, M., Mainassara, I., Oï, M., Chazarin, J. -P. & Cappelaere, B. (in press) Adapting EVASPA/S-SEBI to evapotranspiration mapping in the Sahel with uncertainty characterization: the E3S method. *Remote Sensing of Environment*
- Amogu, O., Descroix, L., Yéro, K. S., Le Breton, E., Mamadou, I., Ali, A., Vischel, T., Bader, J.-C., Moussa, I. B., Gautier, E., Boubkraoui, S., & Belleudy, P. (2010). Increasing River Flows in the Sahel? *Water*, 2(2), 170-199. <https://doi.org/10.3390/w2020170>
- Anderson, M. C., Allen, R. G., Morse, A., & Kustas, W. P. (2012). Use of Landsat thermal imagery in monitoring evapotranspiration and managing water resources. *Remote Sensing of Environment*, 122, 50-65. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.08.025>
- Anderson, M. C., Hain, C., Wardlow, B., Pimstein, A., Mecikalski, J. R., & Kustas, W. P. (2010). Evaluation of Drought Indices Based on Thermal Remote Sensing of Evapotranspiration over the Continental United States. *Journal of Climate*, 24(8), 2025-2044. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3812.1>
- Anderson, M. C., Kustas, W. P., Norman, J. M., Hain, C. R., Mecikalski, J. R., Schultz, L., González-Dugo, M. P., Cammalleri, C., d'Urso, G., Pimstein, A., & Gao, F. (2011). Mapping daily evapotranspiration at field to continental scales using geostationary and polar orbiting satellite imagery. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(1), 223-239. <https://doi.org/10.5194/hess-15-223-2011>
- Anderson, M. C., Norman, J. M., Diak, G. R., Kustas, W. P., & Mecikalski, J. R. (1997). A two-source time-integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 60(2), 195-216. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(96\)00215-5](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(96)00215-5)
- Anderson, M. C., Norman, J. M., Mecikalski, J. R., Otkin, J. A., & Kustas, W. P. (2007a). A climatological study of evapotranspiration and moisture stress across the continental United States based on thermal remote sensing: 1. Model formulation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D10). <https://doi.org/10.1029/2006JD007506>
- Anderson, M. C., Norman, J. M., Mecikalski, J. R., Otkin, J. A., & Kustas, W. P. (2007b). A climatological study of evapotranspiration and moisture stress across the continental United States based on thermal remote sensing: 2. Surface moisture climatology. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D11), D11112. <https://doi.org/10.1029/2006JD007507>
- Anderson, M. C., Zolin, C. A., Hain, C. R., Semmens, K., Tugrul Yilmaz, M., & Gao, F. (2015). Comparison of satellite-derived LAI and precipitation anomalies over Brazil

- with a thermal infrared-based Evaporative Stress Index for 2003–2013. *Journal of Hydrology*, 526, 287-302. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.01.005>
- Anderson, M. C., Zolin, C. A., Sentelhas, P. C., Hain, C. R., Semmens, K., Tugrul Yilmaz, M., Gao, F., Otkin, J. A., & Tetrault, R. (2016). The Evaporative Stress Index as an indicator of agricultural drought in Brazil: An assessment based on crop yield impacts. *Remote Sensing of Environment*, 174(Supplement C), 82-99. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.11.034>
- Anyamba, A., & Tucker, C. J. (2005). Analysis of Sahelian vegetation dynamics using NOAA-AVHRR NDVI data from 1981–2003. *Journal of Arid Environments*, 63(3), 596-614. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2005.03.007>
- Ardoin-Bardin, S., Dezetter, A., Servat, E., Paturel, J.-E., Mahé, G., Niel, H., & Dieulin, C. (2009). Using general circulation model outputs to assess impacts of climate change on runoff for large hydrological catchments in West Africa. *Hydrological Sciences Journal*, 54(1), 77-89. <https://doi.org/10.1623/hysj.54.1.77>
- Bagayoko, F., Yonkeu, S., Elbers, J., & van de Giesen, N. (2007). Energy partitioning over the West African savanna: Multi-year evaporation and surface conductance measurements in Eastern Burkina Faso. *Journal of Hydrology*, 334(3), 545-559. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.10.035>
- Baldocchi, D., Falge, E., Gu, L., Olson, R., Hollinger, D., Running, S., Anthoni, P., Bernhofer, C., Davis, K., Evans, R., Fuentes, J., Goldstein, A., Katul, G., Law, B., Lee, X., Malhi, Y., Meyers, T., Munger, W., Oechel, W., Paw, K. T., Pilegaard, K., Schmid, H. P., Valentini, R., Verma, S., Vesala, T., Wilson, K., & Wofsy, S. (2001). FLUXNET: A New Tool to Study the Temporal and Spatial Variability of Ecosystem-Scale Carbon Dioxide, Water Vapor, and Energy Flux Densities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(11), 2415-2434. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(2001\)082<2415:FANTTS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(2001)082<2415:FANTTS>2.3.CO;2)
- Baret, F., Guyot, G., & Major, D. J. (1989). TSAVI: A Vegetation Index Which Minimizes Soil Brightness Effects On LAI And APAR Estimation. In *12th Canadian Symposium on Remote Sensing Geoscience and Remote Sensing Symposium*, (Vol. 3, p. 1355-1358). <https://doi.org/10.1109/IGARSS.1989.576128>
- Barr, A. G., Morgenstern, K., Black, T. A., McCaughey, J. H., & Nesic, Z. (2006). Surface energy balance closure by the eddy-covariance method above three boreal forest stands and implications for the measurement of the CO₂ flux. *Agricultural and Forest Meteorology*, 140(1), 322-337. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2006.08.007>
- Bastiaanssen, W. G. M. (2000). SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *Journal of Hydrology*, 229(1–2), 87-100. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(99\)00202-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00202-4)
- Bastiaanssen, W. G. M., Ahmad, M.-D., & Chemin, Y. (2002). Satellite surveillance of evaporative depletion across the Indus Basin. *Water Resources Research*, 38(12), 1273. <https://doi.org/10.1029/2001WR000386>

- Bastiaanssen, W. G. M., Menenti, M., Feddes, R. A., & Holtslag, A. A. M. (1998a). A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. *Journal of Hydrology*, 212–213, 198–212. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00253-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00253-4)
- Bastiaanssen, W. G. M., Noordman, E. J. M., Pelgrum, H., Davids, G., Thoreson, B. P., & Allen, R. G. (2005). SEBAL Model with Remotely Sensed Data to Improve Water-Resources Management under Actual Field Conditions. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 131(1), 85–93. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2005\)131:1\(85\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2005)131:1(85))
- Bastiaanssen, W. G. M., Pelgrum, H., Wang, J., Ma, Y., Moreno, J. F., Roerink, G. J., & van der Wal, T. (1998b). A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): Part 2: Validation. *Journal of Hydrology*, 212–213, 213–229. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00254-6](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00254-6)
- Batra, N., Islam, S., Venturini, V., Bisht, G., & Jiang, L. (2006). Estimation and comparison of evapotranspiration from MODIS and AVHRR sensors for clear sky days over the Southern Great Plains. *Remote Sensing of Environment*, 103(1), 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.02.019>
- Beck, H. E., van Dijk, A. I. J. M., Levizzani, V., Schellekens, J., Miralles, D. G., Martens, B., & de Roo, A. (2017). MSWEP: 3-hourly 0.25° global gridded precipitation (1979–2015) by merging gauge, satellite, and reanalysis data. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(1), 589–615. <https://doi.org/10.5194/hess-21-589-2017>
- Becker, F., & Li, Z.-L. (1995). Surface temperature and emissivity at various scales: Definition, measurement and related problems. *Remote Sensing Reviews*, 12(3–4), 225–253. <https://doi.org/10.1080/02757259509532286>
- Bel, C. (2010). Carte de l'occupation du sol de l'Ouémé supérieur, Bénin. Consulté à l'adresse http://www.amma-catch.org/IMG/pdf/poster_classification_oueme.pdf
- Benmecheta, A. (2016). *Estimation de la température de surface à partir de l'imagerie satellitaire; validation sur une zone côtière d'Algérie* (Thèse de Doctorat). Université Paris-Est Créteil Val de Marne, Paris, France. Consulté à l'adresse <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01565894/document>
- Bhattacharya, B. K., Mallick, K., Patel, N. K., & Parihar, J. S. (2010). Regional clear sky evapotranspiration over agricultural land using remote sensing data from Indian geostationary meteorological satellite. *Journal of Hydrology*, 387(1), 65–80. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.03.030>
- Bhattarai, N., Quackenbush, L. J., Dougherty, M., & Marzen, L. J. (2015). A simple Landsat–MODIS fusion approach for monitoring seasonal evapotranspiration at 30 m spatial resolution. *International Journal of Remote Sensing*, 36(1), 115–143. <https://doi.org/10.1080/01431161.2014.990645>
- Biasutti, M. (2013). Forced Sahel rainfall trends in the CMIP5 archive. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(4), 1613–1623. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50206>

- Biasutti, M., & Sobel, A. H. (2009). Delayed Sahel rainfall and global seasonal cycle in a warmer climate. *Geophysical Research Letters*, 36(23). <https://doi.org/10.1029/2009GL041303>
- Boegh, E., Soegaard, H., & Thomsen, A. (2002). Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance. *Remote Sensing of Environment*, 79(2–3), 329–343. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(01\)00283-8](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(01)00283-8)
- Bombelli, A., Henry, M., Castaldi, S., Adu-Bredu, S., Arneth, A., Grandcourt, A. de, Grieco, E., Kutsch, W. L., Lehsten, V., Rasile, A., Reichstein, M., Tansey, K., Weber, U., & Valentini, R. (2009). An outlook on the Sub-Saharan Africa carbon balance. *Biogeosciences*, 6(10), 2193–2205. <https://doi.org/10.5194/bg-6-2193-2009>
- Boone, A., Decharme, B., Guichard, F., de Rosnay, P., Balsamo, G., Beljaars, A., Chopin, F., Orgeval, T., Polcher, J., Delire, C., Ducharne, A., Gascoin, S., Grippa, M., Jarlan, L., Kergoat, L., Mougin, E., Gusev, Y., Nasonova, O., Harris, P., Taylor, C., Norgaard, A., Sandholt, I., Ottlé, C., Pocard-Leclercq, I., Saux-Picart, S., & Xue, Y. (2009a). The AMMA Land Surface Model Intercomparison Project (ALMIP). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(12), 1865–1880. <https://doi.org/10.1175/2009BAMS2786.1>
- Boone, A., Getirana, A. C. V., Demarty, J., Cappelaere, B., Galle, S., Grippa, M., Lebel, T., Mougin, E., Peugeot, C., & Vischel, T. (2009b). The African Monsoon Multidisciplinary Analyses (AMMA) Land surface Model Intercomparison Project Phase 2 (ALMIP2). *GEWEX News*, 19(4), 9–10.
- Boronina, A., & Ramillien, G. (2008). Application of AVHRR imagery and GRACE measurements for calculation of actual evapotranspiration over the Quaternary aquifer (Lake Chad basin) and validation of groundwater models. *Journal of Hydrology*, 348(1–2), 98–109. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.09.061>
- Bouchet, R. J. (1963). Evapotranspiration réelle et potentielle, signification climatique. *International Association of Hydrological Sciences, Proceedings of General Assembly, Berkeley, California Symposium. Publication*, 63, 134–142.
- Boulain, N., Cappelaere, B., Ramier, D., Issoufou, H. B. A., Halilou, O., Seghieri, J., Guillemain, F., Oï, M., Gignoux, J., & Timouk, F. (2009a). Towards an understanding of coupled physical and biological processes in the cultivated Sahel – 2. Vegetation and carbon dynamics. *Journal of Hydrology*, 375(1–2), 190–203. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.11.045>
- Boulain, N., Cappelaere, B., Séguis, L., Favreau, G., & Gignoux, J. (2009b). Water balance and vegetation change in the Sahel: A case study at the watershed scale with an eco-hydrological model. *Journal of Arid Environments*, 73(12), 1125–1135. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2009.05.008>
- Boulet, G., Braud, I., & Vauclin, M. (1997). Study of the mechanisms of evaporation under arid conditions using a detailed model of the soil–atmosphere continuum. Application

- to the EFEDA I experiment. *Journal of Hydrology*, 193(1), 114-141. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03148-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03148-4)
- Boulet, G., Mougenot, B., Lhomme, J.-P., Fanise, P., Lili-Chabaane, Z., Olioso, A., Bahir, M., Rivalland, V., Jarlan, L., Merlin, O., Coudert, B., Er-Raki, S., & Lagouarde, J.-P. (2015). The SPARSE model for the prediction of water stress and evapotranspiration components from thermal infra-red data and its evaluation over irrigated and rainfed wheat. *Hydrology and Earth System Sciences*, (19), 4653-4672. <https://doi.org/10.5194/hess-19-4653-2015>
- Boulet, G., Olioso, A., Ceschia, E., Marloie, O., Coudert, B., Rivalland, V., Chirouze, J., & Chehbouni, G. (2012). An empirical expression to relate aerodynamic and surface temperatures for use within single-source energy balance models. *Agricultural and Forest Meteorology*, 161, 148-155. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2012.03.008>
- Bousquet, L. A. (2007). *Mesure et modélisation des propriétés optiques spectrales et directionnelles des feuilles* (Thèse de Doctorat). Université Paris 7, Paris, France. Consulté à l'adresse <http://www.theses.fr/2007PA077024>
- Brandt, M., Hiernaux, P., Rasmussen, K., Mbow, C., Kergoat, L., Tagesson, T., Ibrahim, Y. Z., Wélé, A., Tucker, C. J., & Fensholt, R. (2016). Assessing woody vegetation trends in Sahelian drylands using MODIS based seasonal metrics. *Remote Sensing of Environment*, 183, 215-225. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.05.027>
- Brandt, M., Mbow, C., Diouf, A. A., Verger, A., Samimi, C., & Fensholt, R. (2015). Ground- and satellite-based evidence of the biophysical mechanisms behind the greening Sahel. *Global Change Biology*, 21(4), 1610-1620. <https://doi.org/10.1111/gcb.12807>
- Braud, I., Dantas-Antonino, A. C., Vauclin, M., Thony, J. L., & Ruelle, P. (1995). A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification. *Journal of Hydrology*, 166(3), 213-250. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)05085-C](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)05085-C)
- Brenner, A. J., & Incoll, L. D. (1997). The effect of clumping and stomatal response on evaporation from sparsely vegetated shrublands. *Agricultural and Forest Meteorology*, 84(3-4), 187-205. [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(96\)02368-4](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(96)02368-4)
- Brown, K. W., & Rosenberg, N. J. (1973). A Resistance Model to Predict Evapotranspiration and Its Application to a Sugar Beet Field. *Agronomy Journal*, 65(3), 341-347. <https://doi.org/10.2134/agronj1973.00021962006500030001x>
- Brümmer, C., Falk, U., Papen, H., Szarzynski, J., Wassmann, R., & Brüggemann, N. (2008). Diurnal, seasonal, and interannual variation in carbon dioxide and energy exchange in shrub savanna in Burkina Faso (West Africa). *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 113(G2). <https://doi.org/10.1029/2007JG000583>
- Brunner, P., Li, H. T., Kinzelbach, W., Li, W. P., & Dong, X. G. (2008). Extracting phreatic evaporation from remotely sensed maps of evapotranspiration. *Water Resources Research*, 44(8), W08428. <https://doi.org/10.1029/2007WR006063>

- Bunting, D. P., Kurc, S. A., Glenn, E. P., Nagler, P. L., & Scott, R. L. (2014). Insights for empirically modeling evapotranspiration influenced by riparian and upland vegetation in semiarid regions. *Journal of Arid Environments*, *111*, 42-52. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2014.06.007>
- Brutsaert, W., 1982. *Evaporation into the Atmosphere: Theory, History and Applications, Environmental Fluid Mechanics*. Springer, Netherlands.
- Cammalleri, C., Anderson, M. C., Gao, F., Hain, C. R., & Kustas, W. P. (2013). A data fusion approach for mapping daily evapotranspiration at field scale. *Water Resources Research*, *49*(8), 4672-4686. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20349>
- Cammalleri, C., Anderson, M. C., Gao, F., Hain, C. R., & Kustas, W. P. (2014a). Mapping daily evapotranspiration at field scales over rainfed and irrigated agricultural areas using remote sensing data fusion. *Agricultural and Forest Meteorology*, *186*, 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2013.11.001>
- Cammalleri, C., Anderson, M. C., & Kustas, W. P. (2014b). Upscaling of evapotranspiration fluxes from instantaneous to daytime scales for thermal remote sensing applications. *Hydrology and Earth System Sciences*, *18*(5), 1885-1894. <https://doi.org/10.5194/hess-18-1885-2014>
- Capecchi, V., Crisci, A., Lorenzo, G., Maselli, F., & Vignaroli, P. (2008). Analysis of NDVI trends and their climatic origin in the Sahel 1986–2000. *Geocarto International*, *23*(4), 297-310. <https://doi.org/10.1080/10106040801950492>
- Cappelaere, B., Descroix, L., Lebel, T., Boulain, N., Ramier, D., Laurent, J.-P., Favreau, G., Boubkraoui, S., Boucher, M., Bouzou Moussa, I., Chaffard, V., Hiernaux, P., Issoufou, H. B. A., Le Breton, E., Mamadou, I., Nazoumou, Y., Oi, M., Ottlé, C., & Quantin, G. (2009). The AMMA-CATCH experiment in the cultivated Sahelian area of south-west Niger – Investigating water cycle response to a fluctuating climate and changing environment. *Journal of Hydrology*, *375*(1–2), 34-51. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.06.021>
- Cappelaere, B., Vieux, B. E., Peugeot, C., Maia, A., & Séguis, L. (2003). Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger. 2. Model calibration and uncertainty characterization. *Journal of Hydrology*, *279*(1), 244-261. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00182-3](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00182-3)
- Carlson, T. (2007). An Overview of the « Triangle Method » for Estimating Surface Evapotranspiration and Soil Moisture from Satellite Imagery. *Sensors*, *7*(8), 1612-1629. <https://doi.org/10.3390/s7081612>
- Carlson, T. N. (2013). Triangle Models and Misconceptions. *International Journal of Remote Sensing Applications*, *3*(3), 155-158.
- Carlson, T. N., & Buffum, M. J. (1989). On estimating total daily evapotranspiration from remote surface temperature measurements. *Remote Sensing of Environment*, *29*(2), 197-207. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(89\)90027-8](https://doi.org/10.1016/0034-4257(89)90027-8)

- Carlson, T. N., Capehart, W. J., & Gillies, R. R. (1995). A new look at the simplified method for remote sensing of daily evapotranspiration. *Remote Sensing of Environment*, 54(2), 161-167. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(95\)00139-R](https://doi.org/10.1016/0034-4257(95)00139-R)
- Carmona, F., Rivas, R., & Caselles, V. (2015). Development of a general model to estimate the instantaneous, daily, and daytime net radiation with satellite data on clear-sky days. *Remote Sensing of Environment*, 171, 1-13. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.10.003>
- Carrer, D., Roujean, J. L., & Meurey, C. (2010). Comparing Operational MSG/SEVIRI Land Surface Albedo Products From Land SAF With Ground Measurements and MODIS. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 48(4), 1714-1728. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2009.2034530>
- Casenave, A., & Valentin, C. (1989). *Les états de surface de la zone sahélienne : influence sur l'infiltration*. Paris: ORSTOM. Consulté à l'adresse <http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:27816>
- Casenave, A., & Valentin, C. (1992). A runoff capability classification system based on surface features criteria in semi-arid areas of West Africa. *Journal of Hydrology*, 130(1), 231-249. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(92\)90112-9](https://doi.org/10.1016/0022-1694(92)90112-9)
- Cescatti, A., Marcolla, B., Santhana Vannan, S. K., Pan, J. Y., Román, M. O., Yang, X., Ciais, P., Cook, R. B., Law, B. E., Matteucci, G., Migliavacca, M., Moors, E., Richardson, A. D., Seufert, G., & Schaaf, C. B. (2012). Intercomparison of MODIS albedo retrievals and in situ measurements across the global FLUXNET network. *Remote Sensing of Environment*, 121, 323-334. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.02.019>
- Chávez, J. L., Neale, C. M. U., Prueger, J. H., & Kustas, W. P. (2008). Daily evapotranspiration estimates from extrapolating instantaneous airborne remote sensing ET values. *Irrigation Science*, 27(1), 67-81. <https://doi.org/10.1007/s00271-008-0122-3>
- Chávez, J., Neale, C. M. U., Hipps, L. E., Prueger, J. H., & Kustas, W. P. (2005). Comparing Aircraft-Based Remotely Sensed Energy Balance Fluxes with Eddy Covariance Tower Data Using Heat Flux Source Area Functions. *Journal of Hydrometeorology*, 6(6), 923-940. <https://doi.org/10.1175/JHM467.1>
- Chemin, Y., Platonov, A., Ul-Hassan, M., & Abdullaev, I. (2004). Using remote sensing data for water depletion assessment at administrative and irrigation-system levels: case study of the Ferghana Province of Uzbekistan. *Agricultural Water Management*, 64(3), 183-196. [https://doi.org/10.1016/S0378-3774\(03\)00209-9](https://doi.org/10.1016/S0378-3774(03)00209-9)
- Chen, B., Black, T. A., Coops, N. C., Hilker, T., Trofymow, J. A. T., & Morgenstern, K. (2009). Assessing Tower Flux Footprint Climatology and Scaling Between Remotely Sensed and Eddy Covariance Measurements. *Boundary-Layer Meteorology*, 130(2), 137-167. <https://doi.org/10.1007/s10546-008-9339-1>

- Chen, B., Coops, N. C., Fu, D., Margolis, H. A., Amiro, B. D., Black, T. A., Arain, M. A., Barr, A. G., Bourque, C. P.-A., Flanagan, L. B., Lafleur, P. M., McCaughey, J. H., & Wofsy, S. C. (2012). Characterizing spatial representativeness of flux tower eddy-covariance measurements across the Canadian Carbon Program Network using remote sensing and footprint analysis. *Remote Sensing of Environment*, *124*, 742-755. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.06.007>
- Chen, F., Mitchell, K., Schaake, J., Xue, Y., Pan, H.-L., Koren, V., Duan, Q. Y., Ek, M., & Betts, A. (1996). Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *101*(D3), 7251-7268. <https://doi.org/10.1029/95JD02165>
- Chen, L., Sela, S., Svoray, T., & Assouline, S. (2013). The role of soil-surface sealing, microtopography, and vegetation patches in rainfall-runoff processes in semiarid areas. *Water Resources Research*, *49*(9), 5585-5599. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20360>
- Chen, Y., Xia, J., Liang, S., Feng, J., Fisher, J. B., Li, X., Li, Xianglan, Liu, S., Ma, Z., Miyata, A., Mu, Q., Sun, L., Tang, J., Wang, K., Wen, J., Xue, Y., Yu, G., Zha, T., Zhang, L., Zhang, Q., Zhao, T., Zhao, L., & Yuan, W. (2014). Comparison of satellite-based evapotranspiration models over terrestrial ecosystems in China. *Remote Sensing of Environment*, *140*, 279-293. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.08.045>
- Chen, Y., Yuan, W., Xia, J., Fisher, J. B., Dong, W., Zhang, X., Liang, S., Ye, A., Cai, W., & Feng, J. (2015). Using Bayesian model averaging to estimate terrestrial evapotranspiration in China. *Journal of Hydrology*, *528*, 537-549. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.06.059>
- Chirouze, J., Boulet, G., Jarlan, L., Fieuzal, R., Rodriguez, J. C., Ezzahar, J., Er-Raki, S., Bigeard, G., Merlin, O., Garatuza-Payan, J., Watts, C., & Chehbouni, G. (2014). Intercomparison of four remote-sensing-based energy balance methods to retrieve surface evapotranspiration and water stress of irrigated fields in semi-arid climate. *Hydrology and Earth System Sciences*, *18*(3), 1165-1188. <https://doi.org/10.5194/hess-18-1165-2014>
- Choi, M., Kustas, W. P., Anderson, M. C., Allen, R. G., Li, F., & Kjaersgaard, J. H. (2009). An intercomparison of three remote sensing-based surface energy balance algorithms over a corn and soybean production region (Iowa, U.S.) during SMACEX. *Agricultural and Forest Meteorology*, *149*(12), 2082-2097. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2009.07.002>
- Clanet, J.-C., & Ogilvie, A. (2014). *Water, agriculture and poverty in the Niger River Basin – Eau agriculture et pauvreté dans le bassin du Niger* (Challenge Program on Water and Food, Colombo and IRD France). France: Agropolis international Editions.
- Cleugh, H. A., Leuning, R., Mu, Q., & Running, S. W. (2007). Regional evaporation estimates from flux tower and MODIS satellite data. *Remote Sensing of Environment*, *106*(3), 285-304. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.07.007>

- Cohard, J.-M. (2016). *Contribution à l'étude du cycle de l'eau en milieu complexe : Observation et modélisation de la variabilité spatiale et temporelle de l'évapotranspiration* (Habilitation à diriger les recherches). Université Grenoble Alpes, Grenoble, France.
- Colaizzi, P. D., Evett, S. R., Howell, T. A., & Tolck, J. A. (2006). Comparison of Five Models to Scale Daily Evapotranspiration from One-Time-of-Day Measurements. *Transactions of the ASABE*, 49(5), 1409-1417. <https://doi.org/10.13031/2013.18885>
- Colaizzi, P. D., Kustas, W. P., Anderson, M. C., Agam, N., Tolck, J. A., Evett, S. R., Howell, T. A., Gowda, P. H., & O'Shaughnessy, S. A. (2012). Two-source energy balance model estimates of evapotranspiration using component and composite surface temperatures. *Advances in Water Resources*, 50, 134-151. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.06.004>
- Collatz, G. J., Ball, J. T., Grivet, C., & Berry, J. A. (1991). Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration: a model that includes a laminar boundary layer. *Agricultural and Forest Meteorology*, 54(2), 107-136. [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(91\)90002-8](https://doi.org/10.1016/0168-1923(91)90002-8)
- Collinet, J., Leprun, J.-C., & Asseline, J. (2013). Comportements hydrodynamiques et érosifs de sols d'un transect ouest-africain : synthèse sur des données issues de la simulation de pluies. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 19(3), 311-334. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.10319>
- Conway, D., Persechini, A., Ardoin-Bardin, S., Hamandawana, H., Dieulin, C., & Mahé, G. (2009). Rainfall and Water Resources Variability in Sub-Saharan Africa during the Twentieth Century. *Journal of Hydrometeorology*, 10(1), 41-59. <https://doi.org/10.1175/2008JHM1004.1>
- Cook, E. R., Anchukaitis, K. J., Buckley, B. M., D'Arrigo, R. D., Jacoby, G. C., & Wright, W. E. (2010). Asian Monsoon Failure and Megadrought During the Last Millennium. *Science*, 328(5977), 486-489. <https://doi.org/10.1126/science.1185188>
- Cooper, D. I., & Asrar, G. (1989). Evaluating atmospheric correction models for retrieving surface temperatures from the AVHRR over a tallgrass prairie. *Remote Sensing of Environment*, 27(1), 93-102. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(89\)90040-0](https://doi.org/10.1016/0034-4257(89)90040-0)
- Cosandey, C., & Robinson, M. (2012). *Hydrologie continentale - 2e édition*. Armand Colin.
- Coudert, B. (2006). *Apport des mesures de température de surface par télédétection infrarouge thermique pour la modélisation des échanges d'énergie et d'eau à l'interface sol végétation atmosphère* (Thèse de Doctorat). Université de Versailles-Saint Quentin en Yvelines, Versailles, France. Consulté à l'adresse <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00151869/document>
- Coudert, B., & Ottlé, C. (2007). An improved SVAT model calibration strategy based on the optimisation of surface temperature temporal dynamics. *Geophysical Research Letters*, 34(4), L04402. <https://doi.org/10.1029/2006GL028778>

- Coudert, B., Ottlé, C., Boudevillain, B., Demarty, J., & Guillevic, P. (2006). Contribution of Thermal Infrared Remote Sensing Data in Multiobjective Calibration of a Dual-Source SVAT Model. *Journal of Hydrometeorology*, 7(3), 404-420. <https://doi.org/10.1175/JHM503.1>
- Courault, D., Seguin, B., & Olioso, A. (2005). Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: From empirical to numerical modeling approaches. *Irrigation and Drainage Systems*, 19(3), 223-249. <https://doi.org/10.1007/s10795-005-5186-0>
- Crago, R., & Brutsaert, W. (1996). Daytime evaporation and the self-preservation of the evaporative fraction and the Bowen ratio. *Journal of Hydrology*, 178(1-4), 241-255. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)02803-X](https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02803-X)
- Crago, R. D. (1996). Conservation and variability of the evaporative fraction during the daytime. *Journal of Hydrology*, 180(1), 173-194. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)02903-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02903-6)
- Cruz-Blanco, M., Lorite, I. J., & Santos, C. (2014). An innovative remote sensing based reference evapotranspiration method to support irrigation water management under semi-arid conditions. *Agricultural Water Management*, 131(Supplement C), 135-145. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2013.09.017>
- Culf, A. D., Allen, S. J., Gash, J. H. C., Lloyd, C. R., & Wallace, J. S. (1993). Energy and water budgets of an area of patterned woodland in the Sahel. *Agricultural and Forest Meteorology*, 66(1), 65-80. [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(93\)90082-S](https://doi.org/10.1016/0168-1923(93)90082-S)
- Dardel, C. (2014). *Entre désertification et reverdissement du Sahel: Diagnostic des observations spatiales et in situ* (Theses). Université Paul Sabatier - Toulouse III, Toulouse, France. Consulté à l'adresse <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00944267>
- Dardel, C., Kergoat, L., Hiernaux, P., Grippa, M., Mougin, E., Ciais, P., & Nguyen, C.-C. (2014a). Rain-Use-Efficiency: What it Tells us about the Conflicting Sahel Greening and Sahelian Paradox. *Remote Sensing*, 6(4), 3446-3474. <https://doi.org/10.3390/rs6043446>
- Dardel, C., Kergoat, L., Hiernaux, P., Mougin, E., Grippa, M., & Tucker, C. J. (2014b). Re-greening Sahel: 30years of remote sensing data and field observations (Mali, Niger). *Remote Sensing of Environment*, 140, 350-364. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.09.011>
- de Tomás, A., Nieto, H., Guzinski, R., Salas, J., Sandholt, I., & Berliner, P. (2014). Validation and scale dependencies of the triangle method for the evaporative fraction estimation over heterogeneous areas. *Remote Sensing of Environment*, 152, 493-511. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.06.028>
- Delogu, E., Boulet, G., Olioso, A., Coudert, B., Chirouze, J., Ceschia, E., Dantec, V. L., Marloie, O., Chehbouni, G., & Lagouarde, J.-P. (2012). Reconstruction of temporal variations of evapotranspiration using instantaneous estimates at the time of satellite

- overpass. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(8), 2995-3010. <https://doi.org/10.5194/hess-16-2995-2012>
- Demarty, J. (2001). *Développement et application du modèle SiSPAT-RS à l'échelle de la parcelle et dans le cadre de l'expérience alpilles ReSeDA* (Thèse de Doctorat). Université Paris-Diderot - Paris VII. Consulté à l'adresse <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00004245/document>
- Demarty, J. (2017). Modélisation couplée des cycles d'énergie, de l'eau et du carbone au Sahel agropastoral: Démarche et résultats. In *Journées de Modélisation du Fonctionnement des Surfaces Continentales*. Montpellier, France.
- Demarty, J., Otlé, C., Braud, I., Oliso, A., Frangi, J. P., Gupta, H. V., & Bastidas, L. A. (2005). Constraining a physically based Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer model with surface water content and thermal infrared brightness temperature measurements using a multiobjective approach. *Water Resources Research*, 41(1), W01011. <https://doi.org/10.1029/2004WR003695>
- Deschamps, P.-Y., Duhaut, P., Rouquet, M.-C., & Tanre, D. (1984). Mise en évidence, analyse et correction des effets atmosphériques sur les données multispectrales de LANDSAT ou SPOT. In *Ile Coll. Signatures spectrales d'objets en télédétection* (INRA Publ., p. 709-722). Bordeaux, France.
- Descloitres, M., Séguis, L., Legchenko, A., Wubda, M., Guyot, A., & Cohard, J. M. (2011). The contribution of MRS and resistivity methods to the interpretation of actual evapotranspiration measurements: a case study in metamorphic context in north Bénin. *Near Surface Geophysics*, 9(2), 187-200. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2011003>
- Desconnets, J. C., Taupin, J. D., Lebel, T., & Leduc, C. (1997). Hydrology of the HAPEX-Sahel Central Super-Site: surface water drainage and aquifer recharge through the pool systems. *Journal of Hydrology*, 188-189, 155-178. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03158-7](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03158-7)
- Desconnets, J.-C. (1994). *Typologie et caractérisation hydrologique des systèmes endoréiques en milieu sahélien (Niger - degré carré de Niamey)* (Thèse de Doctorat). Université Montpellier 2, Montpellier, France. Consulté à l'adresse <http://www.theses.fr/1994MON20219>
- Descroix, L., Laurent, J.-P., Vauclin, M., Amogu, O., Boubkraoui, S., Ibrahim, B., Galle, S., Cappelaere, B., Bousquet, S., Mamadou, I., Le Breton, E., Lebel, T., Quantin, G., Ramier, D., & Boulain, N. (2012). Experimental evidence of deep infiltration under sandy flats and gullies in the Sahel. *Journal of Hydrology*, 424-425, 1-15. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.019>
- Descroix, L., Mahé, G., Lebel, T., Favreau, G., Galle, S., Gautier, E., Olivry, J.-C., Albergel, J., Amogu, O., Cappelaere, B., Dessouassi, R., Diedhiou, A., Le Breton, E., Mamadou, I., & Sighomnou, D. (2009). Spatio-temporal variability of hydrological regimes around the boundaries between Sahelian and Sudanian areas of West Africa: A

- synthesis. *Journal of Hydrology*, 375(1), 90-102.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.12.012>
- Descroix, L., Moussa, I. B., Genthon, P., Sighomnou, D., Mahé, G., Mamadou, I., Vandervaere, J. P., Gautier, E., Maiga, O. F., Rajot, J.-L., Abdou, M. M., Dessay, N., Ingatan, A., Noma, I., Yéro, K. S., Karambiri, H., Fensholt, R., Albergel, J., & Olivry, J.-C. (2013). Impact of drought and land - use changes on surface - water quality and quantity : the sahelian paradox. In P. M. Bradley (Éd.), *Bradley P.M. (ed.) Current perspectives in contaminant hydrology and water resources sustainability* (p. 243-271). Rijeka: Intech. Consulté à l'adresse <http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:010058371>
- Diak, G. R. (1990). Evaluation of heat flux, moisture flux and aerodynamic roughness at the land surface from knowledge of the PBL height and satellite-derived skin temperatures. *Agricultural and Forest Meteorology*, 52(1-2), 181-198.
[https://doi.org/10.1016/0168-1923\(90\)90105-F](https://doi.org/10.1016/0168-1923(90)90105-F)
- Diak, G. R., & Stewart, T. R. (1989). Assessment of surface turbulent fluxes using geostationary satellite surface skin temperatures and a mixed layer planetary boundary layer scheme. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 94(D5), 6357-6373.
<https://doi.org/10.1029/JD094iD05p06357>
- Diak, G. R., & Whipple, M. S. (1993). Improvements to models and methods for evaluating the land-surface energy balance and 'effective' roughness using radiosonde reports and satellite-measured 'skin' temperature data. *Agricultural and Forest Meteorology*, 63(3), 189-218. [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(93\)90060-U](https://doi.org/10.1016/0168-1923(93)90060-U)
- Diallo, F. B. (2018). *Simulations multi-échelles couplées de la saisonnalité des vagues de chaleur et des pluies de mousson en Afrique de l'ouest* (Thèse de Doctorat). Université Pierre et Marie Curie, Sorbonne Universités, Paris, France. Consulté à l'adresse http://www.lmd.jussieu.fr/~bdiallo/Manuscrit_Diallo_Fatoumata_Binta.pdf
- Diawara, A. (1990). *Échanges d'énergie et de masse à l'intérieur et au-dessus d'une forêt de pins des Landes* (Thèse de doctorat). Clermont-Ferrand 2. Consulté à l'adresse <http://www.theses.fr/1990CLF21278>
- Djohy, G. L., Vodounon, H. S. T., & Kinzo, N. E. (2016). Dynamique de l'occupation du sol et évolution des terres agricoles dans la commune de Sinende au Nord-Bénin. *Cahiers du CBRST*, (9), 101-121.
- Douville, H., Conil, S., Tyteca, S., & Voldoire, A. (2007). Soil moisture memory and West African monsoon predictability: artefact or reality? *Climate Dynamics*, 28(7-8), 723-742. <https://doi.org/10.1007/s00382-006-0207-8>
- Druyan, L. M. (2011). Studies of 21st-century precipitation trends over West Africa. *International Journal of Climatology*, 31(10), 1415-1424.
<https://doi.org/10.1002/joc.2180>
- Duffour, C. (2016). *Analyse des effets directionnels dans l'infrarouge thermique dans le cas des couverts végétaux continus : modélisation et application à la correction des*

- données spatiales* (phdthesis). Université Paul Sabatier - Toulouse III. Consulté à l'adresse <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01514176/document>
- Duffour, C., Lagouarde, J.-P., Olioso, A., Demarty, J., & Roujean, J.-L. (2016). Driving factors of the directional variability of thermal infrared signal in temperate regions. *Remote Sensing of Environment*, 177, 248-264. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.02.024>
- Eklundh, L., & Olsson, L. (2003). Vegetation index trends for the African Sahel 1982–1999. *Geophysical Research Letters*, 30(8). <https://doi.org/10.1029/2002GL016772>
- Ershadi, A., McCabe, M. F., Evans, J. P., Chaney, N. W., & Wood, E. F. (2014). Multi-site evaluation of terrestrial evaporation models using FLUXNET data. *Agricultural and Forest Meteorology*, 187(Supplement C), 46-61. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2013.11.008>
- Eswar, R., Sekhar, M., & Bhattacharya, B. K. (2016). Disaggregation of LST over India: comparative analysis of different vegetation indices. *International Journal of Remote Sensing*, 37(5), 1035-1054. <https://doi.org/10.1080/01431161.2016.1145363>
- Eswar, R., Sekhar, M., & Bhattacharya, B. K. (2017). Comparison of three remote sensing based models for the estimation of latent heat flux over India. *Hydrological Sciences Journal*, 62(16), 2705-2719. <https://doi.org/10.1080/02626667.2017.1404067>
- Eymard, L., Baron, C., Caniaux, G., Flamant, C., Kergoat, L., & Karbou, F. (2012). L'observation spatiale dans le programme AMMA. *La Météorologie (N° Spécial AMMA)*, (76-79), 80-89.
- Fan, L., Liu, S., Bernhofer, C., Liu, H., & Berger, F. H. (2007). Regional land surface energy fluxes by satellite remote sensing in the Upper Xilin River Watershed (Inner Mongolia, China). *Theoretical and Applied Climatology*, 88(3-4), 231-245. <https://doi.org/10.1007/s00704-006-0241-9>
- Farahani, H. J., Howell, T. A., Shuttleworth, W. J., & Bausch, W. C. (2007). Evapotranspiration: Progress in Measurement and Modeling in Agriculture. *Transactions of the ASABE*, 50(5), 1627-1638. <https://doi.org/10.13031/2013.23965>
- Farineau, J., & Morot-Gaudry, J.-F. (2018). *La photosynthèse : Processus physiques, moléculaires et physiologiques*. Editions Quae.
- Farquhar, G. D., Caemmerer, S. von, & Berry, J. A. (1980a). A biochemical model of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C₃ species. *Planta*, 149(1), 78-90. <https://doi.org/10.1007/BF00386231>
- Farquhar, G. D., Schulze, E. D., & Koppers, M. (1980b). Responses to Humidity by Stomata of *Nicotiana glauca* L. And *Corylus avellana* L. Are Consistent With the Optimization of Carbon Dioxide Uptake With Respect to Water Loss. *Functional Plant Biology*, 7(3), 315-327. <https://doi.org/10.1071/pp9800315>
- Favreau, G. (2000). *Caractérisation et modélisation d'une nappe phréatique en hausse au Sahel : dynamique et géochimie de la dépression piézométrique naturelle du kori de*

- Dantiandou (sud-ouest du Niger)*. Université Paris-Sud 11, Orsay. Consulté à l'adresse <http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:010027464>
- Favreau, G., Cappelaere, B., Massuel, S., Leblanc, M., Boucher, M., Boulain, N., & Leduc, C. (2009). Land clearing, climate variability, and water resources increase in semiarid southwest Niger: A review. *Water Resources Research*, 45(7), W00A16. <https://doi.org/10.1029/2007WR006785>
- Fisher, J. B., Melton, F., Middleton, E., Hain, C., Anderson, M., Allen, R., McCabe, M. F., Hook, S., Baldocchi, D., Townsend, P. A., Kilic, A., Tu, K., Miralles, D. D., Perret, J., Lagouarde, J.-P., Waliser, D., Purdy, A. J., French, A., Schimel, D., Famiglietti, J. S., Stephens, G., & Wood, E. F. (2017). The future of evapotranspiration: Global requirements for ecosystem functioning, carbon and climate feedbacks, agricultural management, and water resources. *Water Resources Research*, 53(4), 2618-2626. <https://doi.org/10.1002/2016WR020175>
- Fisher, J. B., Tu, K. P., & Baldocchi, D. D. (2008). Global estimates of the land-atmosphere water flux based on monthly AVHRR and ISLSCP-II data, validated at 16 FLUXNET sites. *Remote Sensing of Environment*, 112(3), 901-919. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.06.025>
- Fisher, J. B., Whittaker, R. J., & Malhi, Y. (2011). ET come home: potential evapotranspiration in geographical ecology. *Global Ecology and Biogeography*, 20(1), 1-18. <https://doi.org/10.1111/j.1466-8238.2010.00578.x>
- Flesch, T. K. (1996). The footprint for flux measurements, from backward Lagrangian stochastic models. *Boundary-Layer Meteorology*, 78(3-4), 399-404. <https://doi.org/10.1007/BF00120943>
- Fontaine, B., Roucou, P., & Monerie, P.-A. (2011). Changes in the African monsoon region at medium-term time horizon using 12 AR4 coupled models under the A1b emissions scenario. *Atmospheric Science Letters*, 12(1), 83-88. <https://doi.org/10.1002/asl.321>
- French, A., Hunsaker, D. J., Clarke, T. R., Fitzgerald, G. J., Luckett, W. E., & Pinter, P. J. (2007). Energy Balance Estimation of Evapotranspiration for Wheat Grown Under Variable Management Practices in Central Arizona. *Transactions of the ASABE*, 50(6). <https://doi.org/10.13031/2013.24108>
- French, A. N., Hunsaker, D. J., & Thorp, K. R. (2015). Remote sensing of evapotranspiration over cotton using the TSEB and METRIC energy balance models. *Remote Sensing of Environment*, 158, 281-294. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.11.003>
- French, A. N., Jacob, F., Anderson, M. C., Kustas, W. P., Timmermans, W., Gieske, A., Su, Z., Su, H., McCabe, M. F., Li, F., Prueger, J., & Brunsell, N. (2005). Surface energy fluxes with the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer (ASTER) at the Iowa 2002 SMACEX site (USA). *Remote Sensing of Environment*, 99(1-2), 55-65. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2005.05.015>
- Friedlingstein, P., Meinshausen, M., Arora, V. K., Jones, C. D., Anav, A., Liddicoat, S. K., & Knutti, R. (2013). Uncertainties in CMIP5 Climate Projections due to Carbon Cycle

- Feedbacks. *Journal of Climate*, 27(2), 511-526. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00579.1>
- Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., Husak, G., Rowland, J., Harrison, L., Hoell, A., & Michaelsen, J. (2015). The climate hazards infrared precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes. *Scientific Data*, 2, sdata201566. <https://doi.org/10.1038/sdata.2015.66>
- Gal, L. (2016). *Modélisation de l'évolution paradoxale de l'hydrologie sahélienne*. (Thèse de Doctorat). Université Paul Sabatier (Toulouse 3), Toulouse, France. Consulté à l'adresse <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01484584/document>
- Gal, L., Grippa, M., Hiernaux, P., Peugeot, C., Mougin, E., & Kergoat, L. (2016). Changes in lakes water volume and runoff over ungauged Sahelian watersheds. *Journal of Hydrology*, 540, 1176-1188. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.07.035>
- Gal, L., Grippa, M., Hiernaux, P., Pons, L., & Kergoat, L. (2017). The paradoxical evolution of runoff in the pastoral Sahel: analysis of the hydrological changes over the Agoufou watershed (Mali) using the KINEROS-2 model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(9), 4591-4613. <https://doi.org/10.5194/hess-21-4591-2017>
- Galle, S., Grippa, M., Peugeot, C., Moussa, I.B., Cappelaere, B., Demarty, J., Mougin, E., Panthou, G., Adjomayi, P., Agbossou, E.K., Ba, A., Boucher, M., Cohard, J.-M., Descloitres, M., Descroix, L., Diawara, M., Dossou, M., Favreau, G., Gangneron, F., Gosset, M., Hector, B., Hiernaux, P., Issoufou, B.-A., Kergoat, L., Lawin, E., Lebel, T., Legchenko, A., Abdou, M.M., Malam-Issa, O., Mamadou, O., Nazoumou, Y., Pellarin, T., Quantin, G., Sambou, B., Seghieri, J., Séguis, L., Vandervaere, J.-P., Vischel, T., Vouillamoze, J.-M., Zannou, A., Afouda, S., Alhassane, A., Arjounin, M., Barral, H., Biron, R., Cazenave, F., Chaffard, V., Chazarin, J.-P., Guyard, H., Koné, A., Mainassara, I., Mamane, A., Oi, M., Ouani, T., Soumaguel, N., Wubda, M., Ago, E.E., Alle, I.C., Allies, A., Arpin-Pont, F., Awessou, B., Cassé, C., Charvet, G., Dardel, C., Depeyre, A., Diallo, F.B., Do, T., Fatras, C., Frappart, F., Gal, L., Gascon, T., Gibon, F., Guiro, I., Ingatan, A., Kempf, J., Kotchoni, D.O.V., Lawson, F.M.A., Leauthaud, C., Louvet, S., Mason, E., Nguyen, C.C., Perrimond, B., Pierre, C., Richard, A., Robert, E., Román-Cascón, C., Velluet, C., Wilcox, C. (2018). AMMA-CATCH, a Critical Zone Observatory in West Africa Monitoring a Region in Transition. *Vadose Zone Journal* 17(1). <https://doi.org/10.2136/vzj2018.03.0062>
- Gallego-Elvira, B., Olioso, A., Mira, M., Castillo, S. R.-, Boulet, G., Marloie, O., Garrigues, S., Courault, D., Weiss, M., Chauvelon, P., & Boutron, O. (2013). EVASPA (EVapotranspiration Assessment from SPace) Tool: An overview. *Procedia Environmental Sciences*, 19, 303-310. <https://doi.org/10.1016/j.proenv.2013.06.035>
- Galleguillos, M., Jacob, F., Prévot, L., French, A., & Lagacherie, P. (2011a). Comparison of two temperature differencing methods to estimate daily evapotranspiration over a Mediterranean vineyard watershed from ASTER data. *Remote Sensing of Environment*, 115(6), 1326-1340. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.01.013>

- Galleguillos, M., Jacob, F., Prevoit, L., Lagacherie, P., & Liang, S. (2011b). Mapping Daily Evapotranspiration Over a Mediterranean Vineyard Watershed. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 8(1), 168-172. <https://doi.org/10.1109/LGRS.2010.2055230>
- Gao, F., Masek, J., Schwaller, M., & Hall, F. (2006). On the blending of the Landsat and MODIS surface reflectance: predicting daily Landsat surface reflectance. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44(8), 2207-2218. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2006.872081>
- Gao, Y., & Long, D. (2008). Intercomparison of remote sensing-based models for estimation of evapotranspiration and accuracy assessment based on SWAT. *Hydrological Processes*, 22(25), 4850-4869. <https://doi.org/10.1002/hyp.7104>
- Garcia, M., Fernández, N., Villagarcía, L., Domingo, F., Puigdefábregas, J., & Sandholt, I. (2014). Accuracy of the Temperature–Vegetation Dryness Index using MODIS under water-limited vs. energy-limited evapotranspiration conditions. *Remote Sensing of Environment*, 149, 100-117. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.04.002>
- García, M., Sandholt, I., Ceccato, P., Ridler, M., Mougin, E., Kergoat, L., Morillas, L., Timouk, F., Fensholt, R., & Domingo, F. (2013). Actual evapotranspiration in drylands derived from in-situ and satellite data: Assessing biophysical constraints. *Remote Sensing of Environment*, 131, 103-118. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.12.016>
- Gardelle, J., Hiernaux, P., Kergoat, L., & Grippa, M. (2010). Less rain, more water in ponds: a remote sensing study of the dynamics of surface waters from 1950 to present in pastoral Sahel (Gourma region, Mali). *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(2), 309-324. <https://doi.org/10.5194/hess-14-309-2010>
- Garratt, J. R., & Hicks, B. B. (1973). Momentum, heat and water vapour transfer to and from natural and artificial surfaces. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 99(422), 680-687. <https://doi.org/10.1002/qj.49709942209>
- Gash, J. H. C. (1979). An analytical model of rainfall interception by forests. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 105(443), 43-55. <https://doi.org/10.1002/qj.49710544304>
- Gash, J. H. C., Kabat, P., Monteny, B. A., Amadou, M., Bessemoulin, P., Billing, H., Blyth, E. M., deBruin, H. A. R., Elbers, J. A., Friberg, T., Harrison, G., Holwill, C. J., Lloyd, C. R., Lhomme, J.-P., Moncrieff, J. B., Puech, D., Soegaard, H., Taupin, J. D., Tuzet, A., & Verhoef, A. (1997). The variability of evaporation during the HAPEX-Sahel Intensive Observation Period. *Journal of Hydrology*, 188-189, 385-399. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03167-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03167-8)
- Gaston, K. J. (2000). Global patterns in biodiversity. *Nature*, 405(6783), 220-227. <https://doi.org/10.1038/35012228>
- Gaur, N., Mohanty, B. P., & Kefauver, S. C. (2016). Effect of observation scale on remote sensing based estimates of evapotranspiration in a semi-arid row cropped orchard environment. *Precision Agriculture*, 1-17. <https://doi.org/10.1007/s11119-016-9486-1>

- Gentine, P., Entekhabi, D., Chehbouni, A., Boulet, G., & Duchemin, B. (2007). Analysis of evaporative fraction diurnal behaviour. *Agricultural and Forest Meteorology*, 143(1–2), 13-29. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2006.11.002>
- Ghilain, N., Arboleda, A., & Gellens-Meulenberghs, F. (2011). Evapotranspiration modelling at large scale using near-real time MSG SEVIRI derived data. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(3), 771-786. <https://doi.org/10.5194/hess-15-771-2011>
- GIEC (2007). *Bilan 2007 des changements climatiques* (Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat) [Sous la direction de l'équipe de rédaction principale, Pachauri R.K. et Reisinger, A] (p. 103). Genève, Suisse.
- GIEC (2014). *Changements climatiques 2014: Rapport de synthèse* (Contribution des Groupes de travail I, II et III au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat) [Sous la direction de l'équipe de rédaction principale, Pachauri R.K. et Meyer L.A.] (p. 161). Genève, Suisse.
- Gillies, R. R., Kustas, W. P., & Humes, K. S. (1997). A verification of the « triangle » method for obtaining surface soil water content and energy fluxes from remote measurements of the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) and surface ϵ . *International Journal of Remote Sensing*, 18(15), 3145-3166. <https://doi.org/10.1080/014311697217026>
- Girard, M.-C., & Girard, C.-M. (2010). *Traitement des données de télédétection - 2e édition : Environnement et ressources naturelles*. Dunod.
- Glenn, E. P., Huete, A. R., Nagler, P. L., Hirschboeck, K. K., & Brown, P. (2007). Integrating Remote Sensing and Ground Methods to Estimate Evapotranspiration. *Critical Reviews in Plant Sciences*, 26(3), 139-168. <https://doi.org/10.1080/07352680701402503>
- Gómez, M., Olioso, A., Sobrino, J. A., & Jacob, F. (2005). Retrieval of evapotranspiration over the Alpillles/ReSeDA experimental site using airborne POLDER sensor and a thermal camera. *Remote Sensing of Environment*, 96(3–4), 399-408. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2005.03.006>
- Gonzalez-Dugo, M. P., Neale, C. M. U., Mateos, L., Kustas, W. P., Prueger, J. H., Anderson, M. C., & Li, F. (2009). A comparison of operational remote sensing-based models for estimating crop evapotranspiration. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149(11), 1843-1853. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2009.06.012>
- Gosset, M., Viarre, J., Quantin, G., & Alcoba, M. (2013). Evaluation of several rainfall products used for hydrological applications over West Africa using two high-resolution gauge networks. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139(673), 923-940. <https://doi.org/10.1002/qj.2130>
- Goudriaan, J., & Unsworth, M. H. (1990). Implications of Increasing Carbon Dioxide and Climate Change for Agricultural Productivity and Water Resources. *Impact of Carbon*

- Dioxide, Trace Gases, and Climate Change on Global Agriculture, as a special publication (impact of carbon dioxide)*, 111-130. <https://doi.org/10.2134/aspectpub53.c8>
- Goutorbe, J. P., Lebel, T., Dolman, A. J., Gash, J. H. C., Kabat, P., Kerr, Y. H., Monteny, B., Prince, S. D., Stricker, J. N. M., Tinga, A., & Wallace, J. S. (1997). An overview of HAPEX-Sahel: a study in climate and desertification. *Journal of Hydrology*, 188-189, 4-17. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03308-2](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03308-2)
- Goutorbe, J. P., Lebel, T., Tinga, A., Bessemoulin, P., Brouwer, J., Dolman, A. J., Engman, E. T., Gash, J. H. C., Hoepffner, M., Kabat, P., Kerr, Y. H., Monteny, B., Prince, S., Said, F., Sellers, P., & Wallace, J. S. (1994). HAPEX-Sahel: a large-scale study of land-atmosphere interactions in the semi-arid tropics. *Annales Geophysicae*, 12(1), 53-64.
- Goward, S. N., Cruickshanks, G. D., & Hope, A. S. (1985). Observed relation between thermal emission and reflected spectral radiance of a complex vegetated landscape. *Remote Sensing of Environment*, 18(2), 137-146. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(85\)90044-6](https://doi.org/10.1016/0034-4257(85)90044-6)
- Gowda, P. H., Chavez, J. L., Colaizzi, P. D., Evett, S. R., Howell, T. A., & Tolck, J. A. (2007). ET mapping for agricultural water management: present status and challenges. *Irrigation Science*, 26(3), 223-237. <https://doi.org/10.1007/s00271-007-0088-6>
- Grippa, M., Kergoat, L., Boone, A., Peugeot, C., Demarty, J., Cappelaere, B., Gal, L., Hiernaux, P., Mougin, E., Ducharne, A., Dutra, E., Anderson, M., & Hain, C. (2017). Modelling surface runoff and water fluxes over contrasted soils in pastoral Sahel: evaluation of the ALMIP2 land surface models over the Gourma region in Mali. *Journal of Hydrometeorology*. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-16-0170.1>
- Guan, H., & Wilson, J. L. (2009). A hybrid dual-source model for potential evaporation and transpiration partitioning. *Journal of Hydrology*, 377(3), 405-416. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.037>
- Guichard, F., Kergoat, L., Taylor, C. M., Cappelaere, B., Chong, M., Cohard, J.-M., Couvreux, F., Dione, C., Gounou, A., Lohou, F., & Lothon, M. (2012). Interactions entre surface et convection au Sahel. *La Météorologie (N° Spécial AMMA)*, (76-79), 25-32.
- Guillevic, P. C., Bork-Unkelbach, A., Göttsche, F. M., Hulley, G., Gastellu-Etchegorry, J. P., Olesen, F. S., & Privette, J. L. (2013). Directional Viewing Effects on Satellite Land Surface Temperature Products Over Sparse Vegetation Canopies #x2014; A Multisensor Analysis. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 10(6), 1464-1468. <https://doi.org/10.1109/LGRS.2013.2260319>
- Guyot, A. (2010). *Estimation de l'évapotranspiration sur un couvert complexe par utilisation de la scintillométrie infrarouge : application à un bassin versant de zone soudano-sahélienne (Bénin)* (Thèse de Doctorat). Université de Grenoble, Grenoble, France. Consulté à l'adresse <http://www.theses.fr/2010GRENU008>

- Guyot, A., Cohard, J.-M., Anquetin, S., & Galle, S. (2012). Long-term observations of turbulent fluxes over heterogeneous vegetation using scintillometry and additional observations: A contribution to AMMA under Sudano-Sahelian climate. *Agricultural and Forest Meteorology*, 154-155, 84-98. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2011.10.008>
- Guyot, A., Cohard, J.-M., Anquetin, S., Galle, S., & Lloyd, C. R. (2009). Combined analysis of energy and water balances to estimate latent heat flux of a sudanian small catchment. *Journal of Hydrology*, 375(1), 227-240. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.12.027>
- Guyot, G. (1989). *Signatures spectrales des surfaces naturelles*. Caen, France: Paradigme.
- Guyot, G. (1997). *Climatologie de l'environnement. De la plante aux écosystèmes* (Elsevier Mason SAS). Issy-les-Moulineaux, France.
- Hamon, W. R. (1960). *Estimating potential evapotranspiration* (Ph.D thesis). Massachusetts Institute of Technology. Consulté à l'adresse <http://dspace.mit.edu/handle/1721.1/79479>
- Hargreaves, G. H., & Samani, Z. A. (1985). Reference Crop Evapotranspiration from Temperature. *Applied Engineering in Agriculture*, 1(2), 96-99. <https://doi.org/10.13031/2013.26773>
- Hayward, D. F., & Oguntoyinbo, J. S. (1987). *Climatology of West Africa* (Hutchinson). London: Rowman & Littlefield.
- Heim, R. R. (2017). A Comparison of the Early Twenty-First Century Drought in the United States to the 1930s and 1950s Drought Episodes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(12), 2579-2592. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0080.1>
- Herman, M. R., Nejadhashemi, A. P., Abouali, M., Hernandez-Suarez, J. S., Daneshvar, F., Zhang, Z., Anderson, M. C., Sadeghi, A. M., Hain, C. R., & Sharifi, A. (2018). Evaluating the role of evapotranspiration remote sensing data in improving hydrological modeling predictability. *Journal of Hydrology*, 556, 39-49. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.11.009>
- Herrmann, S. M., Anyamba, A., & Tucker, C. J. (2005). Recent trends in vegetation dynamics in the African Sahel and their relationship to climate. *Global Environmental Change*, 15(4), 394-404. <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2005.08.004>
- Hickler, T., Eklundh, L., Seaquist, J. W., Smith, Ardö, J., Olsson, L., Sykes, M. T., & Sjöström, M. (2005). Precipitation controls Sahel greening trend. *Geophysical Research Letters*, 32(21). <https://doi.org/10.1029/2005GL024370>
- Hiernaux, P., Ayantunde, A., Kalilou, A., Mougin, E., Gérard, B., Baup, F., Grippa, M., & Djaby, B. (2009a). Trends in productivity of crops, fallow and rangelands in Southwest Niger: Impact of land use, management and variable rainfall. *Journal of Hydrology*, 375(1), 65-77. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.01.032>

- Hiernaux, P., Diarra, L., Trichon, V., Mougin, E., Soumaguel, N., & Baup, F. (2009b). Woody plant population dynamics in response to climate changes from 1984 to 2006 in Sahel (Gourma, Mali). *Journal of Hydrology*, 375(1), 103-113. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.01.043>
- Hiernaux, P., Mougin, E., Diarra, L., Soumaguel, N., Lavenu, F., Tracol, Y., & Diawara, M. (2009c). Sahelian rangeland response to changes in rainfall over two decades in the Gourma region, Mali. *Journal of Hydrology*, 375(1), 114-127. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.11.005>
- Hoedjes, J., Chehbouni, A., Jacob, F., Ezzahar, J., & Boulet, G. (2008). Deriving daily evapotranspiration from remotely sensed instantaneous evaporative fraction over olive orchard in semi-arid Morocco. *Journal of Hydrology*, 354(1-4), 53-64.
- Hope, A. S., Petzold, D. E., Goward, S. N., & Ragan, R. M. (1986). Simulated Relationships Between Spectral Reflectance, Thermal Emissions, and Evapotranspiration of a Soybean Canopy1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 22(6), 1011-1019. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1986.tb00772.x>
- Hosy, E., Vavasseur, A., Mouline, K., Dreyer, I., Gaymard, F., Porée, F., Boucherez, J., Lebaudy, A., Bouchez, D., Véry, A.-A., Simonneau, T., Thibaud, J.-B., & Sentenac, H. (2003). The Arabidopsis outward K⁺ channel GORK is involved in regulation of stomatal movements and plant transpiration. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 100(9), 5549-5554. <https://doi.org/10.1073/pnas.0733970100>
- Hu, G., Jia, L., & Menenti, M. (2015). Comparison of MOD16 and LSA-SAF MSG evapotranspiration products over Europe for 2011. *Remote Sensing of Environment*, 156, 510-526. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.10.017>
- Huang, X., Lyons, T. J., Smith, R. C. G., Hacker, J. M., & Schwerdtfeger, P. (1993). Estimation of Surface Energy Balance from Radiant Surface Temperature and NOAA AVHRR Sensor Reflectances over Agricultural and Native Vegetation. *Journal of Applied Meteorology*, 32(8), 1441-1449. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1993\)032<1441:EOSEBF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1993)032<1441:EOSEBF>2.0.CO;2)
- Huete, A. R. (1988). A soil-adjusted vegetation index (SAVI). *Remote Sensing of Environment*, 25(3), 295-309. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(88\)90106-X](https://doi.org/10.1016/0034-4257(88)90106-X)
- Huete, A. R., Justice, C. O., & Van Leeuwen, W. J. D. (1999). *MODIS Vegetation Index (MOD 13). Version 3. Algorithm Theoretical Basis Document* (p. 129). Consulté à l'adresse http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod13.pdf
- Hulme, M., Doherty, R., Ngara, T., New, M., & Lister, D. (2001). African climate change:: 1900-2100. *Climate Research*, 17(2), 145-168.
- Huntington, T. G. (2006). Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. *Journal of Hydrology*, 319(1-4), 83-95. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.07.003>

- Immerzeel, W. W., & Droogers, P. (2008). Calibration of a distributed hydrological model based on satellite evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, 349(3), 411-424. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.11.017>
- Jackson, R. D., Hatfield, J. L., Reginato, R. J., Idso, S. B., & Pinter, P. J. (1983). Estimation of daily evapotranspiration from one time-of-day measurements. *Agricultural Water Management*, 7(1-3), 351-362. [https://doi.org/10.1016/0378-3774\(83\)90095-1](https://doi.org/10.1016/0378-3774(83)90095-1)
- Jackson, R. D., Reginato, R. J., & Idso, S. B. (1977). Wheat canopy temperature: A practical tool for evaluating water requirements. *Water Resources Research*, 13(3), 651-656. <https://doi.org/10.1029/WR013i003p00651>
- Jacob, F. (1999). *Utilisation de la teledetection courtes longueurs d'onde et infrarouge thermique a haute resolution spatiale pour l'estimation des flux d'energie a l'echelle de la parcelle agricole* (Thèse de Doctorat). Université Toulouse 3, Toulouse, France. Consulté à l'adresse <http://www.theses.fr/1999TOU30258>
- Jacob, F., Olioso, A., Gu, X. F., Su, Z., & Seguin, B. (2002). Mapping surface fluxes using airborne visible, near infrared, thermal infrared remote sensing data and a spatialized surface energy balance model. *Agronomy for Sustainable Development*, 22(6), 12. <https://doi.org/10.1051/agro:2002053>
- Jacob, F., Petitcolin, F., Schmugge, T., Vermote, É., French, A., & Ogawa, K. (2004). Comparison of land surface emissivity and radiometric temperature derived from MODIS and ASTER sensors. *Remote Sensing of Environment*, 90(2), 137-152. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2003.11.015>
- Jacobs, C. M. J. (1994). *Direct impact of atmospheric CO2 enrichment on regional transpiration* (Ph.D thesis). Jacobs, S.I. Consulté à l'adresse <http://library.wur.nl/WebQuery/wurpubs/24801>
- Jacquemoud, S. (1992). *Utilisation de la haute resolution spectrale pour l'etude des couverts vegetaux : developpement d'un modele de reflectance spectrale* (Thèse de Doctorat). Université Paris 7, Paris, France. Consulté à l'adresse <http://www.theses.fr/1992PA077089>
- Janicot, S., & Fontaine, B. (1993). L'évolution des idées sur la variabilité interannuelle récente des précipitations en Afrique de l'Ouest. *La Météorologie*, 8(1), 28-53.
- Jensen, M. E., Burman, R. D., & Allen, R. G. (1990). *Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements* (No. 70) (p. 360). New York: American Society of Civil Engineers. Consulté à l'adresse <http://cedb.asce.org/CEDBsearch/record.jsp?dockey=0067841>
- Jensen, M. E., & Haise, H. R. (1963). Estimation of evapotranspiration from solar radiation. *Journal of the Irrigation and Drainage Division*, 89, 15-41.
- Jhorar, R. K., Smit, A. A. M. F., Bastiaanssen, W. G. M., & Roest, C. W. J. (2011). Calibration of a distributed irrigation water management model using remotely sensed evapotranspiration rates and groundwater heads. *Irrigation and Drainage*, 60(1), 57-69. <https://doi.org/10.1002/ird.541>

- Jia, L., Su, Z., van den Hurk, B., Menenti, M., Moene, A., De Bruin, H. A. R., Yrisarry, J. J. B., Ibanez, M., & Cuesta, A. (2003). Estimation of sensible heat flux using the Surface Energy Balance System (SEBS) and ATSR measurements. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 28(1–3), 75-88. [https://doi.org/10.1016/S1474-7065\(03\)00009-3](https://doi.org/10.1016/S1474-7065(03)00009-3)
- Jiang, L., & Islam, S. (1999). A methodology for estimation of surface evapotranspiration over large areas using remote sensing observations. *Geophysical Research Letters*, 26(17), 2773-2776. <https://doi.org/10.1029/1999GL006049>
- Jiang, L., & Islam, S. (2003). An intercomparison of regional latent heat flux estimation using remote sensing data. *International Journal of Remote Sensing*, 24(11), 2221-2236. <https://doi.org/10.1080/01431160210154821>
- Jiang, L., Islam, S., Guo, W., Singh Jutla, A., Senarath, S. U. S., Ramsay, B. H., & Eltahir, E. (2009). A satellite-based Daily Actual Evapotranspiration estimation algorithm over South Florida. *Global and Planetary Change*, 67(1–2), 62-77. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2008.12.008>
- Jiménez, C., Michel, D., Hirschi, M., Ermida, S., & Prigent, C. (2017). Applying multiple land surface temperature products to derive heat fluxes over a grassland site. *Remote Sensing Applications: Society and Environment*. <https://doi.org/10.1016/j.rsase.2017.01.002>
- Jiménez, C., Prigent, C., & Aires, F. (2009). Toward an estimation of global land surface heat fluxes from multisatellite observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D6), D06305. <https://doi.org/10.1029/2008JD011392>
- Jiménez-Bello, M. Á., Castel, J. R., Testi, L., & Intrigliolo, D. S. (2015). Assessment of a Remote Sensing Energy Balance Methodology (SEBAL) Using Different Interpolation Methods to Determine Evapotranspiration in a Citrus Orchard. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 8(4), 1465-1477. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2015.2418817>
- Jiménez-Muñoz, J. C., & Sobrino, J. A. (2006). Error sources on the land surface temperature retrieved from thermal infrared single channel remote sensing data. *International Journal of Remote Sensing*, 27(5), 999-1014. <https://doi.org/10.1080/01431160500075907>
- Jordan, C. F. (1969). Derivation of Leaf-Area Index from Quality of Light on the Forest Floor. *Ecology*, 50(4), 663-666. <https://doi.org/10.2307/1936256>
- Jung, M., Reichstein, M., & Bondeau, A. (2009). Towards global empirical upscaling of FLUXNET eddy covariance observations: validation of a model tree ensemble approach using a biosphere model. *Biogeosciences*, 6(10), 2001-2013. <https://doi.org/10.5194/bg-6-2001-2009>
- Jung, M., Reichstein, M., Ciais, P., Seneviratne, S. I., Sheffield, J., Goulden, M. L., Bonan, G., Cescatti, A., Chen, J., de Jeu, R., Dolman, A. J., Eugster, W., Gerten, D., Gianelle, D., Gobron, N., Heinke, J., Kimball, J., Law, B. E., Montagnani, L., Mu, Q., Mueller,

- B., Oleson, K., Papale, D., Richardson, A. D., Rouspard, O., Running, S., Tomelleri, E., Viovy, N., Weber, U., Williams, C., Wood, E., Zaehle, S., & Zhang, K. (2010). Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. *Nature*, *467*(7318), 951-954. <https://doi.org/10.1038/nature09396>
- Kabat, P., Dolman, A. J., & Elbers, J. A. (1997). Evaporation, sensible heat and canopy conductance of fallow savannah and patterned woodland in the Sahel. *Journal of Hydrology*, *188-189*, 494-515. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03190-3](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03190-3)
- Kalma, J. D., & Jupp, D. L. B. (1990). Estimating evaporation from pasture using infrared thermometry: evaluation of a one-layer resistance model. *Agricultural and Forest Meteorology*, *51*(3), 223-246. [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(90\)90110-R](https://doi.org/10.1016/0168-1923(90)90110-R)
- Kalma, J. D., McVicar, T. R., & McCabe, M. F. (2008). Estimating Land Surface Evaporation: A Review of Methods Using Remotely Sensed Surface Temperature Data. *Surveys in Geophysics*, *29*(4-5), 421-469. <https://doi.org/10.1007/s10712-008-9037-z>
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R., & Joseph, D. (1996). The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *77*(3), 437-471. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2)
- Karbou, F., Beucher, F., Bock, O., Lafore, J.-P., Ziloré, M., Ngamini, J.-B., Nuret, M., Rabier, F., & Redelsperger, J.-L. (2012). What we learned about numerical weather prediction with AMMA ? *La Météorologie (N° Spécial AMMA)*, (76-79), 49-54.
- Katul, G. G., Oren, R., Manzoni, S., Higgins, C., & Parlange, M. B. (2012). Evapotranspiration: A process driving mass transport and energy exchange in the soil-plant-atmosphere-climate system. *Reviews of Geophysics*, *50*(3), RG3002. <https://doi.org/10.1029/2011RG000366>
- Kaufman, Y. J., & Tanre, D. (1992). Atmospherically resistant vegetation index (ARVI) for EOS-MODIS. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *30*(2), 261-270. <https://doi.org/10.1109/36.134076>
- Ke, Y., Im, J., Park, S., & Gong, H. (2017). Spatiotemporal downscaling approaches for monitoring 8-day 30m actual evapotranspiration. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, *126*, 79-93. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2017.02.006>
- Kergoat, L., Grippa, M., Hiernaux, P., Ramarohetra, J., Gardelle, J., Dardel, C., Gangneron, F., Gal, L., & Descroix, L. (2015). Evolutions paradoxales des mares en Sahel non cultivé : diagnostic, causes et conséquences. In B. Sultan, R. Lalou, M. Amadou Sanni, A. Oumarou, & M. A. Soumaré (Éd.), *Sultan Benjamin (ed.), Lalou Richard (ed.), Amadou Sanni M. (ed.), Oumarou A. (ed.), Soumaré M.A. (ed.) Les sociétés rurales face aux changements climatiques et environnementaux en Afrique de l'Ouest*

- (p. 193-207). Marseille: IRD. Consulté à l'adresse <http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:010068396>
- Kim, H. W., Hwang, K., Mu, Q., Lee, S. O., & Choi, M. (2012). Validation of MODIS 16 global terrestrial evapotranspiration products in various climates and land cover types in Asia. *KSCE Journal of Civil Engineering*, 16(2), 229-238. <https://doi.org/10.1007/s12205-012-0006-1>
- Kim, J., & Hogue, T. S. (2013). Evaluation of a MODIS triangle-based evapotranspiration algorithm for semi-arid regions. *Journal of Applied Remote Sensing*, 7(1), 073493-073493. <https://doi.org/10.1117/1.JRS.7.073493>
- Kim, S., & Kim, H. S. (2008). Neural networks and genetic algorithm approach for nonlinear evaporation and evapotranspiration modeling. *Journal of Hydrology*, 351(3-4), 299-317. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.12.014>
- Kimes, D. S., Idso, S. B., Pinter, P. J., Reginato, R. J., & Jackson, R. D. (1980). View angle effects in the radiometric measurement of plant canopy temperatures. *Remote Sensing of Environment*, 10(4), 273-284. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(80\)90087-5](https://doi.org/10.1016/0034-4257(80)90087-5)
- Kimes, D. S., & Kirchner, J. A. (1983). Directional radiometric measurements of row-crop temperatures. *International Journal of Remote Sensing*, 4(2), 299-311. <https://doi.org/10.1080/01431168308948548>
- Kimura, R., Bai, L., Fan, J., Takayama, N., & Hinokidani, O. (2007). Evapo-transpiration estimation over the river basin of the Loess Plateau of China based on remote sensing. *Journal of Arid Environments*, 68(1), 53-65. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2006.03.029>
- Knipper, K., Hogue, T., Scott, R., & Franz, K. (2017). Evapotranspiration Estimates Derived Using Multi-Platform Remote Sensing in a Semiarid Region. *Remote Sensing*, 9(3), 184. <https://doi.org/10.3390/rs9030184>
- Koster, R. D., Dirmeyer, P. A., Guo, Z., Bonan, G., Chan, E., Cox, P., Gordon, C. T., Kanae, S., Kowalczyk, E., Lawrence, D., Liu, P., Lu, C.-H., Malyshev, S., McAvaney, B., Mitchell, K., Mocko, D., Oki, T., Oleson, K., Pitman, A., Sud, Y. C., Taylor, C. M., Verseghy, D., Vasic, R., Xue, Y., & Yamada, T. (2004). Regions of Strong Coupling Between Soil Moisture and Precipitation. *Science*, 305(5687), 1138-1140. <https://doi.org/10.1126/science.1100217>
- Kummerow, C., Barnes, W., Kozu, T., Shiue, J., & Simpson, J. (1998). The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Sensor Package. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15(3), 809-817. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1998\)015<0809:TTRMMT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1998)015<0809:TTRMMT>2.0.CO;2)
- Kunnath-Poovakka, A., Ryu, D., Renzullo, L. J., & George, B. (2016). The efficacy of calibrating hydrologic model using remotely sensed evapotranspiration and soil moisture for streamflow prediction. *Journal of Hydrology*, 535, 509-524. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.02.018>

- Kustas, W., & Anderson, M. (2009). Advances in thermal infrared remote sensing for land surface modeling. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149(12), 2071-2081. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2009.05.016>
- Kustas, W. P. (1990). Estimates of Evapotranspiration with a One- and Two-Layer Model of Heat Transfer over Partial Canopy Cover. *Journal of Applied Meteorology*, 29(8), 704-715. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1990\)029<0704:EOEWAO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1990)029<0704:EOEWAO>2.0.CO;2)
- Kustas, W. P., Bindlish, R., French, A. N., & Schmugge, T. J. (2003). Comparison of energy balance modeling schemes using microwave-derived soil moisture and radiometric surface temperature. *Water Resources Research*, 39(2), 1039. <https://doi.org/10.1029/2002WR001361>
- Kustas, W. P., Choudhury, B. J., Moran, M. S., Reginato, R. J., Jackson, R. D., Gay, L. W., & Weaver, H. L. (1989). Determination of sensible heat flux over sparse canopy using thermal infrared data. *Agricultural and Forest Meteorology*, 44(3), 197-216. [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(89\)90017-8](https://doi.org/10.1016/0168-1923(89)90017-8)
- Kustas, W. P., & Norman, J. M. (1997). A two-source approach for estimating turbulent fluxes using multiple angle thermal infrared observations. *Water Resources Research*, 33(6), 1495-1508. <https://doi.org/10.1029/97WR00704>
- Kustas, W. P., & Norman, J. M. (1999). Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two-source model with radiometric temperatures for partial canopy cover. *Agricultural and Forest Meteorology*, 94(1), 13-29. [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(99\)00005-2](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(99)00005-2)
- Lafore, J.-P., Flamant, C., Guichard, F., Parker, D. J., Bouniol, D., Fink, A. H., Giraud, V., Gosset, M., Hall, N., Höller, H., Jones, S. C., Protat, A., Roca, R., Roux, F., Saïd, F., & Thorncroft, C. (2011). Progress in understanding of weather systems in West Africa. *Atmospheric Science Letters*, 12(1), 7-12. <https://doi.org/10.1002/asl.335>
- Lagouarde, J. P., Dayau, S., Moreau, P., & Guyon, D. (2014). Directional Anisotropy of Brightness Surface Temperature Over Vineyards: Case Study Over the Medoc Region (SW France). *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 11(2), 574-578. <https://doi.org/10.1109/LGRS.2013.2282492>
- Lagouarde, J. P., Kerr, Y. H., & Brunet, Y. (1995). An experimental study of angular effects on surface temperature for various plant canopies and bare soils. *Agricultural and Forest Meteorology*, 77(3), 167-190. [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(95\)02260-5](https://doi.org/10.1016/0168-1923(95)02260-5)
- Lagouarde, J.-P. (1991). Use of NOAA AVHRR data combined with an agrometeorological model for evaporation mapping. *International Journal of Remote Sensing*, 12(9), 1853-1864. <https://doi.org/10.1080/01431169108955214>
- Lagouarde, J.-P., & McAneney, K. J. (1992). Daily sensible heat flux estimation from a single measurement of surface temperature and maximum air temperature. *Boundary-Layer Meteorology*, 59(4), 341-362. <https://doi.org/10.1007/BF02215458>
- Laprise, R., Hernández-Díaz, L., Tete, K., Sushama, L., Šeparović, L., Martynov, A., Winger, K., & Valin, M. (2013). Climate projections over CORDEX Africa domain using the

- fifth-generation Canadian Regional Climate Model (CRCM5). *Climate Dynamics*, 41(11-12), 3219-3246. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1651-2>
- Laxmi, K., & Nandagiri, L. (2014). Latent heat flux estimation using trapezoidal relationship between MODIS land surface temperature and fraction of vegetation – application and validation in a humid tropical region. *Remote Sensing Letters*, 5(11), 981-990. <https://doi.org/10.1080/2150704X.2014.984083>
- 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. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<0187:RVIWAD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<0187:RVIWAD>2.0.CO;2)
- Le Breton, E. (2012). *Réponses des systèmes hydrologiques et érosifs aux changements environnementaux dans le bassin du Niger moyen* (Thèse de Doctorat). Université Paris 1, Paris, France.
- Le Lay, M. (2006). *Modélisation hydrologique dans un contexte de variabilité hydro-climatique. Une approche comparative pour l'étude du cycle hydrologique à méso-échelle au Bénin*. (Thèse de Doctorat). Institut National Polytechnique de Grenoble, Grenoble, France. Consulté à l'adresse <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00116912/document>
- Le Lay, M., Saulnier, G.-M., Galle, S., Seguis, L., Métadier, M., & Peugeot, C. (2008). Model representation of the Sudanian hydrological processes: Application on the Donga catchment (Benin). *Journal of Hydrology*, 363(1), 32-41. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.09.006>
- Lebel, T., & Ali, A. (2009). Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007). *Journal of Hydrology*, 375(1), 52-64. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.11.030>
- Lebel, T., Cappelaere, B., Galle, S., Hanan, N., Kergoat, L., Levis, S., Vieux, B., Descroix, L., Gosset, M., Mougin, E., Peugeot, C., & Seguis, L. (2009). AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa: An overview. *Journal of Hydrology*, 375(1–2), 3-13. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.03.020>
- Lebel, T., Diedhiou, A., & Laurent, H. (2003). Seasonal cycle and interannual variability of the Sahelian rainfall at hydrological scales. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D8). <https://doi.org/10.1029/2001JD001580>
- Lebel, T., Parker, D. J., Flamant, C., Boulès, B., Marticorena, B., Mougin, E., Peugeot, C., Diedhiou, A., Haywood, J. M., Ngamini, J. B., Polcher, J., Redelsperger, J.-L., & Thorncroft, C. D. (2010). The AMMA field campaigns: multiscale and multidisciplinary observations in the West African region. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(S1), 8-33. <https://doi.org/10.1002/qj.486>
- Lebel, T., Parker, D. J., Flamant, C., Höller, H., Polcher, J., Redelsperger, J.-L., Thorncroft, C., Bock, O., Bourles, B., Galle, S., Marticorena, B., Mougin, E., Peugeot, C., Cappelaere, B., Descroix, L., Diedhiou, A., Gaye, A., & Lafore, J.-P. (2011). The

- AMMA field campaigns: accomplishments and lessons learned. *Atmospheric Science Letters*, 12(1), 123-128. <https://doi.org/10.1002/asl.323>
- Lebel, T., Sauvageot, H., Hoepffner, M., Desbois, M., Guillot, B., & Hubert, P. (1992). Rainfall estimation in the Sahel: the EPSAT-NIGER experiment. *Hydrological Sciences Journal*, 37(3), 201-215. <https://doi.org/10.1080/02626669209492582>
- Lebel, T., & Vischel, T. (2005). Climat et cycle de l'eau en zone tropicale : un problème d'échelle. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(1), 29-38. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.08.011>
- Leblanc, M. J., Favreau, G., Massuel, S., Tweed, S. O., Loireau, M., & Cappelaere, B. (2008). Land clearance and hydrological change in the Sahel: SW Niger. *Global and Planetary Change*, 61(3-4), 135-150. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.08.011>
- Leduc, C., Bromley, J., & Schroeter, P. (1997). Water table fluctuation and recharge in semi-arid climate: some results of the HAPEX-Sahel hydrodynamic survey (Niger). *Journal of Hydrology*, 188-189(Supplement C), 123-138. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03156-3](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03156-3)
- Leduc, C., Favreau, G., & Schroeter, P. (2001). Long-term rise in a Sahelian water-table: the Continental Terminal in South-West Niger. *Journal of Hydrology*, 243(1-2), 43-54. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00403-0](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00403-0)
- Leroux, L. (2012). *Analyse diachronique de la dynamique paysagère sur le bassin supérieur de l'Ouémé (Bénin) à partir de l'imagerie Landsat et MODIS– Cas d'étude du communal de Djougou* (p. 62). Montpellier, France: Hydrosociences Montpellier, ANR ESCAPE.
- Leroux, L., Bégué, A., Lo Seen, D., Jolivot, A., & Kayitakire, F. (2017). Driving forces of recent vegetation changes in the Sahel: Lessons learned from regional and local level analyses. *Remote Sensing of Environment*, 191, 38-54. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.01.014>
- Leung, J., Valon, C., Moreau, B., Boeglin, M., Lefoulon, C., Joshi-Saha, A., & Chérel, I. (2012). Mécanisme moléculaire d'action de l'acide abscissique en réponse à la sécheresse chez les végétaux. *Biologie Aujourd'hui*, 206(4), 301-312. <https://doi.org/10.1051/jbio/2012029>
- Leuning, R. (1995). A critical appraisal of a combined stomatal-photosynthesis model for C3 plants. *Plant, Cell & Environment*, 18(4), 339-355. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3040.1995.tb00370.x>
- Leuning, R., Zhang, Y. Q., Rajaud, A., Cleugh, H., & Tu, K. (2008). A simple surface conductance model to estimate regional evaporation using MODIS leaf area index and the Penman-Monteith equation. *Water Resources Research*, 44(10), W10419. <https://doi.org/10.1029/2007WR006562>
- Lhomme, J. P., Chehbouni, A., & Monteny, B. (2000). Sensible Heat Flux-Radiometric Surface Temperature Relationship Over Sparse Vegetation: Parameterizing B-1.

- Boundary-Layer Meteorology*, 97(3), 431-457.
<https://doi.org/10.1023/A:1002786402695>
- Lhomme, J. P., Montes, C., Jacob, F., & Prévot, L. (2012). Evaporation from Heterogeneous and Sparse Canopies: On the Formulations Related to Multi-Source Representations. *Boundary-Layer Meteorology*, 144(2), 243-262. <https://doi.org/10.1007/s10546-012-9713-x>
- Lhomme, J.-P., Monteny, B., & Amadou, M. (1994). Estimating sensible heat flux from radiometric temperature over sparse millet. *Agricultural and Forest Meteorology*, 68(1), 77-91. [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(94\)90070-1](https://doi.org/10.1016/0168-1923(94)90070-1)
- Lhomme, J.-P., Troufleau, D., Monteny, B., Chehbouni, A., & Bauduin, S. (1997). Sensible heat flux and radiometric surface temperature over sparse Sahelian vegetation II. A model for the kB-1 parameter. *Journal of Hydrology*, 188-189, 839-854. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03173-3](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03173-3)
- L'Hôte, Y., & Mahé, G. (1996). Afrique de l'ouest et centrale : précipitations moyennes annuelles (période 1951-1989) = West and central Africa : mean annual rainfall (1951-1989). Paris, France. Consulté à l'adresse <http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:010058020>
- L'Hôte, Y., Mahé, G., Somé, B., & Triboulet, J. P. (2002). Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000; the drought continues. *Hydrological Sciences Journal*, 47(4), 563-572. <https://doi.org/10.1080/02626660209492960>
- Li, F., Kustas, W. P., Anderson, M. C., Jackson, T. J., Bindlish, R., & Prueger, J. H. (2006). Comparing the utility of microwave and thermal remote-sensing constraints in two-source energy balance modeling over an agricultural landscape. *Remote Sensing of Environment*, 101(3), 315-328. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.01.001>
- Li, F., Kustas, W. P., Prueger, J. H., Neale, C. M. U., & Jackson, T. J. (2005). Utility of Remote Sensing-Based Two-Source Energy Balance Model under Low- and High-Vegetation Cover Conditions. *Journal of Hydrometeorology*, 6(6), 878-891. <https://doi.org/10.1175/JHM464.1>
- Li, S., Kang, S., Zhang, L., Li, F., Zhu, Z., & Zhang, B. (2008). A comparison of three methods for determining vineyard evapotranspiration in the arid desert regions of northwest China. *Hydrological Processes*, 22(23), 4554-4564. <https://doi.org/10.1002/hyp.7059>
- Li, W., Weiss, M., Waldner, F., Defourny, P., Demarez, V., Morin, D., Hagolle, O., & Baret, F. (2015). A Generic Algorithm to Estimate LAI, FAPAR and FCOVER Variables from SPOT4_HRVIR and Landsat Sensors: Evaluation of the Consistency and Comparison with Ground Measurements. *Remote Sensing*, 7(11), 15494-15516. <https://doi.org/10.3390/rs71115494>
- Li, X., Lu, L., Yang, W., & Cheng, G. (2012). Estimation of evapotranspiration in an arid region by remote sensing—A case study in the middle reaches of the Heihe River

- Basin. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 17, 85-93. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2011.09.008>
- Li, Z., Jia, L., & Lu, J. (2014). On Uncertainties of the Priestley-Taylor/LST-Fc Feature Space Method to Estimate Evapotranspiration: Case Study in an Arid/Semiarid Region in Northwest China. *Remote Sensing*, 7(1), 447-466. <https://doi.org/10.3390/rs70100447>
- Li, Z.-L., Tang, B.-H., Wu, H., Ren, H., Yan, G., Wan, Z., Trigo, I. F., & Sobrino, J. A. (2013). Satellite-derived land surface temperature: Current status and perspectives. *Remote Sensing of Environment*, 131, 14-37. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.12.008>
- Li, Z.-L., Tang, R., Wan, Z., Bi, Y., Zhou, C., Tang, B., Yan, G., & Zhang, X. (2009). A Review of Current Methodologies for Regional Evapotranspiration Estimation from Remotely Sensed Data. *Sensors*, 9(5), 3801-3853. <https://doi.org/10.3390/s90503801>
- Lian, J., & Huang, M. (2016). Comparison of three remote sensing based models to estimate evapotranspiration in an oasis-desert region. *Agricultural Water Management*, 165, 153-162. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2015.12.001>
- Liang, X., Lettenmaier, D. P., Wood, E. F., & Burges, S. J. (1994). A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 99(D7), 14415-14428. <https://doi.org/10.1029/94JD00483>
- Liang, X., Wood, E. F., & Lettenmaier, D. P. (1996). Surface soil moisture parameterization of the VIC-2L model: Evaluation and modification. *Global and Planetary Change*, 13(1), 195-206. [https://doi.org/10.1016/0921-8181\(95\)00046-1](https://doi.org/10.1016/0921-8181(95)00046-1)
- Liaquat, U. W., & Choi, M. (2017). Accuracy comparison of remotely sensed evapotranspiration products and their associated water stress footprints under different land cover types in Korean peninsula. *Journal of Cleaner Production*, 155, 93-104. <https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2016.09.022>
- Linacre, E. T. (1977). A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone. *Agricultural Meteorology*, 18(6), 409-424. [https://doi.org/10.1016/0002-1571\(77\)90007-3](https://doi.org/10.1016/0002-1571(77)90007-3)
- Lindroth, A., Mölder, M., & Lagergren, F. (2010). Heat storage in forest biomass improves energy balance closure. *Biogeosciences*, 7(1), 301-313. <https://doi.org/10.5194/bg-7-301-2010>
- Liou, Y.-A., & Kar, S. K. (2014). Evapotranspiration Estimation with Remote Sensing and Various Surface Energy Balance Algorithms—A Review. *Energies*, 7(5), 2821-2849. <https://doi.org/10.3390/en7052821>
- Liu, J., Fritz, S., van Wesenbeeck, C. F. A., Fuchs, M., You, L., Obersteiner, M., & Yang, H. (2008). A spatially explicit assessment of current and future hotspots of hunger in Sub-Saharan Africa in the context of global change. *Global and Planetary Change*, 64(3), 222-235. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2008.09.007>

- Liu, S., Xu, Z., Song, L., Zhao, Q., Ge, Y., Xu, T., Ma, Y., Zhu, Z., Jia, Z., & Zhang, F. (2016). Upscaling evapotranspiration measurements from multi-site to the satellite pixel scale over heterogeneous land surfaces. *Agricultural and Forest Meteorology*, 230-231, 97-113. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2016.04.008>
- Lohou, F., Kergoat, L., Guichard, F., Boone, A., Cappelaere, B., Cohard, J.-M., Demarty, J., Galle, S., Grippa, M., Peugeot, C., Ramier, D., Taylor, C. M., & Timouk, F. (2014). Surface response to rain events throughout the West African monsoon. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(8), 3883-3898. <https://doi.org/10.5194/acp-14-3883-2014>
- Long, D., Longuevergne, L., & Scanlon, B. R. (2014). Uncertainty in evapotranspiration from land surface modeling, remote sensing, and GRACE satellites. *Water Resources Research*, 50(2), 1131-1151. <https://doi.org/10.1002/2013WR014581>
- Long, D., & Singh, V. P. (2012). A Two-source Trapezoid Model for Evapotranspiration (TTME) from satellite imagery. *Remote Sensing of Environment*, 121, 370-388. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.02.015>
- Long, D., & Singh, V. P. (2013). Assessing the impact of end-member selection on the accuracy of satellite-based spatial variability models for actual evapotranspiration estimation. *Water Resources Research*, 49(5), 2601-2618. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20208>
- Long, D., Singh, V. P., & Li, Z.-L. (2011). How sensitive is SEBAL to changes in input variables, domain size and satellite sensor? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D21), D21107. <https://doi.org/10.1029/2011JD016542>
- Long, D., Singh, V. P., & Scanlon, B. R. (2012). Deriving theoretical boundaries to address scale dependencies of triangle models for evapotranspiration estimation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D5), D05113. <https://doi.org/10.1029/2011JD017079>
- Loukas, A., Vasiliades, L., Domenikiotis, C., & Dalezios, N. R. (2005). Basin-wide actual evapotranspiration estimation using NOAA/AVHRR satellite data. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 30(1-3), 69-79. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2004.08.023>
- Lu, X., & Zhuang, Q. (2010). Evaluating evapotranspiration and water-use efficiency of terrestrial ecosystems in the conterminous United States using MODIS and AmeriFlux data. *Remote Sensing of Environment*, 114(9), 1924-1939. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.04.001>
- Ma, W., Ma, Y., Hu, Z., Su, Z., Wang, J., & Ishikawa, H. (2011). Estimating surface fluxes over middle and upper streams of the Heihe River Basin with ASTER imagery. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(5), 1403-1413. <https://doi.org/10.5194/hess-15-1403-2011>
- Mahé, G., Diello, P., Paturel, J.-E., Barbier, B., Karambiri, H., Dezetter, A., Dieulin, C., & Rouche, N. (2010). Baisse des pluies et augmentation des écoulements au Sahel :

- impact climatique et anthropique sur les écoulements du Nakambe au Burkina Faso. *Sécheresse*, 21(4), 330-332. <https://doi.org/10.1684/sec.2010.0268>
- Mahé, G., Liéno, G., & Adeaga, O. (2009). *BFP Niger WP2: Water availability and access* (p. 78). Colombo, Sri Lanka: IRD, Montpellier, France and Challenge Program on Water and Food.
- Mahé, G., Liéno, G., Descroix, L., Bamba, F., Paturel, J. E., Laraque, A., Meddi, M., Habaieb, H., Adeaga, O., Dieulin, C., Chahnez Kotti, F., & Khomsi, K. (2013). The rivers of Africa: witness of climate change and human impact on the environment. *Hydrological Processes*, 27(15), 2105-2114. <https://doi.org/10.1002/hyp.9813>
- Mahé, G., & Paturel, J.-E. (2009). 1896–2006 Sahelian annual rainfall variability and runoff increase of Sahelian Rivers. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(7), 538-546. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2009.05.002>
- Mahé, G., Paturel, J.-E., Servat, E., Conway, D., & Dezetter, A. (2005). The impact of land use change on soil water holding capacity and river flow modelling in the Nakambe River, Burkina-Faso. *Journal of Hydrology*, 300(1), 33-43. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.04.028>
- Majozi, N. P., Mannaerts, C. M., Ramoelo, A., Mathieu, R., Mudau, A. E., & Verhoef, W. (2017). An Intercomparison of Satellite-Based Daily Evapotranspiration Estimates under Different Eco-Climatic Regions in South Africa. *Remote Sensing*, 9(4), 307. <https://doi.org/10.3390/rs9040307>
- Makkink, G. F. (1957). Testing the Penman Formula by Means of Lysimeters. *Journal of the Institution of Water Engineers*, 11(277-288).
- Mallick, K., Bhattacharya, B. K., Rao, V. U. M., Reddy, D. R., Banerjee, S., Venkatesh, H., Pandey, V., Kar, G., Mukherjee, J., Vyas, S. P., Gadgil, A. S., & Patel, N. K. (2009). Latent heat flux estimation in clear sky days over Indian agroecosystems using noontime satellite remote sensing data. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149(10), 1646-1665. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2009.05.006>
- Mamadou, I. (2012). *Dynamique accélérée des koris dans la région de Niamey : conséquences sur l'ensablement du fleuve* (Thèse de Doctorat). Université Paris 1, Paris, France.
- Mamadou, I., Gautier, E., Descroix, L., Noma, I., Bouzou Moussa, I., Faran Maiga, O., Genthon, P., Amogu, O., Malam Abdou, M., & Vandervaere, J.-P. (2015). Exorheism growth as an explanation of increasing flooding in the Sahel. *CATENA*, 131, 130-139. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.03.017>
- Mamadou, O. (2014). *Etude des flux d'évapotranspiration en climat soudanien : comportement comparé de deux couverts végétaux au Bénin* (Thèse de Doctorat). Université de Grenoble. Consulté à l'adresse <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01548277/document>
- Mamadou, O., Cohard, J. M., Galle, S., Awanou, C. N., Diedhiou, A., Kounouhewa, B., & Peugeot, C. (2014). Energy fluxes and surface characteristics over a cultivated area in

- Benin: daily and seasonal dynamics. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(3), 893-914. <https://doi.org/10.5194/hess-18-893-2014>
- Mao, J., Fu, W., Shi, X., Ricciuto, D. M., Fisher, J. B., Dickinson, R. E., Yaxing Wei, Shem, W., Piao, S., Wang, K., Schwalm, C. R., Tian, H., Mu, M., Altaf Arain, Ciais, P., Cook, R., Dai, Y., Hayes, D., Hoffman, F. M., Huang, M., Suo Huang, Huntzinger, D. N., Ito, A., Jain, A., King, A. W., Lei, H., Lu, C., Michalak, A. M., Parazoo, N., Peng, C., Peng, S., Poulter, B., Schaefer, K., Elchin Jafarov, Thornton, P. E., Wang, W., Zeng, N., Zeng, Z., Zhao, F., Zhu, Q., & Zhu, Z. (2015). Disentangling climatic and anthropogenic controls on global terrestrial evapotranspiration trends. *Environmental Research Letters*, 10(9), 094008. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/9/094008>
- Maranz, S. (2009). Tree Mortality in the African Sahel Indicates an Anthropogenic Ecosystem Displaced by Climate Change. *Journal of Biogeography*, 36(6), 1181-1193.
- Marshall, M., Funk, C., & Michaelsen, J. (2012). Examining evapotranspiration trends in Africa. *Climate Dynamics*, 38(9-10), 1849-1865. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1299-y>
- Marshall, M., Tu, K., Funk, C., Michaelsen, J., Williams, P., Williams, C., Ardö, J., Boucher, M., Cappelaere, B., de Grandcourt, A., Nickless, A., Nouvellon, Y., Scholes, R., & Kutsch, W. (2013). Improving operational land surface model canopy evapotranspiration in Africa using a direct remote sensing approach. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(3), 1079-1091. <https://doi.org/10.5194/hess-17-1079-2013>
- Martens, B., Miralles, D. G., Lievens, H., van der Schalie, R., de Jeu, R. A. M., Fernández-Prieto, D., Beck, H. E., Dorigo, W. A., & Verhoest, N. E. C. (2017). GLEAM v3: satellite-based land evaporation and root-zone soil moisture. *Geoscientific Model Development*, 10(5), 1903-1925. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-1903-2017>
- Martens, B., Miralles, D., Lievens, H., Fernández-Prieto, D., & Verhoest, N. E. C. (2016). Improving terrestrial evaporation estimates over continental Australia through assimilation of SMOS soil moisture. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 48, 146-162. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2015.09.012>
- Martínez, B., Sanchez-Ruiz, S., Gilabert, M. A., Moreno, A., Campos-Taberner, M., García-Haro, F. J., Trigo, I. F., Aurela, M., Brümmer, C., Carrara, A., De Ligne, A., Gianelle, D., Grünwald, T., Limousin, J. M., Lohila, A., Mammarella, I., Sottocornola, M., Steinbrecher, R., & Tagesson, T. (2018). Retrieval of daily gross primary production over Europe and Africa from an ensemble of SEVIRI/MSG products. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 65, 124-136. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2017.10.011>
- Martínez Pérez, J. Á., García-Galiano, S. G., Martín-Gorriz, B., & Baille, A. (2017). Satellite-Based Method for Estimating the Spatial Distribution of Crop Evapotranspiration: Sensitivity to the Priestley-Taylor Coefficient. *Remote Sensing*, 9(6), 611. <https://doi.org/10.3390/rs9060611>

- Maselli, F., Papale, D., Puletti, N., Chirici, G., & Corona, P. (2009). Combining remote sensing and ancillary data to monitor the gross productivity of water-limited forest ecosystems. *Remote Sensing of Environment*, 113(3), 657-667. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2008.11.008>
- Massuel, S. (2005). *Evolution récente de la ressource en eau consécutive aux changements climatiques et environnementaux du sud-ouest Niger. Modélisation des eaux de surface et souterraines du bassin du kori de Dantiandou sur la période 1992-2003* (Thèse de Doctorat). Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc. Consulté à l'adresse <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00011097/document>
- Massuel, S., Cappelaere, B., Favreau, G., Leduc, C., Lebel, T., & Vischel, T. (2011). Integrated surface water–groundwater modelling in the context of increasing water reserves of a regional Sahelian aquifer. *Hydrological Sciences Journal*, 56(7), 1242-1264. <https://doi.org/10.1080/02626667.2011.609171>
- Mathon, V., Laurent, H., & Lebel, T. (2002). Mesoscale Convective System Rainfall in the Sahel. *Journal of Applied Meteorology*, 41(11), 1081-1092. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2002\)041<1081:MCSRIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2002)041<1081:MCSRIT>2.0.CO;2)
- Mattar, C., Franch, B., Sobrino, J. A., Corbari, C., Jiménez-Muñoz, J. C., Olivera-Guerra, L., Skokovic, D., Sória, G., Oltra-Carriò, R., Julien, Y., & Mancini, M. (2014). Impacts of the broadband albedo on actual evapotranspiration estimated by S-SEBI model over an agricultural area. *Remote Sensing of Environment*, 147, 23-42. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.02.011>
- McCabe, M. F., Ershadi, A., Jimenez, C., Gonzalez Miralles, D., Michel, D., & Wood, E. F. (2016). The GEWEX LandFlux project : evaluation of model evaporation using tower-based and globally gridded forcing data. *Geoscientific Model Development*, 9(1), 283-305. <http://dx.doi.org/10.5194/gmd-9-283-2016>
- McCabe, M. F., & Wood, E. F. (2006). Scale influences on the remote estimation of evapotranspiration using multiple satellite sensors. *Remote Sensing of Environment*, 105(4), 271-285. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.07.006>
- McNaughton, K. G., & Spriggs, T. W. (1986). A mixed-layer model for regional evaporation. *Boundary-Layer Meteorology*, 34(3), 243-262. <https://doi.org/10.1007/BF00122381>
- Mecikalski, J. R., Diak, G. R., Anderson, M. C., & Norman, J. M. (1999). Estimating Fluxes on Continental Scales Using Remotely Sensed Data in an Atmospheric–Land Exchange Model. *Journal of Applied Meteorology*, 38(9), 1352-1369. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1999\)038<1352:EFOCSU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1999)038<1352:EFOCSU>2.0.CO;2)
- Menenti, M., Bastiaanssen, W., van Eick, D., & Abd el Karim, M. A. (1989). Linear relationships between surface reflectance and temperature and their application to map actual evaporation of groundwater. *Advances in Space Research*, 9(1), 165-176. [https://doi.org/10.1016/0273-1177\(89\)90482-1](https://doi.org/10.1016/0273-1177(89)90482-1)

- Menenti, M., & Choudhury, B. J. (1993). Parameterization of land surface evaporation by means of location dependent potential evaporation and surface temperature range. *Proceedings of IAHS Conference on Land Surface Processes*, 212, 561-568.
- Merbold, L., Ardö, J., Arneth, A., Scholes, R. J., Nouvellon, Y., de Grandcourt, A., Archibald, S., Bonnefond, J. M., Boulain, N., Brueggemann, N., Bruemmer, C., Cappelaere, B., Ceschia, E., El-Khidir, H. A. M., El-Tahir, B. A., Falk, U., Lloyd, J., Kergoat, L., Le Dantec, V., Mougin, E., Muchinda, M., Mukelabai, M. M., Ramier, D., Rouspard, O., Timouk, F., Veenendaal, E., & Kutsch, W. L. (2009). Precipitation as driver of carbon fluxes in 11 African ecosystems. *Biogeosciences*, 6(10.5194/bg-6-1027-2009), 1027-1041. <http://dx.doi.org/10.5194/bg-6-1027-2009>
- Merlin, O. (2013). An original interpretation of the wet edge of the surface temperature–albedo space to estimate crop evapotranspiration (SEB-1S), and its validation over an irrigated area in northwestern Mexico. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(9), 3623-3637. <https://doi.org/10.5194/hess-17-3623-2013>
- Merlin, O., Chirouze, J., Olioso, A., Jarlan, L., Chehbouni, G., & Boulet, G. (2014). An image-based four-source surface energy balance model to estimate crop evapotranspiration from solar reflectance/thermal emission data (SEB-4S). *Agricultural and Forest Meteorology*, 184, 188-203. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2013.10.002>
- Michel, D., Jiménez, C., Miralles, D. G., Jung, M., Hirschi, M., Ershadi, A., Martens, B., McCabe, M. F., Fisher, J. B., Mu, Q., Seneviratne, S. I., Wood, E. F., & Fernández-Prieto, D. (2016). The WACMOS-ET project – Part 1: Tower-scale evaluation of four remote-sensing-based evapotranspiration algorithms. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(2), 803-822. <https://doi.org/10.5194/hess-20-803-2016>
- Minacapilli, M., Agnese, C., Blanda, F., Cammalleri, C., Ciruolo, G., D’Urso, G., Iovino, M., Pumo, D., Provenzano, G., & Rallo, G. (2009). Estimation of actual evapotranspiration of Mediterranean perennial crops by means of remote-sensing based surface energy balance models. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(7), 1061-1074. <https://doi.org/10.5194/hess-13-1061-2009>
- Minacapilli, M., Consoli, S., Vanella, D., Ciruolo, G., & Motisi, A. (2016). A time domain triangle method approach to estimate actual evapotranspiration: Application in a Mediterranean region using MODIS and MSG-SEVIRI products. *Remote Sensing of Environment*, 174, 10-23. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.12.018>
- Mira, M., Olioso, A., Gallego-Elvira, B., Courault, D., Garrigues, S., Marloie, O., Hagolle, O., Guillevic, P., & Boulet, G. (2016). Uncertainty assessment of surface net radiation derived from Landsat images. *Remote Sensing of Environment*, 175, 251-270. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.12.054>
- Miralles, D. G., De Jeu, R. A. M., Gash, J. H., Holmes, T. R. H., & Dolman, A. J. (2011a). Magnitude and variability of land evaporation and its components at the global scale. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(3), 967-981. <https://doi.org/10.5194/hess-15-967-2011>

- Miralles, D. G., Gash, J. H., Holmes, T. R. H., de Jeu, R. A. M., & Dolman, A. J. (2010). Global canopy interception from satellite observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *115*(D16), D16122. <https://doi.org/10.1029/2009JD013530>
- Miralles, D. G., Holmes, T. R. H., De Jeu, R. A. M., Gash, J. H., Meesters, A. G. C. A., & Dolman, A. J. (2011b). Global land-surface evaporation estimated from satellite-based observations. *Hydrology and Earth System Sciences*, *15*(2), 453-469. <https://doi.org/10.5194/hess-15-453-2011>
- Miralles, D. G., Jiménez, C., Jung, M., Michel, D., Ershadi, A., McCabe, M. F., Hirschi, M., Martens, B., Dolman, A. J., Fisher, J. B., Mu, Q., Seneviratne, S. I., Wood, E. F., & Fernández-Prieto, D. (2016). The WACMOS-ET project – Part 2: Evaluation of global terrestrial evaporation data sets. *Hydrology and Earth System Sciences*, *20*(2), 823-842. <https://doi.org/10.5194/hess-20-823-2016>
- Miralles, D. G., Teuling, A. J., van Heerwaarden, C. C., & Vilà-Guerau de Arellano, J. (2014a). Mega-heatwave temperatures due to combined soil desiccation and atmospheric heat accumulation. *Nature Geoscience*, *7*(5), 345-349. <https://doi.org/10.1038/ngeo2141>
- Miralles, D. G., van den Berg, M. J., Gash, J. H., Parinussa, R. M., de Jeu, R. A. M., Beck, H. E., Holmes, T. R. H., Jiménez, C., Verhoest, N. E. C., Dorigo, W. A., Teuling, A. J., & Johannes Dolman, A. (2014b). El Niño–La Niña cycle and recent trends in continental evaporation. *Nature Climate Change*, *4*(2), 122-126. <https://doi.org/10.1038/nclimate2068>
- Miralles, D. G., van den Berg, M. J., Teuling, A. J., & de Jeu, R. a. M. (2012). Soil moisture-temperature coupling: A multiscale observational analysis. *Geophysical Research Letters*, *39*(21), L21707. <https://doi.org/10.1029/2012GL053703>
- Monerie, P., Fontaine, B., & Roucou, P. (2012). Expected future changes in the African monsoon between 2030 and 2070 using some CMIP3 and CMIP5 models under a medium-low RCP scenario. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *117*(D16). <https://doi.org/10.1029/2012JD017510>
- Monerie, P., Roucou, P., & Fontaine, B. (2013). Mid-century effects of Climate Change on African monsoon dynamics using the A1B emission scenario. *International Journal of Climatology*, *33*(4), 881-896. <https://doi.org/10.1002/joc.3476>
- Monin, A. S., & Obukhov, A. M. (1954). Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere. *Trudy Geofizicheskogo Instituta Akademiya Nauk SSSR*, *24*(151), 163-187.
- Monteith, J. L. (1965). Evaporation and environment. *Symposia of the Society for Experimental Biology Journal*, *19*, 205-234.
- Monteith, J. L. (1972). Solar Radiation and Productivity in Tropical Ecosystems. *Journal of Applied Ecology*, *9*(3), 747-766. <https://doi.org/10.2307/2401901>

- Monteith, J. L. (1977). Climate and the efficiency of crop production in Britain. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological Sciences*, 281(980), 277-294. <https://doi.org/10.1098/rstb.1977.0140>
- Monteith, J. L. (1981). Evaporation and surface temperature. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 107(451), 1-27. <https://doi.org/10.1002/qj.49710745102>
- Montes, C., & Jacob, F. (2017). Comparing Landsat-7 ETM+ and ASTER Imageries to Estimate Daily Evapotranspiration Within a Mediterranean Vineyard Watershed. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, PP(99), 1-5. <https://doi.org/10.1109/LGRS.2017.2650143>
- Moran, M. S., Clarke, T. R., Inoue, Y., & Vidal, A. (1994). Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. *Remote Sensing of Environment*, 49(3), 246-263. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(94\)90020-5](https://doi.org/10.1016/0034-4257(94)90020-5)
- Moran, M. S., & Jackson, R. D. (1991). Assessing the Spatial Distribution of Evapotranspiration Using Remotely Sensed Inputs. *Journal of Environmental Quality*, 20(4), 725-737. <https://doi.org/10.2134/jeq1991.00472425002000040003x>
- Morillas, L., García, M., Nieto, H., Villagarcía, L., Sandholt, I., Gonzalez-Dugo, M. P., Zarco-Tejada, P. J., & Domingo, F. (2013). Using radiometric surface temperature for surface energy flux estimation in Mediterranean drylands from a two-source perspective. *Remote Sensing of Environment*, 136, 234-246. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.05.010>
- Morillas, Laura, Leuning, R., Villagarcía, L., García, M., Serrano-Ortiz, P., & Domingo, F. (2013). Improving evapotranspiration estimates in Mediterranean drylands: The role of soil evaporation. *Water Resources Research*, 49(10), 6572-6586. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20468>
- Morison, J. I. L., & Gifford, R. M. (1983). Stomatal Sensitivity to Carbon Dioxide and Humidity: A Comparison of Two C3 and Two C4 Grass Species. *Plant Physiology*, 71(4), 789-796. <https://doi.org/10.1104/pp.71.4.789>
- Mortimore, M. J., & Adams, W. M. (2001). Farmer adaptation, change and 'crisis' in the Sahel. *Global Environmental Change*, 11(1), 49-57. [https://doi.org/10.1016/S0959-3780\(00\)00044-3](https://doi.org/10.1016/S0959-3780(00)00044-3)
- Mott, K. A. (1990). Sensing of atmospheric CO₂ by plants. *Plant, Cell & Environment*, 13(7), 731-737. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3040.1990.tb01087.x>
- Mougin, E., Hiernaux, P., Kergoat, L., Grippa, M., de Rosnay, P., Timouk, F., Le Dantec, V., Demarez, V., Lavenu, F., Arjounin, M., Lebel, T., Soumaguel, N., Ceschia, E., Mougnot, B., Baup, F., Frappart, F., Frison, P. L., Gardelle, J., Gruhier, C., Jarlan, L., Mangiarotti, S., Sanou, B., Tracol, Y., Guichard, F., Trichon, V., Diarra, L., Soumaré, A., Koité, M., Dembélé, F., Lloyd, C., Hanan, N. P., Damesin, C., Delon, C., Serça, D., Galy-Lacaux, C., Seghieri, J., Becerra, S., Dia, H., Gangneron, F., & Mazzega, P. (2009). The AMMA-CATCH Gourma observatory site in Mali: Relating climatic

- variations to changes in vegetation, surface hydrology, fluxes and natural resources. *Journal of Hydrology*, 375(1–2), 14-33. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.06.045>
- Mu, Q., Heinsch, F. A., Zhao, M., & Running, S. W. (2007). Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data. *Remote Sensing of Environment*, 111(4), 519-536. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.04.015>
- Mu, Q., Zhao, M., & Running, S. W. (2011). Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 115(8), 1781-1800. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.02.019>
- Mueller, B., Hirschi, M., Jimenez, C., Ciais, P., Dirmeyer, P. A., Dolman, A. J., Fisher, J. B., Jung, M., Ludwig, F., Maignan, F., Miralles, D. G., McCabe, M., Reichstein, M., Sheffield, J., Wang, K., Wood, E. F., Zhang, Y., & Seneviratne, S. I. (2013). Benchmark products for land evapotranspiration: LandFlux-EVAL multi-data set synthesis. *Hydrology and Earth System Sciences*. <https://doi.org/10.5194/hess-17-3707-2013>
- Murphy, D. M., & Koop, T. (2005). Review of the vapour pressures of ice and supercooled water for atmospheric applications. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(608), 1539-1565. <https://doi.org/10.1256/qj.04.94>
- Nagler, P. L., Cleverly, J., Glenn, E., Lampkin, D., Huete, A., & Wan, Z. (2005a). Predicting riparian evapotranspiration from MODIS vegetation indices and meteorological data. *Remote Sensing of Environment*, 94(1), 17-30. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2004.08.009>
- Nagler, P. L., Glenn, E. P., Kim, H., Emmerich, W., Scott, R. L., Huxman, T. E., & Huete, A. R. (2007). Relationship between evapotranspiration and precipitation pulses in a semiarid rangeland estimated by moisture flux towers and MODIS vegetation indices. *Journal of Arid Environments*, 70(3), 443-462. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2006.12.026>
- Nagler, P. L., Scott, R. L., Westenburg, C., Cleverly, J. R., Glenn, E. P., & Huete, A. R. (2005b). Evapotranspiration on western U.S. rivers estimated using the Enhanced Vegetation Index from MODIS and data from eddy covariance and Bowen ratio flux towers. *Remote Sensing of Environment*, 97(3), 337-351. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2005.05.011>
- Nemani, R. R., & Running, S. W. (1989). Estimation of Regional Surface Resistance to Evapotranspiration from NDVI and Thermal-IR AVHRR Data. *Journal of Applied Meteorology*, 28(4), 276-284. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1989\)028<0276:EORSRT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1989)028<0276:EORSRT>2.0.CO;2)
- Nicholson, S. E. (1979). Revised Rainfall Series for the West African Subtropics. *Monthly Weather Review*, 107(5), 620-623. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1979\)107<0620:RRSFTW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1979)107<0620:RRSFTW>2.0.CO;2)

- Nicholson, S. E. (2005). On the question of the “recovery” of the rains in the West African Sahel. *Journal of Arid Environments*, 63(3), 615-641. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2005.03.004>
- Nicholson, S. E. (2013). The West African Sahel: A Review of Recent Studies on the Rainfall Regime and Its Interannual Variability. *ISRN Meteorology*. <http://dx.doi.org/10.1155/2013/453521>
- Nicholson, S. E., Some, B., & Kone, B. (2000). An Analysis of Recent Rainfall Conditions in West Africa, Including the Rainy Seasons of the 1997 El Niño and the 1998 La Niña Years. *Journal of Climate*, 13(14), 2628-2640. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<2628:AAORRC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<2628:AAORRC>2.0.CO;2)
- Norman, J. M., & Becker, F. (1995). Terminology in thermal infrared remote sensing of natural surfaces. *Remote Sensing Reviews*, 12(3-4), 159-173. <https://doi.org/10.1080/02757259509532284>
- Norman, J. M., Kustas, W. P., & Humes, K. S. (1995). Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, 77(3-4), 263-293. [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(95\)02265-Y](https://doi.org/10.1016/0168-1923(95)02265-Y)
- Norman, J. M., Kustas, W. P., Prueger, J. H., & Diak, G. R. (2000). Surface flux estimation using radiometric temperature: A dual-temperature-difference method to minimize measurement errors. *Water Resources Research*, 36(8), 2263-2274. <https://doi.org/10.1029/2000WR900033>
- Obada, E., Alamous, E. A., Chabi, A., Zandagba, J., & Afouda, A. (2017). Trends and Changes in Recent and Future Penman-Monteith Potential Evapotranspiration in Benin (West Africa). *Hydrology*, 4(3), 38. <https://doi.org/10.3390/hydrology4030038>
- Oki, T., & Kanae, S. (2006). Global Hydrological Cycles and World Water Resources. *Science*, 313(5790), 1068-1072. <https://doi.org/10.1126/science.1128845>
- Oku, Y., Ishikawa, H., & Su, Z. (2007). Estimation of Land Surface Heat Fluxes over the Tibetan Plateau Using GMS Data. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46(2), 183-195. <https://doi.org/10.1175/JAM2456.1>
- Oliosio, A. (1992). *Simulation des échanges d'énergie et de masse d'un couvert végétal, dans le but de relier la transpiration et la photosynthèse aux mesures de réflectance et de température de surface* (Thèse de Doctorat). Université Montpellier 2, Montpellier, France. Consulté à l'adresse <http://www.theses.fr/1992MON20109>
- Oliosio, A. (1995). Estimating the difference between brightness and surface temperatures for a vegetal canopy. *Agricultural and Forest Meteorology*, 72(3), 237-242. [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(94\)02163-E](https://doi.org/10.1016/0168-1923(94)02163-E)
- Oliosio, A., Gallego-Elvira, B., Bahir, M., Garcia, A. G., Hunink, J., Baille, A., Boulet, G., Boutron, O., Chauvelon, P., Courault, D., Di Bella, C., Garrigues, S., Inoue, Y., Marloie, O., Martin, B., Merlin, O., Mira, M., Reyes-Castillo, S., Rivalland, V., & Weiss, M. (2014). Evaluation of EVASPA, a tool for mapping evapotranspiration

- from space. In *International Symposium "Evapotranspiration: Challenges in Measurements and Modeling from a Leaf to Landscape Scale and Beyond"*. Raleigh, North Carolina, U.S.A. Consulté à l'adresse <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-01337562>
- Olivera-Guerra, L., Mattar, C., & Galleguillos, M. (2014). Estimation of real evapotranspiration and its variation in Mediterranean landscapes of central-southern Chile. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, *28*, 160-169. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2013.11.012>
- Olivera-Guerra, L., Mattar, C., Merlin, O., Durán-Alarcón, C., Santamaría-Artigas, A., & Fuster, R. (2017). An operational method for the disaggregation of land surface temperature to estimate actual evapotranspiration in the arid region of Chile. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, *128*, 170-181. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2017.03.014>
- Olsson, L., Eklundh, L., & Ardö, J. (2005). A recent greening of the Sahel—trends, patterns and potential causes. *Journal of Arid Environments*, *63*(3), 556-566. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2005.03.008>
- Opoku-Duah, S., Donoghue, D. N. M., & Burt, T. P. (2008). Intercomparison of Evapotranspiration Over the Savannah Volta Basin in West Africa Using Remote Sensing Data. *Sensors*, *8*(4), 2736-2761. <https://doi.org/10.3390/s8042736>
- Otkin, J. A., Anderson, M. C., Hain, C., Svoboda, M., Johnson, D., Mueller, R., Tadesse, T., Wardlow, B., & Brown, J. (2016). Assessing the evolution of soil moisture and vegetation conditions during the 2012 United States flash drought. *Agricultural and Forest Meteorology*, *218–219*, 230-242. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2015.12.065>
- Owen, P. R., & Thomson, W. R. (1963). Heat transfer across rough surfaces. *Journal of Fluid Mechanics*, *15*(3), 321-334. <https://doi.org/10.1017/S0022112063000288>
- Ozer, P., Gassani, J., Hountondji, Y.-C. H., Niang, A. J., & Ambouta, K. (2007). La désertification est-elle en recul au Sahel ? *Bois et Forêts des Tropiques*, *293*, 23-28.
- Paiva, C. M., França, G. B., Liu, W. T. H., & Filho, O. C. R. (2011). A comparison of experimental energy balance components data and SEBAL model results in Dourados, Brazil. *International Journal of Remote Sensing*, *32*(6), 1731-1745. <https://doi.org/10.1080/01431161003623425>
- Panthou, G., Lebel, T., Vischel, T., Quantin, G., Sane, Y., Ba, A., Ndiaye, O., Diongue-Niang, A., & Diopkane, M. (2018). Rainfall intensification in tropical semi-arid regions: the Sahelian case. *Environmental Research Letters*, *13*(6), 064013. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aac334>
- Panthou, G., Vischel, T., & Lebel, T. (2014). Recent trends in the regime of extreme rainfall in the Central Sahel. *International Journal of Climatology*, *34*(15), 3998-4006. <https://doi.org/10.1002/joc.3984>

- Papale, D., & Valentini, R. (2003). A new assessment of European forests carbon exchanges by eddy fluxes and artificial neural network spatialization. *Global Change Biology*, 9(4), 525-535. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2486.2003.00609.x>
- Patel, N. R., Rakesh, D., & Mohammed, A. J. (2006). Mapping of regional evapotranspiration in wheat using Terra/MODIS satellite data. *Hydrological Sciences Journal*, 51(2), 325-335. <https://doi.org/10.1623/hysj.51.2.325>
- Paul, G., Gowda, P. H., Vara Prasad, P. V., Howell, T. A., Aiken, R. M., & Neale, C. M. U. (2014). Investigating the influence of roughness length for heat transport (zoh) on the performance of SEBAL in semi-arid irrigated and dryland agricultural systems. *Journal of Hydrology*, 509, 231-244. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.11.040>
- Penman, H. L. (1948). Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass. *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 193(1032), 120-145. <https://doi.org/10.1098/rspa.1948.0037>
- Perrin, C., Michel, C., & Andréassian, V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279(1), 275-289. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00225-7](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00225-7)
- Peterson, P., Funk, C. C., Husak, G. J., Pedreros, D. H., Landsfeld, M., Verdin, J. P., & Shukla, S. (2013). The Climate Hazards group InfraRed Precipitation (CHIRP) with Stations (CHIRPS): Development and Validation. *AGU Fall Meeting Abstracts*, 33, H33E-1417.
- Petropoulos, G., Carlson, T. N., Wooster, M. J., & Islam, S. (2009). A review of Ts/VI remote sensing based methods for the retrieval of land surface energy fluxes and soil surface moisture. *Progress in Physical Geography*, 33(2), 224-250. <https://doi.org/10.1177/0309133309338997>
- Peugeot, C. (1995). *Influence de l'encroûtement superficiel du sol sur le fonctionnement hydrologique d'un versant sahélien (niger). - expérimentations in-situ et modélisation* (Thèse de Doctorat). Université Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Peugeot, C., Bock, O., Boone, A., Cappelaere, B., Gosset, M., Meynadier, R., Séguis, L., Lebel, T., & Redelsperger, J.-L. (2012). Le cycle de l'eau dans le système de mousson d'Afrique de l'Ouest. *La Météorologie (N° Spécial AMMA)*, (76-79), 55-63.
- Peugeot, C., Cappelaere, B., Vieux, B. E., Séguis, L., & Maia, A. (2003). Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger. 1. Model-aided data analysis and screening. *Journal of Hydrology*, 279(1), 224-243. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00181-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00181-1)
- Peugeot, C., Esteves, M., Galle, S., Rajot, J. L., & Vandervaere, J. P. (1997). Runoff generation processes: results and analysis of field data collected at the East Central Supersite of the HAPEX-Sahel experiment. *Journal of Hydrology*, 188-189, 179-202. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03159-9](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03159-9)
- Peugeot, C., Guichard, F., Bock, O., Bouniol, D., Chong, M., Boone, A., Cappelaere, B., Gosset, M., Besson, L., Lemaître, Y., Séguis, L., Zannou, A., Galle, S., &

- Redelsperger, J.-L. (2011). Mesoscale water cycle within the West African Monsoon. *Atmospheric Science Letters*, 12(1), 45-50. <https://doi.org/10.1002/asl.309>
- Philippon, N., & Fontaine, B. (2002). The relationship between the Sahelian and previous 2nd Guinean rainy seasons: a monsoon regulation by soil wetness? *Annales Geophysicae*, 20(4), 575-582.
- Pierre, C., Grippa, M., Mougin, E., Guichard, F., & Kergoat, L. (2016). Changes in Sahelian annual vegetation growth and phenology since 1960: A modeling approach. *Global and Planetary Change*, 143(Supplement C), 162-174. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.06.009>
- Prandtl, L. (1925). Bericht über Untersuchungen zur ausgebildeten Turbulenz. *Zeitschrift für Angewandte Mathematik und Mechanik*, 136-139.
- Price, J. C. (1990). Using spatial context in satellite data to infer regional scale evapotranspiration. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 28(5), 940-948. <https://doi.org/10.1109/36.58983>
- Priestley, C. H. B., & Taylor, R. J. (1972). On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Monthly Weather Review*, 100(2), 81-92. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1972\)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1972)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2)
- Qi, J., Chehbouni, A., Huete, A. R., Kerr, Y. H., & Sorooshian, S. (1994). A modified soil adjusted vegetation index. *Remote Sensing of Environment*, 48(2), 119-126. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(94\)90134-1](https://doi.org/10.1016/0034-4257(94)90134-1)
- Quattrochi, D. A., & Luvall, J. C. (1999). Thermal infrared remote sensing for analysis of landscape ecological processes: methods and applications. *Landscape Ecology*, 14(6), 577-598. <https://doi.org/10.1023/A:1008168910634>
- Ramier, D., Boulain, N., Cappelaere, B., Timouk, F., Rabanit, M., Lloyd, C. R., Boubkraoui, S., Métayer, F., Descroix, L., & Wawrzyniak, V. (2009). Towards an understanding of coupled physical and biological processes in the cultivated Sahel – 1. Energy and water. *Journal of Hydrology*, 375(1–2), 204-216. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.12.002>
- Rasmussen, M. O., Sørensen, M. K., Wu, B., Yan, N., Qin, H., & Sandholt, I. (2014). Regional-scale estimation of evapotranspiration for the North China Plain using MODIS data and the triangle-approach. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 31, 143-153. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2014.03.017>
- Redelsperger, J.-L., Thorncroft, C. D., Diedhiou, A., Lebel, T., Parker, D. J., & Polcher, J. (2006). African Monsoon Multidisciplinary Analysis: An International Research Project and Field Campaign. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(12), 1739-1746. <https://doi.org/10.1175/BAMS-87-12-1739>
- Richard, A. (2012). *Caractérisation de la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques des sols de l’Ouémé supérieur (Bénin)* (Rapport d’analyse) (p. 34). Grenoble, France.

- Richard, A., Galle, S., Descloitres, M., Cohard, J.-M., Vandervaere, J.-P., Séguis, L., & Peugeot, C. (2013). Interplay of riparian forest and groundwater in the hillslope hydrology of Sudanian West Africa (northern Benin). *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(12), 5079-5096. <https://doi.org/10.5194/hess-17-5079-2013>
- Richardson, A. J., & Wiegand, C. L. (1977). Distinguishing vegetation from soil background information. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 43(12), 1541-1552.
- Ritchie, J. T. (1972). Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. *Water Resources Research*, 8(5), 1204-1213. <https://doi.org/10.1029/WR008i005p01204>
- Rivas, R. E., & Carmona, F. (2013). Evapotranspiration in the Pampean Region using field measurements and satellite data. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 55-57, 27-34. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2010.12.002>
- Roerink, G. J., Su, Z., & Menenti, M. (2000). S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 25(2), 147-157. [https://doi.org/10.1016/S1464-1909\(99\)00128-8](https://doi.org/10.1016/S1464-1909(99)00128-8)
- Roman, M. O., Gatebe, C. K., Shuai, Y., Wang, Z., Gao, F., Masek, J. G., He, T., Liang, S., & Schaaf, C. B. (2013). Use of In Situ and Airborne Multiangle Data to Assess MODIS- and Landsat-Based Estimates of Directional Reflectance and Albedo. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 51(3), 1393-1404. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2013.2243457>
- Roudier, P., Sultan, B., Quirion, P., & Berg, A. (2011). The impact of future climate change on West African crop yields: What does the recent literature say? *Global Environmental Change*, 21(3), 1073-1083. <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2011.04.007>
- Ruelland, D., Levavasseur, F., & Tribotté, A. (2010). Patterns and dynamics of land-cover changes since the 1960s over three experimental areas in Mali. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 12, S11-S17. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2009.10.006>
- Ruhoff, A. L., Paz, A. R., Aragao, L. E. O. C., Mu, Q., Malhi, Y., Collischonn, W., Rocha, H. R., & Running, S. W. (2013). Assessment of the MODIS global evapotranspiration algorithm using eddy covariance measurements and hydrological modelling in the Rio Grande basin. *Hydrological Sciences Journal*, 58(8), 1658-1676. <https://doi.org/10.1080/02626667.2013.837578>
- Ruhoff, A., & Santini Adamatti, D. (2017). Sensitivity of MODIS evapotranspiration algorithm (MOD16) to the accuracy of meteorological data and land use and land cover parameterization. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (Vol. 19, p. 2394). Consulté à l'adresse <http://adsabs.harvard.edu/abs/2017EGUGA..19.2394R>
- Running, S. W., Nemani, R. R., Heinsch, F. A., Zhao, M., Reeves, M., & Hashimoto, H. (2004). A Continuous Satellite-Derived Measure of Global Terrestrial Primary

- Production. *BioScience*, 54(6), 547-560. [https://doi.org/10.1641/0006-3568\(2004\)054\[0547:ACSMOG\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1641/0006-3568(2004)054[0547:ACSMOG]2.0.CO;2)
- Ryu, Y., Baldocchi, D. D., Black, T. A., Detto, M., Law, B. E., Leuning, R., Miyata, A., Reichstein, M., Vargas, R., Ammann, C., Beringer, J., Flanagan, L. B., Gu, L., Hutley, L. B., Kim, J., McCaughey, H., Moors, E. J., Rambal, S., & Vesala, T. (2012). On the temporal upscaling of evapotranspiration from instantaneous remote sensing measurements to 8-day mean daily-sums. *Agricultural and Forest Meteorology*, 152(Supplement C), 212-222. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2011.09.010>
- Ryu, Y., Baldocchi, D. D., Kobayashi, H., van Ingen, C., Li, J., Black, T. A., Beringer, J., van Gorsel, E., Knohl, A., Law, B. E., & Rouspard, O. (2011). Integration of MODIS land and atmosphere products with a coupled-process model to estimate gross primary productivity and evapotranspiration from 1 km to global scales. *Global Biogeochemical Cycles*, 25(4), GB4017. <https://doi.org/10.1029/2011GB004053>
- Samain, O., Kergoat, L., Hiernaux, P., Guichard, F., Mougin, E., Timouk, F., & Lavenu, F. (2008). Analysis of the in situ and MODIS albedo variability at multiple timescales in the Sahel. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D14), D14119. <https://doi.org/10.1029/2007JD009174>
- Sánchez, J. M., Kustas, W. P., Caselles, V., & Anderson, M. C. (2008a). Modelling surface energy fluxes over maize using a two-source patch model and radiometric soil and canopy temperature observations. *Remote Sensing of Environment*, 112(3), 1130-1143. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.07.018>
- Sánchez, J. M., Scavone, G., Caselles, V., Valor, E., Copertino, V. A., & Telesca, V. (2008b). Monitoring daily evapotranspiration at a regional scale from Landsat-TM and ETM+ data: Application to the Basilicata region. *Journal of Hydrology*, 351(1-2), 58-70. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.11.041>
- Sandholt, I., Rasmussen, K., & Andersen, J. (2002). A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for assessment of surface moisture status. *Remote Sensing of Environment*, 79(2-3), 213-224. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(01\)00274-7](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(01)00274-7)
- Santos, C., Lorite, I. J., Tasumi, M., Allen, R. G., & Fereres, E. (2007). Integrating satellite-based evapotranspiration with simulation models for irrigation management at the scheme level. *Irrigation Science*, 26(3), 277-288. <https://doi.org/10.1007/s00271-007-0093-9>
- Schlenker, W., & Lobell, D. B. (2010). Robust negative impacts of climate change on African agriculture. *Environmental Research Letters*, 5(1), 014010. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/5/1/014010>
- Schroeder, J. I., Allen, G. J., Hugouvieux, V., Kwak, J. M., & Waner, D. (2001). Guard Cell Signal Transduction. *Annual Review of Plant Physiology and Plant Molecular Biology*, 52(1), 627-658. <https://doi.org/10.1146/annurev.arplant.52.1.627>

- Schüttemeyer, D., Schillings, C., Moene, A. F., & de Bruin, H. a. R. (2007). Satellite-Based Actual Evapotranspiration over Drying Semiarid Terrain in West Africa. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46(1), 97-111. <https://doi.org/10.1175/JAM2444.1>
- Schwalm, C. R., Huntinzger, D. N., Michalak, A. M., Fisher, J. B., Kimball, J. S., Brigitte Mueller, Zhang, K., & Zhang, Y. (2013). Sensitivity of inferred climate model skill to evaluation decisions: a case study using CMIP5 evapotranspiration. *Environmental Research Letters*, 8(2), 024028. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/2/024028>
- Schwalm, C. R., Williams, C. A., Schaefer, K., Baldocchi, D., Black, T. A., Goldstein, A. H., Law, B. E., Oechel, W. C., Paw U, K. T., & Scott, R. L. (2012). Reduction in carbon uptake during turn of the century drought in western North America. *Nature Geoscience*, 5(8), 551-556. <https://doi.org/10.1038/ngeo1529>
- Scott, R. L., Cable, W. L., Huxman, T. E., Nagler, P. L., Hernandez, M., & Goodrich, D. C. (2008). Multiyear riparian evapotranspiration and groundwater use for a semiarid watershed. *Journal of Arid Environments*, 72(7), 1232-1246. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2008.01.001>
- Seguin, B., Baelz, S., Monget, J.-M., & Petit, V. (1982a). Utilisation de la thermographie IR pour l'estimation de l'évaporation régionale I. Mise au point méthodologique sur le site de la Crau. *Agronomie*, 2(1), 7-16.
- Seguin, B., Baelz, S., Monget, J.-M., & Petit, V. (1982b). Utilisation de la thermographie IR pour l'estimation de l'évaporation régionale. II: Résultats obtenus à partir de données satellites. *Agronomie*, 2(2), 113-118.
- Seguin, B., & Itier, B. (1983). Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *International Journal of Remote Sensing*, 4(2), 371-383. <https://doi.org/10.1080/01431168308948554>
- Seguin, J. J. (2005). *Projet Réseau SIG-Afrique. Carte hydrogéologique de l'Afrique à l'échelle du 1/10 M.* (BRGM). Consulté à l'adresse https://www.on-mali.org/joomla/_GED/pdf/rapport_technique_hydro.pdf
- Séguis, L., Boulain, N., Cappelaere, B., Cohard, J. m., Favreau, G., Galle, S., Guyot, A., Hiernaux, P., Mougin, É., Peugeot, C., Ramier, D., Seghieri, J., Timouk, F., Demarez, V., Demarty, J., Descroix, L., Descloitres, M., Grippa, M., Guichard, F., Kamagaté, B., Kergoat, L., Lebel, T., Le Dantec, V., Le Lay, M., Massuel, S., & Trichon, V. (2011a). Contrasted land-surface processes along the West African rainfall gradient. *Atmospheric Science Letters*, 12(1), 31-37. <https://doi.org/10.1002/asl.327>
- Séguis, L., Cappelaere, B., Milési, G., Peugeot, C., Massuel, S., & Favreau, G. (2004). Simulated impacts of climate change and land-clearing on runoff from a small Sahelian catchment. *Hydrological Processes*, 18(17), 3401-3413. <https://doi.org/10.1002/hyp.1503>
- Séguis, L., Kamagaté, B., Favreau, G., Descloitres, M., Seidel, J.-L., Galle, S., Peugeot, C., Gosset, M., Le Barbé, L., Malinur, F., Van Exter, S., Arjounin, M., Boubkraoui, S., &

- Wubda, M. (2011b). Origins of streamflow in a crystalline basement catchment in a sub-humid Sudanian zone: The Donga basin (Benin, West Africa): Inter-annual variability of water budget. *Journal of Hydrology*, 402(1), 1-13. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.01.054>
- Senay, G. B., Bohms, S., Singh, R. K., Gowda, P. H., Velpuri, N. M., Alemu, H., & Verdin, J. P. (2013). Operational Evapotranspiration Mapping Using Remote Sensing and Weather Datasets: A New Parameterization for the SSEB Approach. *Journal of the American Water Resources Association*, 49(3), 577-591. <https://doi.org/10.1111/jawr.12057>
- Senay, G. B., Budde, M. E., & Verdin, J. P. (2011a). Enhancing the Simplified Surface Energy Balance (SSEB) approach for estimating landscape ET: Validation with the METRIC model. *Agricultural Water Management*, 98(4), 606-618. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2010.10.014>
- Senay, G. B., Budde, M., Verdin, J. P., & Melesse, A. M. (2007). A Coupled Remote Sensing and Simplified Surface Energy Balance Approach to Estimate Actual Evapotranspiration from Irrigated Fields. *Sensors*, 7(6), 979-1000. <https://doi.org/10.3390/s7060979>
- Senay, G. B., Leake, S., Nagler, P. L., Artan, G., Dickinson, J., Cordova, J. T., & Glenn, E. P. (2011b). Estimating basin scale evapotranspiration (ET) by water balance and remote sensing methods. *Hydrological Processes*, 25(26), 4037-4049. <https://doi.org/10.1002/hyp.8379>
- Sheffield, J., Wood, E. F., & Munoz-Arriola, F. (2009). Long-Term Regional Estimates of Evapotranspiration for Mexico Based on Downscaled ISCCP Data. *Journal of Hydrometeorology*, 11(2), 253-275. <https://doi.org/10.1175/2009JHM1176.1>
- Shu, Y., Stisen, S., Jensen, K. H., & Sandholt, I. (2011). Estimation of regional evapotranspiration over the North China Plain using geostationary satellite data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 13(2), 192-206. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2010.11.002>
- Shukla, J., & Mintz, Y. (1982). Influence of Land-Surface Evapotranspiration on the Earth's Climate. *Science*, 215(4539), 1498-1501. <https://doi.org/10.1126/science.215.4539.1498>
- Shuttleworth, W. J., & Wallace, J. S. (1985). Evaporation from sparse crops-an energy combination theory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111(469), 839-855. <https://doi.org/10.1002/qj.49711146910>
- Siebert, S., Burke, J., Faures, J. M., Frenken, K., Hoogeveen, J., Döll, P., & Portmann, F. T. (2010). Groundwater use for irrigation – a global inventory. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(10), 1863-1880. <https://doi.org/10.5194/hess-14-1863-2010>
- Sighomnou, D., Descroix, L., Genthon, P., Mahé, G., Moussa, I. B., Gautier, E., Mamadou, I., Vandervaere, J.-P., Bachir, T., Coulibaly, B., Rajot, J.-L., Issa, O. M., Abdou, M. M., Dessay, N., Delaître, E., Maiga, O. F., Diedhiou, A., Panthou, G., Vischel, T.,

- Yacouba, H., Karambiri, H., Paturel, J.-E., Diello, P., Mougin, E., Kergoat, L., & Hiernaux, P. (2013). La crue de 2012 à Niamey : un paroxysme du paradoxe du Sahel ? *Science et changements planétaires / Sécheresse*, 45(3), 383-395.
- Simioni, G., Le Roux, X., Gignoux, J., & Sinoquet, H. (2000). Treegrass: a 3D, process-based model for simulating plant interactions in tree-grass ecosystems. *Ecological Modelling*, 131(1), 47-63. [https://doi.org/10.1016/S0304-3800\(00\)00243-X](https://doi.org/10.1016/S0304-3800(00)00243-X)
- Singh, R. K., Irmak, A., Irmak, S., & Martin, D. L. (2008). Application of SEBAL Model for Mapping Evapotranspiration and Estimating Surface Energy Fluxes in South-Central Nebraska. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 134(3), 273-285. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2008\)134:3\(273\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2008)134:3(273))
- Singh, R. K., & Senay, G. B. (2015). Comparison of Four Different Energy Balance Models for Estimating Evapotranspiration in the Midwestern United States. *Water*, 8(1), 9. <https://doi.org/10.3390/w8010009>
- Sjöström, M., Ardö, J., Arneth, A., Boulain, N., Cappelaere, B., Eklundh, L., de Grandcourt, A., Kutsch, W. L., Merbold, L., Nouvellon, Y., Scholes, R. J., Schubert, P., Seaquist, J., & Veenendaal, E. M. (2011). Exploring the potential of MODIS EVI for modeling gross primary production across African ecosystems. *Remote Sensing of Environment*, 115(4), 1081-1089. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.12.013>
- Sjöström, M., Ardö, J., Eklundh, L., El-Tahir, B. A., El-Khidir, H. A. M., Hellström, M., Pilesjö, P., & Seaquist, J. (2009). Evaluation of satellite based indices for gross primary production estimates in a sparse savanna in the Sudan. *Biogeosciences*, 6(1), 129-138. <https://doi.org/10.5194/bg-6-129-2009>
- Sjöström, M., Zhao, M., Archibald, S., Arneth, A., Cappelaere, B., Falk, U., de Grandcourt, A., Hanan, N., Kergoat, L., Kutsch, W., Merbold, L., Mougin, E., Nickless, A., Nouvellon, Y., Scholes, R. J., Veenendaal, E. M., & Ardö, J. (2013). Evaluation of MODIS gross primary productivity for Africa using eddy covariance data. *Remote Sensing of Environment*, 131(Supplement C), 275-286. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.12.023>
- Smith, J. A., & Ballard, J. R. (2001). Thermal infrared hot spot and dependence on canopy geometry. *Optical Engineering*, 40(8), 1435-1438. <https://doi.org/10.1117/1.1387990>
- Sobrino, J. A., Gómez, M., Jiménez-Muñoz, J. C., & Oliso, A. (2007). Application of a simple algorithm to estimate daily evapotranspiration from NOAA-AVHRR images for the Iberian Peninsula. *Remote Sensing of Environment*, 110(2), 139-148. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.02.017>
- Sobrino, J. A., Gómez, M., Jiménez-Muñoz, J. C., Oliso, A., & Chehbouni, G. (2005). A simple algorithm to estimate evapotranspiration from DAIS data: Application to the DAISEX campaigns. *Journal of Hydrology*, 315(1-4), 117-125. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.03.027>

- Song, L., Liu, S., Kustas, W. P., Zhou, J., & Ma, Y. (2015). Using the Surface Temperature-Albedo Space to Separate Regional Soil and Vegetation Temperatures from ASTER Data. *Remote Sensing*, 7(5), 5828-5848. <https://doi.org/10.3390/rs70505828>
- Song, L., Liu, S., Kustas, W. P., Zhou, J., Xu, Z., Xia, T., & Li, M. (2016). Application of remote sensing-based two-source energy balance model for mapping field surface fluxes with composite and component surface temperatures. *Agricultural and Forest Meteorology*. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2016.01.005>
- Spiekermann, R., Brandt, M., & Samimi, C. (2015). Woody vegetation and land cover changes in the Sahel of Mali (1967–2011). *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 34, 113-121. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2014.08.007>
- Stewart, J. B., Kustas, W. P., Humes, K. S., Nichols, W. D., Moran, M. S., & de Bruin, H. a. R. (1994). Sensible Heat Flux-Radiometric Surface Temperature Relationship for Eight Semiarid Areas. *Journal of Applied Meteorology*, 33(9), 1110-1117. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1994\)033<1110:SHFRST>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1994)033<1110:SHFRST>2.0.CO;2)
- Stisen, S., Sandholt, I., Nørgaard, A., Fensholt, R., & Jensen, K. H. (2008). Combining the triangle method with thermal inertia to estimate regional evapotranspiration — Applied to MSG-SEVIRI data in the Senegal River basin. *Remote Sensing of Environment*, 112(3), 1242-1255. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.08.013>
- Su, H., McCabe, M. F., Wood, E. F., Su, Z., & Prueger, J. H. (2005). Modeling Evapotranspiration during SMACEX: Comparing Two Approaches for Local- and Regional-Scale Prediction. *Journal of Hydrometeorology*, 6(6), 910-922. <https://doi.org/10.1175/JHM466.1>
- Su, H., Wood, E. F., McCabe, M. F., & Su, Z. (2007). Evaluation of Remotely Sensed Evapotranspiration Over the CEOP EOP-1 Reference Sites. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 85A, 439-459. <https://doi.org/10.2151/jmsj.85A.439>
- Su, Z. (2002). The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 6(1), 85-100. <https://doi.org/10.5194/hess-6-85-2002>
- Su, Z., Fernández-Prieto, D., Timmermans, J., Chen, X., Hungershoefer, K., Roebeling, R., Schröder, M., Schulz, J., Stammes, P., Wang, P., & Wolters, E. (2014). First results of the earth observation Water Cycle Multi-mission Observation Strategy (WACMOS). *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 26, 270-285. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2013.08.002>
- Su, Z., Schmugge, T., Kustas, W. P., & Massman, W. J. (2001). An Evaluation of Two Models for Estimation of the Roughness Height for Heat Transfer between the Land Surface and the Atmosphere. *Journal of Applied Meteorology*, 40(11), 1933-1951. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2001\)040<1933:AEOTMF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<1933:AEOTMF>2.0.CO;2)

- Sugita, M., & Brutsaert, W. (1991). Daily evaporation over a region from lower boundary layer profiles measured with radiosondes. *Water Resources Research*, 27(5), 747-752. <https://doi.org/10.1029/90WR02706>
- Sultan, B., Guan, K., Kouressy, M., Biasutti, M., Piani, C., Hammer, G. L., McLean, G., & Lobell, D. B. (2014). Robust features of future climate change impacts on sorghum yields in West Africa. *Environmental Research Letters*, 9(10), 104006. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/10/104006>
- Sultan, B., & Janicot, S. (2000). Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal variability. *Geophysical Research Letters*, 27(20), 3353-3356. <https://doi.org/10.1029/1999GL011285>
- Sultan, B., Roudier, P., Quirion, P., Alhassane, A., Muller, B., Dingkuhn, M., Ciais, P., Guimberteau, M., Traore, S., & Baron, C. (2013). Assessing climate change impacts on sorghum and millet yields in the Sudanian and Sahelian savannas of West Africa. *Environmental Research Letters*, 8(1), 014040. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/1/014040>
- Sun, Z., Gebremichael, M., Ardö, J., & de Bruin, H. A. R. (2011). Mapping daily evapotranspiration and dryness index in the East African highlands using MODIS and SEVIRI data. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(1), 163-170. <https://doi.org/10.5194/hess-15-163-2011>
- Sun, Z., Gebremichael, M., Ardö, J., Nickless, A., Caquet, B., Merboldh, L., & Kutsch, W. (2012). Estimation of daily evapotranspiration over Africa using MODIS/Terra and SEVIRI/MSG data. *Atmospheric Research*, 112, 35-44. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2012.04.005>
- Sun, Z., Wang, Q., Matsushita, B., Fukushima, T., Ouyang, Z., & Watanabe, M. (2009). Development of a Simple Remote Sensing EvapoTranspiration model (Sim-ReSET): Algorithm and model test. *Journal of Hydrology*, 376(3-4), 476-485. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.07.054>
- Sun, Z., Wang, Q., Matsushita, B., Fukushima, T., Ouyang, Z., Watanabe, M., & Gebremichael, M. (2013). Further evaluation of the Sim-ReSET model for ET estimation driven by only satellite inputs. *Hydrological Sciences Journal*, 58(5), 994-1012. <https://doi.org/10.1080/02626667.2013.791026>
- Tang, R., & Li, Z. L. (2017). An End-Member-Based Two-Source Approach for Estimating Land Surface Evapotranspiration From Remote Sensing Data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, PP(99), 1-15. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2017.2715361>
- Tang, R., & Li, Z.-L. (2015). Evaluation of two end-member-based models for regional land surface evapotranspiration estimation from MODIS data. *Agricultural and Forest Meteorology*, 202, 69-82. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2014.12.005>
- Tang, R., Li, Z.-L., & Chen, K.-S. (2011a). Validating MODIS-derived land surface evapotranspiration with in situ measurements at two AmeriFlux sites in a semiarid

- region. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D4), D04106. <https://doi.org/10.1029/2010JD014543>
- Tang, R., Li, Z.-L., Jia, Y., Li, C., Sun, X., Kustas, W. P., & Anderson, M. C. (2011b). An intercomparison of three remote sensing-based energy balance models using Large Aperture Scintillometer measurements over a wheat–corn production region. *Remote Sensing of Environment*, 115(12), 3187-3202. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.07.004>
- Tang, R., Li, Z.-L., & Sun, X. (2013). Temporal upscaling of instantaneous evapotranspiration: An intercomparison of four methods using eddy covariance measurements and MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, 138, 102-118. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.07.001>
- Tang, R., Li, Z.-L., & Tang, B. (2010). An application of the Ts–VI triangle method with enhanced edges determination for evapotranspiration estimation from MODIS data in arid and semi-arid regions: Implementation and validation. *Remote Sensing of Environment*, 114(3), 540-551. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2009.10.012>
- Tang, R., Shao, K., Li, Z. L., Wu, H., Tang, B. H., Zhou, G., & Zhang, L. (2015). Multiscale Validation of the 8-day MOD16 Evapotranspiration Product Using Flux Data Collected in China. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 8(4), 1478-1486. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2015.2420105>
- Tasumi, M., Trezza, R., Allen, R. G., & Wright, J. L. (2005). Operational aspects of satellite-based energy balance models for irrigated crops in the semi-arid U.S. *Irrigation and Drainage Systems*, 19(3-4), 355-376. <https://doi.org/10.1007/s10795-005-8138-9>
- Taylor, C. M., & Ellis, R. J. (2006). Satellite detection of soil moisture impacts on convection at the mesoscale. *Geophysical Research Letters*, 33(3). <https://doi.org/10.1029/2005GL025252>
- Taylor, C. M., Gounou, A., Guichard, F., Harris, P. P., Ellis, R. J., Couvreux, F., & De Kauwe, M. (2011). Frequency of Sahelian storm initiation enhanced over mesoscale soil-moisture patterns. *Nature Geoscience*, 4(7), 430-433. <https://doi.org/10.1038/ngeo1173>
- Taylor, C. M., Jeu, R. A. M. de, Guichard, F., Harris, P. P., & Dorigo, W. A. (2012). Afternoon rain more likely over drier soils. *Nature*, 489(7416), 423-426. <https://doi.org/10.1038/nature11377>
- Taylor, C. M., Lambin, E. F., Stephenne, N., Harding, R. J., & Essery, R. L. H. (2002). The Influence of Land Use Change on Climate in the Sahel. *Journal of Climate*, 15(24), 3615-3629. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<3615:TIOLUC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<3615:TIOLUC>2.0.CO;2)
- Taylor, C. M., & Lebel, T. (1998). Observational Evidence of Persistent Convective-Scale Rainfall Patterns. *Monthly Weather Review*, 126(6), 1597-1607. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1998\)126<1597:OEOPCS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1998)126<1597:OEOPCS>2.0.CO;2)

- Taylor, C. M., Parker, D. J., & Harris, P. P. (2007). An observational case study of mesoscale atmospheric circulations induced by soil moisture. *Geophysical Research Letters*, *34*(15). <https://doi.org/10.1029/2007GL030572>
- Teixeira, A. H. de C., Bastiaanssen, W. G. M., Ahmad, M. D., & Bos, M. G. (2009). Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil: Part A: Calibration and validation. *Agricultural and Forest Meteorology*, *149*(3–4), 462-476. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2008.09.016>
- Teluguntla, P., Ryu, D., George, B., & Walker, J. P. (2013). Multidecadal Trend of Basin-Scale Evapotranspiration Estimated Using AVHRR Data in the Krishna River Basin, India. *Vadose Zone Journal*, *12*(3). <https://doi.org/10.2136/vzj2012.0118>
- Thom, A. S. (1975). *Momentum, Mass and Heat Exchange of Plant Communities: Edited by J.L. Monteith*.
- Thomas, N., & Nigam, S. (2018). Twentieth-Century Climate Change over Africa: Seasonal Hydroclimate Trends and Sahara Desert Expansion. *Journal of Climate*, *31*(9), 3349-3370. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0187.1>
- Timmermans, W. J., Kustas, W. P., Anderson, M. C., & French, A. N. (2007). An intercomparison of the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) and the Two-Source Energy Balance (TSEB) modeling schemes. *Remote Sensing of Environment*, *108*(4), 369-384. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.11.028>
- Timouk, F., Kergoat, L., Mouglin, E., Lloyd, C. R., Ceschia, E., Cohard, J.-M., Rosnay, P. de, Hiernaux, P., Demarez, V., & Taylor, C. M. (2009). Response of surface energy balance to water regime and vegetation development in a Sahelian landscape. *Journal of Hydrology*, *375*(1–2), 178-189. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.04.022>
- Todorovic, M. (1999). Single-Layer Evapotranspiration Model with Variable Canopy Resistance. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, *125*(5), 235-245. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(1999\)125:5\(235\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(1999)125:5(235))
- Torou, B. M., Favreau, G., Barbier, B., Pavelic, P., Illou, M., & Sidibé, F. (2013). Constraints and opportunities for groundwater irrigation arising from hydrologic shifts in the Iullemeden Basin, south-western Niger. *Water International*, *38*(4), 465-479. <https://doi.org/10.1080/02508060.2013.817042>
- Touré, A. A., Guillon, R., Garba, Z., Rajot, J.-L., Petit, C., Bichet, V., Durand, A., & Sebag, D. (2010). Evolution des paysages Sahéliens au cours des six dernières décennies dans la région de Niamey : de la disparition de la brousse tigrée à l'encroustement de surface des sols. *Pangea*, *47/48*, 35-40.
- Toureiro, C., Serralheiro, R., Shahidian, S., & Sousa, A. (2017). Irrigation management with remote sensing: Evaluating irrigation requirement for maize under Mediterranean climate condition. *Agricultural Water Management*, *184*(Supplement C), 211-220. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2016.02.010>

- Trambauer, P., Dutra, E., Maskey, S., Werner, M., Pappenberger, F., Beek, V., H, L. P., & Uhlenbrook, S. (2014). Comparison of different evaporation estimates over the African continent. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(1), 193-212. <https://doi.org/10.5194/hess-18-193-2014>
- Troufleau, D., Lhomme, J. P., Monteny, B., & Vidal, A. (1997). Sensible heat flux and radiometric surface temperature over sparse Sahelian vegetation. I. An experimental analysis of the kB-1 parameter. *Journal of Hydrology*, 188-189, 815-838. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03172-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03172-1)
- Troufleau, D., L'Homme, J. P., Monteny, B., Vidal, A., & Moran, M. S. (1995). Using thermal infrared temperature over sparse semi-arid vegetation for sensible heat flux estimation. In *International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS '95. Quantitative Remote Sensing for Science and Applications* (Vol. 3, p. 2227-2229). Firenze, Italy: IEEE. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.1995.524155>
- Tucker, C. J. (1979). Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation. *Remote Sensing of Environment*, 8(2), 127-150. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(79\)90013-0](https://doi.org/10.1016/0034-4257(79)90013-0)
- Tucker, C. J., & Miller, L. D. (1977). Soil spectra contributions to grass canopy spectral reflectance. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 43(6), 721-726.
- Turc, L. (1961). Water requirements assessment of irrigation, potential evapotranspiration: simplified and updated climatic formula. *Annales Agronomiques*, 12, 13-49.
- Tyree, M. T., & Alexander, J. D. (1993). Plant water relations and the effects of elevated CO₂: a review and suggestions for future research. *Vegetatio*, 104-105(1), 47-62. <https://doi.org/10.1007/BF00048144>
- United Nations, Department of Economic and Social Affairs, Population Division (2017). *World Population Prospects: The 2017 Revision*, DVD Edition., Available at : <https://esa.un.org/unpd/wpp/Download/Standard/Population/>. Website access on 04/2018
- Valentin, C., Rajot, J.-L., & Mitja, D. (2004). Responses of soil crusting, runoff and erosion to fallowing in the sub-humid and semi-arid regions of West Africa. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 104(2), 287-302. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2004.01.035>
- Van de Giesen, N., Kunstmann, H., Jung, G., Liebe, J., Andreini, M., & Vlek, P. L. G. (2002). The GLOWA Volta project: Integrated assessment of feedback mechanisms between climate, landuse, and hydrology. In M. Beniston (Éd.), *Climatic Change: Implications for the Hydrological Cycle and for Water Management* (p. 151-170). Springer Netherlands. Consulté à l'adresse http://link.springer.com/chapter/10.1007/0-306-47983-4_9
- van den Honert, T. H. (1948). Water transport in plants as a catenary process. *Discussions of the Faraday Society*, 3(0), 146-153. <https://doi.org/10.1039/DF9480300146>

- van der Kwast, J., Timmermans, W., Gieske, A., Su, Z., Oliosio, A., Jia, L., Elbers, J., Karssenberg, D., de Jong, S., & de Jong, Steven. (2009). Evaluation of the Surface Energy Balance System (SEBS) applied to ASTER imagery with flux-measurements at the SPARC 2004 site (Barrax, Spain). *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 6(1), 1165-1196. <http://dx.doi.org/10.5194/hessd-6-1165-2009>
- van Dijk, A. I. J. M., Beck, H. E., Crosbie, R. S., de Jeu, R. A. M., Liu, Y. Y., Podger, G. M., Timbal, B., & Viney, N. R. (2013). The Millennium Drought in southeast Australia (2001–2009): Natural and human causes and implications for water resources, ecosystems, economy, and society. *Water Resources Research*, 49(2), 1040-1057. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20123>
- Van Genuchten, M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Journal of the Soil Science Society of America*, 44(5), 892-898.
- Van Niel, T. G., Mcvicar, T. R., Roderick, M. L., Dijk, A. I. J. M. V., Beringer, J., Hutley, L. B., & Gorsel, E. V. (2012). Upscaling latent heat flux for thermal remote sensing studies: Comparison of alternative approaches and correction of bias. *Journal of Hydrology*, 468-469, 35-46.
- Van Niel, T. G., McVicar, T. R., Roderick, M. L., van Dijk, A. I. J. M., Renzullo, L. J., & van Gorsel, E. (2011). Correcting for systematic error in satellite-derived latent heat flux due to assumptions in temporal scaling: Assessment from flux tower observations. *Journal of Hydrology*, 409(1), 140-148. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.08.011>
- van Vliet, N., Reenberg, A., & Rasmussen, L. V. (2013). Scientific documentation of crop land changes in the Sahel: A half empty box of knowledge to support policy? *Journal of Arid Environments*, 95(Supplement C), 1-13. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2013.03.010>
- Velluet, C. (2014). *Modélisation et analyse pluriannuelles du fonctionnement hydrologique et énergétique de deux écosystèmes dominants au Sahel agropastoral (Sud-Ouest Niger)* (Thèse de Doctorat). Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, France. Consulté à l'adresse <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01002273/document>
- Velluet, C., Demarty, J., Cappelaere, B., Braud, I., Issoufou, H. B. A., Boulain, N., Ramier, D., Mainassara, I., Charvet, G., Boucher, M., Chazarin, J. P., Oï, M., Yahou, H., Maidaji, B., Pont, F. A., Benarrosh, N., Mahamane, A., Nazoumou, Y., Favreau, G., & Seghieri, J. (2014). Building a field- and model-based climatology of surface energy and water cycles for dominant land cover types in the cultivated Sahel. Annual budgets and seasonality. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18, 5001-5024. <https://doi.org/10.5194/hess-18-5001-2014>
- Velupuri, N. M., Senay, G. B., Singh, R. K., Bohms, S., & Verdin, J. P. (2013). A comprehensive evaluation of two MODIS evapotranspiration products over the conterminous United States: Using point and gridded FLUXNET and water balance

- ET. *Remote Sensing of Environment*, 139, 35-49.
<https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.07.013>
- Venturini, V., Bisht, G., Islam, S., & Jiang, L. (2004). Comparison of evaporative fractions estimated from AVHRR and MODIS sensors over South Florida. *Remote Sensing of Environment*, 93(1), 77-86. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2004.06.020>
- Verstraeten, W. W., Veroustraete, F., & Feyen, J. (2005). Estimating evapotranspiration of European forests from NOAA-imagery at satellite overpass time: Towards an operational processing chain for integrated optical and thermal sensor data products. *Remote Sensing of Environment*, 96(2), 256-276. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2005.03.004>
- Vinukollu, R. K., Meynadier, R., Sheffield, J., & Wood, E. F. (2011). Multi-model, multi-sensor estimates of global evapotranspiration: climatology, uncertainties and trends. *Hydrological Processes*, 25(26), 3993-4010. <https://doi.org/10.1002/hyp.8393>
- Vischel, T. (2006). *Impact de la variabilité pluviométrique de méso-échelle sur la réponse des systèmes hydrologiques sahéliens* (Thèse de Doctorat). Institut National Polytechnique de Grenoble, Grenoble, France.
- Vischel, T., Quantin, G., Lebel, T., Viarre, J., Gosset, M., Cazenave, F., & Panthou, G. (2011). Generation of High-Resolution Rain Fields in West Africa: Evaluation of Dynamic Interpolation Methods. *Journal of Hydrometeorology*, 12(6), 1465-1482. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-10-05015.1>
- Wallace, J. S., & Holwill, C. J. (1997). Soil evaporation from tiger-bush in south-west Niger. *Journal of Hydrology*, 188-189, 426-442. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03185-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03185-X)
- Walter, I. A., Allen, R. G., Elliott, R., Itenfisu, D., Brown, P., Jensen, M. E., Mecham, B., Howell, T. A., Snyder, R., Eching, S., Spofford, T., Hattendorf, M., Martin D., Cuenca R. H., & Wright J. L. (2005). *The ASCE Standardized Reference Evapotranspiration Equation* (ASCE-EWRI Task Committee Report No. Final report) (p. 70). American Society of Civil Engineers. Consulté à l'adresse <https://www.kimberly.uidaho.edu/water/asceewri/ascestzdetmain2005.pdf>
- Walther, B. A. (2016). A review of recent ecological changes in the Sahel, with particular reference to land-use change, plants, birds and mammals. *African Journal of Ecology*, 54(3), 268-280. <https://doi.org/10.1111/aje.12350>
- Wan, Z., Zhang, K., Xue, X., Hong, Z., Hong, Y., & Gourley, J. J. (2015). Water balance-based actual evapotranspiration reconstruction from ground and satellite observations over the conterminous United States. *Water Resources Research*, 51(8), 6485-6499. <https://doi.org/10.1002/2015WR017311>
- Wang, J., Sammis, T. W., Gutschick, V. P., Gebremichael, M., & Miller, D. R. (2009). Sensitivity Analysis of the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL). *Transactions of the ASABE*, 52(3), 801-811. <https://doi.org/10.13031/2013.27401>

- Wang, K., & Dickinson, R. E. (2012). A review of global terrestrial evapotranspiration: Observation, modeling, climatology, and climatic variability. *Reviews of Geophysics*, *50*(2). <https://doi.org/10.1029/2011RG000373>
- Wang, K., Dickinson, R. E., Wild, M., & Liang, S. (2010a). Evidence for decadal variation in global terrestrial evapotranspiration between 1982 and 2002: 1. Model development. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *115*(D20), D20112. <https://doi.org/10.1029/2009JD013671>
- Wang, K., Dickinson, R. E., Wild, M., & Liang, S. (2010b). Evidence for decadal variation in global terrestrial evapotranspiration between 1982 and 2002: 2. Results. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *115*(D20), D20113. <https://doi.org/10.1029/2010JD013847>
- Wang, K., Li, Z., & Cribb, M. (2006). Estimation of evaporative fraction from a combination of day and night land surface temperatures and NDVI: A new method to determine the Priestley–Taylor parameter. *Remote Sensing of Environment*, *102*(3–4), 293–305. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.02.007>
- Wang, K., & Liang, S. (2008). An improved method for estimating global evapotranspiration based on satellite determination of surface net radiation, vegetation index, temperature, and soil moisture. In *International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS '08* (Vol. 3, p. 875–878). Boston, MA: IEEE. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2008.4779489>
- Wang, K., & Liang, S. (2009). Evaluation of ASTER and MODIS land surface temperature and emissivity products using long-term surface longwave radiation observations at SURFRAD sites. *Remote Sensing of Environment*, *113*(7), 1556–1565. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2009.03.009>
- Wang, K., Wang, P., Li, Z., Cribb, M., & Sparrow, M. (2007). A simple method to estimate actual evapotranspiration from a combination of net radiation, vegetation index, and temperature. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *112*(D15), D15107. <https://doi.org/10.1029/2006JD008351>
- Wassenaar, T., Olioso, A., Hasager, A., Jacob, F., & Chehbouni, A. (2002). Estimation of evapotranspiration on heterogeneous pixels. *Proceedings of the First International Symposium on Recent Advances in Quantitative Remote Sensing*, 458–465.
- Williams, A. P., Seager, R., Abatzoglou, J. T., Cook, B. I., Smerdon, J. E., & Cook, E. R. (2015). Contribution of anthropogenic warming to California drought during 2012–2014. *Geophysical Research Letters*, *42*(16), 6819–6828. <https://doi.org/10.1002/2015GL064924>
- Williams, C., A., Hanan, N. P., Baker, I., Collatz, G. J., Berry, J. A., & Denning, A. S. (2008). Interannual variability of photosynthesis across Africa and its attribution - Williams - 2008 - Journal of Geophysical Research: Biogeosciences - Wiley Online Library. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, *113*(G4). <https://doi.org/10.1029/2008JG000718>

- Williams, C. A., Hanan, N. P., Neff, J. C., Scholes, R. J., Berry, J. A., Denning, A. S., & Baker, D. F. (2007). Africa and the global carbon cycle. *Carbon Balance and Management*, 2(1), 3. <https://doi.org/10.1186/1750-0680-2-3>
- Willmer, C. M. (1988). Stomatal sensing of the environment. *Biological Journal of the Linnean Society*, 34(3), 205-217. <https://doi.org/10.1111/j.1095-8312.1988.tb01959.x>
- Wittig, R., König, K., Schmidt, M., & Szarzynski, J. (2007). A study of climate change and anthropogenic impacts in West Africa. *Environmental Science and Pollution Research - International*, 14(3), 182-189. <https://doi.org/10.1065/espr2007.02.388>
- Wolters, D., van Heerwaarden, C. C., de Arellano, J. V.-G., Cappelaere, B., & Ramier, D. (2010). Effects of soil moisture gradients on the path and the intensity of a West African squall line. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(653), 2162-2175. <https://doi.org/10.1002/qj.712>
- Xin, X., & Liu, Q. (2010). The Two-layer Surface Energy Balance Parameterization Scheme (TSEBPS) for estimation of land surface heat fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(3), 491-504. <https://doi.org/10.5194/hess-14-491-2010>
- Xu, T., Liu, S., Xu, L., Chen, Y., Jia, Z., Xu, Z., & Nielson, J. (2015). Temporal Upscaling and Reconstruction of Thermal Remotely Sensed Instantaneous Evapotranspiration. *Remote Sensing*, 7(3), 3400-3425. <https://doi.org/10.3390/rs70303400>
- Yang, F., White, M. A., Michaelis, A. R., Ichii, K., Hashimoto, H., Votava, P., Zhu, A.-X., & Nemani, R. R. (2006). Prediction of Continental-Scale Evapotranspiration by Combining MODIS and AmeriFlux Data Through Support Vector Machine. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44(11), 3452-3461. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2006.876297>
- Yang, J., & Wang, Y. (2011). Estimating evapotranspiration fraction by modeling two-dimensional space of NDVI/albedo and day–night land surface temperature difference: A comparative study. *Advances in Water Resources*, 34(4), 512-518. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2011.01.006>
- Yang, Y., Long, D., Guan, H., Liang, W., Simmons, C., & Batelaan, O. (2015). Comparison of three dual-source remote sensing evapotranspiration models during the MUSOEXE-12 campaign: Revisit of model physics. *Water Resources Research*, 51(5), 3145-3165. <https://doi.org/10.1002/2014WR015619>
- Yang, Y., Long, D., & Shang, S. (2013). Remote estimation of terrestrial evapotranspiration without using meteorological data. *Geophysical Research Letters*, 40(12), 3026-3030. <https://doi.org/10.1002/grl.50450>
- Yang, Y., Qiu, J., Su, H., Bai, Q., Liu, S., Li, L., Yu, Y., & Huang, Y. (2017). A One-Source Approach for Estimating Land Surface Heat Fluxes Using Remotely Sensed Land Surface Temperature. *Remote Sensing*, 9(1), 43. <https://doi.org/10.3390/rs9010043>
- Yang, Y., & Shang, S. (2013). A hybrid dual-source scheme and trapezoid framework–based evapotranspiration model (HTEM) using satellite images: Algorithm and model test.

- Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(5), 2284-2300.
<https://doi.org/10.1002/jgrd.50259>
- Yao, Y., Liang, S., Li, X., Hong, Y., Fisher, J. B., Zhang, N., Chen, J., Cheng, J., Zhao, S., Zhang, X., Jiang, B., Sun, L., Jia, K., Wang, K., Chen, Y., Mu, Q., & Feng, F. (2014). Bayesian multimodel estimation of global terrestrial latent heat flux from eddy covariance, meteorological, and satellite observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(8), 2013JD020864.
<https://doi.org/10.1002/2013JD020864>
- Yitayew, M., & Brown, P. (1990). Predicting Daily Evapotranspiration (ETd) from Short-Term Values. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 116(3), 387-398. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(1990\)116:3\(387\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(1990)116:3(387))
- Yuan, W., Liu, S., Yu, G., Bonnefond, J.-M., Chen, J., Davis, K., Desai, A. R., Goldstein, A. H., Gianelle, D., Rossi, F., Suyker, A. E., & Verma, S. B. (2010). Global estimates of evapotranspiration and gross primary production based on MODIS and global meteorology data. *Remote Sensing of Environment*, 114(7), 1416-1431.
<https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.01.022>
- Zahira, S., Abderrahmane, H., Mederbal, K., & Frederic, D. (2009). Mapping Latent Heat Flux in the Western Forest Covered Regions of Algeria Using Remote Sensing Data and a Spatialized Model. *Remote Sensing*, 1(4), 795-817.
<https://doi.org/10.3390/rs1040795>
- Zampaligré, N., Dossa, L. H., & Schlecht, E. (2014). Climate change and variability: perception and adaptation strategies of pastoralists and agro-pastoralists across different zones of Burkina Faso. *Regional Environmental Change*, 14(2), 769-783.
<https://doi.org/10.1007/s10113-013-0532-5>
- Zeng, N., Neelin, J. D., Lau, K.-M., & Tucker, C. J. (1999). Enhancement of Interdecadal Climate Variability in the Sahel by Vegetation Interaction. *Science*, 286(5444), 1537-1540. <https://doi.org/10.1126/science.286.5444.1537>
- Zeng, Z., Piao, S., Lin, X., Yin, G., Peng, S., Ciais, P., & Myneni, R. B. (2012). Global evapotranspiration over the past three decades: estimation based on the water balance equation combined with empirical models. *Environmental Research Letters*, 7(1), 014026. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/1/014026>
- Zhan, X., Kustas, W. P., & Humes, K. S. (1996). An intercomparison study on models of sensible heat flux over partial canopy surfaces with remotely sensed surface temperature. *Remote Sensing of Environment*, 58(3), 242-256.
[https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(96\)00049-1](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(96)00049-1)
- Zhang, B., Chen, H., Xu, D., & Li, F. (2017). Methods to estimate daily evapotranspiration from hourly evapotranspiration. *Biosystems Engineering*, 153, 129-139.
<https://doi.org/10.1016/j.biosystemseng.2016.11.008>
- Zhang, H., Gorelick, S. M., Avisse, N., Tilmant, A., Rajsekhar, D., & Yoon, J. (2016). A New Temperature-Vegetation Triangle Algorithm with Variable Edges (TAVE) for

- Satellite-Based Actual Evapotranspiration Estimation. *Remote Sensing*, 8(9), 735. <https://doi.org/10.3390/rs8090735>
- Zhang, K., Kimball, J. S., Mu, Q., Jones, L. A., Goetz, S. J., & Running, S. W. (2009). Satellite based analysis of northern ET trends and associated changes in the regional water balance from 1983 to 2005. *Journal of Hydrology*, 379(1–2), 92–110. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.09.047>
- Zhang, K., Kimball, J. S., Nemani, R. R., & Running, S. W. (2010). A continuous satellite-derived global record of land surface evapotranspiration from 1983 to 2006. *Water Resources Research*, 46(9), W09522. <https://doi.org/10.1029/2009WR008800>
- Zhang, K., Kimball, J. S., Nemani, R. R., Running, S. W., Hong, Y., Gourley, J. J., & Yu, Z. (2015). Vegetation Greening and Climate Change Promote Multidecadal Rises of Global Land Evapotranspiration. *Scientific Reports*, 5. <https://doi.org/10.1038/srep15956>
- Zhang, K., Kimball, J. S., & Running, S. W. (2016). A review of remote sensing based actual evapotranspiration estimation. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 3(6), 834–853. <https://doi.org/10.1002/wat2.1168>
- Zhang, K., Ma, J., Zhu, G., Ma, T., Han, T., & Feng, L. L. (2017). Parameter sensitivity analysis and optimization for a satellite-based evapotranspiration model across multiple sites using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer and flux data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(1), 2016JD025768. <https://doi.org/10.1002/2016JD025768>
- Zhang, L., & Lemeur, R. (1995). Evaluation of daily evapotranspiration estimates from instantaneous measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, 74(1), 139–154. [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(94\)02181-I](https://doi.org/10.1016/0168-1923(94)02181-I)
- Zhang, L., Wylie, B., Loveland, T., Fosnight, E., Tieszen, L. L., Ji, L., & Gilmanov, T. (2007). Evaluation and comparison of gross primary production estimates for the Northern Great Plains grasslands. *Remote Sensing of Environment*, 106(2), 173–189. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.08.012>
- Zhang, R., Tian, J., Su, H., Sun, X., Chen, S., & Xia, J. (2008). Two Improvements of an Operational Two-Layer Model for Terrestrial Surface Heat Flux Retrieval. *Sensors*, 8(10), 6165–6187. <https://doi.org/10.3390/s8106165>
- Zhang, Y., Peña-Arancibia, J. L., McVicar, T. R., Chiew, F. H. S., Vaze, J., Liu, C., Lu, X., Zheng, H., Wang, Y., Liu, Y. Y., Miralles, D. G., & Pan, M. (2016). Multi-decadal trends in global terrestrial evapotranspiration and its components. *Scientific Reports*, 6. <https://doi.org/10.1038/srep19124>
- Zhang, Y. Q., Chiew, F. H. S., Zhang, L., Leuning, R., & Cleugh, H. A. (2008). Estimating catchment evaporation and runoff using MODIS leaf area index and the Penman-Monteith equation. *Water Resources Research*, 44(10), W10420. <https://doi.org/10.1029/2007WR006563>

- Zhao, X., & Liu, Y. (2014). Relative Contribution of the Topographic Influence on the Triangle Approach for Evapotranspiration Estimation over Mountainous Areas. *Advances in Meteorology*, 2014, e584040. <https://doi.org/10.1155/2014/584040>
- Zhou, S., Yu, B., Zhang, Y., Huang, Y., & Wang, G. (2016). Partitioning evapotranspiration based on the concept of underlying water use efficiency. *Water Resources Research*, 52(2), 1160-1175. <https://doi.org/10.1002/2015WR017766>
- Zhu, G., Li, X., Zhang, K., Ding, Z., Han, T., Ma, J., Huang, C., He, J., & Ma, T. (2016). Multi-model ensemble prediction of terrestrial evapotranspiration across north China using Bayesian model averaging. *Hydrological Processes*, 30(16), 2861-2879. <https://doi.org/10.1002/hyp.10832>
- Zhu, W., Lv, A., Jia, S., & Yan, J. (2017). A New Contextual Parameterization of Evaporative Fraction to Reduce the Reliance of the Ts – VI Triangle Method on the Dry Edge. *Remote Sensing*, 9(1), 26. <https://doi.org/10.3390/rs9010026>
- Zhuang, Q., & Wu, B. (2015). Estimating Evapotranspiration from an Improved Two-Source Energy Balance Model Using ASTER Satellite Imagery. *Water*, 7(12), 6673-6688. <https://doi.org/10.3390/w7126653>
- Ziegler, A. D., Sheffield, J., Maurer, E. P., Nijssen, B., Wood, E. F., & Lettenmaier, D. P. (2003). Detection of Intensification in Global- and Continental-Scale Hydrological Cycles: Temporal Scale of Evaluation. *Journal of Climate*, 16(3), 535-547. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<0535:DOIIGA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0535:DOIIGA>2.0.CO;2)
- Zwart, S. J., Mishra, B., & Dembélé, M. (2018). Satellite rainfall for food security on the African continent: performance and accuracy of seven rainfall products between 2001 and 2016. In *Remote Sensing and Hydrology Symposium*. Córdoba, Spain. Consulté à l'adresse <https://research.utwente.nl/en/publications/satellite-rainfall-for-food-security-on-the-african-continent-per>

Liste des symboles et acronymes

Lettres grecques

α	Albédo de surface	-
α_{PT}	Paramètre de Priestley-Taylor	-
γ	Constante psychrométrique	Pa.K ⁻¹
δ	Déclinaison solaire	rad
ΔR	Variation de stock d'eau dans le sol	mm
ΔR_u	Variation de stock dans la réserve utile	mm
ΔS	Variation de stock de chaleur	W.m ⁻²
ε	Émissivité spectrale	-
ε_s	Émissivité de surface	-
θ	Angle de visée du satellite	rad
Θ	Teneur en eau du sol	m ³ .m ⁻³
λ	Longueur d'onde	µm
λ_{0s}	Conductivité thermique à la surface du sol	W.m ⁻¹ .K ⁻¹
ρ_a	Masse volumique de l'air	kg.m ⁻³
ρ_λ	Réflectance spectrale	-
φ	Latitude	rad
σ	Constante de Stefan-Boltzman	W.m ⁻² .K ⁻⁴
τ	Flux de quantité de mouvement	kg.m ⁻¹ .s ⁻²
ψ_f	Potentiel hydrique foliaire	m
ψ_g	Potentiel gravitaire	m
Ψ_H	Fonction de correction de stabilité atmosphérique pour le flux de chaleur sensible	-
Ψ_M	Fonction de correction de stabilité atmosphérique pour le flux de mouvement	-
ψ_m	Potentiel matriciel	m
ψ_o	Potentiel osmotique	m
ψ_s	Potentiel hydrique total du sol dans la zone racinaire	m
ω_s	Angle du coucher du soleil	rad

Lettres latines

A	Énergie disponible à la surface	$W.m^{-2}$
A_{sol}	Énergie disponible au sol	$W.m^{-2}$
A_{veg}	Énergie disponible au sommet du couvert	$W.m^{-2}$
B^{-1}	Inverse du nombre de Stanton	-
c	Célérité de la lumière	$m.s^{-1}$
Cdi	Rapport entre Rn instantané et journalier	-
c_p	Chaleur spécifique de l'air à pression constante	$J.kg^{-1}.K^{-1}$
D	Drainage profond	mm
d	Hauteur de déplacement du plan zéro	m
d_r	Inverse de la distance relative Terre-Soleil	-
D_{vh}	Coefficient isotherme de diffusion de la vapeur	$m^2.s^{-1}$
D_{vT}	Coefficient de diffusion de la vapeur	$m^2.s^{-1}.K^{-1}$
E	Flux de vapeur d'eau	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
e_a	Pression partielle de vapeur effective	Pa
EF	Fraction évaporative	-
e_s	Pression partielle de vapeur saturante	Pa
ET	Évapotranspiration réelle	mm
ET ₀	Évapotranspiration de référence	mm
ET _c	Évapotranspiration d'une culture en conditions standards	mm
ET _d	Évapotranspiration journalière	mm.jour ⁻¹
ETP	Évapotranspiration potentielle	mm
f_{APAR}	Fraction de rayonnements photosynthétiquement actifs	-
f_{COVER}	Fraction de couvert	-
G	Flux conductif de chaleur dans le sol	$W.m^{-2}$
g_m	Conductance mésophyllienne	$m.s^{-1}$
g_p	Conductance totale de la plante	$m.s^{-1}$
GPP	Production primaire brut (Gross Primary Production)	$\mu mol_{CO_2}.m^{-2}.s^{-1}$
g_s	Conductance stomatique	$m.s^{-1}$
H	Flux de chaleur sensible	$W.m^{-2}$
h_p	Constante de Planck	J.s
H_r	Humidité relative de l'air	%
H_{sol}	Flux de chaleur sensible du sol	$W.m^{-2}$
H_{veg}	Flux de chaleur sensible du couvert	$W.m^{-2}$

I_0	Constante solaire	$\text{MJ.m}^{-2}.\text{min}^{-1}$
I_r	Apports par irrigation	mm
k	Constante de von Karman	-
k_B	Constante de Boltzman	$\text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$
K_c	Coefficient cultural	-
K_h	Diffusivité turbulente pour le flux de chaleur sensible	$\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1}$
K_l	Diffusivité turbulente pour le flux de vapeur d'eau	$\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1}$
K_m	Diffusivité turbulente pour le flux de quantité de mouvement	$\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1}$
K_s	Conductivité hydraulique à saturation	$\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1}$
L	Chaleur latente de vaporisation	J.kg^{-1}
LAI	Indice foliaire (Leaf Area Index)	$\text{m}^2.\text{m}^{-2}$
LE	Flux de chaleur latente	W.m^{-2}
L_{MO}	Longueur de Monin-Obukhov	m
L_λ	Luminance spectrale	$\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$
P	Précipitations	mm
PS	Photosynthèse	W.m^{-2}
Q	Écoulement de surface ou débit	mm
q	Humidité spécifique dans le sol	kg.kg^{-1}
q_l	Flux d'eau en phase liquide	m.s^{-1}
q_v	Transfert d'eau en phase vapeur	m.s^{-1}
R	Ruissèlement de surface	mm
$R(T)$	Émittance totale	W.m^{-2}
R^2	Coefficient de détermination	-
r_a	Résistance aérodynamique	s.m^{-1}
$R_a =$	Rayonnement atmosphérique incident =	W.m^{-2}
$R_{G\lambda_d}$	Rayonnement de grandes longueurs d'ondes incident	W.m^{-2}
$R_B(T)$	Émittance totale d'un corps noir	W.m^{-2}
$R_B(\lambda, T)$	Émittance spectrale d'un corps noir	$\text{W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}$
$R_{C\lambda_r}$	Rayonnement de courtes longueurs d'ondes réfléchi	W.m^{-2}
Res	Résidu du bilan d'énergie	W.m^{-2}
R_{ex}	Rayonnement solaire extraterrestre	$\text{MJ.m}^{-2}.\text{jour}^{-1}$
r_{ex}	Résistance d'excès	s.m^{-1}
$R_g =$	Rayonnement global =	W.m^{-2}
$R_{C\lambda_d}$	Rayonnement de courtes longueurs d'ondes incident	W.m^{-2}
$R_{G\lambda_r}$	Rayonnement de grandes longueurs d'ondes réfléchi	W.m^{-2}

R_n	Rayonnement net	$W.m^{-2}$
R_{n_d}	Rayonnement net journalier	$W.m^{-2}$
r_s	Résistance de surface	$s.m^{-1}$
R_{s_0}	Rayonnement solaire incident théorique de ciel clair	$W.m^{-2}$
T	Température apparente	K
T_a	Température atmosphérique	K
T_{aero}	Température aérodynamique de surface	K
T_B	Température de brillance	K
Tr	Transpiration végétale	mm
T_s	Température radiométrique de surface	K
T_{sol}	Température radiométrique à la surface du sol	K
T_{veg}	Température radiométrique à la surface du couvert	K
u	Vitesse du vent	$m.s^{-1}$
u^*	Vitesse de friction	$m.s^{-1}$
VPD	Déficit de saturation	Pa
z	Altitude ou profondeur	m
z_{oh}	Longueur de rugosité pour le transfert de chaleur	m
z_{om}	Longueur de rugosité pour le transfert de mouvement	m

Acronymes

AATSR	Advanced Along-Track Scanning Radiometer
AbA	Acide abscissique
ABN	Agence de Bassin du Niger
ADP	Adénosine DiPhosphate
ALEXI	Atmosphere-Land Exchange Inverse
ALMIP	AMMA Land surface Model Intercomparison Project
AMMA	Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine
AMSR	Advanced Microwave Scanning Radiometer
ARVI	Atmospherically Resistant Vegetation Index
ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
ATP	Adénosine TriPhosphate
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BEAREX07-08	Bushland Evapotranspiration and Agricultural Remote Sensing Experiment 2007-2008
BESS	Breathing Earth System Simulator
BRDF	Bidirectional Reflectance Distribution Function
CAM	Crassulacean Acid Metabolism
CATCH	Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique
CHIRPS	Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data
CRU	Climatic Research Unit
DEM	Digital Elevation Model
DVI	Difference Vegetation Index
EBR	Energy Balance Ratio
EC	Eddy Covariance
ECOSTRESS	ECOSystem Spaceborne Thermal Radiometer Experiment on Space Station
EFEDA	ECHIVAL Field Experiment in Desertification-threatened Areas
EMMAH	Environnement Méditerranéen et Modélisation des Agro-Hydrosystèmes
ENVISAT	EnVironment SATellite
EVASPA	EVapotranspiration Assessment from SPACe
EVI	Enhanced Vegetation Index
GIEC	Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat
GLEAM	Global Land Surface Evaporation: the Amsterdam Methodology
GMAO	Global Modeling and Assimilation Office

GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GRACE	Gravity Recovery and Climate Experiment
HAPEX-Sahel	Hydrologic Atmospheric Pilot Experiment in the Sahel
HEIFE	HEIhe river Field Experiment
HiWATER	Heihe Watershed Allied Telemetry Experimental Research project
HTEM	Hybrid dual-source scheme and Trapezoid framework–based Evapotranspiration Model
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
ISLSCP	International Satellite Land-surface Climatology Project
LAS	Scintillomètre à large ouverture (Large Aperture Scintillometer)
LSM	Land Surface Model
LUE	Light Use Efficiency
MASTER	MODIS/ASTER airborne simulator
MERIS	MEDium Resolution Imaging Spectrometer
METRIC	Mapping EvapoTranspiration with high Resolution Internalized Calibration
MOA	Mousson Ouest Africaine
MODIS	MODerate resolution Imaging Spectroradiometer
MOD-SMET	MODis-Soil Moisture EvapoTranspiration
MSAVI	Modified Soil-Adjusted Vegetation Index
M-SEBAL	Modified-Surface Energy Balance Algorithm for Land
MSG	Meteosat Second Generation
MSWEP	Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation
MTE	Model Tree Ensemble
NCEP-NCAR	National Centers for Environmental Prediction/the National Center for Atmospheric Research
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NDWI	Normalized Difference Water Index
PCHIP	Piecewise Cubic Hermite Interpolating Polynomial
P-LSH	Process-based Land Surface evapotranspiration/Heat fluxes algorithm
PM	Penman-Monteith
PML	Penman-Monteith-Leuning
PT	Priestley-Taylor
PT-JPL	Priestley-Taylor the Jet Propulsion Laboratory method
PVI	Perpendicular Vegetation Index
RCP	Representative Concentration Pathway

RMSD	Root Mean Sqare Deviation
RMSE	Root Mean Square Error
RVI	Ratio Vegetation Index
SAVI	Soil-Adjusted Vegetation Index
SEB	Surface Energy Balance
SEBAL	Surface Energy Balance Algorithm for Land
SEBS	Surface Energy Balance System
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager
Sim-ReSET	Simple Remote-Sensing EvapoTranspiration
SiSPAT	Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer model
SMACEX	Soil-Moisture-Atmosphere Coupling EXperiment
SMOS	Soil Moisture and Ocean Salinity
SPARSE	Soil Plant Atmosphere and Remote Sensing Evapotranspiration
SPI	Standardized Precipitation Index
S-SEBI	Simplified Surface Energy Balance Index
STARFM	Spatial and Temporal Adaptative Reflectance Fusion Model
SVA	Sol-Végétation-Atmosphère
SWAT	Soil and Water Assessment Tool
TAVE	Temperature-vegetation triangle Algorithm with Variable Edges
TDTM	Time-Domain Triangle Method
TMEF	Two-source Model for estimating Evaporative Fraction
TSAVI	Transformed Soil-Adjusted Vegetation Index
TSEB	Two-Source Energie Balance
TSEBPS	Two-layer Surface Energy Balance Parameterization Scheme
TSTIM	Two-Source Time-Integrated Model
TTME	Two-source Trapezoid Model for Evapotranspiration
VI	Indice de végétation (Vegetation Index)
VIC	Variable Infiltration Capacity
WACMOS	WATER Cycle Observation Multi-mission Strategy
ZCIT	Zone de Convergence Inter-Tropicale

Liste des figures

FIGURE 1.1: Schéma d'une coupe transversale d'une feuille présentant ses différentes couches histologiques (a) et d'une coupe longitudinale d'un stomate en situation de turgescence (b) et de plasmolyse (c) avec les mouvements d'eau et de protons associés	28
FIGURE 1.2 : Échanges d'énergie et de de composés ionisés à travers les cellules de garde (d'après Farineau & Morot-Gaudry, 2018)	30
FIGURE 1.3 : Répartition géographique des principaux facteurs de contrôle de l'évapotranspiration (figure extraite des travaux de K. Zhang et al., 2016 d'après Zhang et al., 2015).....	32
FIGURE 2.1 : Influence de l'atmosphère sur le rayonnement solaire	35
FIGURE 2.2 : Représentation schématique des différentes configurations du réseau de résistances au transport de vapeur d'eau et de chaleur à travers le couvert : (a) modèle 1-source, (b) modèles 2-sources en série , (c) modèle 2-sources en parallèle, (d) modèle 2-sources hybride, (e) modèle multi-sources en parallèle et (f) modèle multi-sources en série ; les indices a et s signifie « atmosphérique » et « de surface » et les exposant S et C représente « la surface » et « le couvert végétal » respectivement (figure extraite des travaux de K. Zhang et al., 2016).....	41
FIGURE 2.3 : Composantes des bilans d'énergie (à gauche) et d'eau (à droite) à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère illustrant leur couplage via le processus d'évapotranspiration (adaptée de Velluet, 2014).....	42
FIGURE 3.1 : Le spectre électromagnétique (avec UV = ultraviolet, IR = infrarouge, PIR = proche infrarouge et IRT = infrarouge thermique).....	43
FIGURE 3.2 : Réflectance observée au sommet de l'atmosphère (trait plein) et au sol (pointillés) pour un blé vert et un blé mûr illustrant l'effet de la diffusion atmosphérique sur la réflectance (adaptée de Girard & Girard, 2010 d'après Deschamps et al., 1984).....	45
FIGURE 3.3 : Spectre d'absorbance, de réflectance et de transmittance d'une feuille (adaptée de Girard & Girard, 2010 d'après Guyot, 1997)	46
FIGURE 3.4 : Réflectance d'un même sol sec et humide et de la végétation verte dans le visible et le proche infrarouge (adaptée de Tucker & Miller, 1977).....	47
FIGURE 3.5 : Transmittance de l'atmosphère dans l'infrarouge (adaptée de Girard & Girard, 2010).....	50
FIGURE 3.6 : Frise chronologique des publications clés ayant influencées l'évolution des modèles ET-RS (adaptée de K. Zhang et al., 2016)	52
FIGURE 4.1 : Localisation des différentes zones éco-climatiques (gradient latitudinal de pluviométrie et d'associations végétales) en Afrique de l'Ouest et des zones d'étude (Source isohyètes : L'Hôte & Mahé, 1996).....	56

FIGURE 4.2 : Cycle saisonnier moyen des précipitations (cumuls sur 5 jours) sur la période 1951-1990 mesuré à cinq stations en Afrique de l’Ouest (d’après Lebel et al., 2003) (b) ; localisation des stations pluviométriques et isohyètes moyens annuels sur la période 1951-1989 (d’après L’Hôte & Mahé, 1996) (a). 58

FIGURE 4.3 : Évolution de l’indice pluviométrique standardisé (SPI) sur le Sahel de 1950 à 2014 (d’après Panthou et al., 2018)..... 59

FIGURE 4.4 : Superposition de l’ETP moyenne annuelle calculée à partir de la formulation de Penman-Monteith sur la période 2000-2013 (Source : produit global MOD16A3) et des isohyètes moyens annuels sur la période 1951-1989 (d’après L’Hôte & Mahé, 1996) en Afrique de l’Ouest. L’ETP sur les surfaces d’eau libre et les zones désertiques n’est pas représentée..... 60

FIGURE 4.5 : Scénarios d’évolution démographique de la population ouest africaine pour la période 1950-2100 (Source chiffres : United Nations, 2017) 66

FIGURE 5.1 : Schématisation de la démarche méthodologique utilisée 79

FIGURE 6.1 : Présentation du site du Mali : (a) Localisation en Afrique de l’Ouest et Image satellite (Google Earth, Image Landsat/Copernicus, image©2017 DigitalGlobe, image©2017 CNES/Airbus), (b) Photographies des sites locaux d’Agoufou et Kelma (Source : équipe AMMA-CATCH Mali, GET), (c) Occupation du sol (produit Copernicus Global Land Service issu d’images PROBA-V acquises en 2015), (d) Modèle digital d’élévation (SRTM DEM version 4)..... 85

FIGURE 6.2 : Présentation du site du Niger : (a) Localisation en Afrique de l’Ouest et Image satellite (Google Earth, Image Landsat/Copernicus, image©2017 DigitalGlobe, image©2017 CNES/Airbus), (b) Photographies des sites locaux de Wankama (Source : équipe AMMA-CATCH Niger, HSM), (c) Occupation du sol (produit Copernicus Global Land Service issu d’images PROBA-V acquises en 2015), (d) Modèle digital d’élévation (SRTM DEM version 4)..... 87

FIGURE 6.3 : Présentation du site du Bénin : (a) Localisation en Afrique de l’Ouest et Image satellite (Google Earth, Image Landsat/Copernicus, image©2017 DigitalGlobe, image©2017 CNES/Airbus), (b) Photographies des sites locaux de Belefoungou et Nalohou (Source : équipe AMMA-CATCH Bénin, HSM), (c) Occupation du sol (produit Copernicus Global Land Service issu d’images PROBA-V acquises en 2015), (d) Modèle digital d’élévation (SRTM DEM version 4)..... 89

FIGURE 6.4 : Champs de précipitations annuelles sur le site du Mali (interpolation des observations *in situ* acquises par le réseau de pluviomètres) 93

FIGURE 6.5 : Chroniques 2006-2010 (a) des précipitations, (b) de l’indice foliaire (LAI), (c) de l’évapotranspiration de référence (ET_0) et réelle mesurée (ET) au pas de temps journalier sur le site d’Agoufou 95

FIGURE 6.6 : Chroniques 2006-2010 (a) des précipitations, (b) de l’indice foliaire (LAI), (c) de l’évapotranspiration de référence (ET_0) et réelle mesurée (ET) au pas de temps journalier sur le site de Kelma 96

FIGURE 6.7 : Champs de précipitations annuelles sur le site du Niger (interpolation des observations <i>in situ</i> acquises par le réseau de pluviomètres)	97
FIGURE 6.8 : Chroniques 2005-2011 (a) des précipitations, (b) de l'indice foliaire (LAI), (c) de l'évapotranspiration de référence (ET_0) et réelle mesurée (ET) au pas de temps journalier sur le site de Wankama.....	99
FIGURE 6.9 : Champs de précipitations annuelles sur le site du Bénin (interpolation des observations <i>in situ</i> acquises par le réseau de pluviomètres)	100
FIGURE 6.10 : Chroniques 2008-2010 (a) des précipitations, (b) de l'indice foliaire (LAI), (c) de l'évapotranspiration de référence (ET_0) et réelle mesurée (ET) au pas de temps journalier sur le site de Nalohou	102
FIGURE 6.11 : Chroniques 2008-2010 (a) des précipitations, (b) de l'indice foliaire (LAI), (c) de l'évapotranspiration de référence (ET_0) et réelle mesurée (ET) au pas de temps journalier sur le site de Belefoungou.....	103
FIGURE 7.1 : Erreur relative moyenne sur ET_d simulée par E3S sur l'année 2008 pour des gammes d'erreur systématique sur la température de surface (a), l'albédo (b), l'émissivité de surface (c), le rayonnement atmosphérique incident (d) et le rayonnement global (e)	160
FIGURE 7.2 : Distribution d'ensemble des valeurs absolues d'erreur relative moyenne sur ET_d simulée par E3S sur l'année 2008 pour une erreur systématique de + 1 K sur T_s et sur le bord humide ou sec durant la saison sèche (a) et la saison humide (b). Seules les valeurs comprises entre - 1.5 fois et + 1.5 fois la distance interquartile sont représentées	161
FIGURE 7.3 : Cdi calculé à partir des formulations de Wassenaar et al. (2002), Sobrino et al. (2007) et Rivas & Carmona (2013) versus Cdi observé pour chaque heure de passage étudiée.	164
FIGURE 7.4 : Valeurs de R^2 (a) et de $RMSE_r$ (b) de chaque formulation du Cdi en regard des observations pour chaque heure de passage étudiée	165
FIGURE 7.5 : Comparaison des valeurs d' ET_d simulées par SiSPAT et par E3S en utilisant le R_n comme variable d'extrapolation et les formulations du Cdi de Wassenaar et al. (2002) (a), Sobrino et al. (2007) (b), Rivas & Carmona (2013) (c) ; et en utilisant le R_g comme variable d'extrapolation (d) sur la période 2005-2008.....	166
FIGURE 7.6 : Différences moyennes d' ET_d entre E3S combiné à la formulation d'extrapolation journalière de Wassenaar et al. (2002) et celle de Sobrino et al. (2007) (a, d, g), de Rivas et Carmona (2014) (b, e, h) et celle utilisant le R_g (c, f, i) durant les périodes sèche (haut), humide (milieu) et de transition (bas).....	167
FIGURE 7.7 : Distribution spatiale de la moyenne temporelle de l'incertitude (Range) générée par les méthodes d'extrapolation journalière sur les estimations d' ET_d simulées par E3S durant la période sèche (a) humide (b) et de transition (c).....	168
FIGURE 8.1 : Délimitation du méso-site et de la zone d'étude élargie au Mali (Fond : Google Earth, Image Landsat/Copernicus, image©2017 DigitalGlobe, image©2017 CNES/Airbus)	171

FIGURE 8.2 : Altitudes et pentes observées sur la zone d'étude élargie du Mali à la résolution MODIS (~ 1 km). Le plan vertical en pointillé représente la limite du méso-site à l'Est (à gauche sur l'image). Le plan horizontal correspond au plan 450 m d'altitude à partir duquel les pixels sont éliminés de l'analyse dans la procédure E3S (Remarque : rotation en plan de 180° par rapport à la Figure 8.1)..... 172

FIGURE 8.3 : Température de surface MODIS-TERRA selon l'altitude sur la zone d'étude élargie du Mali pour le 07/02/2006 173

FIGURE 8.4 : Comparaison des flux Rn instantanés estimés par E3S à partir des données TERRA (a) et AQUA (b) avec ceux mesurés *in situ* sur le site d'Agoufou..... 175

FIGURE 8.5 : Comparaison des flux Rn_d journaliers estimés par E3S à partir des données TERRA (a) et AQUA (b) avec ceux mesurés *in situ* sur le site d'Agoufou..... 176

FIGURE 8.6 : ET journalières estimées par E3S à partir des données TERRA (a), AQUA (b) et des données TERRA/AQUA combinées (c) versus ET journalières mesurées *in situ* sur le site d'Agoufou..... 176

FIGURE 8.7 : ET_d simulées à partir des données TERRA/AQUA combinées versus ET_d observées sur le site d'Agoufou pour les années 2007 (a), 2008 (b) et 2009 (c). Les barres d'erreur représentent l'incertitude épistémique..... 177

FIGURE 8.8 : Exemples de cartes d' ET_d simulées sur le site Mali par E3S pour un jour de la saison sèche (a), de la saison humide (b) et de la période de transition (c) de l'année 2007. Les pixels blancs correspondent à une absence de données. 178

FIGURE 8.9 : Cartes de température de surface (a) et d'albédo (b) TERRA-MODIS associées aux estimations d' ET_d d'E3S pour le 29/01/2007 178

FIGURE 8.10 : Superposition de la moyenne d' ET_d simulée par E3S sur la période 2007-2009 et de la topographie sur le méso-site du Mali..... 179

FIGURE 8.11 : Comparaison des moyennes méso-échelles d' ET_d issues d'E3S TERRA/AQUA combinés et de GLEAM version 3.1a (a) et 3.1b (b) sur le site du Mali 180

FIGURE 8.12 : Délimitation du méso-site et de la zone d'étude élargie au Bénin (Fond : Google Earth, Image Landsat/Copernicus, image©2017 DigitalGlobe, image©2017 CNES/Airbus) 181

FIGURE 8.13 : Comparaison des flux Rn instantanés estimés par E3S à partir des données TERRA (a, c) et AQUA (b, d) avec ceux mesurés *in situ* sur les sites de Nalohou (haut) et de Belefoungou (bas) 183

FIGURE 8.14 : Comparaison des flux de Rn_d journaliers estimés par E3S à partir des données TERRA (a, c) et AQUA (b, d) avec ceux mesurés *in situ* sur les sites de Nalohou (haut) et de Belefoungou (bas) 184

FIGURE 8.15 : ET journalières estimées par E3S à partir des données TERRA (a, d), AQUA (b, e) et des données TERRA/AQUA combinées (c, f) versus ET journalières mesurées *in situ* sur les sites de Nalohou (haut) et de Belefoungou (bas) 185

FIGURE 8.16 : ET_d simulées à partir des données TERRA/AQUA combinées versus ET_d observées sur le site de Nalohou pour les années 2008 (a), 2009 (b) et 2010 (c). Les barres d'erreur représentent l'incertitude épistémique..... 186

FIGURE 8.17 : ET_d simulées à partir des données TERRA/AQUA combinées versus ET_d observées sur le site de Belefoungou pour les années 2008 (a), 2009 (b) et 2010 (c). Les barres d'erreur représentent l'incertitude épistémique..... 187

FIGURE 8.18: Exemples de cartes d' ET_d simulées sur le site Bénin par E3S pour un jour de la saison sèche (a), de la saison humide (b) et de la période de transition (c). Les pixels blancs correspondent à une absence de données. 188

FIGURE 8.19 : Comparaison des moyennes méso-échelles d' ET_d issues d'E3S TERRA/AQUA combiné et de GLEAM version 3.1a (a) et 3.1b (b) sur le site du Bénin 188

FIGURE 9.1 : Évolution de la RMSE selon l'intervalle de revisite pour chaque support d'interpolation et chaque méthode d'interpolation pour le site de Wankama mil 197

FIGURE 9.2 : Évolution du R^2 selon l'intervalle de revisite pour chaque support d'interpolation et chaque méthode d'interpolation pour le site de Wankama mil 198

FIGURE 9.3 : R^2 (gauche) et RMSE (droite) du flux d'ET obtenus après interpolation linéaire pour chaque support d'interpolation en fonction de l'intervalle de revisite pour le site de Wankama mil..... 199

FIGURE 9.4 : R^2 (gauche) et RMSE (droite) du flux d'ET obtenus après interpolation linéaire pour chaque support d'interpolation en fonction de l'intervalle de revisite pour le site de Wankama jachère 200

FIGURE 9.5 : R^2 (gauche) et RMSE (droite) du flux d'ET obtenus après interpolation linéaire pour chaque support d'interpolation en fonction de l'intervalle de revisite pour le site d'Agoufou 201

FIGURE 9.6 : R^2 (gauche) et RMSE (droite) du flux d'ET obtenus après interpolation linéaire pour chaque support d'interpolation en fonction de l'intervalle de revisite pour le site de Nalohou 202

FIGURE 9.7 : R^2 (gauche) et RMSE (droite) du flux d'ET obtenus après interpolation linéaire pour chaque support d'interpolation en fonction de l'intervalle de revisite pour le site de Belefoungou 202

FIGURE 10.1 : ET journalière pour chacun des produits ou pour la moyenne d'ensemble des modèles ALMIP2 (trait rouge) en regard des mesures de terrain (points noirs) acquises sur le site de Kelma (Mali)..... 276

FIGURE 10.2 : ET journalière pour chaque produit (trait rouge) en regard des mesures de terrain (points noirs) acquises sur le site de Nalohou (Bénin) 277

FIGURE 10.3 : ET journalière pour chaque produit (trait rouge) en regard des mesures de terrain (points noirs) acquises sur le site de Belefoungou (Bénin) 278

FIGURE 10.4 : Moyenne glissante sur une fenêtre de 15 jours de la moyenne spatiale sur le site de méso-échelle du Bénin pour chaque produit pour les années 2007 (a) et 2010 (b). Conformément à leur disponibilité, les produits WACMOS ne sont pas affichés pour l'année 2010 tandis que le produit E3Sv1.c ne l'est pas pour l'année 2007..... 279

FIGURE A.1 : Représentation de la relation entre un indice de végétation, la température de surface et le paramètre ϕ dans la méthode du Triangle (adapté de Petropoulos et al., 2009) 369

FIGURE A.2 : Représentation de la relation entre l'albédo de surface, la température de surface et la fraction évaporative dans la méthode S-SEBI (adapté de Roerink et al., 2000) 372

FIGURE F.1 : Évolution de la RMSE selon l'intervalle de revisite pour chaque support d'interpolation et chaque méthode d'interpolation pour le site de Wankama jachère 412

FIGURE F.2 : Évolution du R^2 selon l'intervalle de revisite pour chaque support d'interpolation et chaque méthode d'interpolation pour le site de Wankama jachère 413

FIGURE F.3 : Évolution de la RMSE selon l'intervalle de revisite pour chaque support d'interpolation et chaque méthode d'interpolation pour le site d'Agoufou 414

FIGURE F.4 : Évolution du R^2 selon l'intervalle de revisite pour chaque support d'interpolation et chaque méthode d'interpolation pour le site d'Agoufou 415

FIGURE F.5 : Évolution de la RMSE selon l'intervalle de revisite pour chaque support d'interpolation et chaque méthode d'interpolation pour le site de Nalohou 416

FIGURE F.6 : Évolution du R^2 selon l'intervalle de revisite pour chaque support d'interpolation et chaque méthode d'interpolation pour le site de Nalohou 417

FIGURE F.7 : Évolution de la RMSE selon l'intervalle de revisite pour chaque support d'interpolation et chaque méthode d'interpolation pour le site de Belefoungou 418

FIGURE F.8 : Évolution du R^2 selon l'intervalle de revisite pour chaque support d'interpolation et chaque méthode d'interpolation pour le site de Belefoungou 419

Liste des tableaux

TABLEAU 3.1 : Principaux indices de végétation utilisés dans la littérature ; les indices PIR, R, V, et B, signifient proche infrarouge, rouge, vert et bleu respectivement (adapté de Girard & Girard, 2010).....	48
TABLEAU 3.2 : Résumé des avantages et limites des principaux types de modèles ET-RS (Avec T_s température de surface, T_a température atmosphérique, Rn rayonnement net, u vitesse du vent horizontal, VI indice de végétation, LAI indice foliaire, α albédo de surface, VPD déficit de saturation, P précipitations, Q débit, ΔR variation du stock d'eau dans le sol).....	54
TABLEAU 4.1 : Zones climatiques, associations végétales et activités agricoles associées en Afrique de l'Ouest (d'après Clanet & Ogilvie, 2014).....	57
TABLEAU 6.1 : Liste des mesures et des instruments associés réalisées sur les stations expérimentales AMMA-CATCH.....	91
TABLEAU 8.1 : Valeurs étalonnées des paramètres de la formulation du Cdi utilisées sur le site du Mali et valeurs de R^2 et de $RMSE_r$ associées. Le fond rouge indique l'intervalle contenant les heures de passage de TERRA et le bleu celui d'AQUA au-dessus du site d'Agoufou.	174
TABLEAU 8.2 : Valeurs étalonnées des paramètres de la formulation du Cdi utilisées sur le site du Bénin et valeurs de R^2 et de $RMSE_r$ associées. Le fond rouge indique l'intervalle contenant les heures de passage de TERRA et le bleu celui d'AQUA au-dessus du site de Nalohou.	182
TABLEAU 9.1 : Description des supports d'interpolation utilisés.....	194
TABLEAU 9.2 : Intervalles de revisite maximaux, pour chaque support d'interpolation et chaque site, associés à une erreur relative sur le flux d'ET dérivé après interpolation linéaire inférieure à 10, 20 et 25 %	204
TABLEAU 9.3 : Intervalle de revisite maximal pour lequel l'erreur relative sur ET est inférieure à 10, 20 et 25 % versus ET journalière moyenne observée	204
TABLEAU 10.1 : Performances statistiques journalières – biais (en mm.jour ⁻¹), RMSE (en mm.jour ⁻¹), NSE (sans unité) et R^2 (sans unité) – des produits ET-RS par rapport aux observations gaffillées acquises sur le site de Kelma. Ces performances ont été calculées sur l'année 2007.	275
TABLEAU 10.2 : Performances statistiques journalières – biais (en mm.jour ⁻¹), RMSE (en mm.jour ⁻¹), NSE (sans unité) et R^2 (sans unité) – des produits ET-RS par rapport aux observations gaffillées acquises sur le site de Nalohou et Belefoungou. Ces performances ont été calculées sur la période 2008-2010.	277
TABLEAU A.1 : Résumé des principales méthodes d'extrapolation à la journée de l'évapotranspiration instantanée utilisées dans la littérature (les indices i et d signifie respectivement instantané et journalier).....	399

TABLEAU D.1 : Valeurs étalonnées des paramètres (a_1, a_2, a_3) des différentes formulations du *Cdi* en regard de la moyenne inter-parcelle des mesures de rayonnement net acquises sur le site de Wankama (mil et jachère) et performances associées (R^2 et $RMSE_r$) de l'étalonnage pour chaque heure de passage considérée 407

TABLEAU E.1: Performances statistiques journalières – biais (en mm.jour⁻¹), RMSE (en mm.jour⁻¹), NSE (sans unité) et R^2 (sans unité) – d'E3S non interpolé (E3S) et interpolé (E3Sv1.a, E3Sv1.b et E3Sv1.c) par rapport aux observations gafillées et aux simulations de SiSPAT (entre parenthèses) acquises sur les sites de Wankama, Agoufou, Nalohou et Belefoungou. N correspond à l'effectif..... 409

ANNEXES

Annexe A :

État de l'art des modèles ET-RS

A.1. Méthodes statistiques précurseurs

Les premières méthodes d'estimation de l'évapotranspiration par télédétection ont consisté en des méthodes statistiques utilisant des régressions linéaires permettant de relier l'ET journalière au Rn journalier et à la différence de température instantanée entre la surface (T_s) et l'atmosphère (T_a) mesurée proche de midi (Jackson et al., 1977). Cette théorie peut être exprimée de la façon suivante (Seguin et al., 1982a ; Seguin & Itier, 1983):

$$ET_d = Rn_d + a - b (T_s - T_a)_i \quad (\text{A.1})$$

où les indices i et d signifient respectivement instantanée (proche de midi) et journalier ; a et b sont les coefficients de régression qui dépendent de la rugosité de surface et de la stabilité atmosphérique. La méthode repose ensuite sur l'hypothèse que le ratio H/Rn est constant tout au long de la journée, et que la valeur journalière du flux de chaleur dans le sol est négligeable ($G = 0$). Plusieurs références traitent de l'applicabilité de cette méthode, de la validité des hypothèses qu'elle formule ainsi que de sa forte sensibilité à la rugosité de surface (Seguin et al., 1982b ; Seguin & Itier, 1983 ; Lagouarde, 1991). Seguin & Itier (1983) ont montré que cette méthode peut atteindre 10 à 15 % de précision à l'échelle du champ, mais aussi que les paramètres a et b varient fortement selon l'expérience. Certaines études ont ainsi proposé un paramétrage empirique de ces paramètres en fonction de la vitesse du vent, de la rugosité de surface ou encore de la stabilité de la couche limite atmosphérique (Lagouarde & McAneney, 1992) ou du NDVI (Carlson & Buffum, 1989). Ce type d'approche statistique est très dépendante de la représentativité spatiale de T_a et nécessite un travail important de calibration. Elles ne sont par conséquent applicables qu'à de petites échelles spatiales.

A.2. Méthodes contextuelles

A.2.1. Basées sur la variabilité T_s -VI

Goward et al. (1985) et Hope et al. (1986) ont montré que la résistance du couvert pouvait être estimée à partir d'une relation entre T_s et le NDVI et que cette relation était dépendante du type de couvert. Leurs résultats ont été confirmés par Nemani & Running (1989). A partir de données AVHRR¹ sur une zone de forêt, ces derniers ont montré que T_s présentait une forte corrélation négative avec le NDVI et que la pente de cette relation pouvait fournir un moyen de paramétrer la conductance du couvert. Cette corrélation négative entre le NDVI et T_s a été attribuée à l'effet « refroidissant » de l'ET (Price, 1990). Ces différentes études ont conduit à la méthode dite du « Triangle T_s -VI » (Carlson et al., 1995 ; Gillies et al., 1997 ; Carlson,

¹ Advanced Very High Resolution Radiometer

2007, 2013). Jiang & Islam (1999) fournissent la première application majeure du Triangle T_s -VI pour estimer l'ET. La méthode est basée sur une interprétation de l'équation de Priestley-Taylor (cf. équation. A.10) en utilisant la variation spatiale entre T_s et le NDVI. Dans l'équation A.10, le paramètre α_{PT} est considéré égal à 1.26 en absence de stress hydrique. Dans l'approche de Jiang & Islam (1999), α_{PT} est remplacé par un paramètre ϕ qui est supposé prendre implicitement en compte les résistance aérodynamique et du couvert. La méthode du Triangle suggère que le bord supérieur du diagramme de dispersion entre T_s et le NDVI, appelé bord chaud ou sec représente les pixels avec un maximum de T_s et un minimum d'ET. A l'inverse le bord inférieur appelé bord froid ou humide, correspond à des pixels avec des valeurs minimales de T_s et pour lesquels l'ET est maximale. Une simple interpolation linéaire entre ces deux bords du Triangle T_s -NDVI permet de calculer la valeur de ϕ pour chaque pixel de l'image considérée. Les valeurs image-dépendante maximales et minimales de ϕ sont déterminées par $\phi_{min} = 0$ pour le pixel de sol nu le plus sec et $\phi_{max} = 1.26$ pour le pixel humide le plus densément couvert. La valeur de ϕ pour chaque pixel d'une valeur donnée de NDVI est alors obtenue de la manière suivante (Figure A.1) :

$$\phi = \phi_{max} \frac{T_{max} - T_s}{T_{max} - T_{min}} \quad (A.2)$$

où T_{max} et T_{min} sont respectivement les températures de surface maximales et minimales pour la valeur de NDVI du pixel considéré de valeur de température de surface T_s . La fraction évaporative du dit pixel est alors déterminer par :

$$EF = \phi \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \quad (A.3)$$

Par la suite, Jiang & Islam (2003) ont adopté la fraction de couvert (f_{COVER}) comme indice de végétation, plus approprié que le NDVI, avec f_{COVER} définit par :

$$f_{COVER} = \left(\frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \right) \quad (A.4)$$

où $NDVI_{min}$ et $NDVI_{max}$ sont les valeurs de NDVI respectivement maximale et minimale observées dans l'image. Kim & Hogue (2013) ont quant à eux préférés l'EVI au f_{COVER} et au NDVI, dérivé de MODIS¹, car moins sensible au comportement spectral des sols. Le modèle du Triangle T_s -VI a été appliqué dans divers zones climatiques essentiellement à partir de données MODIS (Venturini et al., 2004 ; Shu et al., 2011 ; Rasmussen et al., 2014) et AVHRR (Venturini et al., 2004 ; Batra et al., 2006 ; Jiang et al., 2009).

¹ MODerate resolution Imaging Spectroradiometer

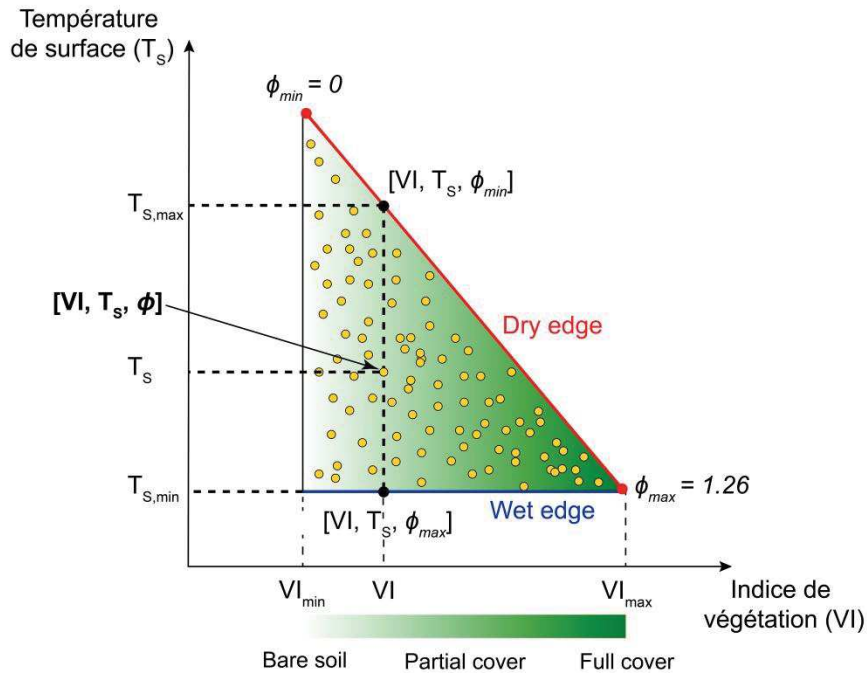


FIGURE A.1 : Représentation de la relation entre un indice de végétation, la température de surface et le paramètre ϕ dans la méthode du Triangle (adapté de Petropoulos et al., 2009)

Wang et al. (2006) ont adopté l'approche du Triangle T_s -NDVI mais ont obtenu de meilleurs résultats en utilisant les variations spatiales de la relation ΔT_s -VI où ΔT_s est la différence nocturne-diurne de T_s obtenue à partir de données MODIS. Stisen et al. (2008) ont utilisé le principe d'inertie thermique (différence de température à deux instants du matin) pour estimer l'ET sur une zone du Sénégal, en utilisant des données issues du capteur SEVIRI¹ embarqué sur le satellite géostationnaire MSG². La différence entre les valeurs observées de T_s à 8h et 12h ont été utilisées pour la définition de l'espace ΔT_s - f_{COVER} .

La méthode du Triangle T_s -VI est très sensible au positionnement des bords sec et humide dont la détermination reste subjective car dépendante de l'opérateur. Aussi pour pallier à ce problème, Tang et al. (2010) ont développé un algorithme de détermination automatique de ces bords, qui a été testé à partir de données MODIS et évalué vis-à-vis de mesures au sol acquises par un Scintillomètre à Large ouverture (LAS) sur le bassin du fleuve Heihe en Chine. L'algorithme a ensuite été validé par Tang et al. (2011a) sur deux sites de prairies semi-arides aux États-Unis à nouveau à partir de données MODIS. La validation en regard de mesures par EC montre une RMSE pour EF de 0.13 sur les deux sites. Notons que certains auteurs ont préféré une forme trapézoïdale (Moran et al., 1994 ; Garcia et al., 2014) ou rectangulaire (Martínez Pérez et al., 2017) à la forme triangulaire pour délimiter le domaine T_s -VI.

de Tomás et al. (2014) ont analysé la sensibilité du Triangle T_s -VI à la résolution spatiale, la taille de la fenêtre d'application, l'indice de végétation et de la méthode de détermination

¹ Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager

² Meteosat Second Generation

des bords utilisés. Pour ce faire, les auteurs ont appliqué le modèle sur une portion du bassin versant de la rivière Henares au centre de l'Espagne à partir de données issues de capteurs à diverses résolutions spatiales : Landsat TM¹ (30 m), Envisat²-AATSR³/MERIS⁴ (1 km) et MSG-SEVIRI (4 km). Les estimations de EF obtenues ont été comparées aux mesures d'un LAS sur une année. Les auteurs ont également testé deux indices de végétation (LAI et NDVI), deux configurations du bord sec et du bord humide (soit 4 combinaisons) et trois fenêtres d'application autour du site expérimental de validation (5 x 5 km, 40 x 40 km, 60 x 60 km). Les auteurs ont ainsi montré qu'en enlevant les zones de forte pente de la fenêtre d'étude, les estimations de EF étaient plus précises et que l'utilisation du LAI plutôt que du NDVI facilitait l'identification du bord humide. De plus leurs résultats montrent que la précision des estimations de EF diminue avec la résolution spatiale. Li et al. (2014) ont également souligné la sensibilité de la méthode du Triangle à la fenêtre d'application et à la résolution spatiale du capteur utilisé. Ils ont notamment montré que ces deux facteurs conditionnaient fortement la détermination des bords du domaine T_s -VI.

Laxmi & Nandagiri (2014) ont proposé d'appliquer le Triangle T_s -VI en corrigeant T_s des effets d'altitude à partir d'un gradient de pression atmosphérique. Les auteurs ont ensuite appliqué leur méthode à partir de données MODIS sur un site de 25 km² sur une forêt tropicale décidue, et l'on évalué en regard de mesures d'une tour à flux centrée sur la zone d'étude. Zhao & Liu (2014) se sont intéressés aux effets topographiques sur les performances du Triangle T_s -VI sur une zone montagneuse en Chine. Les auteurs ont proposé une correction à la fois de T_s et de l'albédo de surface (utilisé pour le calcul de Rn) basé sur la pente et l'aspect dérivé d'un DEM, ainsi que des angles zénithal et azimutal du capteur. Les auteurs ont appliqué leur méthode à partir de données MODIS en utilisant la différence $T_s - T_a$ et le NDVI pour la détermination du Triangle. Après l'application de cette correction, les auteurs montrent que l'ET décroît avec la pente et l'élévation. Les résultats montrent notamment une diminution de 90 % de l'ET pour les pentes supérieures à 50°, et souligne que l'effet de la pente est plus important que l'effet altitudinal. H. Zhang et al. (2016) se sont également intéressés aux effets topographiques, en proposant une méthode nommée Triangle Algorithm with Variable Edges (TAVE) qui introduit une discrétisation de la fenêtre d'étude selon des gradients de pente et des méthodes de bords variables selon ces gradients. La méthode a été appliquée sur une zone aride de fort gradient de pente en Jordanie et comparée à la méthode du Triangle originelle. Des écarts de plus de 200% sont observés entre TAVE et le Triangle T_s -VI classique.

Martínez Pérez et al. (2017) ont analysé la sensibilité du Triangle T_s -VI à la valeur du paramètre ϕ_{max} . Les auteurs ont appliqué la méthode du Triangle à partir de données Landsat-TM sur une zone agricole au sud-est de l'Espagne et en ont évalué les estimations obtenues en regard de mesures EC acquises sur deux citronniers. En cherchant à minimiser les valeurs de RMSE de ces comparaisons, les auteurs ont montré que les meilleures performances ont été obtenues avec une valeur de ϕ_{max} égale à 1. Les auteurs supposent que cette valeur plus faible

¹ Landsat Thematic Mapper

² EnVIronment SATellite

³ Advanced Along-Track Scanning Radiometer

⁴ MEedium Resolution Imaging Spectrometer

que la valeur standard utilisée (1.26) est due au fait que le bord humide du domaine T_s -NDVI correspondait à des cultures irriguées, et plus particulièrement dans la zone d'étude à des citronniers avec de fortes valeurs de résistance de surface. Les auteurs ont également comparé trois formes de représentation du domaine T_s -VI (triangulaire, trapézoïdale et rectangulaire) et notent que le choix de la forme considérée a peu d'influence sur la précision globale des estimations de EF et d'ET, mais modifie la variabilité spatiale de ces estimations. Zhu et al. (2017) ont proposé un nouveau paramétrage du paramètre ϕ permettant de décomposer pour chaque pixel une contribution du sol et de la végétation, et de réduire la sensibilité du triangle T_s -VI à la détermination du bord sec.

Minacapilli et al. (2016) ont développé une méthode du Triangle T_s -VI dans le temps nommée Time-Domain Triangle Method (TDTM). Les séries temporelles de T_s issus de MSG-SEVIRI et MODIS pour chaque pixel sont utilisées pour générer le Triangle T_s -VI propre à chaque pixel. On pourra par ailleurs consulter les travaux de Petropoulos et al. (2009) pour une revue des évolutions de la méthode du Triangle T_s -VI et de ses applications majeures.

A.2.2. Basées sur la variabilité T_s - α

Sur la base des travaux de Menenti et al. (1989) et Menenti & Choudhury (1993), Roerink et al. (2000) ont proposé le modèle Simplified Surface Energy Balance Index (S-SEBI). La fraction évaporative est obtenue à partir d'un diagramme de dispersion entre les valeurs de T_s et les valeurs d'albédo de surface (α) dérivées des observations satellites au sein d'une même scène. Ce diagramme montre que tous les points sont compris entre une limite supérieure « sèche », où toute l'énergie disponible est traduite en chaleur sensible, l'albédo décroît avec l'augmentation de la température de surface (T_H , où LE est supposée nulle), et une limite inférieure « humide », où toute l'énergie disponible est traduite en chaleur latente, l'albédo croît avec l'augmentation de température (T_{LE} , où H est supposée nulle). Pour une combinaison donnée de α et T_s , EF est obtenu ainsi (Figure A.2) :

$$EF = \frac{T_H - T_s}{T_H - T_{LE}} \quad (\text{A.5})$$

Le modèle a été utilisé et évalué dans diverses conditions éco-climatiques à partir de données aéroportées (Gómez et al., 2005 ; Sobrino et al., 2005), ASTER¹ (Galleguillos et al., 2011a, 2011b ; Olivera-Guerra et al., 2014 ; Montes & Jacob, 2017), AVHRR (Verstraeten et al., 2005 ; Sobrino et al., 2007 ; Boronina & Ramillien, 2008 ; Brunner et al., 2008 ; Mallick et al., 2009 ; Li et al., 2012), Landsat (Fan et al., 2007 ; Zahira et al., 2009 ; Gaur et al., 2016 ; Montes & Jacob, 2017) ou encore MODIS (Mallick et al., 2009 ; Bhattacharya et al., 2010 ; Yang & Wang, 2011 ; Eswar et al., 2017). A l'instar de la méthode du Triangle, S-SEBI nécessite des conditions atmosphériques raisonnablement uniformes au sein de l'image et que celle-ci contienne à la fois des pixels humides et des pixels secs. Néanmoins plusieurs auteurs ont utilisé S-SEBI, à des échelles subcontinentales. Par exemple, Sobrino et al. (2007) l'ont

¹ Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer

utilisé à partir de données dérivées du capteur AVHRR sur l'ensemble de la péninsule ibérique.

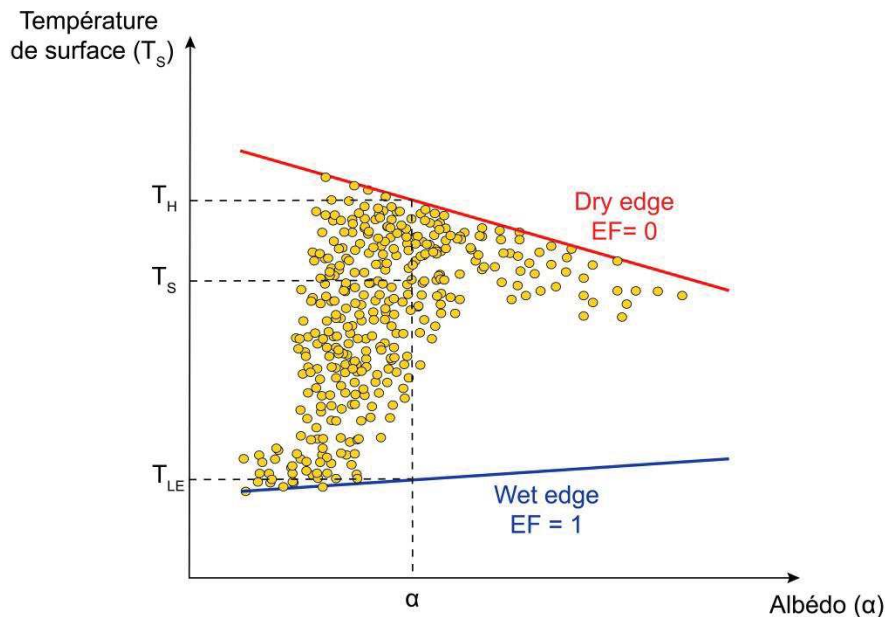


FIGURE A.2 : Représentation de la relation entre l'albédo de surface, la température de surface et la fraction évaporative dans la méthode S-SEBI (adapté de Roerink et al., 2000)

Mattar et al. (2014) ont remarqué, que la plupart des études mettant en œuvre S-SEBI faisait l'hypothèse que l'albédo de surface pouvait être directement estimé comme une moyenne pondérée des réflectances bidirectionnelles pour un angle de vue donné. Néanmoins, cette approche ne tient pas compte de l'anisotropie de surface, qui est décrite par la BRDF¹. Ainsi les auteurs ont analysés l'influence de l'estimation de l'albédo directement à partir des réflectances de surface (α_{REF}) ou en tenant compte de la BRDF (α_{BRDF}), sur les composantes du bilan d'énergie (Rn , LE , G , ET , EF) estimées à partir du modèle S-SEBI. Pour ce faire, ils ont utilisés des données acquises par un capteur aéroporté à différents angles de visée sur une zone agricole dans la Province d'Albacete en Espagne. Les résultats montrent une très grande variabilité dans les estimations de α_{REF} selon l'angle de visée comparativement à α_{BRDF} . Une erreur comprise entre 6 et 17% a été relevé sur les estimations de Rn , tandis qu'aucune erreur significative n'a été relevé sur les estimations de G et EF . Les flux LE instantanée et ET journalier montrent quant à eux des erreurs relatives comprises respectivement entre 6 et 18 % et 5 et 15 %.

Gaur et al. (2016) ont montré l'influence de la résolution spatiale sur la précision des estimations d'ET de S-SEBI, en testant le modèle à partir de données aéroportés, MASTER² et Landsat sur une zone de pistachiers et d'amandiers. Les auteurs ont montré que des capteurs à moyenne résolution comme MODIS n'était pas pertinent pour l'estimation de l'ET sur des zones très hétérogènes comme c'est le cas pour un verger cultivé en rang qui présente une alternance de sol nu et de couvert dense. Ainsi les auteurs ont proposé un facteur correctif

¹ Bidirectional Reflectance Distribution Function

² MODIS/ASTER airborne simulator

pour l'estimation de l'ET avec S-SEBI, qui consiste à diviser l'estimation de l'ET issue de S-SEBI par le rapport entre la valeur de NDVI du pixel considéré et la valeur maximale du NDVI pour un pixel totalement recouvert de végétation. Plus récemment, Montes & Jacob (2017) ont comparé les estimations de S-SEBI à partir de données ASTER et Landsat-7 ETM+ sur un vignoble dans le Sud de la France. Ils ont montré que bien que les estimations de α et T_s différaient entre les deux capteurs, les estimations de EF et ET journalières qui en découlaient étaient très similaires. Ceci illustre la faible sensibilité de S-SEBI aux erreurs systématiques sur T_s et α .

A.2.3. Basées sur la variabilité T_s -VI- α

Merlin (2013) a développé le modèle SEB-1S qui présente un nouveau paramétrage du domaine T_s - α . Dans SEB-1S, le bord humide du domaine T_s - α est rendu cohérent avec celui de l'espace T_s -NDVI, en utilisant simultanément les deux domaines. SEB-1S a été évalué sur une zone irriguée de 160 km² au nord-ouest du Mexique et a été comparé avec la version originale de S-SEBI. Les flux simulés par SEB-1S et S-SEBI à partir de sept images ASTER ont été comparés aux mesures EC acquises sur six stations. Comparativement à S-SEBI, SEB-1S permet d'améliorer le coefficient de corrélation entre ET simulées et ET mesurées de 0.82 à 0.93. Sur la base du modèle SEB-1S, Merlin et al. (2014) ont ensuite développé le modèle SEB-4S qui permet de prendre en compte explicitement les contributions aux flux latent de quatre composantes de surface des paysages agricoles, incluant le sol nu, la végétation verte non stressée, la végétation verte non transpirante et la végétation sénescente.

A.3. Modèles basés sur l'approche de Penman-Monteith

Les modèles basés sur l'équation de Penman-Monteith (PM) calculent généralement directement l'ET sans passer par le flux H pour la résolution du bilan d'énergie. La formule de Penman-Monteith peut s'écrire :

$$ET = \frac{\Delta (Rn - G) + \rho_a c_p \frac{VPD}{r_a}}{L \left[\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right) \right]} \quad (A.6)$$

où Δ est la pente de la courbe reliant la pression partielle de vapeur à saturation et la température de l'air, ρ_a est la masse volumique de l'air, c_p est la chaleur spécifique de l'air à pression constante, γ est la constante psychrométrique et L est la chaleur latente de vaporisation. Le terme r_a représente la résistance aérodynamique tandis que le terme r_s est appelé résistance de surface ou du couvert et correspond à l'intégration à l'échelle du couvert de la résistance stomatique.

La formulation originale de Penman-Monteith ne prend pas en compte le partitionnement de l'ET entre ses différentes sources contributives (évaporation du sol, transpiration de la végétation, sublimation du couvert neigeux, interception du couvert). Néanmoins, l'utilisation

de formes structurelles plus détaillées (e.g. Brenner and Incoll, 1997; Lhomme et al., 2012; Shuttleworth and Wallace, 1985) permettent l'existence de modèles PM 1-source et 2-sources. Les modèles 2-sources séparent l'ET entre l'évaporation du sol et la transpiration du couvert végétal en partitionnant l'énergie disponible à la surface ($Rn - G$ noté aussi A) en utilisant généralement f_{COVER} . Sur la base du f_{COVER} , A peut-être alors séparée en une composante « sol » (A_{sol}) et une composante « couvert végétal » (A_{veg}) :

$$A_{veg} = A \cdot f_{COVER} \quad (A.7)$$

$$A_{sol} = A \cdot (1 - f_{COVER}) \quad (A.8)$$

La principale difficulté à l'application des modèles PM à partir de données de télédétection réside dans le bon paramétrage du terme de résistance de surface (ou son inverse la conductance) au flux de vapeur d'eau (terme r_s de l'équation A.6). Cleugh et al. (2007) ont proposé un modèle PM reliant empiriquement la résistance de surface à f_{COVER} calculé à partir du NDVI dérivé de mesures issues du capteur MODIS. L'algorithme a été appliqué sur l'ensemble de l'Australie et a été validé sur deux sites contrastés (une savane tropicale et une forêt tempérée d'Eucalyptus) avec globalement de bonnes performances (RMSE= 27 W m⁻², R² = 0.74). Dans la continuité de ces travaux, Mu et al. (2007) ont développé le modèle PM nommé MOD16 en améliorant la formulation de la conductance de surface en considérant d'autres contrôles environnementaux, et en séparant l'évaporation du sol de la transpiration du couvert végétal.

Mu et al. (2007) ont préféré l'utilisation de l'EVI plutôt que du NDVI pour en dériver f_{COVER} . Afin de tenir compte des régions à faible couvert végétal, les auteurs ont également développé une approche permettant de combiner l'équation de PM et l'approche de complémentarité de Bouchet (1963) pour calculer l'évaporation du sol :

$$E_{sol} = \frac{\Delta A_s + \rho C_p \frac{VPD}{r_a}}{\lambda \left[\Delta + \gamma \left(\frac{r_{tot}}{r_a} \right) \right]} \cdot \left(\frac{H_r}{100} \right)^{\frac{VPD}{100}} \quad (A.9)$$

où r_{tot} représente une résistance aérodynamique totale et H_r l'humidité relative (%). Mu et al. (2007) ont évalué l'algorithme MOD16 en regard de mesures de 19 tours à flux du réseau AmeriFlux sur le continent nord-américain avec globalement de bonnes performances rapportées.

Mu et al. (2011) ont à nouveau amendé le modèle MOD16 en y incluant la contribution nocturne de l'évapotranspiration et le calcul du flux de chaleur dans le sol. Les auteurs ont également pris en compte l'interception du couvert comme une nouvelle source de contribution à l'ET totale. De même, la composante évaporation est séparée en une composante « sol saturé » et « sol humide ». La nouvelle version de l'algorithme MOD16 a été éprouvée contre les mesures EC de 46 tours à flux du réseau AmeriFlux, montrant un biais moyen absolu de l'ordre de 24 % et une réduction de la RMSE de 72 W.m⁻² à 29.5 W.m⁻² par rapport à sa version antérieure. L'algorithme MOD16 a été utilisé en routine à partir de données MODIS et forcé par les ré-analyses météorologiques journalières de la NASA

(GMAO¹) pour fournir des composites à 8 jours d'ET à la résolution kilométrique sur l'ensemble du globe (Mu et al., 2011). Le produit MOD16 a fait par la suite l'objet d'évaluation dans diverses conditions éco-climatiques, en regard d'observations *in situ*, sur le continent européen (Hu et al., 2015), le continent asiatique (Kim et al., 2012), les États-Unis (Velpuri et al., 2013), la Chine (Tang et al., 2015) ou encore le Brésil (Ruhoff et al., 2013). Globalement il ressort de ces différentes études que MOD16 présente une tendance forte à la sous-estimation sur les écosystèmes pour lesquels le principal facteur limitant pour l'ET n'est pas la disponibilité en énergie mais la disponibilité en eau. Par ailleurs, Ruhoff et al. (2013) et Ruhoff & Santini Adamatti (2017) ont montré que des erreurs de classification dans les cartes d'occupation des sols utilisées par l'algorithme MOD16 étaient une des principales sources d'erreurs dans les estimations d'ET, car elles conditionnent les valeurs des paramètres utilisés pour le calcul de la conductance stomatique.

A partir d'indices de végétation dérivés du capteur AVHRR et de forçages météorologiques issus de l'ISCCP², Sheffield et al. (2009) ont utilisé le modèle MOD16, dans la version de Mu et al. (2007) avec quelques modifications mineures, pour produire des estimations d'ET journalière à 0.125° de résolution sur l'ensemble du Mexique de 1984 à 2006. Les résultats obtenus ont été comparés aux simulation du modèle VIC (Variable Infiltration Capacity ; Liang et al., 1996, 1994) et aux mesures issues d'environ 1800 stations de bac d'évaporation (nombre variable selon les années). Les auteurs montrent que le produit ainsi obtenu capture bien le cycle saisonnier ainsi que les patterns spatiaux des données de comparaison.

Leuning et al. (2008) ont également proposé un modèle PM nommé Penman-Monteith Leuning model (PML) en introduisant le modèle de conductance stomatique développé par Leuning (1995) dans les précédents travaux de Cleugh et al. (2007) et Mu et al. (2007). Cette formulation plus complexe de la conductance stomatique permet d'intégrer des contrôles biophysiques supplémentaires mais nécessite en contrepartie une calibration *in situ*. Zhang et al. (2008) ont par la suite optimisé les paramètres de ce modèle de conductance stomatique en utilisant des bilans d'eau sous régime permanent (soit $P - Q$) de bassins versant jaugés australiens pour étalonner le modèle PML et ainsi l'utiliser pour l'estimation de l'ET sur 120 bassins versants. Le modèle PML a également été utilisé à l'échelle global pour étudier les tendances de l'évapotranspiration et de ses composantes sur les trois dernières décades (Y. Zhang et al., 2016). Morillas et al. (2013) ont proposé une modification du modèle PML permettant de moduler l'évaporation du sol en fonction d'un facteur de stress basé sur un antécédent de précipitation. Les auteurs ont montré que cette modification permet de considérablement améliorer l'estimation de l'ET sur des zones arides faiblement végétalisées.

Zhang et al. (2009) et Zhang et al. (2010) ont également développé un modèle PM basé sur le NDVI, qui sera ensuite identifié dans la littérature comme le modèle Process-based Land Surface Evapranspiration/Heat Fluxes (P-LSH). Le modèle P-LSH calcul l'évapotranspiration du couvert végétal (évaporation de l'eau interceptée plus transpiration de la canopée), l'évaporation du sol et l'évaporation à partir des surfaces d'eau libre séparément.

¹ Global Modeling and Assimilation Office

² International Satellite Cloud Climatology Project

Dans le modèle P-LSH, la conductance du couvert végétal est calculée à partir d'une formulation empirique de type Jarvis-Stewart et basée sur le NDVI. Bien que cette formulation soit empirique, les paramètres biome-spécifiques auxquelles elle fait appel ont été dérivés de mesures de tour à flux par inversion de l'équation de Penman-Monteith. Dans une dernière révision, Zhang et al. (2015) ont ajouté un facteur de stress dans leur formulation de conductance du couvert qui tient compte de l'effet de la concentration atmosphérique en CO₂ sur la résistance stomatique. Le modèle P-LSH a été utilisé pour fournir des estimations pluri-décennales d'ET à l'échelle globale (Zhang et al., 2010, 2015). Teluguntla et al. (2013) ont également utilisé le modèle P-LSH pour estimer l'ET d'un bassin versant au Sud de l'Inde à partir de données AVHRR.

A.4. Modèles basés sur l'approche de Priestley-Taylor

L'équation de Priestley-Taylor (PT ; Priestley and Taylor, 1972) est une simplification de l'équation de PM permettant de s'affranchir des termes de résistance de surface et aérodynamique. L'équation générale de PT peut s'écrire de la manière suivante :

$$ET = \alpha_{PT} \frac{\Delta(R_n - G)}{L(\Delta + \gamma)} \quad (\text{A.10})$$

où α_{PT} est connu sous le nom de paramètre de Priestley-Taylor et est généralement considéré comme une valeur constante (généralement 1.26). Pour être utilisée pour l'estimation de l'ETR à partir de données de télédétection, l'équation A.10 doit être modifiée en y ajoutant des facteurs de stress multiplicatifs permettant de s'écarter des conditions potentielles d'absence de stress hydrique et d'une activité physiologique du couvert végétal optimal.

Fisher et al. (2008) ont proposé un modèle PT, qui est ensuite souvent identifié dans la littérature comme le modèle PT-JPL pour « the Jet Propulsion Laboratory model », en y introduisant des facteurs de stress hydrique et physiologique pour la transpiration du couvert et l'évaporation du sol. Ces fonctions de stress sont basées sur l'humidité atmosphérique, le NDVI et le SAVI. Le modèle sépare l'évaporation du sol de la transpiration du couvert et de l'évaporation de l'eau de pluie interceptée. Le modèle PT-JPL a été utilisé pour générer des ET mensuelles à l'échelle globale à la résolution 0.5° sur la période 1983-2007. Parallèlement le modèle a été validé en regard de mesures d'ET sur 16 sites FLUXNET essentiellement répartis sur les continent nord-américain et européen. Les résultats de cette comparaison montrent un R² de 0.90 et une RMSE relative de 28 % par rapport aux mesures *in situ*. Zhang et al. (2017) ont mené une analyse de sensibilité des paramètres du modèle PT-JPL et ont montré que les valeurs prescrites par Fisher et al. (2008) sont peu adaptées à des applications en région aride entraînant une surestimation de l'ET. García et al. (2013) ont par ailleurs montré que les performances du modèle PT-JPL en régions arides pouvaient être améliorées en remplaçant le facteur de stress hydrique initialement basé sur le VPD, par un facteur de stress basé sur le concept d'inertie thermique calculé à partir de mesures d'albédo et de T_s .

Plus récemment Miralles et al. (2011b) ont développé l'algorithme GLEAM (Global Land-surface Evaporation: the Amsterdam Methodology), qui calcule séparément la

transpiration de la végétation, l'évaporation du sol et la sublimation de la neige et de la glace à partir d'une équation de Priestley-Taylor modifiée. GLEAM se présente sous la forme d'un modèle à trois sources en séparant les contributions du sol nu de la végétation basse et de la végétation dense dans chaque unité de maille. La sublimation de la neige et de la glace est estimée pour les pixels recouverts de neige à travers une routine propre. L'évaporation du couvert de chaque maille correspond ensuite à la somme de l'évaporation modélisée pour chacun des trois types de surfaces pondérée par leur pourcentage de recouvrement. Le modèle est composé de 4 modules. Dans le premier, l'interception est calculée en utilisant le modèle de Gash (1979). L'étalonnage et la validation de ce modèle d'interception à l'échelle globale sont détaillés dans Miralles et al. (2010). Un deuxième module décrit la quantité de l'eau précipitée (pluie et neige) parvenant jusqu'à la zone racinaire. Il s'agit d'un module de sol à trois couches qui permet de décrire l'infiltration. Des mesures d'humidité de surface dérivées de mesures hyperfréquences sont assimilées dans la couche supérieure du sol à l'aide d'un filtre de Kalman. Les observations de précipitations et d'humidité de surface sont ainsi converties en estimation du contenu en eau de la zone racinaire. Dans un troisième module, un facteur de stress est calculé comme une fonction du contenu en eau dans la zone racinaire et des estimations d'épaisseur optique de la végétation dérivées de mesures micro-ondes. Pour les pixels recouverts de glace ou de neige, la sublimation est calculée à partir de l'équation de Priestley-Taylor exécutée avec des paramètres étalonnés pour la glace (Murphy & Koop, 2005). Enfin, l'évaporation provenant de chacune des trois sources est calculée en modulant l'ETP, calculée à partir de l'équation de Priestley-Taylor, par le facteur de stress auquel s'ajoutent l'interception et la sublimation du couvert neigeux. GLEAM a par la suite été utilisé dans différentes études à l'échelle globale, pour déterminer les principaux moteurs de l'ET dans différentes régions du globe ainsi que le partitionnement évaporation-transpiration à l'échelle du globe (Miralles et al., 2011a), l'étude du couplage humidité du sol-température de l'air (Miralles et al., 2012) ou encore la réponse à moyen termes de l'évapotranspiration aux phénomènes El Niño et La Niña (Miralles et al., 2014b). Récemment Martens et al. (2016) ont étudié l'effet de l'assimilation d'humidité de surface dérivée des capteurs SMOS¹ et AMSR-E² dans le modèle GLEAM. L'humidité de surface et l'ET modélisés par GLEAM après l'assimilation ont été évalués en regard de mesures *in situ* en Australie sur la période 2010-2013. Les auteurs montrent que l'assimilation de ces données d'humidités en particulier celles issues de SMOS permet d'améliorer l'humidité de surface simulée par GLEAM mais que les améliorations observées sur l'ET simulée restent marginales.

¹ Soil Moisture and Ocean Salinity

² Advanced Microwave Scanning Radiometer

A.5. Modèles SEB

A.5.1. Modèles SEB 1-source

Les modèles SEB sont basés sur la résolution du bilan d'énergie en considérant le flux LE comme un résidu de ce bilan (équation A.11) et l'équation de transfert de chaleur (équation A.12) :

$$LE = Rn - H - G \quad (\text{A.11})$$

$$H = \rho_a c_p \frac{T_{aero} - T_a}{r_a} \quad (\text{A.12})$$

où ρ_a est la densité de l'air ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), c_p la chaleur spécifique de l'air à pression constante ($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$), T_{aero} est la température aérodynamique de surface (K), T_a la température de l'air (K) et r_a la résistance aérodynamique ($\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$). T_{aero} est la température obtenue en intégrant le profil logarithmique de la température de surface à la longueur de rugosité pour le transfert de chaleur (z_{oh}), ou plus précisément ($d+z_{oh}$), où d est la hauteur de déplacement du plan zéro (Norman and Becker, 1995 ; cf. Chapitre 2). Comme T_{aero} n'est pas mesurable par télédétection, en pratique, elle est généralement remplacée par la température radiative de surface (T_s ; voir e.g. Kalma and Jupp, 1990; Kustas, 1990; Kustas et al., 1989; Troufleau et al., 1995) ; bien que ces deux températures puissent différer de l'ordre de 1-2 K pour des couverts denses voire beaucoup plus pour des couverts épars (Troufleau et al., 1997).

Les modèles SEB 1-source dérive l'évaporation à partir des équations A.11 et A.12 et en considérant un modèle résistif 1-source. Ainsi ces modèles ne font pas la différence entre la contribution du sol et du couvert végétal au bilan d'énergie. Le terme de résistance r_a est généralement déterminé en réduisant le système d'équation de la théorie de similarité de Monin-Obukhov à la forme suivante :

$$r_a = \frac{\left[\ln\left(\frac{z-d}{z_{om}}\right) - \Psi_M \right] - \left[\ln\left(\frac{z-d}{z_{oh}}\right) - \Psi_H \right]}{k^2 \cdot u} \quad (\text{A.13})$$

avec d la hauteur de déplacement du plan zéro (m), z_{om} et z_{oh} les longueur de rugosité (m) pour respectivement la quantité de mouvement et le flux de chaleur sensible, Ψ_M et Ψ_H les fonctions de correction de stabilité atmosphérique pour les flux respectivement de mouvement et de chaleur sensible qui dépendent de la longueur L_{MO} de Monin-Obukhov (m), k la constante de von Karman et u la vitesse du vent ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) à la hauteur de référence z (m). Ψ_M et Ψ_H sont égal à zéro si les conditions atmosphériques près de la surface sont stables (Kalma et al., 2008). r_a est généralement estimée à partir de mesures locales même si les règles d'agrégation de la longueur de rugosité sont particulièrement non-linéaire (Boegh et al., 2002). Pour tenir compte de la différence entre T_{aero} et T_s , Huang et al. (1993) ont proposé un modèle empirique permettant de calculer T_{aero} à partir de T_s . Stewart et al. (1994) proposent quant à eux d'ajuster empiriquement le terme résistif r_a en y rajoutant une résistance dite d'excès (r_{ex}) liée à z_{oh} de sorte que l'équation A.12 devienne :

$$H = \rho c_p \frac{T_{aero} - T_a}{r_a - r_{ex}} \quad (\text{A.14})$$

$$r_{ex} = \frac{1}{ku^*} \ln \left(\frac{z_{om}}{z_{oh}} \right) \quad (\text{A.15})$$

où k est la constante de von Karman et u^* est la vitesse de friction (m.s^{-1}). L'équation A.15 est classiquement exprimée comme une fonction du paramètre adimensionnel B^{-1} , appelé inverse du nombre de Stanton, initialement introduit par Owen & Thomson (1963) :

$$r_{ex} = \frac{B^{-1}}{u^*} \quad (\text{A.16})$$

Le paramètre kB^{-1} est relié à z_{oh} tel que (Garratt & Hicks, 1973) :

$$kB^{-1} = \ln \left(\frac{z_{om}}{z_{oh}} \right) \quad (\text{A.17})$$

La réussite de ce type de modèle dans le calcul de l'ET réside donc notamment dans la bonne détermination de ce paramètre kB^{-1} . Les équations A.15 et A.17 supposent que le ratio z_{om}/z_{oh} est constant. Cependant bon nombre d'étude ont montré que ce paramètre était extrêmement variable d'un couvert à l'autre (Boulet et al., 2012; Lhomme et al., 2000, 1997; Troufleau et al., 1997).

Le modèle Surface Energy Balance System (SEBS) développé par Su (2002) est le modèle SEB 1-source actuellement le plus utilisé dans la littérature. Il permet de calculer l'évapotranspiration à partir de données satellites et de données météorologiques acquises en routine. SEBS requiert trois types de jeux de données :

- des estimations dérivables par télédétection de α , ε , T_s , LAI, f_{COVER} et hauteur de végétation ;
- des mesures issues de stations météorologiques de T_a , u et VPD ;
- des estimations de R_g et R_a issues de stations météorologiques ou de données de ré-analyse.

SEBS consiste en différents modules permettant de calculer R_n , G et le partitionnement de A entre H et LE . H est calculé en utilisant la théorie de similarité de Monin-Obukhov. La principale innovation du modèle SEBS est de contraindre la fraction évaporative entre une limite sèche et humide. En conditions sèches, le flux de chaleur latente devient nul et toute l'énergie disponible est utilisée pour le flux de chaleur sensible :

$$LE_{dry} = R_n - G - H_{dry} = 0 \quad (\text{A.18})$$

$$H_{dry} = R_n - G \quad (\text{A.19})$$

Sous conditions humides, l'ET est à son niveau potentiel (LE_{wet}) et est uniquement limité par l'énergie disponible. Le flux de chaleur sensible est alors à son minimum (H_{wet}) :

$$LE_{wet} = R_n - G - H_{wet} \quad (\text{A.20})$$

$$H_{wet} = R_n - G - LE_{wet} \quad (\text{A.21})$$

La fraction évaporative peut alors être calculée de la façon suivante :

$$EF = \frac{LE}{LE_{wet}} = 1 - \frac{LE_{wet} - LE}{LE_{wet}} = 1 - \frac{H - H_{wet}}{H_{dry} - H_{wet}} \quad (A.22)$$

H_{dry} est déterminé à partir de l'équation A.19, et H_{wet} est calculé en réarrangeant l'équation de Penman-Monteith en considérant le terme de résistance de surface comme nul :

$$H_{wet} = \frac{(Rn - G) - \frac{\rho_a c_p}{r_a} \frac{VPD}{\gamma}}{1 + \frac{\Delta}{\gamma}} \quad (A.23)$$

où la résistance aérodynamique r_a est calculée à partir de l'équation A.13.

Le modèle SEBS a été évalué en regard de mesures *in situ* à différentes échelles et sur différents types de couvert (Jia et al., 2003; Jiménez et al., 2017; Ma et al., 2011; McCabe and Wood, 2006; Oku et al., 2007; Su et al., 2005, 2007; van der Kwast et al., 2009). Comme la plupart des modèles 1-source, le modèle SEBS reste délicat à utiliser à de large échelle de par la difficulté à trouver des relations robustes permettant de relier le paramètre kB^{-1} aux différents observables de télédétection décrivant le couvert végétal (LAI, f_{COVER} ou NDVI essentiellement). En ce sens, dans le cadre du projet de l'Agence Spatiale Européenne (ESA) Water Cycle Observation Multi-mission Strategy (WACMOS ; <http://wacmoset.estellus.eu/>), l'application du modèle SEBS à l'échelle globale s'est avéré peu concluante (Su et al., 2014).

A.5.2. Modèles SEB 1-source à paramétrage contextuel

Nous venons de voir que les modèles SEB 1-source étaient très sensibles au différentiel de température entre T_{aero} et T_s et nécessitaient donc généralement une procédure de calibration *in situ*. Pour pallier à ces difficultés, certains auteurs ont proposé une procédure de calibration interne basée sur la variabilité intra-image. C'est le cas du modèle Surface Energy Balance for Land (SEBAL) de Bastiaanssen et al. (1998a). SEBAL se présente sous la forme d'un modèle SEB 1-source qui permet d'estimer l'ET comme un résidu du bilan d'énergie. Le flux de chaleur sensible est ainsi calculé à partir de l'équation A.12. SEBAL utilise ensuite une procédure de calibration interne pour déterminer dT ($T_{aero} - T_s$), qui implique l'identification de deux pixels extrêmes dans l'image ; le premier évaporant à son potentiel ($H = 0$) et le second présentant une ET nulle ($H = Rn - G$). En substituant le terme H par les valeurs de ces deux pixels dans l'équation A.12, il est alors possible de déterminer dT pour ces deux mêmes pixels. Une régression linéaire est ensuite effectuée entre T_s et dT afin de déterminer la valeur de dT pour chaque pixel. À l'origine, le modèle SEBAL a été conçu pour être utilisé sur des zones à faibles variations de topographie, les effets topographiques pouvant engendrer de forts biais sur T_s , de part un gradient altitudinal ou une forte pente. En effet SEBAL suppose que les variations de T_s dans l'image sont liées à des différences d'humidité de surface et non à des différences d'altitude, d'angle de vue ou de forçages atmosphériques. Bastiaanssen et al. (1998b) ont appliqué et évalué le modèle en regard de mesures locales (au sol ou aéroportées) acquises au centre de l'Espagne, dans le cadre du projet ECHIVAL Field Experiment in

Desertification-threatened Areas (EFEDA), au Sahel, dans le cadre du projet Hydrologic Atmospheric Pilot Experiment in the Sahel (HAPEX-Sahel), et au nord-ouest de la Chine, dans le cadre du projet Heihe river Field Experiment (HEIFE). Les auteurs ont également évalué SEBAL en regard de simulations de deux modèles hydrologiques sur deux sites en Égypte. Selon les sites, SEBAL a été utilisé à partir de données acquises par Landsat-TM ou NOAA-AVHRR et METEOSAT. Le modèle a par la suite été évalué sous une large gamme de conditions climatiques et à partir de données dérivés de différents capteurs (voir e.g. Abrishamkar and Ahmadi, 2017; Allen et al., 2001; Bastiaanssen, 2000; Bastiaanssen et al., 2005, 2002; Chemin et al., 2004; Jacob et al., 2002; Jiménez-Bello et al., 2015; Kimura et al., 2007; Minacapilli et al., 2009; Paiva et al., 2011; Patel et al., 2006; Singh et al., 2008) et notamment en régions semi-arides (Timmermans et al., 2007 ; Opoku-Duah et al., 2008 ; Teixeira et al., 2009).

Wang et al. (2009) ont mené une analyse de sensibilité du modèle SEBAL en le testant sur des couverts plus ou moins dense au Nouveau Mexique. Les auteurs ont montré que SEBAL était très sensible à la définition des pixels dits « sec » et « humide », et suggère que le choix de ces pixels devrait être automatisé pour éviter toute subjectivité lié à l'opérateur dans ce choix. De même, Long et al. (2011) ont montré que la précision du modèle SEBAL dépendait de l'identification des pixels dits « sec » et « humide » et que celle-ci était très subjective car dépendante de l'opérateur, de la fenêtre d'application et de la résolution du capteur dont sont issus les données. Long et al. (2012) ont constaté que l'identification d'un seul pixel pour définir les bornes humide et sèche revenait à considérer que SEBAL représentait l'espace T_s - f_{COVER} comme un rectangle alors qu'en réalité cette espace présente plutôt la forme d'un triangle ou d'un trapézoïde (voir e.g. Moran et al., 1994). Les auteurs ont ainsi montré que l'assignation de cette forme rectangulaire pouvait engendrer des erreurs dans la distribution spatiale du flux H . Aussi ils ont proposé une version modifiée de SEBAL, nommée Modified-SEBAL (M-SEBAL), pour imposer une forme trapézoïdale dans le modèle SEBAL. De plus M-SEBAL détermine automatiquement le bord sec à partir du trapézoïde T_s - f_{COVER} et le bord humide est défini par la moyenne de T_a observée. La validation du modèle sur un site instrumenté, dans le cadre du projet Soil-Moisture-Atmosphere Coupling EXperiment (SMACEX), dans l'Iowa aux États-Unis, a montré que M-SEBAL était plus performant que SEBAL. L'effet de la sélection des pixels déterminant les bords humide et sec sur la précision des estimations d'ET par SEBAL et plus généralement les modèles contextuels a été par la suite analysé plus en détail par Long & Singh (2013).

A l'origine, dans les modèles 1-source, le paramètre kB^{-1} est utilisé comme un scalaire de z_{oh} pour corriger le différentiel de température entre T_{aero} et T_s . Dans SEBAL, dT est linéairement relié à T_s à travers l'image, ce qui est supposé absorber les impacts de la différence de température entre T_{aero} et T_s . De ce fait, dans SEBAL, le paramètre kB^{-1} est pris constant et égal à 2.3, et sera par la suite transformé sous la forme d'une z_{oh} constante et égale à 0.1. Néanmoins Paul et al. (2014) ont étudié la sensibilité du modèle SEBAL à z_{oh} en comparant 4 paramétrages de z_{oh} ; 3 valeurs constantes couramment utilisées dans la littérature et des valeurs spatialement variables en utilisant le paramétrage proposé par Su et al. (2001), fonction notamment du f_{COVER} . SEBAL a été testé avec ces 4 paramétrages à partir d'images aéroportées acquises durant l'expérience Bushland Evapotranspiration and

Agricultural Remote Sensing Experiment 2007-2008 (BEAREX07-08) menée au Texas, et validé en regard de mesures issues de lysimètres sur deux cultures irriguées et 2 champs en jachère. Les auteurs ont montré que le paramétrage spatialisé fournissait de meilleures performances en terme d'ET simulée que les versions avec une z_{oh} constante.

Sur les principes du modèle SEBAL, Allen et al. (2007b, 2007a) ont proposé le modèle Mapping EvapoTranspiration at high Resolution with Internalized Calibration (METRIC) pour une utilisation sur des cultures irriguées. La principale différence entre METRIC et SEBAL réside dans le fait que, contrairement à SEBAL, METRIC ne fait pas l'hypothèse que $H = 0$ et $LE = R_n - G$ au pixel humide/froid et $H = R_n - G$ et $LE = 0$ au pixel sec/chaud. Pour le pixel humide, LE est pris égale à $1.05ET_0$ où ET_0 correspond à l'évapotranspiration de référence calculée à partir de l'équation de Penman-Monteith standardisée (Allen et al., 1998). L'évaporation du pixel sec est quant à elle calculée à partir d'une routine de bilan d'eau dans le sol forcée par des données météorologiques *in situ*. METRIC convertit ensuite l'ET instantanée en ET journalière en utilisant l' ET_0 comme support d'extrapolation. Le modèle METRIC a plutôt été créé à destination de l'ingénierie pour la gestion des volumes irrigués et a, en ce sens, fait l'objet de peu d'évaluation et toujours sur des cultures irriguées (voir e.g. Aksu and Arikan, 2017; Santos et al., 2007; Tasumi et al., 2005).

Sur les principes des modèles SEBAL et METRIC, Senay et al. (2007, 2011b, 2011a, 2013) ont proposé un nouveau modèle 1-source contextuel nommé SSEBop (Simplified Surface Energy Balance for operational applications). L'originalité de SSEBop est de fournir un paramétrage des conditions aux limites (extrêmes chaud et humide) propre à chaque pixel. Plus récemment, Yang et al. (2017) ont proposé un modèle SEB 1-source nommé One-Source Model for Land (OSML), pour lequel la résistance aérodynamique est estimée à partir du trapézoïde T_s -VI de Moran et al. (1994). Le modèle calcul dT pour les quatre pixels extrêmes délimitant le trapézoïde et représentant les conditions extrêmes de pixel nu sec et saturé, et de végétation stressée et non stressée, se traduisant par la résolution d'un système à quatre équations impliquant chacune le terme de résistance aérodynamique.

A.5.3. Modèles SEB 2-sources

Les modèles SEB 1-source ne font pas la distinction entre l'évaporation du sol et la transpiration de la végétation. Ainsi les contributions du sol et du couvert au terme de résistance de surface ne sont pas explicitement définies. Kustas (1990) a montré que l'application des modèles SEB 1-source était en ce sens très limitée pour des surfaces partiellement végétalisées. Même si des ajustements de r_a sont possibles, ils ne sont généralement pas applicables à toutes les conditions de couvert. Pour éviter ces problèmes, des modèles 2-sources, qui traitent le sol et la végétation séparément, ont été développés pour être utilisés à l'origine sur des couverts hétérogènes (Lhomme et al., 1994 ; Norman et al., 1995 ; Kustas & Norman, 1999). De tels modèles, traitent l'évapotranspiration comme la somme de l'évaporation du sol et de la transpiration de la végétation. Les modèles SEB 2-sources ne requièrent pas de calibration *in situ* comme le nécessitent généralement les

modèles 1-source, et présentent donc une plus large gamme d'applicabilité (Anderson et al., 1997 ; Timmermans et al., 2007).

Le modèle SEB 2-sources le plus largement utilisé est celui développé par Norman et al. (1995), appelé TSEB (Two-Source Energy Balance model). Dans les modèles SEB 2-sources comme TSEB, le flux H est décomposé en une composante sol (H_{sol}) et une composante couvert végétal (H_{veg}) :

$$H = H_{veg} + H_{sol} = \rho_a c_p \left(\frac{T_{veg} - T_a}{r_{veg}} + \frac{T_{sol} - T_a}{r_{sol}} \right) \quad (A.24)$$

où T_{veg} et T_{sol} sont les températures de surface respectivement du couvert et du sol. T_{veg} et T_{sol} sont reliés à T_s à travers l'équation suivante (Norman et al., 1995) :

$$T_s(\theta) \approx [f_{COVER}(\theta)T_{veg}^4 + (1 - f_{COVER}(\theta))T_{sol}^4]^{\frac{1}{4}} \quad (A.25)$$

où θ est l'angle zénithal de visée.

Divers révisions du modèle TSEB ont ensuite été menées (voir e.g. Kustas and Norman, 1999; Li et al., 2005; Norman et al., 2000; Sánchez et al., 2008a, 2008b). Le modèle TSEB et ses dérivés ont notamment par la suite adopté le paramétrage de Priestley-Taylor et une procédure d'itération pour estimer le partitionnement de l'énergie disponible à la surface, ce qui introduit néanmoins une source d'incertitude concernant la bonne détermination de la valeur initial de α_{PT} dans la procédure d'itération (Yang et al., 2015). En outre, le modèle TSEB a été appliqué aussi bien dans une configuration en série qu'une configuration en parallèle. Même si l'approche en parallèle a été proposée à l'origine pour des régions semi-arides pour lesquels les couverts sont plutôt épars, et l'approche en série pour des couverts denses (Kustas & Norman, 1997), il n'existe pas de consensus sur l'approche la mieux adaptée aux régions semi-arides. Certaines études présentes de meilleurs résultats avec la configuration en série (Kustas & Norman, 1999) et d'autres avec celle en parallèle (Timmermans et al., 2007 ; Sánchez et al., 2008a) ; tandis que Li et al. (2005) et Morillas et al. (2013) trouvent des résultats similaires quel que soit la configuration utilisée. Des analyses de sensibilité du modèle TSEB ont montré qu'il était plus robuste que les modèles 1-source (Zhan et al., 1996) et qu'il était notamment plus performant pour des couverts hétérogènes et des conditions arides (Kustas & Anderson, 2009). Le modèle TSEB a été largement éprouvé sur des couverts hétérogènes, y compris en régions semi-arides, mais essentiellement sur des cultures irriguées (Kustas & Norman, 1999 ; French et al., 2005, 2007 ; Li et al., 2005 ; Gonzalez-Dugo et al., 2009 ; Colaizzi et al., 2012) ; et dans une moindre mesure sur des couverts naturels (Zhan et al., 1996 ; Timmermans et al., 2007 ; Li et al., 2008 ; L. Morillas et al., 2013). Par ailleurs Kustas et al. (2003) et Li et al. (2006) ont montré l'intérêt de combiné des données de télédétections issues des domaines infrarouge thermique et hyperfréquences pour mieux contraindre le modèle TSEB.

Xin & Liu (2010) ont proposé le modèle SEB 2-sources Two-layer Surface Energy Balance Parameterization Scheme (TSEBPS) combinant le modèle résistif de Shuttleworth & Wallace (1985) avec un schéma paramétrique permettant l'initialisation des températures T_{veg} et T_{sol} pour des cas extrêmes d'humidité de surface.

Sur la base du modèle TSEB, Boulet et al. (2015) ont développé le modèle Soil Plant Atmosphere and Remote Sensing Evapotranspiration (SPARSE). La principale innovation du modèle SPARSE est de borner les termes d'évaporation du sol et de transpiration du couvert à leurs niveaux potentiels. Pour ce faire, la formulation de Penman-Monteith est préférée à celle de Priestley-Taylor car elle permet de décrire explicitement les échanges adiabatiques et évite la prescription du paramètre α_{PT} . Un tel bornage des deux termes de l'évapotranspiration permet d'améliorer le partitionnement de l'ET. En effet, dans TSEB, le bilan d'énergie des deux sources (sol et couvert) est résolu simultanément à partir d'une même et seule mesure de T_s . Ce dernier point repose sur l'hypothèse que dans la plupart des cas la végétation n'est pas stressée et que lorsqu'elle est en condition de stress hydrique, l'évaporation est négligeable. Mais dans le cas où la végétation est stressée, si ce stress n'est pas correctement pris en compte par le modèle, l'évaporation peut descendre à des niveaux irréalistes (flux négatifs) pour maintenir la valeur totale de T_s (cf. équation A.25).

Zhuang & Wu (2015) ont également proposé une modification du modèle TSEB en remplaçant la formulation de Priestley-Taylor par la formulation du modèle PT-JPL (Fisher et al., 2008; voir section A.4) permettant de prendre en compte le stress hydrique au niveau atmosphérique. Les auteurs ont montré que cette modification permettait d'améliorer les performances de TSEB en conditions de stress.

Sur la base du modèle TSEB et des travaux de Diak (1990), Diak & Stewart (1989) et Diak & Whipple (1993) sur le partitionnement des flux de surface à partir du profil diurne de T_s , Anderson et al. (1997) ont développé le modèle Two-Source Time-Integrated Model (TSTIM). A l'inverse de modèles 2-sources comme TSEB ou SPARSE, TSTIM utilise des mesures de T_s acquises à deux heures de passage distinctes plutôt qu'une seule, et un profil de température atmosphérique aux premières heures du levé du jour. Pour ce faire, le module de surface de TSTIM est couplé à un modèle de couche limite atmosphérique (modèle de McNaughton & Spriggs, 1986) permettant de simuler de façon dynamique la température de l'air, ce qui permet en outre de s'en affranchir comme variable de forçage. Parce qu'il utilise les variations temporelles de T_s , TSTIM est supposé relativement peu sensible aux erreurs systématiques sur T_s qui peuvent être liées à des problèmes de calibration du capteur, de corrections atmosphériques ou d'incertitudes concernant l'émissivité de surface. Le modèle TSTIM a par la suite été renommé ALEXI pour « Atmosphere-Land EXchange Inversion » par Mecikalski et al. (1999) qui ont démontré le potentiel du modèle sur l'ensemble des États-Unis avec une résolution de 10 km. De par sa formulation, et en particulier son besoin de 2 mesures de T_s acquises en début de journée, ALEXI est plutôt conçu pour fonctionner à partir des mesures issues de satellites géostationnaires. Par ailleurs, dans le modèle ALEXI, Anderson et al. (2007a, 2007b) ont développé un algorithme d'interpolation temporelle dans lequel une fonction de stress hydrique est définie en reliant l'ETP et le stock d'eau de surface et racinaire obtenus lors des jours de ciel clair. Durant les jours ennuagés, pour lesquels ALEXI ne peut fonctionner, la fonction de stress est inversée pour estimer l'ET. Ce schéma d'interpolation a par la suite été utilisé pour fournir des séries d'ET en continue et au pas de temps mensuel sur les États-Unis, l'Europe ou encore l'Afrique de l'Est (Anderson et al., 2011) à partir de données GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite) et MSG-SEVIRI.

A.5.3. Modèles SEB 2-sources à paramétrage contextuel

Long & Singh (2012) propose un modèle combinant l'approche du trapézoïde T_s -VI et un modèle SEB deux sources, nommé Two-Source Trapezoid Model for Evapotranspiration (TTME). La méthode consiste à interpréter l'espace T_s - f_{COVER} , sur la base de la méthode proposée par Moran et al. (1994) combiné au concept des isoplèthes d'humidité du sol proposé par Sandholt et al. (2002) et Carlson (2007). Les sommets supérieurs du trapézoïde sont définies en résolvant l'équation du bilan radiatif comme les températures $T_{veg,max}$ (température de la surface totalement végétalisée la plus sèche) et $T_{sol,max}$ (température de la surface de sol nu la plus sèche). La température de l'air T_a constitue la limite inférieure du trapézoïde. La valeur de T_s d'un pixel donné au sein de l'espace T_s - f_{COVER} est décomposée en une composante sol (T_{sol}) et couvert (T_{veg}) en interpolant la pente des limites théoriques du trapézoïde et en interprétant la variation de T_s avec f_{COVER} pour chaque isoplèthe traversant le pixel. La transpiration de la végétation et l'évaporation du sol sont ensuite paramétrés séparément. Le modèle TTME a été appliqué sur le site SMACEX au centre de l'Iowa aux États-Unis. De manière analogue, R. Zhang et al. (2008), Yang & Shang (2013) puis Tang & Li (2017) ont proposés des modèles SEB 2-sources, pour lesquels les températures T_{veg} et T_{sol} sont calculés à partir du trapézoïde ou triangle T_s -VI. De même, Song et al. (2016) ont proposé une version de TSEB sans procédure d'itération évitant les problèmes de paramétrage de α_{PT} et de dérive de l'évaporation en conditions de stress ; en déterminant T_{veg} et T_{sol} à partir du modèle SEB-1S de Merlin (2013) à partir de mesures de T_s issus du capteur ASTER (Song et al., 2015).

Sun et al. (2009) ont également développé un modèle 2-sources à paramétrage contextuel nommé Simple Remote Sensing Evapotranspiration (Sim-ReSET). Le modèle estime l'ET comme la somme des composantes sols et végétation dont les températures de surfaces respectives sont estimées à partir du Triangle T_s -VI. Sim-ReSET a notamment été appliqué sur l'Afrique de l'Est (Sun et al., 2011) puis sur l'ensemble du continent africain (Sun et al., 2012) à partir de données MODIS et MSG-SEVIRI. Le modèle a par la suite été conçu de manière à fonctionner uniquement à partir de données dérivés de la télédétection (Sun et al., 2013).

A.6. Autres méthodes

A.6.1. Méthodes empiriques

Les modèles empiriques utilisent des méthodes statistiques permettant de relier l'évapotranspiration à différentes variables explicatives plus facilement mesurable par satellite ou *in situ*. Loukas et al. (2005) ont illustré la relation entre le NDVI et l'ET en utilisant des relations linéaires entre des composites de NDVI mensuels et l'ET simulée par un modèle hydrologique, pour estimer l'évapotranspiration réelle de quatre bassins versants grecs. Nagler et al. (2005a, 2005b) ont estimé l'ET de ripisylves à partir de simples régressions linéaires basées sur l'EVI MODIS et la température journalière maximale de l'air. Des comparaisons avec des données issues de tour à flux le long de trois grands systèmes fluviaux au sud-ouest des États-Unis acquises entre 2000 et 2004, montrent que l'ET journalière peut être simulée avec des valeurs de R^2 de 0.76. Dans la même veine, Nagler et al. (2007) ont corrélé des valeurs d'EVI MODIS avec des observations d'ET issues de tour à flux sur des pâturages semi-arides en Arizona. Dans cette étude, une simple régression linéaire multiple permet de relier l'ET, l'EVI et les précipitations avec un R^2 de 0.74. Scott et al. (2008) ont proposé une approche similaire pour laquelle une régression linéaire de forme exponentielle permet de relier l'ET à EVI et T_s issus du capteur MODIS. Le modèle a ensuite été révisé par Bunting et al. (2014) pour donner une forme multiplicative plutôt qu'additive à la relation liant l'ET à EVI et T_s . Ce modèle empirique a été utilisé pour restituer l'ET mesurée par EC sur des écosystèmes de ripisylves semi-arides en Arizona.

Wang et al. (2007) ont proposé une méthode empirique basée sur une régression linéaire multiple entre R_n , T_a , T_s et le NDVI pour spatialiser des mesures de flux effectuées sur 8 stations météorologiques dans les Grandes Plaines aux États-Unis. Wang & Liang, (2008) ont ensuite étendu le modèle à l'échelle globale avec une résolution temporelle mensuelle en utilisant des données issues de l'ISLSCP-II¹ et un NDVI obtenu à partir de mesures de réflectance par le capteur AVHRR. Wang et al. (2010a, 2010b) ont ensuite développé le modèle en y incluant l'effet de la vitesse du vent et du VPD.

Knipper et al. (2017) ont proposé un modèle empirique nommé MODis-Soil Moisture ET (MOD-SMET). Le modèle calcul l'ET en modulant l'ETP calculée à partir de la formule de Priestley-Taylor par un facteur multiplicatif d'humidité du sol. Ce dernier est calculé à partir d'estimations d'humidité de surface issue du capteur SMOS, dont la résolution native est désagrégée à la résolution MODIS à partir de l'EVI et de T_s .

Yang et al. (2006) ont proposé une technique d'apprentissage nommé "Support Vector Machine (SVM)" pour prédire l'évapotranspiration sur l'ensemble du continent américain à partir de trois variables issues de la télédétection (T_s , EVI et l'occupation du sol) et une variable issue de station météorologique (R_g). Le modèle a été entraîné sur deux ans de mesures acquises sur 25 sites AmeriFlux puis évalué en regard d'une autre année de mesures issues de 19 autres stations. Les auteurs rapportent une RMSE relative de 23 % et un R^2 de

¹ International Satellite Land-surface Climatology Project, Initiative-II

0.75. D'autres auteurs ont utilisé des réseaux de neurones artificiels (ANN) pour relier différents observables de télédétection à l'ET (Kim & Kim, 2008 ; Lu & Zhuang, 2010). Par exemple, Lu and Zhuang (2010) ont développé un ANN permettant de relier la fraction évaporative à cinq observables de télédétection (NDVI, NDWI¹, LAI et le rayonnement photosynthétiquement actif) et deux variables issus de stations météorologiques (T_a et u). Le réseau de neurones a été entraîné à prédire EF sur 28 sites AmeriFlux de 2003 à 2005 puis a été évalué sur 24 autres sites AmeriFlux sur l'année 2006.

Jung et al. (2009) ont développé une méthode d'apprentissage appelée « Model Tree Ensemble (MTE) » pour relier l'évapotranspiration mensuelle à des mesures de fraction de radiation photosynthétiquement active (f_{APAR}), de T_a et de précipitations. MTE a permis de fournir des estimations globales d'ET de 1982 à 2008 à une résolution de 0.5°. Sur la base de cet algorithme, Jung et al. (2010) présentent une première étude détaillée, basée sur des observations *in situ*, des tendances de l'évapotranspiration mondiale durant les trois dernières décennies. Enfin, Jiménez et al. (2009) ont proposé un modèle statistique non-linéaire permettant de relier les flux latent et sensible simulés par divers modèles de surface (GSWP-2, ISBA et ORCHIDEE) à des mesures de télédétection dans les domaines visibles, proche-infrarouge, infra-rouge thermique et hyperfréquence. Une fois calibré, le modèle statistique reproduit les flux simulés par les modèles sur différents types de biome avec une RMSE globale de l'ordre de 25 W.m⁻².

A.6.2. Méthodes basées sur le couplage GPP-ET

L'évapotranspiration étant un processus à la croisée des cycles de l'eau, de l'énergie et du carbone, certains modèles établissent une connexion entre l'activité photosynthétique ou la production primaire brut (GPP pour Gross Primary Production) et l'ET. Par exemple, Ryu et al. (2011) ont proposé le modèle Breathing Earth System Simulator (BESS) qui est constitué d'un modèle de transfert radiatif à deux couches, du modèle de photosynthèse de Farquhar-Collatz (Farquhar et al., 1980a ; Collatz et al., 1991) et d'une forme quadratique de l'équation de Penman-Monteith. Le modèle BESS a été utilisé pour fournir des estimations de GPP et d'ET à l'échelle globale et à la résolution kilométrique à partir de produits atmosphériques (aérosols, couvert nuageux, teneur en vapeur d'eau, profil atmosphérique) et de surface (α , T_s , LAI, occupation du sol) issus du capteur MODIS et de données météorologiques issus des réanalyses NCEP/NCAR² (Kalnay et al., 1996). Les résultats de l'évaluation du modèle BESS contre les mesures de 33 tours à flux réparties sur différentes zones climatiques du globe montrent de très bonnes performances (un R² de 0.86 et une erreur relative moyenne de 15%). Néanmoins, ce type de modèle demande d'importante base de données et des temps et une puissance de calcul nécessairement beaucoup plus long pour être appliqué à de large échelle. Quelques autre études se sont intéressées au couplage GPP-ET pour, par exemple, calculer l'ET à partir d'estimation de GPP dérivée de mesures satellites (Yang et al., 2013) ou encore

¹ Normalized Difference Water index

² National Centers for Environmental Prediction/the National Center for Atmospheric Research

pour partitionner l'ET mesurés par des tours à flux entre les termes de transpiration et d'évaporation (Zhou et al., 2016).

A.6.3. Méthodes basées sur le bilan hydrologique

L'ET étant également un des termes du bilan hydrologique, il est envisageable de l'estimer comme un résidu de ce bilan :

$$ET = P - Q - \Delta R \quad (\text{A.26})$$

Les récentes avancées en télédétection permettent à présent un suivi relativement précis des termes P (voir e.g. Beck et al., 2017; Kummerow et al., 1998; Peterson et al., 2013) et ΔR . Toutefois le débit (Q) reste un terme qui n'est pas suivi par télédétection et dont les mesures proviennent généralement de station de mesures *in situ* mesurant le débit de cours d'eau en aval de leur bassin versant respectif. Ainsi l'estimation de l'ET par l'approche du bilan hydrologique est généralement appliquée à cette échelle du bassin versant. Par ailleurs, elles sont menées à des pas de temps souvent mensuels voire annuels compte tenu de la disponibilité des estimations du terme ΔS qui sont actuellement uniquement fournies par les satellites GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment). Par exemple, Zeng et al. (2012) ont appliqué la méthode du bilan hydrologique sur 59 des plus grand bassins versants mondiaux, à partir de données GRACE pour caractérisé ΔR et les champs de pluies du CRU¹. Long et al. (2014) ont utilisé l'approche du bilan hydrologique pour estimer l'ET mensuel de plusieurs bassins versants du Sud des États-Unis. Wan et al. (2015) ont également utilisé cette approche pour calculer l'ET de 592 sous-bassins étatsuniens en désagrégant les données GRACE en utilisant des modèles de surface.

¹ Climatic Research Unit

A.7. Études d'inter-comparaison des modèles ET-RS

Cette section est consacrée aux études d'inter-comparaison majeures des modèles ET-RS. Celles-ci sont présentées par ordre chronologique. Une brève présentation du contexte (modèles comparés, site d'étude et capteur utilisé) précède pour chaque référence, une présentation des principales conclusions.

Référence : French et al. (2005)

Modèles comparés : TSEB / SEBAL

Lieu et données : Bassin versant de Walnut Creek, Iowa, États-Unis (données SMACEX)

Capteur (résolution spatiale / temporelle) : ASTER (90 m / instantanée)

Jeu d'évaluation : 8 stations (EC / cultures de blé et de soja) / 1 site / 1 date

Conclusions :

- SEBAL et TSEB présentent des performances similaires et cohérentes avec les observations.

Référence : Timmermans et al. (2007)

Modèles comparés : TSEB / SEBAL

Lieu et données : Bassin versant de Walnut Gulch, Arizona, États-Unis (données MONSOON'90) et El Reno, Oklahoma, États-Unis (données SGP'97¹)

Capteur (résolution spatiale / temporelle) : aéroporté (6-12 m / instantanée)

Jeu d'évaluation : 4 stations (EC / prairie semi-aride, blé d'hiver, sol nu), / 1 site / 5 vols

Conclusions :

- SEBAL présente des difficultés à estimer les flux de surface pour les zones étudiées les plus sèches.
- L'incertitude sur T_s a un effet significatif sur les estimations de flux de chaleur sensible et latent pour les deux modèles, avec une sensibilité légèrement plus forte pour TSEB.

Référence : Gao & Long (2008)

Modèles comparés : SEBAL / SEBS / TSEB série / TSEB parallèle

Lieu et données : Bassin versant de la rivière Chao, province d'Hebei, Chine

Capteur (résolution spatiale / temporelle) : Landsat 5 (120 m / journalier)

Jeu d'évaluation : simulations du modèle SWAT² (cultures, forêts, prairies) / 1 site / 2 dates

Conclusions :

- TSEB série constitue le modèle le plus performant avec une erreur relative comprise entre 2 et 6 % par rapport aux simulations SWAT.
- SEBS est très sensible au paramètre kB^{-1} , donnant des erreurs relatives extrêmement variables selon les pixels.

¹ The Southern Great Plains 1997

² Soil and Water Assessment Tool

- Les différences les plus importantes entre les modèles 1-source et 2-sources ont été observées sur les pixels les plus faiblement végétalisés.
- Les modèles 1-source sont plus appropriés pour des pixels à fort couvert végétal et/ou forte humidité de surface.
- Les configurations série et parallèle de TSEB donnent des résultats très cohérents sur les pixels faiblement végétalisés. En revanche, la configuration parallèle surestime assez largement l'ET pour des couverts denses et/ou des humidités de surface élevées.

Référence : Choi et al. (2009)

Modèles comparés : TSEB / METRIC / Trapézoïde T_s -VI

Lieu et données : Bassin versant de Walnut Creek, Iowa, États-Unis (données SMACEX)

Capteur (résolution spatiale / temporelle) : Landsat 5 & 7 (120 m / instantanée)

Jeu d'évaluation : 14 stations (cultures de blé et de soja) / 1 site / 2 dates

Conclusions :

- Lorsque les flux H et LE estimés sont moyennés sur l'ensemble du site d'étude et comparés aux flux moyens mesurés (tours à flux), les estimations de METRIC et du trapézoïde T_s -VI sont significativement biaisées, tandis que TSEB reproduit correctement les flux moyens observés.
- Ces résultats sont supposés être dus au fait que les conditions humides et sèches nécessaires aux deux modèles contextuels ne sont pas toujours réunies dans l'image.

Référence : Gonzalez-Dugo et al. (2009)

Modèles comparés : TSEB / METRIC

Lieu et données : Bassin versant de Walnut Creek, Iowa, États-Unis (données SMACEX)

Capteur (résolution spatiale / temporelle) : Landsat 5 & 7 (120 m / instantanée)

Jeu d'évaluation : 12 stations (6 cultures de blé et 6 de soja) / 1 site / 3 dates

Conclusions :

- TSEB est légèrement plus performant que METRIC.

Référence : Minacapilli et al. (2009)

Modèles comparés : TSEB / SEBAL

Lieu et données : Site de 20 ha au sud-ouest de la Sicile, Italie

Capteur (résolution spatiale / temporelle) : aéroporté (15 m / instantanée)

Jeu d'évaluation : simulations du modèle SWAP¹ (citronneraie, oliveraie, vignes) / 1 site / 1 date

Conclusions :

- TSEB et SEBAL sont à même de décrire les patterns spatiaux d'ET des différents types de cultures considérés, fournissant des valeurs dans le même ordre de grandeur.

¹ Soil, Water, Atmosphere and Plant

Référence : Galleguillos et al. (2011a)

Modèles comparés : S-SEBI / approche Water Deficit Index (WDI) de Moran et al. (1994), une variante du triangle T_s -VI

Lieu et données : Bassin versant de Peyne, France

Capteur (résolution spatiale / temporelle) : ASTER (90 m / instantanée)

Jeu d'évaluation : simulations Hydrus 1-D + 2 stations (vignes) / 1 site / 11 dates

Conclusions :

- S-SEBI produit de meilleurs résultats que l'approche WDI

Référence : Tang et al. (2011b)

Modèles comparés : SEBS / TSEB / Triangle T_s -VI

Lieu et données : Station expérimentale de Yucheng, Chine

Capteur (résolution spatiale / temporelle) : MODIS (1 km / instantanée)

Jeu d'évaluation : 1 station (LAS + EC / cultures rotation maïs-blé) / 1 site / 7 dates

Conclusions :

- TSEB est le modèle le plus performant devant SEBS
- Le Triangle T_s -VI présente de très fortes valeurs de RMSD¹ ($> 110 \text{ W.m}^{-2}$)
- Les trois modèles ont été testés avec des données T_s MODIS brutes et débiaisées à partir des mesures *in situ*. Il apparaît que les modèles TSEB et SEBS sont très sensibles aux erreurs sur T_s tandis que le Triangle T_s -VI y est relativement insensible.

Référence : Yang & Wang (2011)

Modèles comparés : S-SEBI / Triangle T_s -VI

Lieu et données : Southern Great Plains, États-Unis

Capteur (résolution spatiale / temporelle) : MODIS (1 km / instantanée)

Jeu d'évaluation : 11 stations (Bowen ratio (BR)) / 1 site / 16 dates

Conclusions :

Le Triangle T_s -VI est plus performant que S-SEBI. Les raisons évoquées pour ces meilleures performances sont les suivantes :

- la forme triangulaire prédéfini de l'espace T_s -VI permet de mieux définir les bords humides et secs comparativement à l'espace T_s -albedo dont la forme n'est pas bien défini ;
- l'équation de PT utilisée dans le Triangle T_s -VI exprime le contrôle de la température de l'air et de l'élévation sur ET à travers Δ et γ respectivement, ce qui améliore la précision des estimations de EF ;
- l'ET étant très dépendante de la densité du couvert, l'utilisation du NDVI plutôt que de l'albédo améliore l'estimation de EF .

¹ Root Mean Square Deviation ; cet estimateur statistique est défini en Annexe B

Référence : Chirouze et al. (2014)

Modèles comparés : TSEB / SEBS / S-SEBI

Lieu et données : Yaqui Valley, Mexique

Capteur (résolution spatiale / temporelle) : ASTER (90 m / instantanée) et FORMOSAT-2 (8 m / instantanée)

Jeu d'évaluation : 7 stations (EC) + simulations ICARE (non étalonné et forcé par mesures *in situ*) / 1 site / 7 dates

Conclusions :

- SEBS, S-SEBI et TSEB présentent des résultats comparables et dans le même ordre de grandeur que ICARE mais avec un comportement opposé dans la répartition des flux turbulents : ICARE tend à sous-estimer l'ET tandis que SEBS, S-SEBI et TSEB la surestiment.
- TSEB et ICARE sont les deux modèles qui estiment le mieux la réponse au stress hydrique mais avec des comportements opposés : TSEB est plus performant pour des LAI forts et montre des difficultés à détecter les périodes de stress durant la senescence ; tandis que ICARE a tendance à surestimer le stress pour les LAI forts mais est plus précis que TSEB pour les LAI faibles.
- SEBS est peu performant pour les situations de LAI faible et de sol nu.
- Comme attendu, S-SEBI est performant lorsqu'il existe dans l'image un fort contraste d'humidité de surface (en particulier au printemps et au début de l'été) et à tendance à accentuer les contrastes d'humidité dans des conditions d'humidité de surface plus homogènes (en particulier en hiver).

Référence : Chen et al. (2014)

Modèles comparés : MOD16, PM-Yuan (Yuan et al., 2010), PT-JPL, ANN de Papale & Valentini (2003), SVM de Yang et al. (2006), régression de Zhang et al. (2007), régression de Wang et al. (2007), régression de Wang et al. (2010a)

Lieu et données : Asie (ChinaFlux, AsiaFLUX, LathuileFLUX)

Capteur (résolution spatiale / temporelle) : forçages météorologiques (MERRA-GMAO¹), NDVI/LAI (MODIS et AVHRR) / résolution 0.1° / pas de temps mensuel / période 1982-2009

Jeu d'évaluation : 23 stations (EC / 1 forêt de feuillus caducifoliés, 1 forêt de conifères caducifoliés, 3 forêts de feuillus sempervirents, 1 forêt de conifères sempervirents, 7 cultures, 7 prairies, 3 forêts mixtes) / 22 sites

Conclusions :

- Une forte variabilité inter-modèle est observée : sur la Chine, l'ET varie de 535 à 852 mm.an⁻¹ entre les huit modèles. Néanmoins les huit modèles montrent des patterns spatiaux similaires.
- Les modèles à bases physiques (PT-JPL et MOD16) sont plus performants que les modèles empiriques dont les performances dépendent grandement du jeu d'apprentissage.

¹Modern Era Retrospective-Analysis for Research and Applications Global Modeling & Assimilation Office

- Les paramètres des modèles empiriques peuvent prendre plusieurs valeurs car les facteurs environnementaux de contrôle de l'ET ne sont pas indépendants.

Référence : Ershadi et al. (2014)

Modèles comparés : SEBS / Modèle de type PM / PT-JPL

Lieu et données : Allemagne, Australie, Botswana, États-Unis, Pays-Bas, Portugal (données FLUXNET)

Capteur (résolution spatiale / temporelle) : Forçages issus des stations FLUXNET + NDVI et LAI MODIS (250 m)

Jeu d'évaluation : 20 stations (EC / 4 prairies, 4 cultures, 4 savanes arborés, 4 forêts sempervirentes, 4 forêts caducifoliées) / 16 sites / pluriannuel (entre 1.5 et 9 ans selon les stations)

Conclusions :

- La moyenne d'ensemble des modèles est plus performante que chaque modèle pris individuellement.
- Le modèle PT-JPL est le plus performant devant le modèle SEBS et le modèle PM. Ces performances accrues du modèle PT-JPL sont attribuées à un nombre de paramètres et de forçage moindre réduisant ainsi son incertitude.
- Le modèle SEBS présente de faibles performances sur les biomes à couverts hétérogènes. Ces faibles performances sont attribuées au schéma de rugosité de surface de SEBS.
- Le modèle PM est très sensible au paramétrage de sa résistance de surface et est très peu performant sur bon nombre de biomes.

Référence : Trambauer et al. (2014)

Modèles comparés : MOD16 / GLEAM

Lieu et données : Afrique

Capteur (résolution spatiale / temporelle) : ré-échantillonnage à 0.5° et pas de temps mensuel

Jeu d'évaluation : ERA-Interim + ERA-Interim/Land + PCR-GLOBWB (modèle hydrologique global sous 3 versions), la moyenne d'ensemble sert de référence

Conclusions :

- ERA-Interim et MOD16 ne sont pas en accord avec les autres produits sur la plupart des régions du continent.
- En particulier, MOD16, par rapport à la moyenne d'ensemble, sous-estime l'ET en région Méditerranéenne semi-aride et au Sahel semi-aride, tandis qu'il présente une tendance à la surestimation en région méditerranéenne et sahélienne aride, régions sur lesquels il est totalement dé-corrélé des autres produits.
- La plus forte variabilité inter-produit s'observe sur les régions Sahélienne et Soudano-guinéenne soumises au régime de Mousson et dans une moindre mesure en région méditerranéenne. En revanche sur les régions subéquatoriales, l'ensemble des produits sont en bon accord.

- Les auteurs suggèrent qu'un bon moyen d'améliorer un produit d'ensemble d'ET, serait d'évaluer, en regard d'observations, ces produits dans les régions pour lesquels la variabilité inter-produit est importante.

Référence : French et al. (2015)

Modèles comparés : METRIC / TSEB

Lieu et données : Maricopa, Arizona, États-Unis

Capteur (résolution spatiale / temporelle) : aéroporté (1 m) et Landsat 5 & 7 (120 m) / instantanée

Jeu d'évaluation : ET dérivée de 112 sondes à neutrons (culture irriguée de coton) / 1 site / 7 vols (aéroporté) et 17 dates (Landsat)

Conclusions :

- METRIC et TSEB présentent des performances similaires pour les deux résolutions testées.
- METRIC est plus sensible aux changements de T_s sur les pixels avec les plus faibles couverts alors que TSEB est plus sensible durant les phases de maturité du coton.

Référence : Tang & Li (2015)

Modèles comparés : SEBAL / Triangle T_s -VI

Lieu et données : Yucheng, Chine

Capteur (résolution spatiale / temporelle) : MODIS (1 km / instantanée)

Jeu d'évaluation : 1 station (LAS / essentiellement des cultures) / 1 site / 23 dates

Conclusions :

- Le Triangle T_s -VI présente des valeurs de RMSE nettement supérieures à celles obtenues avec SEBAL.
- Le Triangle T_s -VI fournit des valeurs de EF plus faibles que celles de SEBAL.

Référence : Yang et al. (2015)

Modèles comparés : HTEM (Yang & Shang, 2013) / TSEB / MOD16

Lieu et données : Bassin versant de Heihe, Chine (données campagne MUSOEXE-12¹)

Capteur (résolution spatiale / temporelle) : ASTER (90 m / instantanée)

Jeu d'évaluation : 21 stations (EC) dont 1 avec partitionnement transpiration-évaporation à partir d'une méthode isotopique (1 steppe désertique, 2 zones sableuses désertiques, 1 zone humide, 17 cultures) / 1 site / 6 dates

Conclusions :

- HTEM est le plus performant (RSME sur LE de 42.3 W.m⁻²) suivi de près par TSEB (RSME = 49.8 W.m⁻²), tandis que MOD16 est très peu performant (RMSE = 95.3 W.m⁻²).
- HTEM tend à surestimer l'ET dans des conditions de forte advection, essentiellement à cause d'une sous-estimation du bord humide.

¹ Multi-Scale Observation EXperiment on Evapotranspiration over heterogeneous land surfaces 2012

- Pour TSEB, une forte incertitude est observée concernant la détermination du paramètre α_{PT} dans la procédure d'itération pour le partitionnement de l'ET, menant dans beaucoup de cas à une surestimation de la transpiration et une sous-estimation de l'évaporation.
- Les forçages météorologiques de MOD16 ne lui permettent pas de capturer le stress hydrique, expliquant ses faibles performances.

Référence : Singh & Senay (2015)

Modèles comparés : METRIC / SEBAL / SEBS / SSEBop

Lieu et données : Nebraska, États-Unis

Capteur (résolution spatiale / temporelle) : Landsat 5 & 7 (120 m / journalière)

Jeu d'évaluation : 3 stations (EC) / 1 site / 8 dates

Conclusions :

- METRIC (jugé le plus complexe des quatre modèles) et SSEBop montrent des performances très similaires avec une faible RMSE ($< 0.93 \text{ mm.jour}^{-1}$) et une forte NSE (> 0.80), alors que SEBAL et SEBS montrent des biais plus importants concernant l'ET journalière.
- Les auteurs suggèrent ainsi que la complexification des modèles ne mène pas nécessairement à de meilleures performances.
- La formulation empirique permettant d'extrapoler l'ET à la journée dans SEBAL et SEBS, basée sur un Rn moyen journalier, entraînent une sous-estimation de l'ET journalière.

Référence : McCabe et al. (2016)

Modèles comparés : SEBS / PT-JPL / MOD16 / GLEAM

Lieu et données : Global

Capteur (résolution spatiale / temporelle) : Forcées par un jeu de données basé sur des mesures *in situ* d'une part et des forçages globaux grillés (0.5° , LandFlux V0) d'autre part

Jeu d'évaluation : 45 EC (7 types fonctionnels de biomes)

Conclusions :

- PT-JPL fournit globalement les meilleures performances (0.72 ; 61 ; 0.65) suivi de près par GLEAM (0.68 ; 64 ; 0.62), avec les valeurs entre parenthèse représentant respectivement R^2 , RMSD (en W.m^{-2}) et NSE.
- MOD16 présente une tendance à la sous-estimation (0.51 ; 78 ; 0.45) et SEBS à la surestimation (0.72 ; 101 ; 0.24).
- Les auteurs soulignent une très forte variabilité inter-modèle sur les différents biomes testés, et le fait qu'aucun de ces modèles ne ressorte comme étant systématiquement le plus performant.
- L'utilisation des forçages globaux grillés tend à réduire les performances de l'ensemble des modèles.
- Les auteurs soulignent également l'intérêt d'une approche ensembliste plutôt qu'un seul modèle, pour fournir un produit global.

Référence : Lian & Huang (2016)

Modèles comparés : METRIC / Triangle T_s -VI / SSEBop

Lieu et données : Bassin versant de l'Heihe, Chine (données HiWATER¹ / journalière et mensuelle)

Capteur (résolution spatiale / temporelle) : Landsat 8 OLI/TIRS² (120 m)

Jeu d'évaluation : 5 stations (EC / 1 steppe désertique, 2 zones sableuses désertiques, 1 zone humide, 1 culture) / 1 site / 6 dates

Conclusions :

- METRIC est le modèle le plus performant.
- Le Triangle T_s -VI tend à surestimer l'ET pour les fortes valeurs.
- SSEBop tend à sous-estimer l'ET pour les fortes valeurs.
- Le Triangle T_s -VI et SSEBop sont plus sensibles que METRIC aux erreurs sur T_s et $Rn - G$.

Référence : Eswar et al. (2017)

Modèles comparés : Triangle T_s -VI / S-SEBI / SimReSET

Lieu et données : Inde

Capteur (résolution spatiale / temporelle) : MODIS TERRA et AQUA (1 km / instantanée et journalière)

Jeu d'évaluation : 5 stations (BR / 1 pineraie, 1 culture irriguée de moutarde, 1 culture irriguée de riz, 1 culture irriguée rotation blé-soja, 1 culture mixte non-irriguée) / 5 sites / entre 35 et 59 dates selon les sites

Conclusions :

- Les modèles contextuelles Triangle T_s -VI et S-SEBI sont plus performants que SimReSET quel que soit le site considéré.
- Le Triangle T_s -VI fournit des estimations plus précises de EF et d' ET_d que S-SEBI quel que soit le site considéré.
- Les moindres performances du modèle SimReSET, plus complexe, sont attribuées à des incertitudes concernant le paramétrage du modèle.

Référence : Liaqat & Choi (2017)

Modèles comparés : SEBS / MOD16

Lieu et données : Corée du Sud

Capteur (résolution spatiale / temporelle) : MODIS (1 km / journalière et mensuelle)

Jeu d'évaluation : 2 stations (EC / culture de riz paddy, forêt mixte) / 2 sites / 130 jours

Conclusions :

- SEBS surestime l'ET sur les deux sites avec une surestimation et une dispersion très marquées sur le site de forêt, attribuées à la difficulté à bien paramétrer la résistance d'excès pour les couverts denses.

¹ Heihe Watershed Allied Telemetry Experimental Research project

² Operational Land Imager and Thermal Infrared Sensor

- MOD16 n'a été évalué qu'au pas de temps mensuel. A ce pas de temps, MOD16 est moins performant que SEBS sur le site de culture (R^2 de 0.67 contre 0.97 pour SEBS) mais aussi performant sur le site de forêt (R^2 de 0.90 contre 0.93 pour SEBS).
- SEBS et MOD16 ont été utilisés pour le suivi du stress hydrique au pas de temps mensuel sur l'ensemble de la péninsule sud-coréenne. Il en ressort que SEBS fournit des valeurs de stress hydrique systématiquement plus forte que MOD16.

Référence : Majozi et al. (2017)

Modèles comparés : Triangle T_s -VI / MOD16 / MSG-SEVIRI ET / GLEAM

Lieu et données : Elandsberg et Skukuza, Afrique du Sud

Capteur (résolution spatiale / temporelle) : MODIS pour Triangle T_s -VI (journalier)

Jeu d'évaluation : 2 stations (1 EC + 1 LAS / savane herbacée, fynbos) / 2 sites / 2 mois (saison sèche & saison des pluies)

Conclusions :

- Aucun des modèles n'est réellement performant et ce sur les deux sites ($0 < R^2 < 0.45$).
- MOD16 est le plus performant pour les fortes valeurs d'ET avec une RMSE relative de l'ordre de 30%, mais il est surpassé par les autres modèles pour les faibles valeurs d'ET.
- GLEAM est le moins performant en saison sèche.
- Le Triangle T_s -VI et MSG-SEVIRI ET donnent des RMSE similaires et sont plus performants en saison sèche qu'en saison des pluies.

A.8. Méthodes d'extrapolation journalière

Pour extrapoler l'ET à la journée, l'une des approches les plus communément usitées est d'utiliser la similarité entre le cycle diurne de l'ET et celui d'une autre variable. En supposant que le cycle diurne de l'ET suivait généralement le cycle du rayonnement solaire incident durant la journée, Jackson et al. (1983) ont montré que le ratio entre le rayonnement solaire journalier et sa valeur instantanée prise à midi pouvait être approximée par une fonction sinusoïdale. Cette approximation permet alors de calculer l'ET journalière à partir d'une mesure instantanée et d'un coefficient de conversion fonction de la latitude du jour de l'année (*DOY*) et du temps de la mesure :

$$ET_d = ET_i \frac{Rg_d}{Rg_i} = ET_i \frac{2N}{\pi \cdot \sin\left(\frac{\pi \cdot t}{N}\right)} \quad (\text{A.27})$$

où ET_d et Rg_d sont les valeurs intégrées à la journée respectivement de l'ET et du rayonnement solaire incident et ET_i et Rg_i leur valeur instantanée respective, N la durée du jour (h) fonction de *DOY* et de la latitude et t est le temps de la mesure (h). Yitayew & Brown (1990) ont proposé une méthode alternative en utilisant le rapport d'irradiance obtenu à partir de la géométrie Terre-soleil. Cependant cette formulation s'est montrée imprécise lorsque les patterns journaliers d'irradiance étaient asymétriques. En montrant que la fraction évaporative était quasi constante durant la journée, Sugita & Brutsaert (1991), Crago (1996) et Crago & Brutsaert (1996) ont utilisé *EF* pour convertir l'ET instantanée en ET journalière. La technique consistait à utiliser une ou plusieurs mesures instantanées de ET et des mesures en continu de l'énergie disponible à la surface (*A*) :

$$ET_d = \frac{EF \cdot A_d}{L} \quad (\text{A.28})$$

De manière générale, les différentes techniques développées par la suite s'appuient sur le principe de préservation d'une variable générique X , que l'on appellera support d'extrapolation. Le cumul journalier d'ET du levé du jour au coucher du soleil (ET_d) peut alors être formulé de la façon suivante :

$$ET_d = \beta ET_i \frac{X_d}{X_i} \quad (\text{A.29})$$

où ET_i est la valeur instantanée d'ET acquise au temps t , X_i et X_d sont les valeurs de la variable de référence respectivement au temps d'acquisition t et intégrée à la journée et β est un facteur correctif qui permet de tenir compte du biais potentiel lié à la méthode d'extrapolation. Les principaux supports d'extrapolation utilisés dans la littérature sont résumés dans le Tableau A.1.

TABLEAU A.1: Résumé des principales méthodes d'extrapolation à la journée de l'évapotranspiration instantanée utilisées dans la littérature (les indices i et d signifie respectivement instantané et journalier)

X (notation)	Formule
Rayonnement solaire extraterrestre (Rex)	$ET_d = \beta ET_i \frac{Rex_d}{Rex_i}$
Rayonnement solaire incident modélisé (Rg_{mod})	$ET_d = \beta ET_i \frac{2N}{\pi \cdot \sin\left(\frac{\pi \cdot t}{N}\right)}$
Rayonnement solaire incident mesuré (Rg)	$ET_d = \beta ET_i \frac{Rg_d}{Rg_i}$
Énergie disponible à la surface (A)	$ET_d = \beta ET_i \frac{A_d}{A_i}$
Rayonnement net (Rn)	$ET_d = \beta ET_i \frac{Rn_d}{Rn_i}$
Rn journalier et A instantanée (Rn/A)	$ET_d = \beta ET_i \frac{Rn_d}{A_i}$
Évapotranspiration de référence pour la luzerne (ET_r)	$ET_d = \beta ET_i \frac{ET_{r,d}}{ET_{r,i}}$
Évapotranspiration de référence pour une pelouse (ET_0)	$ET_d = \beta ET_i \frac{ET_{0,d}}{ET_{0,i}}$
Rn et Rg combiné (Rn/Rg)	$ET_d = \beta \frac{ET_i}{A_i} \frac{Rn_i}{Rg_i} Rg_d$

Zhang & Lemeur (1995) sont les premiers à avoir présenté une étude comparative s'intéressant à l'extrapolation de l'ET instantanée à la journée. Les auteurs comparent deux approches : (i) Rg_{mod} ($\beta = 1$) ; et (ii) A ($\beta = 1$). En utilisant les données de l'expérience HAPEX-MOBILHY¹ dans le sud-ouest de la France, les auteurs ont montré que les deux approches fournissaient des résultats similaires et satisfaisants en particulier durant les jours de ciel clair.

Colaizzi et al. (2006) ont testé 5 techniques pour extrapoler l'ET à la journée basées sur (i) A ($\beta = 1$) (ii) Rg_{mod} ($\beta = 1$), (iii) Rn/Rg ($\beta = 1$), (iv) ET_r ($\beta = 1$) et (v) ET_0 ($\beta = 1$). Les auteurs ont convertit les valeurs mesurées à pas de temps 30-min en valeur journalière en utilisant les 5 techniques précitées, sur un champs de luzerne irrigué, un champs de coton partiellement irrigué, un champ de sorgho non irrigué et un sol nu. Les auteurs ont observé que pour les cultures, l'extrapolation utilisant ET_0 était la plus pertinente tandis que pour le sol nu les méthodes basées sur EF étaient plus performantes. De plus, les meilleures performances ont été obtenues pour des mesures réalisées entre 12h et 14h, les performances des différentes techniques se dégradant en s'éloignant de cette plage horaire.

Chávez et al. (2008) ont comparé 6 méthodes d'extrapolation basées sur (i) A ($\beta = 1$), (ii) Rn/A ($\beta = 1$), (iii) Rn ($\beta = 1$), (iv) Rg ($\beta = 1$), (v) ET_r ($\beta = 1$) et (vi) ET_0 ($\beta = 1$). Les auteurs ont utilisées des ET instantanées simulées par un modèle SEB 1-source à partir de données aéroportées (le modèle est présenté dans Chávez et al., 2005) acquises sur des champs de soja et de maïs, et les ont comparés aux mesures de 10 tours à flux (5 sur soja et 5 sur maïs). La

¹ Hydrologic Atmospheric Pilot Experiment, Modélisation du Bilan Hydrique

méthode utilisant A montre les plus faibles valeurs de biais et de RMSE pour les deux couverts. La méthode du Rn est la moins performante avec un biais relatif de - 24% et - 11% et une RMSE relative de 9% et 11% pour respectivement les champs de soja et de maïs. Les méthodes du Rg et de l' ET_r présentent une surestimation de l'ordre de 4 ± 10 % pour les deux cultures. De manière générale, les résultats montrent que les méthodes basées sur EF (A et Rn) fonctionnent mieux pour des cultures en situation de stress hydrique et des couverts hétérogènes. A l'inverse les méthodes basées sur l' ET_r et l' ET_0 sont plus performantes pour des cultures fortement transpirantes et des conditions de surface homogènes.

Van Niel et al. (2011) ont analysés le biais induit par différents facteurs lors de l'extrapolation à la journée de l'ET instantanée. Trois principaux facteurs ont été considérés (i) les propriétés de préservation de EF , (ii) les différences entre A diurne et A journalier, (iii) les différences entre LE diurne et LE journalier. Leurs résultats montrent que les erreurs induites par ces trois facteurs ont plutôt tendance à s'accumuler qu'à se compenser et sont fortement dépendante de l'heure de la mesure considérée.

Van Niel et al. (2012) ont analysé quatre supports d'extrapolation (Rg , Rg_{mod} , Rex , A) pour convertir des mesures instantanées d'ET en cumuls mensuels sur une savane tropical et une forêt sclérophylle. Les auteurs montrent que l'utilisation du rayonnement solaire incident observé ou du rayonnement solaire extraterrestre fournissent les meilleurs résultats. Les auteurs proposent également une procédure de minimisation du biais résultant des procédures d'extrapolation, permettant d'ajuster le paramètre β pour chaque support.

Ryu et al. (2012) ont comparé deux variables de références pour extrapoler des ET instantanées en moyenne journalière sur une fenêtre de 8 jours : (i) A ($\beta = 1$) et (ii) Rex ($\beta = 1$). Les auteurs ont utilisé les mesures issues de 34 tours à flux réparties sur sept types fonctionnels de biome. Les résultats montrent que la conversion de mesures d'ET acquises entre 10h et 14h en utilisant Rex fournit des résultats plus satisfaisants qu'avec A , montrant notamment un faible biais. En outre, l'utilisation de A dans la procédure d'extrapolation entraîne une sous-estimation de l'ET de l'ordre 13% à l'échelle annuelle.

Sur la base des travaux de Hoedjes et al. (2008) et Gentine et al. (2007), Delogu et al. (2012) ont montré que la prise en compte du cycle diurne de la fraction évaporative permettait d'améliorer les performances de cette méthode d'extrapolation, en atténuant notamment les problèmes de sous-estimation de l' ET_d couramment rapportés dans la littérature.

Tang et al. (2013) ont évalué 4 variables de référence pour extrapoler des mesures d'ET instantanée en valeur journalière : (i) A ($\beta = 1$), (ii) Rg ($\beta = 1$), (iii) Rex ($\beta = 1$) et (iv) ET_r ($\beta = 1$) en utilisant des mesures EC acquises sur une culture (rotation blé d'hiver/maïs) et des estimations d'ET dérivées d'un modèle SEB 2-sources forcé par des données MODIS. L'analyse a été conduite à partir de mesures non-corrigées et corrigées du biais de fermeture du bilan d'énergie, et pour différentes heures de passages comprises entre 10h et 14h. Globalement la méthode basée sur ET_r est la plus performante suivie par la méthode basée sur Rg . La méthode basée sur A engendre une sous-estimation significative de l'ET intégrée à la journée. Avec la correction du biais de fermeture du bilan d'énergie des mesures EC, la méthode du Rg s'améliorait et surpassait la méthode de l' ET_r pour des heures de passage comprises entre 10h et 12h. Les auteurs notent également que la présence de nuages augmente

la RMSE pour les quatre supports d'extrapolation. Ils soulignent également que lorsque les méthodes d'extrapolation sont appliquées aux simulations du modèle SEB 2-sources, la précision des estimations d'ET journalières dépendent à la fois de la précision des estimations instantanées du modèle et de la pertinence de la méthode d'extrapolation, ce qui complexifie l'analyse. Néanmoins les résultats montrent que la méthode utilisant A tend à sous-estimer l'ET de l'ordre de 11% tandis que les trois autres méthodes ont tendance à la surestimer de l'ordre de 5 à 18% selon la méthode.

Cammalleri et al. (2014b) ont analysé les performances de cinq supports d'extrapolation : (i) A ($\beta = 1.1$), (ii) Rn/A ($\beta = 1.1$), (iii) Rg ($\beta = 1$), (iv) Rex ($\beta = 1$) et (v) ET_0 ($\beta = 1$) ; à partir de mesures EC acquises sur 14 stations comprenant cinq types fonctionnels de plante et réparties sur quatre zones climatiques. Par ailleurs les auteurs ont analysé l'effet de la fermeture du bilan d'énergie sur les performances des différentes méthodes en utilisant trois jeux d'ET journalière issus des mesures *in situ* : (i) des mesures non corrigées (ii) des valeurs d'ET obtenu comme le résidu du bilan d'énergie, (iii) des mesures pour lesquels la fermeture du bilan est forcé par la préservation du ratio de Bowen (H/LE). De manière générale, la méthode du Rg est la plus robuste montrant notamment l'absence de biais systématique. La méthode du Rex est peu biaisée dans des conditions de non ennuagement, mais tend à surestimer l'ET journalière durant les jours nuageux. L'utilisation de l' ET_r montre des biais supérieurs à Rex . La méthode de EF montrent des résultats satisfaisants uniquement durant les mois d'été tandis qu'elle tend à sous-estimer l'ET durant les mois d'hiver sur les stations utilisés. Les auteurs soulignent enfin que les performances respectives des différents supports d'extrapolation dépendent de l'incertitude sur les mesures d'ET lié à la méthode de fermeture du bilan d'énergie utilisée.

Xu et al. (2015) ont analysé les performances de 5 supports d'extrapolation à partir des mesures EC sur une culture (rotation blé d'hiver/maïs/coton) et une prairie alpine : (i) A ($\beta = 1$), A ($\beta = 1.1$), A (3 facteurs β tenant compte de la différence entre A diurne et A journalier, la différence entre EF diurne et EF journalier et la différence entre ET diurne et ET journalière), Rg ($\beta = 1$), ET_r ($\beta = 1$). Les résultats soulignent que les méthodes Rg et ET_r sont les plus performantes fournissant les plus faibles valeurs de RMSE et les plus fortes valeurs de coefficient de corrélation. La méthode A ($\beta = 1$) montre une tendance à la sous-estimation de l' ET_d avec une erreur relative moyenne de 19% et 14% pour respectivement la culture et la prairie. La méthode du A ($\beta = 1.1$) permet de corriger une partie de ce biais montrant une erreur relative de 8 et 9% pour respectivement la culture et la prairie. Les auteurs attribuent, le biais restant à la non prise en compte de la contribution nocturne. Ainsi la méthode A (3β), présente une erreur relative proche de zéro, de même que les méthodes Rg et ET_r , qui présentent en revanche des valeurs de RMSE plus faible que celle du A (3β) ce qui indique que le rapport entre ET et Rg ou ET_r est plus stable durant la journée que la fraction évaporative.

B. Zhang et al. (2017) ont comparé les performances de 5 supports d'extrapolation (A ($\beta = 1$), ET_0 ($\beta = 1$), ET_0 modifié selon Todorovic (1999), méthode basé sur la conservation de la résistance du couvert, Rg_{mod} ($\beta = 1$) ; en utilisant des mesures EC sur un champ de maïs irrigué acquises entre 9h et 17h. Les auteurs soulignent de grandes différences entre les valeurs estimées avec les cinq supports d'extrapolation. De manière générale, les méthodes

ET_0 et A sont les plus performantes. Les résultats montrent également que l'heure d'acquisition a une forte influence sur les erreurs d'estimation d' ET_d . Les méthodes ET_0 et A donnent les meilleurs résultats pour des mesures acquises entre 11h et 15h, tandis que les performances optimales pour les autres méthodes sont obtenues pour une acquisition à midi. Les auteurs soulignent enfin que les cinq méthodes sont peu sensibles à la variation du LAI, autrement dit au stade de développement du couvert.

Annexe B :

Définitions des estimateurs quantitatifs

Dans les sections qui suivent, X_i et $Xref_i$ correspondent respectivement à la variable calculée par télédétection et la variable issue de la référence (observations, SiSPAT ou modèles ALMIP2) au temps i . N correspond à l'effectif.

Biais

$$Bias = \frac{\sum_{i=1}^N (X_i - Xref_i)}{N} \quad (B.1)$$

Root Mean Square Error (RMSE)

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (X_i - Xref_i)^2}{N}} \quad (B.2)$$

Root Mean Square Deviation (RMSD)

$$RMSD = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N [(X_i - \bar{X}) - (Xref_i - \bar{Xref})]^2}{N}} \quad (B.3)$$

RMSE relative (RMSE_r)

$$RMSE_r = 100 \frac{\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (X_i - Xref_i)^2}{N}}}{\bar{X}} \quad (B.4)$$

Efficiene de Nash-Sutcliffe (NSE)

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (X_i - Xref_i)^2}{\sum_{i=1}^N (\bar{X}_i - Xref_i)^2} \quad (B.5)$$

Coefficient de détermination (R^2) et de corrélation (R)

$$R^2 = \frac{(\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{Xref})(Xref_i - \bar{X}))^2}{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2 \sum_{i=1}^N (Xref_i - \bar{Xref})^2} \text{ et } R = \sqrt{R^2} \quad (B.6)$$

Annexe C :

Calcul du rayonnement extraterrestre journalier (*Rex*) selon Allen et al. (1998)

Le rayonnement extraterrestre (*Rex*) pour chaque jour de l'année et pour une latitude φ donnée peut être exprimée comme une fonction de la constante solaire (I_0), de la déclinaison solaire (δ) et du jour de l'année (*DOY*) :

$$Rex = \frac{24 \times 60}{\pi} I_0 d_r (\omega_s \sin \varphi + \cos \varphi \cos \delta \sin \omega_s) \quad (D.1)$$

où *Rex* est le rayonnement solaire extraterrestre ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{jour}^{-1}$), I_0 est la constante solaire ($I_0 = 0.0820 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{min}^{-1}$), d_r est l'inverse de la distance relative Terre-Soleil (sans unité), ω_s est l'angle de coucher du soleil (rad), φ est la latitude du site considéré (rad) et δ est la déclinaison solaire (rad).

Par convention, φ est positive dans l'hémisphère Nord et négative dans l'hémisphère Sud. La conversion de degrés décimaux en radians est assurée par la relation suivante :

$$\varphi(\text{radians}) = \frac{\pi}{180} \varphi(\text{degrés décimaux}) \quad (D.2)$$

L'inverse de la distance relative Terre-Soleil (d_r) et la déclinaison solaire (δ) sont calculés ainsi :

$$d_r = 1 + 0.033 \cos\left(\frac{2\pi}{365} DOY\right) \quad (D.3)$$

$$\delta = 0.409 \cos\left(\frac{2\pi}{365} DOY - 1.39\right) \quad (D.4)$$

où *DOY* est le jour de l'année compris entre 1 (1^{er} Janvier) et 365 ou 366 (31 Décembre).

Enfin, l'angle de coucher du soleil est donné par :

$$\omega_s = \cos^{-1}(-\tan \varphi \tan \delta) \quad (D.5)$$

Annexe D :

Résultats d'étalonnage des formulations du *Cdi* sur le site de Wankama

TABLEAU D.1 : Valeurs étalonnées des paramètres (a_1 , a_2 , a_3) des différentes formulations du *Cdi* en regard de la moyenne inter-parcelle des mesures de rayonnement net acquises sur le site de Wankama (mil et jachère) et performances associées (R^2 et $RMSE_r$) de l'étalonnage pour chaque heure de passage considérée

Heure	Méthode	a_1	a_2	a_3	R^2 (-)	$RMSE_r$ (%)
8:45	Wassenaar	0.2824	- 0.0731	78.3073	0.53	17.59
	Sobrino	- 4.87.10 ⁻⁶	0.0018	0.1778	0.49	18.36
	Rivas	0.4382	- 40.2647	-	0.23	22.81
9:15	Wassenaar	0.2355	- 0.0738	74.3499	0.64	16.78
	Sobrino	- 4.86.10 ⁻⁶	0.0018	0.1217	0.57	18.36
	Rivas	0.4204	-57.62	-	0.35	22.76
9:45	Wassenaar	0.2077	- 0.0705	73.1802	0.70	16.16
	Sobrino	- 4.66.10 ⁻⁶	0.0018	0.0948	0.62	18.01
	Rivas	0.4058	- 70.1487	-	0.39	22.91
10:15	Wassenaar	0.1902	- 0.0672	71.8528	0.73	15.39
	Sobrino	- 4.44.10 ⁻⁶	0.0017	0.0805	0.66	17.46
	Rivas	0.3937	- 79.0002	-	0.44	22.41
10:45	Wassenaar	0.1803	- 0.0650	71.6402	0.75	14.94
	Sobrino	- 4.30.10 ⁻⁶	0.0016	0.0726	0.68	16.96
	Rivas	0.3779	- 80.9888	-	0.44	22.42
11:15	Wassenaar	0.1760	- 0.0645	71.2384	0.77	14.56
	Sobrino	- 4.28.10 ⁻⁶	0.0016	0.0676	0.70	16.53
	Rivas	0.3664	- 79.9686	-	0.41	23.10
11:45	Wassenaar	0.1752	- 0.0639	71.6699	0.77	14.45
	Sobrino	- 4.24.10 ⁻⁶	0.0016	0.0673	0.70	16.32
	Rivas	0.3530	- 74.9866	-	0.38	23.55
12:15	Wassenaar	0.1787	- 0.0650	70.6030	0.77	14.31
	Sobrino	- 4.32.10 ⁻⁶	0.0017	0.0676	0.71	16.16
	Rivas	0.3577	- 73.9203	-	0.39	23.36
12:45	Wassenaar	0.1868	- 0.0666	69.5250	0.74	15.28
	Sobrino	- 4.43.10 ⁻⁶	0.0017	0.0712	0.68	16.79
	Rivas	0.3513	- 64.7466	-	0.30	25.07

Annexe C : Valeurs des paramètres de chaque formulation du Cdi obtenues après étalonnage sur le site de Wankama ainsi que les valeurs de R² et de RMSE_r associées

13:15	Wassenaar	0.1999	- 0.0689	69.5558	0.72	15.56
	Sobrino	- 4.57.10 ⁻⁶	0.0018	0.0790	0.67	16.89
	Rivas	0.3539	- 56.4026	-	0.25	25.63
13:45	Wassenaar	0.2204	- 0.0725	67.5379	0.68	16.06
	Sobrino	- 4.82.10 ⁻⁶	0.0019	0.0904	0.65	16.96
	Rivas	0.3655	- 47.8500	-	0.20	25.82
14:15	Wassenaar	0.2528	- 0.0763	64.4536	0.61	17.21
	Sobrino	- 5.03.10 ⁻⁶	0.0020	0.1116	0.59	17.70
	Rivas	0.3724	- 34.0375	-	0.11	26.47
14:45	Wassenaar	0.3078	- 0.0803	59.9017	0.44	21.17
	Sobrino	- 5.09.10 ⁻⁶	0.0021	0.1509	0.44	21.18
	Rivas	0.3805	- 17.0568	-	0.00	29.63
15:15	Wassenaar	0.4022	- 0.0852	51.2766	0.01	178.40
	Sobrino	- 5.43.10 ⁻⁶	0.0023	0.2290	0.01	178.36
	Rivas	0.4021	1.1780	-	0.93	171.71

Annexe E :

Résultats complémentaires d'évaluation d'E3S sur les sites locaux AMMA-CATCH

TABLEAU E.1: Performances statistiques journalières – biais (en mm.jour⁻¹), RMSE (en mm.jour⁻¹), NSE (sans unité) et R² (sans unité) – d'E3S non interpolé (E3S) et interpolé (E3Sv1.a, E3Sv1.b et E3Sv1.c) par rapport aux observations gaffillées et aux simulations de SiSPAT (entre parenthèses) acquises sur les sites de Wankama, Agoufou, Nalohou et Belefoungou. N correspond à l'effectif.

		Wankama				Agoufou				Nalohou		Belefoungou	
		E3S	E3Sv1.a	E3Sv1.b	E3Sv1.c	E3S	E3Sv1.a	E3Sv1.b	E3Sv1.c	E3S	E3Sv1.c	E3S	E3Sv1.c
2005	Biais	-0.21 (-0.06)	-0.14 (-0.11)	-0.21 (-0.17)	-0.12 (-0.06)	-	-	-	-	-	-	-	-
	RMSE	0.47 (0.44)	0.62 (0.71)	0.69 (0.74)	0.72 (0.82)	-	-	-	-	-	-	-	-
	NSE	0.89 (0.90)	0.81 (0.80)	0.77 (0.78)	0.75 (0.73)	-	-	-	-	-	-	-	-
	R ²	0.91 (0.91)	0.82 (0.82)	0.80 (0.80)	0.77 (0.73)	-	-	-	-	-	-	-	-
	N	55 (71)	185 (256)	185 (256)	185 (256)	-	-	-	-	-	-	-	-
2006	Biais	-0.00 (-0.01)	-0.00 (-0.06)	-0.05 (-0.10)	-0.02 (-0.6)	-	-	-	-	-	-	-	-
	RMSE	0.30 (0.34)	0.56 (0.55)	0.58 (0.60)	0.76 (0.80)	-	-	-	-	-	-	-	-
	NSE	0.94 (0.94)	0.83 (0.87)	0.82 (0.85)	0.69 (0.73)	-	-	-	-	-	-	-	-
	R ²	0.94 (0.95)	0.83 (0.90)	0.82 (0.88)	0.70 (0.74)	-	-	-	-	-	-	-	-
	N	77 (83)	341 (365)	341 (365)	341 (365)	-	-	-	-	-	-	-	-
2007	Biais	0.00 (0.12)	-0.06 (0.01)	-0.06 (-0.01)	-0.08 (0.01)	-0.09	-0.03	-0.02	-0.01	-	-	-	-
	RMSE	0.50 (0.39)	0.57 (0.53)	0.67 (0.62)	0.69 (0.69)	0.48	0.54	0.60	0.60	-	-	-	-
	NSE	0.82 (0.88)	0.82 (0.84)	0.74 (0.78)	0.73 (0.72)	0.87	0.84	0.79	0.80	-	-	-	-
	R ²	0.82 (0.89)	0.83 (0.85)	0.75 (0.78)	0.74 (0.73)	0.88	0.84	0.82	0.82	-	-	-	-
	N	89 (90)	347 (365)	347 (365)	347 (365)	71	201	201	201	-	-	-	-
2008	Biais	-0.04 (0.07)	0.06 (0.12)	0.04 (0.10)	0.06 (0.12)	0.03	-0.05	-0.07	0.01	0.07	0.32	-0.91	0.03
	RMSE	0.58 (0.57)	0.69 (0.55)	0.75 (0.58)	0.77 (0.68)	0.37	0.59	0.61	0.64	0.41	1.02	1.31	1.22
	NSE	0.81 (0.86)	0.72 (0.85)	0.67 (0.84)	0.65 (0.77)	0.81	0.65	0.62	0.58	0.84	0.44	< 0	< 0
	R ²	0.82 (0.87)	0.75 (0.86)	0.72 (0.84)	0.69 (0.78)	0.86	0.69	0.66	0.68	0.85	0.63	0.41	0.40
	N	77 (92)	276 (366)	276 (366)	276 (366)	116	364	364	364	46	272	29	140

Annexe F : Résultats complémentaires de comparaison des méthodes d'interpolation classiques à partir des observations *in situ*

2009	Biais	0.13 (0.24)	0.06 (0.15)	0.05 (0.14)	0.07 (0.17)	0.34	0.23	0.23	0.22	-0.09	0.14	-0.01	-0.22
	RMSE	0.55 (0.46)	0.70 (0.63)	0.72 (0.63)	0.75 (0.71)	0.68	0.71	0.71	0.74	0.53	0.95	0.57	1.16
	NSE	0.75 (0.82)	0.72 (0.79)	0.71 (0.79)	0.68 (0.73)	0.05	0.22	0.22	0.14	0.39	0.51	< 0	0.03
	R ²	0.81 (0.90)	0.75 (0.81)	0.74 (0.81)	0.71 (0.76)	0.83	0.64	0.67	0.60	0.49	0.61	0.35	0.40
	N	72 (72)	359 (365)	359 (365)	359 (365)	86	359	359	359	27	276	24	270
2010	Biais	-0.21 (-0.14)	-0.28 (-0.21)	-0.34 (-0.29)	-0.20 (-0.11)	-	-	-	-	0.06	0.14	0.13	-0.08
	RMSE	0.57 (0.54)	0.81 (0.81)	0.86 (0.87)	0.88 (0.96)	-	-	-	-	0.43	0.84	0.71	0.89
	NSE	0.81 (0.78)	0.67 (0.65)	0.62 (0.59)	0.60 (0.51)	-	-	-	-	0.13	0.66	0.10	0.59
	R ²	0.90 (0.82)	0.77 (0.71)	0.76 (0.70)	0.63 (0.52)	-	-	-	-	0.62	0.71	0.49	0.64
	N	52 (58)	325 (365)	325 (365)	325 (365)	-	-	-	-	35	189	24	154
2011	Biais	0.14 (0.18)	-0.05 (-0.00)	-0.06 (0.01)	-0.05 (0.02)	-	-	-	-	-	-	-	-
	RMSE	0.47 (0.37)	0.80 (0.67)	0.62 (0.56)	0.80 (0.76)	-	-	-	-	-	-	-	-
	NSE	0.76 (0.83)	0.55 (0.69)	0.73 (0.78)	0.55 (0.60)	-	-	-	-	-	-	-	-
	R ²	0.79 (0.88)	0.57 (0.70)	0.73 (0.79)	0.57 (0.60)	-	-	-	-	-	-	-	-
	N	56 (71)	246 (364)	246 (364)	246 (364)	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	Biais	-0.02 (0.06)	-0.06 (-0.01)	-0.08 (-0.04)	-0.04 (0.02)	0.10	-0.05	-0.07	0.01	0.03	0.21	-0.30	-0.12
	RMSE	0.50 (0.45)	0.67 (0.64)	0.71 (0.66)	0.77 (0.78)	0.51	0.57	0.61	0.64	0.45	0.95	0.94	1.08
	NSE	0.84 (0.87)	0.76 (0.80)	0.73 (0.78)	0.68 (0.70)	0.73	0.75	0.62	0.58	0.70	0.53	0.08	0.16
	R ²	0.84 (0.88)	0.76 (0.80)	0.74 (0.78)	0.69 (0.70)	0.81	0.77	0.66	0.68	0.74	0.64	0.32	0.45
	N	478 (537)	2079 (2446)	2079 (2446)	2079 (2446)	273	565	565	565	108	737	77	564

Annexe F :

**Résultats complémentaires de comparaison
des méthodes d'interpolation standards à
partir des observations *in situ***

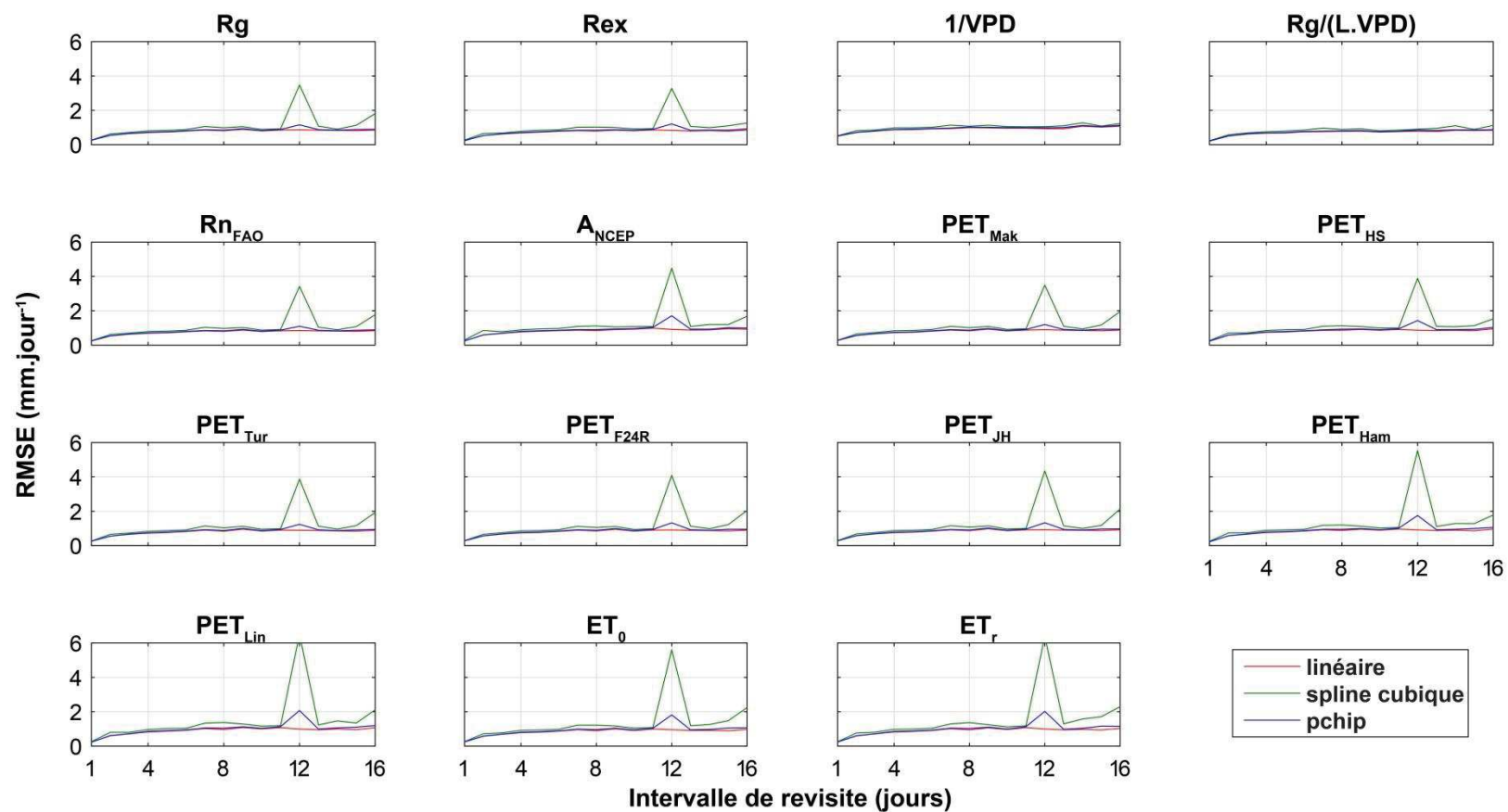


FIGURE F.1 : Évolution de la RMSE selon l'intervalle de revisite pour chaque support d'interpolation et chaque méthode d'interpolation pour le site de Wankama jachère

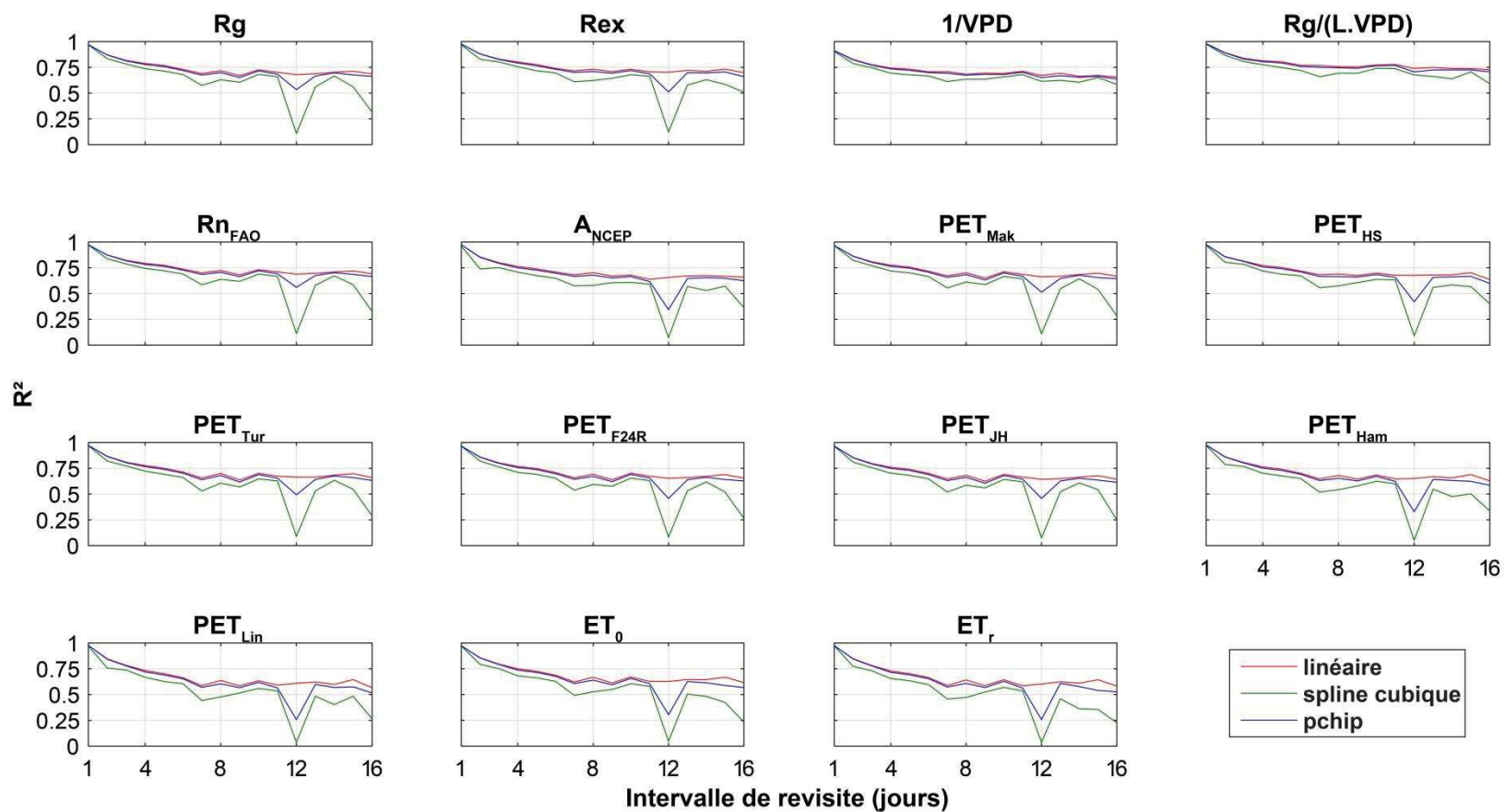


FIGURE F.2 : Évolution du R^2 selon l'intervalle de revisite pour chaque support d'interpolation et chaque méthode d'interpolation pour le site de Wankama jachère

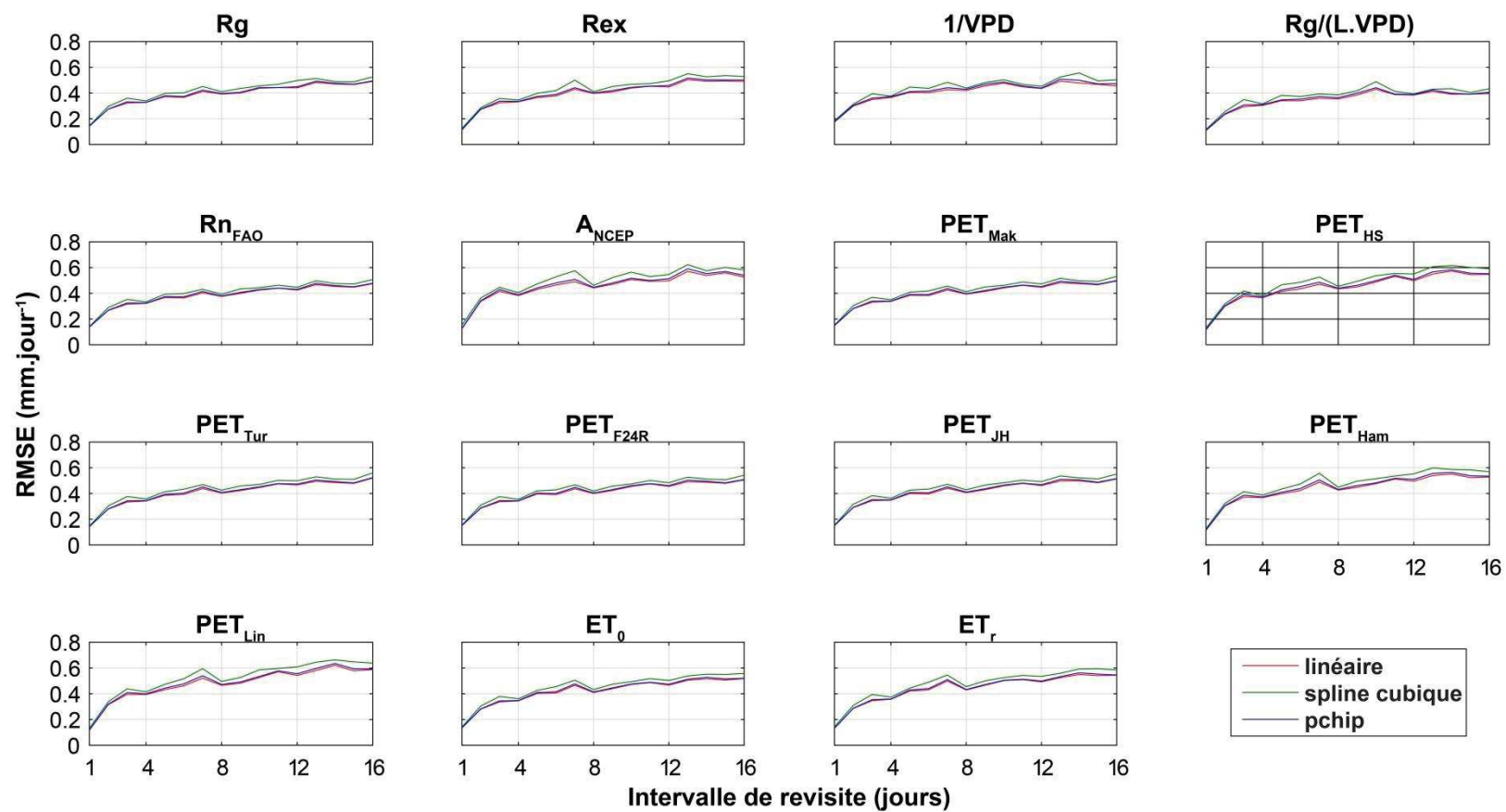


FIGURE F.3 : Évolution de la RMSE selon l'intervalle de revisite pour chaque support d'interpolation et chaque méthode d'interpolation pour le site d'Agoufou

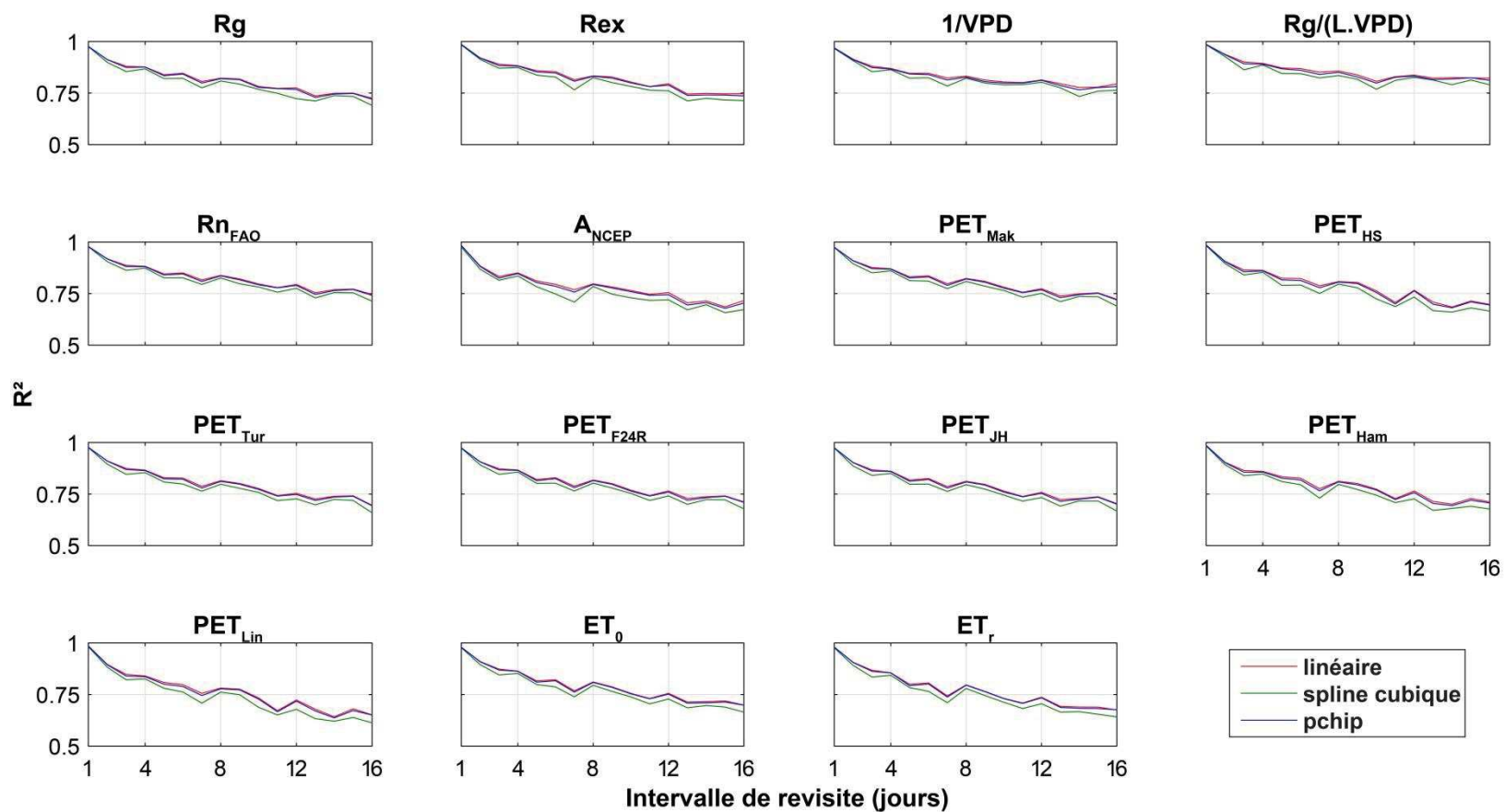


FIGURE F.4 : Évolution du R^2 selon l'intervalle de revisite pour chaque support d'interpolation et chaque méthode d'interpolation pour le site d'Agoufou

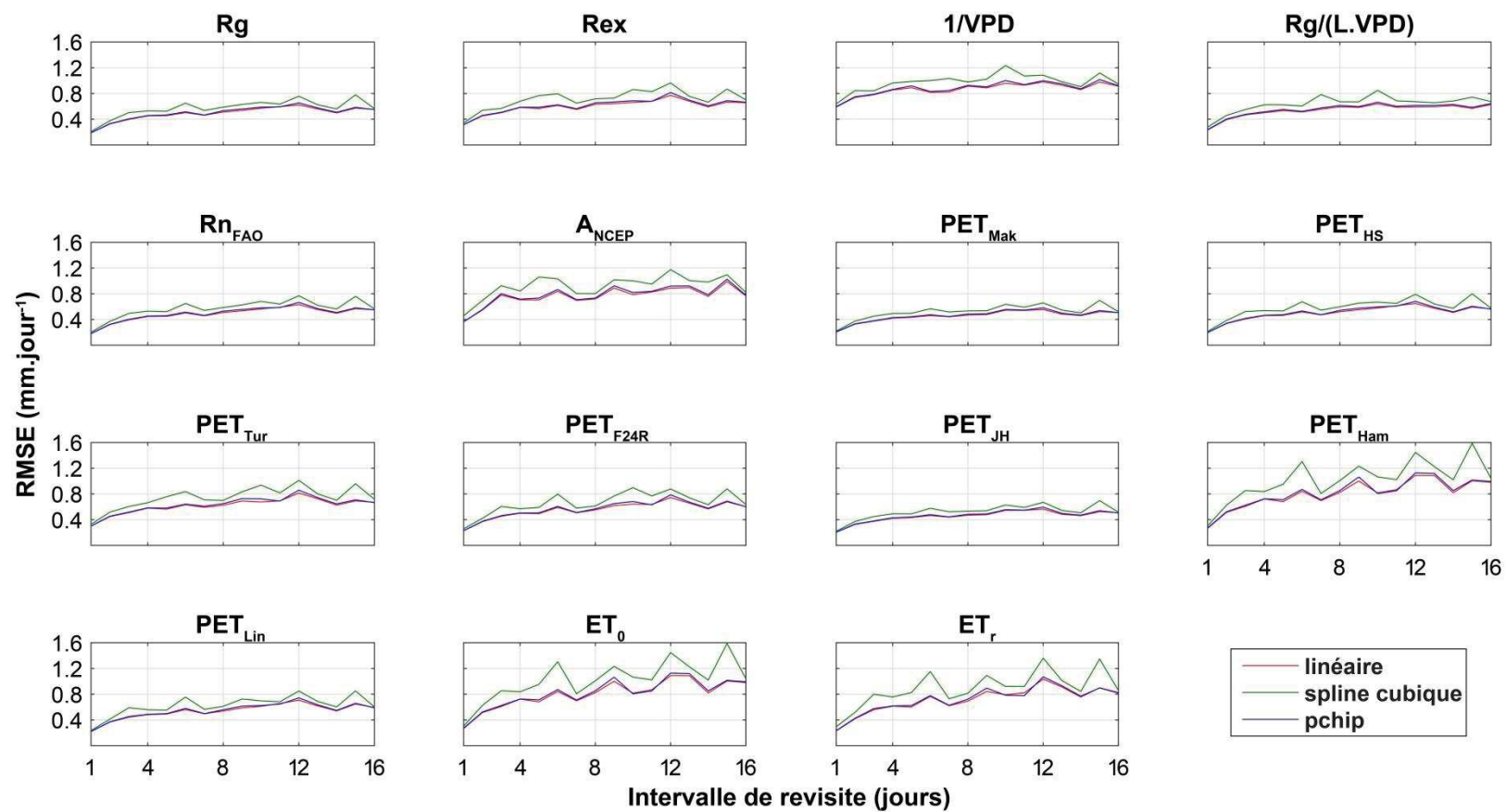


FIGURE F.5 : Évolution de la RMSE selon l'intervalle de revisite pour chaque support d'interpolation et chaque méthode d'interpolation pour le site de Nalohou

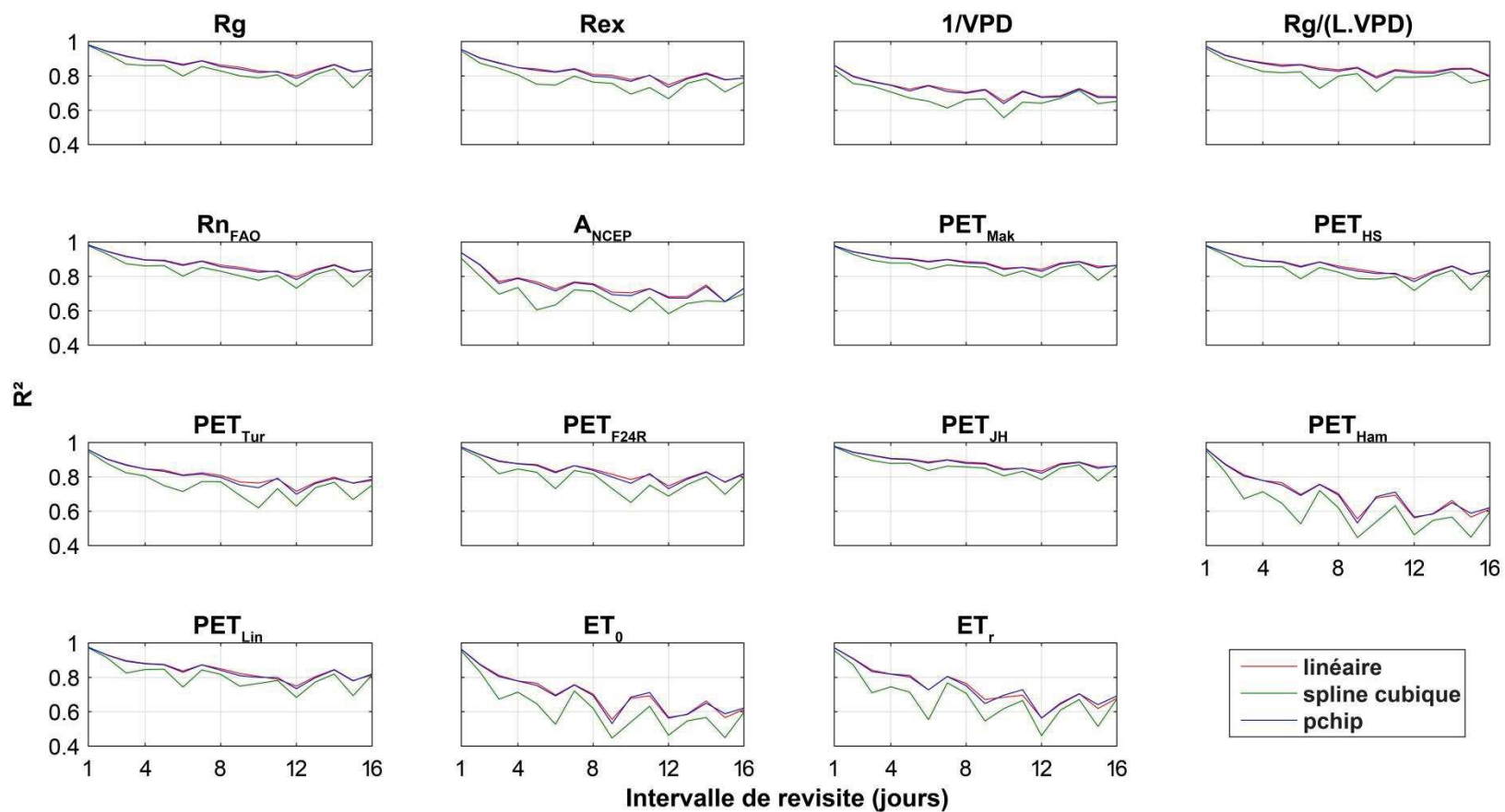


FIGURE F.6 : Évolution du R^2 selon l'intervalle de revisite pour chaque support d'interpolation et chaque méthode d'interpolation pour le site de Nalohou

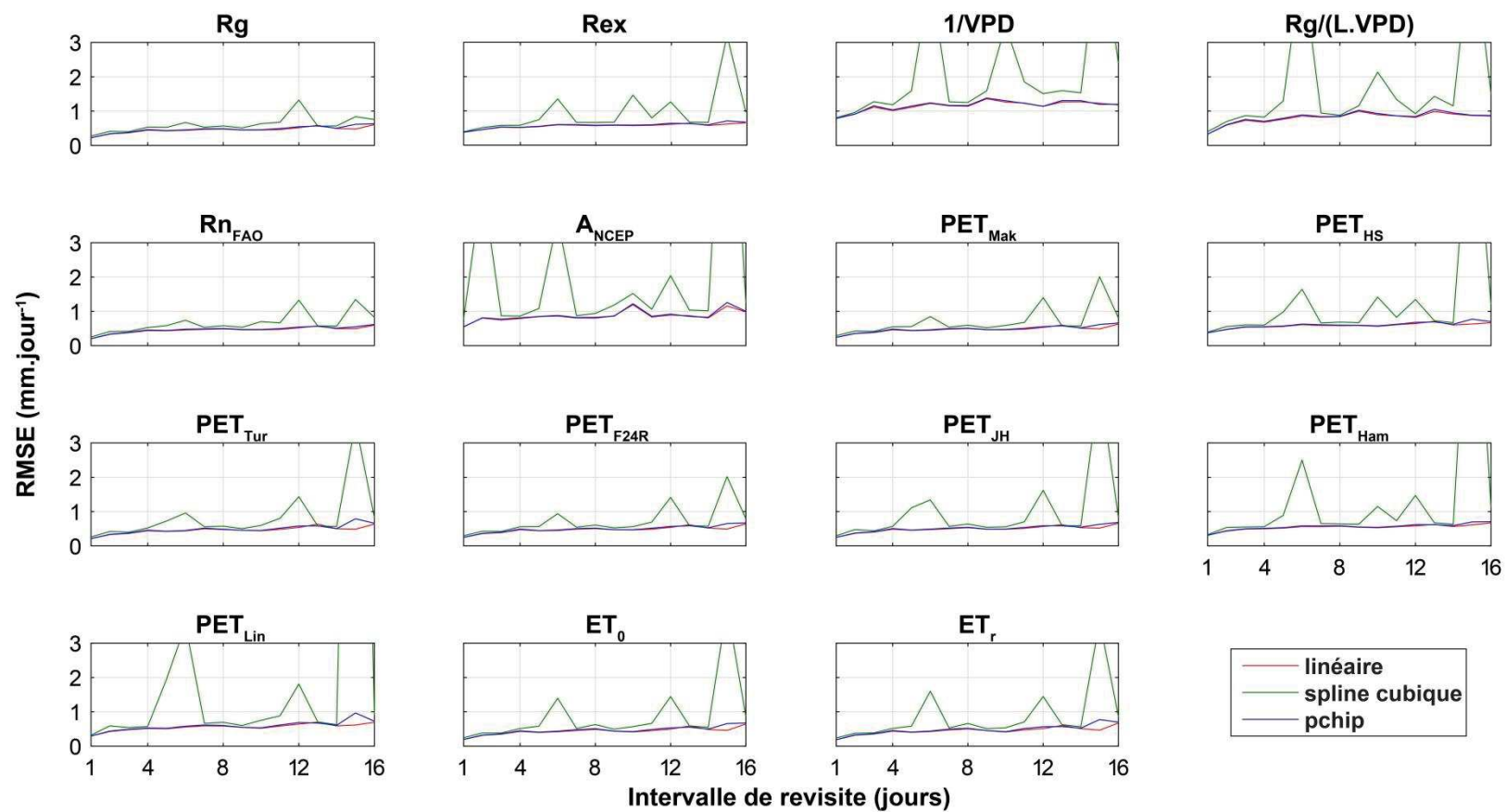


FIGURE F.7 : Évolution de la RMSE selon l'intervalle de revisite pour chaque support d'interpolation et chaque méthode d'interpolation pour le site de Belefongou

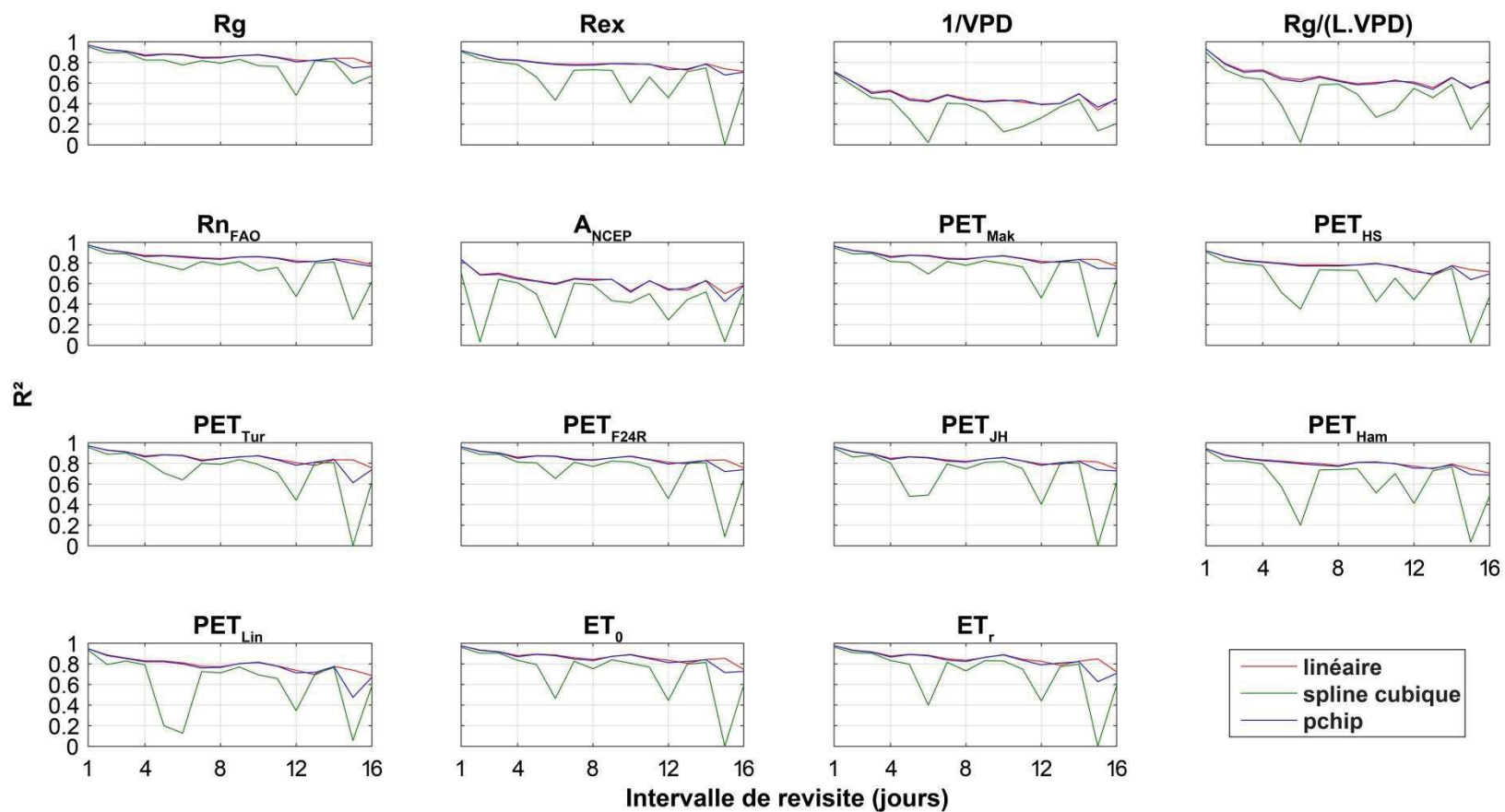


FIGURE F.8 : Évolution du R^2 selon l'intervalle de revisite pour chaque support d'interpolation et chaque méthode d'interpolation pour le site de Belefongou

Résumé : L'Afrique de l'Ouest est particulièrement exposée aux changements climatiques et anthropiques qui exercent une pression croissante sur les ressources hydriques et végétales, dont la bonne gestion constitue un enjeu scientifique majeur. Plus particulièrement, il devient indispensable de mieux comprendre les échanges d'énergie et de matière au sein du continuum surface-atmosphère qui régissent une bonne partie du cycle hydrologique et du développement de la végétation. À cet égard, l'évapotranspiration constitue une variable clé à l'interface surface-atmosphère car elle recycle la plus grande partie des précipitations vers l'atmosphère et assure le couplage des cycles de l'eau et de l'énergie. En Afrique de l'Ouest, les connaissances actuelles sur ce processus restent limitées car elles reposent principalement sur des mesures de terrain représentatives de petites échelles spatiales, ou sur des modèles de surface complexes, dont l'importance des jeux de données qu'ils requièrent limite leur application. Dans ce contexte, ce travail de thèse vise à améliorer notre connaissance de la variabilité spatiotemporelle de l'évapotranspiration, en analysant le potentiel de la télédétection pour son estimation en Afrique de l'Ouest. L'approche proposée repose sur une comparaison des produits d'évapotranspiration par télédétection disponibles et la proposition d'une nouvelle méthode permettant la génération de nouveaux produits. L'étude a été menée sur trois sites de méso-échelle ($\sim 10^4 \text{ km}^2$) fournissant un échantillon des conditions éco-climatiques rencontrées en Afrique de l'Ouest, avec du Nord au Sud : le Nord-Sahel (au centre-est Mali), le Sud-Sahel (au sud-ouest Niger) et la zone soudanienne (au nord Bénin). Une méthode d'estimation de l'évapotranspiration journalière par télédétection et de son incertitude épistémique, nommée EVASPA S-SEBI Sahel (E3S), a été élaborée. E3S a été appliqué sur les trois sites d'étude à partir de données issues des capteurs MODIS à bord des satellites TERRA et AQUA. Les estimations journalières d'évapotranspiration ont été évaluées par rapport aux observations pluriannuelles acquises par l'Observatoire AMMA-CATCH. Cette étude souligne le potentiel d'E3S pour l'estimation de l'évapotranspiration journalière en Afrique de l'Ouest. Toutefois, ces estimations restent soumises aux aléas de la mesure satellite (qualité des images, couvert nuageux, angle de visée trop grand) et sont donc ponctuées de lacunes. Ces travaux de thèse proposent également de nouvelles méthodes de reconstruction de séries d'évapotranspiration journalières via la combinaison d'estimations multi-résolution et multi-source. Cette étude montre la pertinence de ces approches de reconstruction par rapport aux méthodes d'interpolation standards utilisées dans la littérature. Les approches proposées permettent notamment de mieux retranscrire la réponse des surfaces terrestres aux séquences d'assèchement du sol entre deux épisodes pluvieux. Les nouveaux produits générés ont été introduit dans l'exercice d'inter-comparaison incluant huit autres produits disponibles en Afrique de l'Ouest à diverses résolutions spatio-temporelles. Ces produits ont été évalués à différentes échelles spatiales et temporelles par rapport aux mesures locales et aux simulations spatialisées de vingt modèles de surface générées dans le cadre de l'expérience ALMIP2. Cette étude met en évidence la forte variabilité inter-produit, en particulier au Sahel. Elle souligne par ailleurs l'importance de la prise en compte d'une information liée au stress hydrique dans la génération des produits d'évapotranspiration. La résolution kilométrique des produits E3S leur fournit un avantage indéniable concernant la description de la variabilité spatiale des flux d'évapotranspiration par rapport à d'autres produits à faible résolution. Les produits nouvellement générés présentent un potentiel évident pour de futures études à caractère éco-hydrologique et hydrogéologique au Sahel.

Abstract: West Africa is particularly vulnerable to climate and human-induced changes, exerting increasing pressure on water and plant resources. Sound management of the latter requires substantial scientific progress. In particular, it is essential to better understand energy and matter exchanges through the surface-atmosphere continuum, which are a major driver of the hydrological cycle and of vegetation development. In this respect, evapotranspiration is a key variable, as most of precipitation returns to the atmosphere by evapotranspiration and as it couples the water and energy cycles. In West Africa, current knowledge of this process is still limited because it is mainly based on field measurements that are representative of small spatial scales, or on land surface models that would require considerably more data than available in this region. In this context, this thesis work aims at improving our knowledge of the spatiotemporal variability of evapotranspiration, by analyzing the potential of remote sensing to estimate evapotranspiration in West Africa. The proposed approach is based on an inter-comparison of available remote sensing evapotranspiration products and on the proposal of a new method to generate new estimation products. The study was carried out over three mesoscale sites ($\sim 10^4 \text{ km}^2$) providing a sample of the eco-climatic conditions encountered in West Africa, namely from North to South: the North-Sahel (in East-Central Mali), the South-Sahel (in South-West Niger) and the Sudanian zone (in North Benin). An improved remote sensing method for estimating daily evapotranspiration and its epistemic uncertainty named EVASPA S-SEBI Sahel (E3S) was developed. E3S was applied to the three study sites using data from the MODIS sensors onboard TERRA and AQUA satellites. Daily evapotranspiration estimates were evaluated against pluriannual observations acquired by the AMMA-CATCH Observatory. This study highlights the potential of E3S for estimating daily evapotranspiration in West Africa. However, these estimates are still subject to hazards of satellite measurements (image quality, cloud cover, large satellite view angle) and are therefore discontinuous. This thesis work also proposes new methods for reconstructing continuous daily evapotranspiration series by the combination of multi-resolution and multi-source estimations. The study shows the capabilities of these reconstruction approaches compared to the standard interpolation methods usually found in the literature. In particular, the proposed approaches allow better depicting the response of terrestrial surfaces to soil drying sequences between rainfall events. The newly generated evapotranspiration products were included in the product inter-comparison together with eight other products available in West Africa at various spatial and temporal resolutions. These products were evaluated at different spatial and temporal scales against local measurements and spatially distributed simulations by twenty land surface models from the ALMIP2 experiment. This study highlights the high inter-product variability especially in the Sahel. It also emphasizes the importance of taking into account information related to water stress in the generation of evapotranspiration products. The kilometeric resolution of E3S products gives them a clear advantage in terms of description of the spatial variability of evapotranspiration flux compared to other coarse resolution products. The newly generated products show clear potential for future eco-hydrological and hydrogeological studies in the Sahel.