



HAL
open science

Estimation spatialisée de l'évapotranspiration à l'aide de données infra-rouge thermique multi-résolutions

Guillaume Bigeard

► To cite this version:

Guillaume Bigeard. Estimation spatialisée de l'évapotranspiration à l'aide de données infra-rouge thermique multi-résolutions. Sciences de la Terre. Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier), 2014. Français. NNT: . tel-01620222

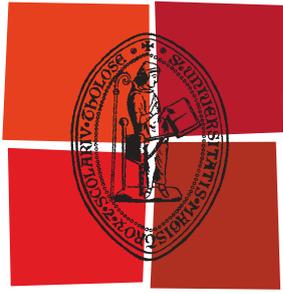
HAL Id: tel-01620222

<https://theses.hal.science/tel-01620222>

Submitted on 20 Oct 2017

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

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



Université
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du
DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivrée par :
Université Toulouse III Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Discipline ou spécialité :
Téledétection et modélisation de la biosphère

Présentée et soutenue par :

Guillaume BIGEARD

le : 17 décembre 2014

Titre :

Estimation spatialisée de l'évapotranspiration à l'aide de données infra-rouge
thermique multi-résolutions

Ecole doctorale :

Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)

Unité de recherche :

Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère (CESBIO UMR 5126)

Directeurs de thèse :

Benoît COUDERT, Maître de Conférence, CESBIO, Auch, France

Lionel JARLAN, Chargé de Recherche, CESBIO, Marrakech, Maroc

Rapporteurs :

Frédéric JACOB, Directeur de Recherche, INRA-LISAH, Avignon, France

Pierre-Louis FRISON, Maître de Conférence, ESYCOM, Marne-la-vallée, France

Membres du jury :

Catherine OTTLÉ, Directrice de Recherche, LSCE, Gif-Sur-Yvette, France

Jean-Pierre LAGOUARDE, Directeur de Recherche, INRA, Bordeaux, France

Jean-Philippe Gastellu-Etchegorry, Professeur, Université Paul Sabatier, Toulouse, France

Humans have always been driven by curiosity and fed by an innate need to explore.

There is an allure in the pursuit of the unknown.

Buzz Aldrin

Les plaisirs sans fin du contact avec la nature ne sont pas réservés aux scientifiques, mais accessibles à tous ceux qui se placent sous l'influence de la terre, de la mer, du ciel, et de leur existence surprenante.

Rachel Carson

Résumé

Dans un contexte de réchauffement climatique, l'estimation de l'évapotranspiration (ET) sur des paysages agricoles présente un enjeu considérable pour la gestion des ressources en eau aux échelles du parcellaire et des bassins versants.

L'ET peut être estimée de façon spatialisée en combinant la modélisation des transferts d'énergie et d'eau à l'interface sol-végétation-atmosphère (SVAT), et l'utilisation de données satellitaires. En particulier les données infra-rouge thermique (IRT) permettent d'évaluer la température de surface (TS) et constituent une information précieuse pour la résolution des bilans d'énergie.

Dans ce contexte cette thèse s'intéresse à l'intercomparaison multi-résolutions de 2 approches :

1. En simulant avec TSEB [Norman et al., 1995a], un modèle de bilan d'énergie en surface (SEB) forcé directement avec des données IRT de résolutions hectométrique à kilométrique. Il est conçu pour être piloté par télédétection mais simplifié et donc limité.
2. En agrégeant les estimations à haute résolution spatiale (à l'échelle de la parcelle agricole) issues du modèle SEtHyS [Coudert et al., 2006], un modèle plus complexe qui inclue la résolution du bilan d'eau et qui peut être contraint par des données IRT. Il nécessite la connaissance d'un plus grand nombre de paramètres et d'entrées ce qui rend sa spatialisation plus délicate.

Dans une première partie des données *in-situ* recueillies sur 3 sites expérimentaux en France et au Maroc ont permis d'étalonner les modèles, d'évaluer leurs performances et d'effectuer des analyses de sensibilité pour différents cas de figure (climat tempéré ou semi-aride, type de culture, stade phénologique, stress hydrique...), et ainsi mettre en évidence leurs domaines de validité et préparer la phase de spatialisation.

Dans une seconde partie, un outil a été développé afin de gérer de façon semi-automatisée les simulations spatialisées multi-résolutions de l'ET avec les 2 approches. Des scénarios de spatialisation ont été testés (variabilité sur les contenus en eau du sol, la profondeur de sol, et le forçage météorologique), et une méthode innovante a été proposée afin d'inverser des quantités d'irrigation à partir de l'information relative contenue dans une image de TS. Cette partie a permis de mettre en place les premières briques d'un travail exploratoire et ouvre des perspectives intéressantes quant à l'assimilation de données pour le suivi de l'irrigation, mais aussi pour l'étude de l'impact de la spatialisation des pluies, de l'impact des pentes sur le transfert radiatif, et l'amélioration des produits ET à basse résolution spatiale.

Abstract

In a global warming context, estimation of evapotranspiration (ET) over agricultural landscapes is of great interest for water resources management at crop and watershed scales.

ET can be estimated spatially by combining soil-vegetation-atmosphere transfer (SVAT) modeling, and satellite data. In particular, thermal infra-red (TIR) data allows retrieving surface temperature (LST) which is a precious information regarding energy budgets solving.

In this context, this thesis focuses on multi-resolutions intercomparison of 2 approaches :

1. By simulating with TSEB [Norman et al., 1995a], a surface energy budget (SEB) model forced directly with TIR data at hectometric and kilometric resolutions. It is designed to be driven with remote sensing data, but simplified and thus limited.
2. By agregating high spatial resolution (crop scale) estimations from SEtHyS [Coudert et al., 2006] model, a more complex model which solves water budget and can be constrained by TIR data. It requires more parameters and inputs which make it trickier to spatialize.

In a first part *in-situ* data acquired over 3 experimental sites in France and Morocco allowed calibration, performances evaluation and sensitivity analyses of models for various cases (temperate and semi-arid climate, kind of culture, phenological stage, hydric stress...), which highlighted their domains of validity and prepared spatialization phase.

In a second part, a tool was developed in order to handle semi-automatically spatialized multi-resolutions ET estimations with both approaches. Spatialization scenarios were tested (variability of soil water contents, soil depth, and meteorological forcing) and an innovative method was proposed to inverse irrigation amounts from relative information available among a LST image. This part allowed to implement the first bricks of an exploratory work and open interesting perspectives regarding data assimilation for irrigation monitoring, but also for studying impact of spatialization of rain, impact of slopes on radiative transfer, and enhancement of low spatial resolution ET products.

Remerciements

Je tiens d'abord à remercier chaleureusement mes directeurs de thèse pour tout ce qu'il m'ont apporté aussi bien scientifiquement qu'humainement. Merci Benoit pour tous ces échanges scientifiques et ton enthousiasme de toute heure. Merci Lionel d'avoir toujours été disponible malgré la distance qui sépare Auch de Marrakech. Je tiens aussi à vous remercier pour les libertés que vous avez toléré vis à vis de mes entraînements de parachutisme. Mener une double vie de thésard et de sportif de haut niveau n'as pas été toujours évident mais au final pas impossible !

Je remercie ensuite Frédéric Jacob et Pierre-Louis Frison d'avoir accepté de rapporter sur mon travail.

Merci à Yann Kerr le directeur du CESBIO ainsi qu'à l'ensemble du personnel. Merci en particulier à l'équipe de l'antenne auscitaine pour la bonne humeur partagée, Fred Baup, Natalie Pellé et Vincent Bustillo.

Merci à Vincent Simmoneaux pour le financement SIRIUS, ainsi qu'à Vincent Rivalland pour le coup de main concernant les traitements des images LANDSAT7, à Olivier Merlin, Olivier Hagolle et Mireille Huc pour les échanges sur les données satellitaires, à Jean-François Dejoux pour son aide sur les données de profondeurs de sols et d'irrigation, à Michel Le Page et Pierre Niol pour les astuces ARCGIS.

Merci à tous les thésards avec qui j'ai pu interagir, pour les échanges scientifiques mais aussi les moments de détente et les périples en conférences : Nicolas Pimienta, Myriam Amari, Eloi Grau, Rémi Fieuzal, Jonas Chirouze, Delphine Leroux, Pierre Béziat, Martin Claverie, Amanda Véloso, Morgan Ferlicoq, Yan Soldo et Enguerrand Burel.

Merci à mes amis que je ne voyais plus beaucoup ces derniers temps mais qui m'ont malgré tout toujours encouragés, et qui j'espère ne m'ont pas oublié ! ;)

Merci à mes coéquipiers parachutistes pour leur soutien aérien et leur compréhension vis à vis des phases de rush et de stress empiétant parfois sur les entraînements.

Un merci tout particulier à celle qui se reconnaîtra, tu m'a été d'un précieux soutien à chaque instant et je t'en suis très reconnaissant.

Enfin, un grand merci à ma famille pour leurs encouragements et leur soutien tout au long de mes études, sans quoi je ne serais pas arrivé jusque là.

Merci !

Sommaire

Résumé	v
Abstract	vii
Remerciements	ix
Sommaire	x
I Introduction générale	1
1 Contexte général	2
2 Contexte scientifique	5
3 Objectifs et plan de la thèse	10
II Modélisation des transferts d'énergie et d'eau à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère	13
1 Bilan d'énergie en surface	15
2 Bilan hydrique	21
3 Modélisation des échanges de surface	23
III Mesures <i>in-situ</i> et spatialisées de l'évapotranspiration et des variables biophysiques associées	41
1 Introduction	43
2 Zones d'études	44
3 Dispositifs expérimentaux de mesures <i>in-situ</i>	44
4 Données de télédétection	50
5 Autres données spatialisées	58
6 Outils de traitements	61
7 Estimation de l'incertitude des données spatialisées	61
IV Intercomparaison <i>in-situ</i> des modèles TSEB et SEtHyS	65
1 Introduction	67
2 Aspects méthodologiques	68
3 Synthèse des performances	69

4	Analyses de sensibilité aux entrées	76
5	Analyse de sensibilité des paramètres des modèles	83
6	Discussions complémentaires	88
7	Conclusion, critiques et perspectives	89
V	Étude spatialisée	91
1	Développement d'un outil pour l'étude spatialisée multi-résolutions	93
2	Analyses et traitements complémentaires de la base de données spatialisée	93
3	Méthodes de spatialisation des modèles	99
4	Intercomparaisons des simulations spatialisées de Two-Sources Energy Balance (TSEB) et Suivi de l'Etat Hydrique des Surfaces (SEtHyS)	101
5	Impacts de scénarii types sur la spatialisation	114
6	Proposition d'une méthode relative pour l'inversion de quantités d'irrigation à partir des données TS	118
7	Conclusion, critiques et perspectives	119
VI	Conclusion générale et perspectives	125
1	Synthèse de l'étude préliminaire <i>in-situ</i>	126
2	Synthèse de l'étude spatialisée	127
3	Perspectives	128
Annexes		131
A	Synthèse et vue d'ensemble des données <i>in-situ</i> par cycle cultural	133
B	Publication : Estimating evapotranspiration with thermal infrared data over agricultural landscapes : Comparison of a simple energy budget model and a SVAT model	148
C	Chaine de traitements pour les simulations spatialisées	193
D	Aperçu des données de forçage spatialisé à 100m	195
E	Jeux de paramètres utilisés pour la spatialisation de SEtHyS	205
	Acronymes	207
	Liste des symboles	209
	Liste des figures	218
	Liste des tableaux	219
	Table des matières	219
	Bibliographie	226

Chapitre I

Introduction générale

1	Contexte général	2
1.1	L'eau sur les surfaces terrestres	2
1.1.1	Répartition et quantité	2
1.1.2	Le cycle de l'eau	2
1.1.3	Importance de l'évapotranspiration	3
1.2	Le réchauffement climatique et l'augmentation de la pression anthropique . .	4
1.3	Enjeux et développement durable	4
2	Contexte scientifique	5
2.1	L'apport du spatial et de la télédétection	6
2.2	Les approches de modélisation	8
3	Objectifs et plan de la thèse	10

Cette thèse s'intéresse à l'estimation de l'Evapotranspiration (ET) grâce à l'utilisation de la *modélisation* des bilans d'énergie et d'eau à la surface de la *biosphère* continentale (continuum sol-végétation-atmosphère), couplée à l'utilisation de la *télédétection* Infra Rouge Thermique (IRT).

L'ET est le terme décrivant le transfert d'eau de la surface terrestre vers l'atmosphère, par la combinaison du processus d'évaporation (de l'eau du sol, de l'eau interceptée par la canopée et des étendues d'eau libre), et du processus de transpiration des plantes (résultant de la photosynthèse).

Ce transfert d'eau vers l'atmosphère est possible grâce à l'énergie solaire qui alimente la photosynthèse, le changement d'état de l'eau de liquide à gazeux, et l'élévation des masses d'air résultant du réchauffement de la surface.



1 Contexte général

1.1 L'eau sur les surfaces terrestres

1.1.1 Répartition et quantité

La terre est majoritairement composée d'eau, sa surface en est recouverte à 70%. La réserve totale en eau de la planète est estimée à $1\,400\,000\,000\text{ km}^3$, dont plus de 97% est de l'eau salée. Ainsi seulement 3% d'eau douce est présente sur Terre, dont $24\,500\,000\text{ km}^3$ (près de 70%) ne sont pas disponibles car stockés dans les glaciers et les calottes glaciaires situées principalement aux pôles et au Groenland. Sur les 30% d'eau douce restant, $2\,200\text{ km}^3$ (environ 2%) s'écoulent dans les sols et les aquifères alors que $135\,000\text{ km}^3$ (environ 98%) sont stockés sous diverses formes (liquide, vapeur, glace) dans l'atmosphère, dans les sols, dans les lacs, les marécages, les rivières ou la végétation [Outwater, 1997].

1.1.2 Le cycle de l'eau

Le cycle de l'eau (figure I.1) est le parcours de l'eau entre les grands réservoirs d'eau à l'état liquide, solide ou vapeur : les océans, l'atmosphère, les lacs, les cours d'eau, les nappes d'eaux souterraines et les glaciers. C'est l'énergie solaire qui est le moteur de ce cycle hydrologique et qui permet le transport et la transformation de l'eau dans ses divers états. Ainsi, le rayonnement solaire qui atteint la surface de la Terre va, en la chauffant, favoriser le transfert d'eau vers l'atmosphère (évaporation sur les surfaces d'eau libre et ET sur les surfaces terrestres). Cette vapeur d'eau qui s'échappe peut alors, en se refroidissant et en présence de noyaux de condensation, former de minuscules gouttelettes d'eau liquide ou de glace puis des nuages. Après un éventuel transport dans l'atmosphère, lorsqu'elles se retrouvent soumises à des processus de condensation et d'agrégation à l'intérieur de ces nuages, les gouttelettes deviennent trop lourdes et retombent à la surface par précipitation. Quand cette eau venue du ciel atteint une surface terrestre, une partie ruisselle à sa surface alors que le reste s'infiltre dans le sol pour y être stockée, pour rejoindre une nappe phréatique ou retourner dans l'atmosphère par ET. Les écoulements souterrains et de surface peuvent déboucher sur la création de cours d'eau qui reviennent finalement aux océans où le

cycle peut se répéter.

Chaque année, 119 000 km³ d'eau tombent sur les terres par le biais des précipitations et 74 200 km³ d'eau s'échappent dans l'atmosphère par le biais de l'ET. Si le bilan des surfaces terrestre est positif (plus d'apport que d'export), il est compensé par celui des surfaces océaniques et surfaces d'eau libre qui est négatif, avec chaque année 450 000 km³ de précipitations et 502 800 km³ d'évaporation.

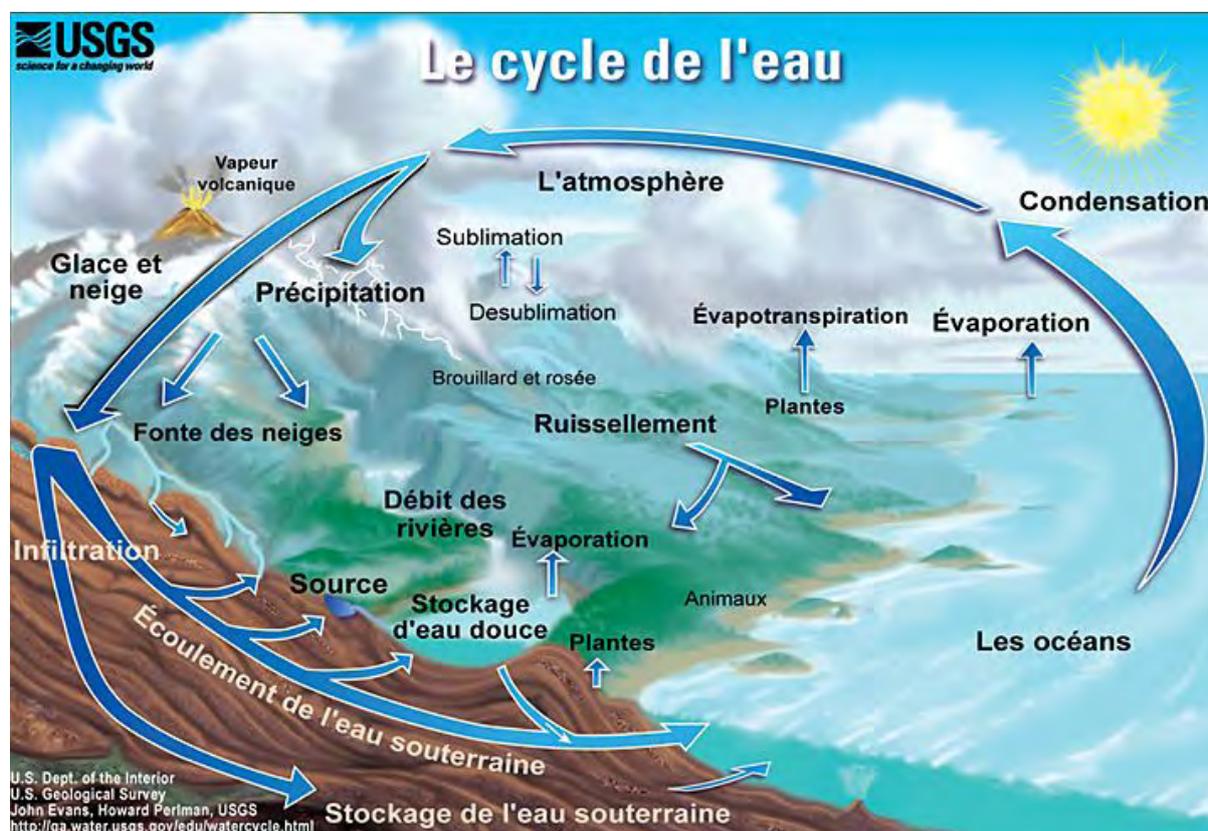


FIGURE I.1 – Schéma du cycle de l'eau (source : USGS).

1.1.3 Importance de l'évapotranspiration

Bien que ne représentant qu'une faible partie du cycle global de l'eau, l'ET assure le transfert d'eau du sol vers l'atmosphère et joue un rôle crucial au niveau de la biosphère terrestre. Pour la plupart des paysages, l'ET est gouvernée par la transpiration des plantes qui vont puiser l'eau dans le sol avec leurs racines et la restituer à l'atmosphère par les stomates de leurs feuilles [Choudhury et al., 1998, Dirmeyer et al., 2005, Jasechko et al., 2013]. A l'échelle d'un bassin versant, les pertes d'eau par ET représente généralement la partie la plus importante du bilan d'eau, et peuvent être responsables de la dissipation de 60% de l'apport pluviométrique [Oudin, 2004]. En hydrologie, l'ET joue donc un rôle primordial pour l'estimation des bilans d'eau, l'estimation des débits et de la réserve utile.

Dans le monde, l'agriculture est responsable de 70% de la consommation d'eau douce et sa disponibilité est donc cruciale pour la production de nourriture. La mesure de l'ET constitue une information précieuse pour estimer la disponibilité de l'eau, sa consommation par les plantes, sa distribution spatiale

et sa variation dans le temps. Elle est par ailleurs liée à l'humidité du sol et peut servir d'indicateur du stress hydrique. D'un point de vue agricole, sa mesure spatialisée représente donc un outil essentiel pour la gestion des ressources en eau et l'optimisation de l'irrigation à l'échelle du territoire.

Enfin, l'ET modifie les bilans thermo-hydriques de la basse atmosphère et ainsi participe à la formation des nuages et influence le climat, elle présente donc un intérêt important pour les modèles météorologiques et les études climatiques.

1.2 Le réchauffement climatique et l'augmentation de la pression anthropique

Comme décrit dans les derniers rapports de l'IPCC [2007, 2014] – *Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) en anglais* ou Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC) en français – le réchauffement du système climatique est notamment observé au travers de l'élévation de la température moyenne globale de surface ($0.6 \pm 0.2K$ depuis 100 ans), par la fonte généralisée des glaciers, l'augmentation de la hauteur moyenne des océans, ou encore la progression de la désertification. Ce changement climatique est aujourd'hui sans équivoque et au coeur des préoccupations scientifiques quand à la préservation de l'environnement, d'autant plus qu'il est "très vraisemblablement" (taux de certitude supérieur à 90%) dû à l'augmentation observée des gaz à effet de serre émis par l'homme. Selon les scénarios envisagés, tenant compte des évolutions possibles de la consommation énergétique des différents pays, les perspectives indiquent un doublement du CO_2 et une augmentation de la température de 2 à 6K d'ici la fin du siècle.

Une des conséquences mise en avant par le rapport concerne des modifications de la disponibilité des ressources en eau douce. On peut s'attendre en particulier à une baisse des précipitations ainsi qu'à une augmentation de la fréquence des sécheresses. Comme l'illustre la figure I.2, un tel changement peut avoir des conséquences environnementales et socio-économiques importantes. En particulier, l'agriculture est très sensible aux aléas climatiques et sera directement impactée. A titre d'exemple, une baisse sévère des précipitations pourrait être accompagnée d'un recul du rendement du maïs irrigué si les pratiques culturales actuelles demeuraient identiques [Brisson and Levrault, 2010].

Comme décrit par Biraben [2003] de l'Institut National d'Etudes Démographiques (INED), la démographie mondiale était d'environ 250 millions en l'an 0, et elle est passée d'environ 1,5 milliards en 1900 à plus de 6 milliards en 2000. Aujourd'hui la population mondiale a dépassé les 7 milliards et elle pourrait atteindre les 12 milliards d'ici 2050 [ONU, 2004]. Cet accroissement de la population va augmenter les besoins d'eau potable et d'eau pour l'irrigation agricole, et ainsi renforcer la problématique de gestion des ressources en eau.

1.3 Enjeux et développement durable

Dans une optique de développement durable, la gestion rationnelle des ressources en eau est donc d'une importance capitale. Notre société hypercapitaliste basée majoritairement sur une agriculture chi-

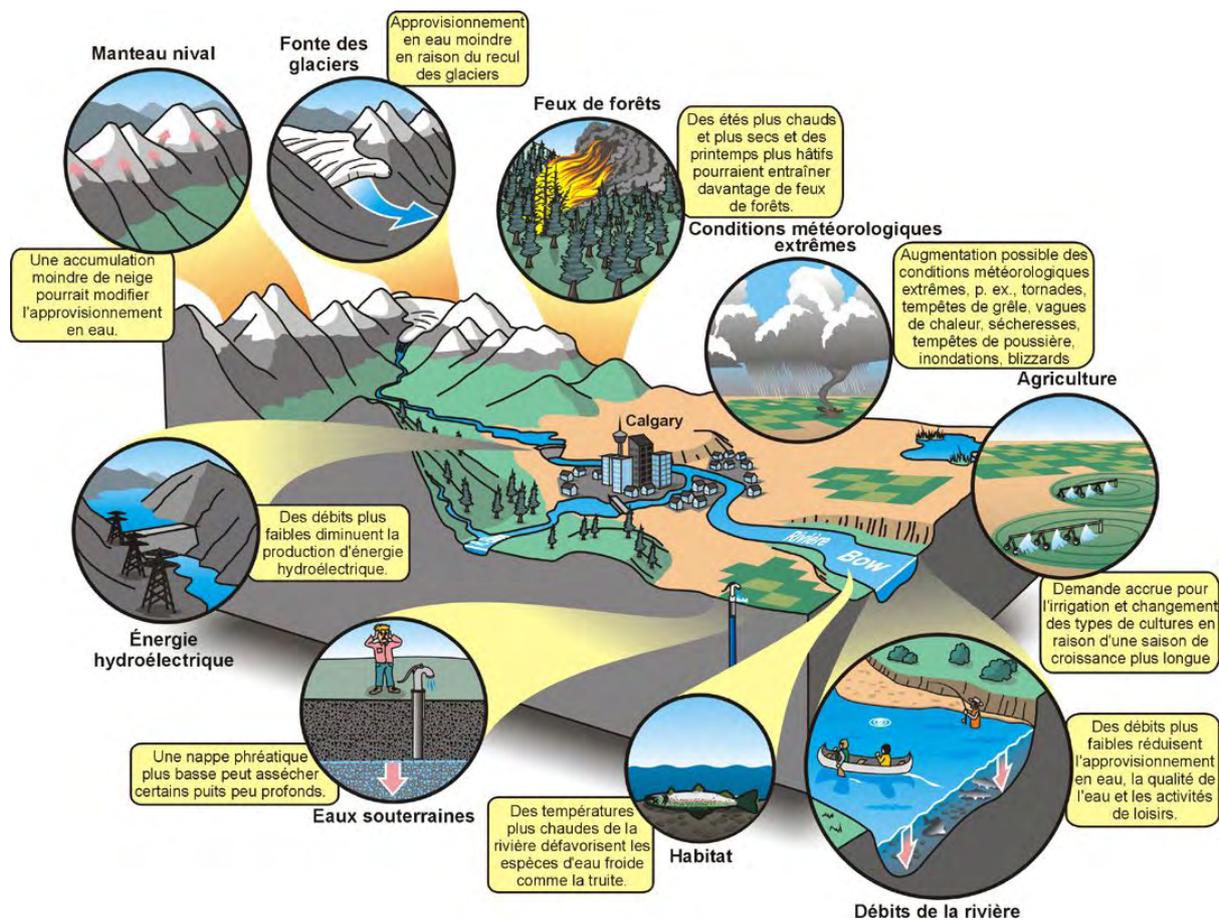


FIGURE I.2 – Impact du changement climatique sur les ressources en eau d'un bassin versant (source : Ressources Naturelles Canada 2008).

mique intensive est inadaptée aux ressources disponibles sur Terre. Certes, même si les priorités agricoles doivent s'axer sur une modification profonde des pratiques culturales (choix de cultures adaptées aux ressources en eau des régions, respect de l'équilibre environnemental en stoppant l'utilisation des pesticides, Organisme Génétiquement Modifié (OGM), labours...) [van Mansvelt, 1992, Gevaert, 2006], le suivi de l'ET restera toujours nécessaire pour gérer les ressources en eau, que ce soit à l'échelle de la parcelle pour aider directement les agriculteurs, ou à des échelles plus grandes pour guider les organismes de gestion de l'eau et orienter les décisions de gestion et d'aménagement. Ce travail de thèse vise en partie à répondre à cette problématique en se focalisant sur des méthodologies d'estimation des bilans d'eau et des quantités d'irrigation sur des paysages agricoles.

2 Contexte scientifique

Dans un contexte de changement climatique et de demande en eau croissante, l'estimation de ET sur des paysages agricoles avec une résolution spatio-temporelle suffisamment fine est devenue un enjeu crucial pour la gestion des ressources en eau (irrigation, accès à l'eau potable...).

L'ET peut être estimée de façon spatialisée en combinant la modélisation des transferts d'énergie et d'eau à l'interface sol-végétation-atmosphère (SVAT), et l'utilisation de données satellitaires.

Depuis plus d'une trentaine d'années, le lancement de satellites d'observation de la surface terrestre de plus en plus adaptés au suivi des paramètres de surfaces ont permis de faire de la télédétection spatiale, couplée à la modélisation, un outil puissant pour caractériser les états énergétiques et hydriques des surfaces.

Cependant l'estimation de l'ET n'est pas pas triviale et est conditionnée par les caractéristiques du paysage (climat, relief, occupation du sol, ...) et par la disponibilité et la qualité des données de forçage. En fonction des objectifs, des compromis doivent être effectués dans le choix des données de forçage et dans la complexité des approches de modélisation, ce qui soulève des défis pour la communauté scientifique.

2.1 L'apport du spatial et de la télédétection

Les progrès technologiques réalisés ces dernières années permettent à la communauté scientifique de disposer de données de télédétection satellitaires de plus en plus adaptées au suivi des paramètres de surface. Ces observations complètent de façon inégalée et en temps réel (ou quasi-réel) les bases de données *in-situ* généralement ponctuelles et éparées.

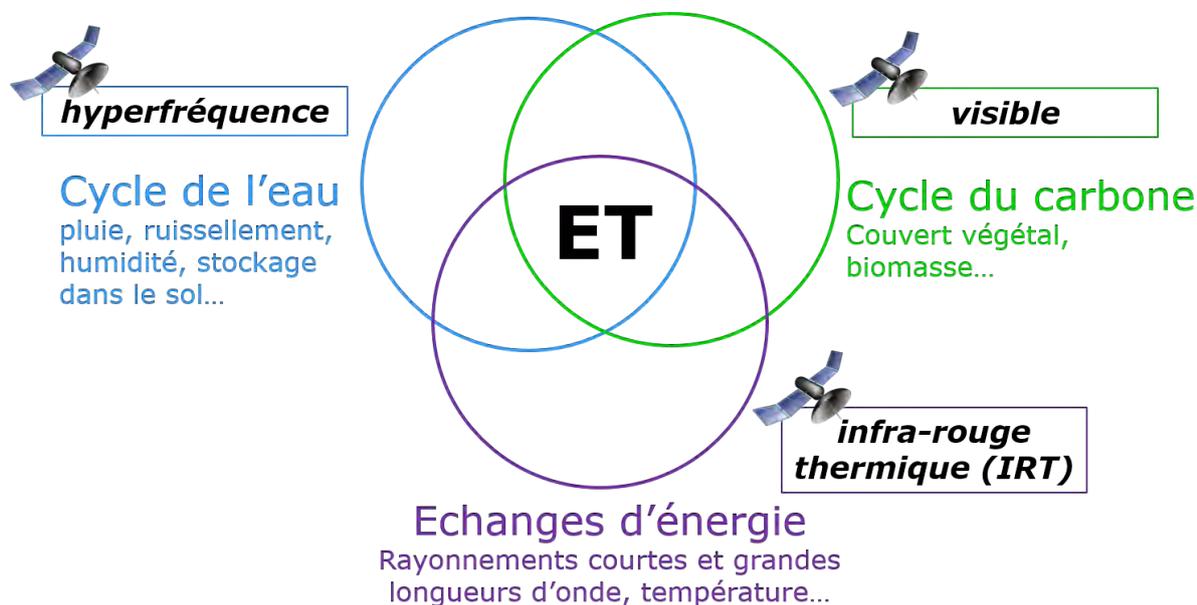


FIGURE I.3 – L'evapotranspiration, une variable à l'interface entre le cycle de l'eau, le cycle du carbone et les échanges d'énergie de surface

Comme illustré sur la figure I.3, le processus d'ET se situe à l'interface entre le cycle de l'eau, le cycle du carbone, et les échanges d'énergie à la surface. L'observation de la surface terrestre par satellite

permet d'accéder à des variables caractérisant chacun de ces domaines d'interactions.

Les spécificités des satellites (défilant, géostationnaire) et des interactions rayonnement-matière font que ces différents cycles sont observables dans divers domaines spectraux, avec différentes résolutions spatiales et temporelles.

Concernant le cycle de l'eau, l'humidité de surface peut être estimée avec des radiomètres hyperfréquences tels que SMOS [Kerr et al., 2001, 2010], satellite lancé en 2009 et capable de cartographier l'humidité du sol tous les 3 jours avec une résolution de 40 kilomètres.

Concernant le cycle du carbone, certaines variables caractérisant la végétation, comme le type de culture ou le LAI, peuvent être obtenues dans le domaine visible, comme par exemple avec le satellite FORMOSAT2 qui fournit des images d'une résolution de 8m avec une répétitivité quotidienne.

Concernant les échanges d'énergie, on peut de façon indirecte avoir accès à la Température de Surface (TS) à partir de capteurs IRT, comme embarqués sur les satellites LANDSAT (LAND remote sensing SATellite), ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer), MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer) ou MSG-SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager), qui offrent des images avec une résolution allant de 60m (avec une répétitivité de 16 jours) pour les satellites défilants, jusqu'à environ 4km (avec une répétitivité de 15 minutes) pour les satellite géostationnaires.

Dans le cadre de cette thèse, c'est ce domaine IRT qui nous intéresse en particulier. Il intéresse aussi la communauté scientifique comme en témoigne la mission THIRSTY [Crebassol et al., 2014], un micro-satellite en développement en phase A au CNES, qui fait suite au projet MISTIGRI [Lagouarde et al., 2013], et dont le but sera de fournir des images IRT avec une résolution spatiale de 50m et une répétitivité de 1 ou 2 jours.

Cependant la nature des données satellitaires, leur disponibilité et leurs incertitudes soulèvent un certain nombre de problématiques.

En ce qui concerne le domaine IRT en particulier, comme évoqué précédemment, un compromis doit être fait entre haute résolution spatiale et haute résolution temporelle. En effet, les capteurs à haute résolution spatiale sont associés à une répétitivité faible alors que les répétitivités élevées sont l'apanage des capteurs à basse résolution spatiale.

Les paysages agricoles sont sujets à une grande variabilité de leurs paramètres de surface et à une grande dynamique du bilan énergétique à différentes échelles de temps (de la journée à l'interannuel) et d'espace (de l'intra-parcellaire au paysage). Ainsi il est crucial de pouvoir déterminer, en fonction des applications et objectifs que l'on se fixe, la résolution adaptée pour permettre un suivi pertinent des bilans d'eau. A titre d'exemple, les paysages du sud-ouest de la France sont assez morcelés avec beaucoup de petites parcelles et différentes classes d'occupation du sol, ce qui rend leur observation délicate à basse résolution, par opposition aux paysages des grandes plaines américaines couverts de

grandes parcelles plus homogènes.

En fonction du contexte d'étude et des objectifs, quels compromis peuvent être faits en termes de résolution spatiale ou temporelle ? Quelles doivent être les spécifications des capteurs de futures missions spatiales ?

Par ailleurs les limitations des capteurs et les divers traitements appliqués aux données satellitaires (orthorectification, projection, correction atmosphériques...) sont responsables d'incertitudes et de biais, qui peuvent être problématiques notamment dans l'optique d'assimilation de données. De plus la disponibilité des données peut être perturbée par les conditions d'observation, comme la présence de nuages qui ne permet pas l'observation du sol depuis l'espace dans les bandes spectrales optique et IRT.

Quel est l'impact de ces incertitudes quant à l'estimation de l'évapotranspiration ? Quelles sont les données les plus sensibles et où doit-on orienter les efforts pour limiter les incertitudes ? Comment peut-on minimiser, s'affranchir ou contourner ces problèmes relatif à la qualité et à la disponibilité des données satellitaires ?

Ainsi, pour la communauté scientifique, il y a aujourd'hui un intérêt à renseigner, améliorer, et préciser le lien entre les données satellitaires et l'ET en fonction des cas d'études et objectifs. Il s'agit notamment d'argumenter et de préparer le développement de méthodologies d'agrégation, de désagrégation, et d'assimilation de données.

2.2 Les approches de modélisation

L'essor de la conquête spatiale a été accompagné par la mise au point de méthodologies de plus en plus pointues pour l'estimation spatialisée des bilans hydriques des surfaces terrestres.

Ainsi la communauté scientifique a développé des modèles de diverses complexités, forcés ou contraints par des observations multi-capteurs à travers des techniques d'assimilation de données, et tiré profit de l'exploitation de synergies multi longueurs d'ondes optique-hyperfréquence-IRT.

Comme représenté sur la figure I.4, ces modèles de surface peuvent être regroupés en trois grandes catégories de complexité croissante (approches conceptuelles à mécanistes), qui correspondent à différents besoins et objectifs d'études.

- Les modèles conceptuels, tel que FAO-56 [Allen et al., 1998], qui modulent la fonction évaporative à l'aide d'un coefficient empirique (coefficient cultural)
- Les modèles RS-SVAT (Remote Sensing SVAT) qui sont conçus pour être forcé directement par la TS et se focalisent sur la résolution du bilan d'énergie en surface (SEB) de façon instantanée.
- Les modèles mécanistes WEB-SVAT (Water Energy Balance SVAT) qui incluent un bilan d'eau dans le sol et sont capables de simuler la TS. Ils ont à l'origine été développés pour des besoins en météorologie ce qui explique leur description plus détaillée des processus physiques.

Dans le cadre de cette thèse les approches RS-SVAT et WEB-SVAT [Crow et al., 2005] sont d'un

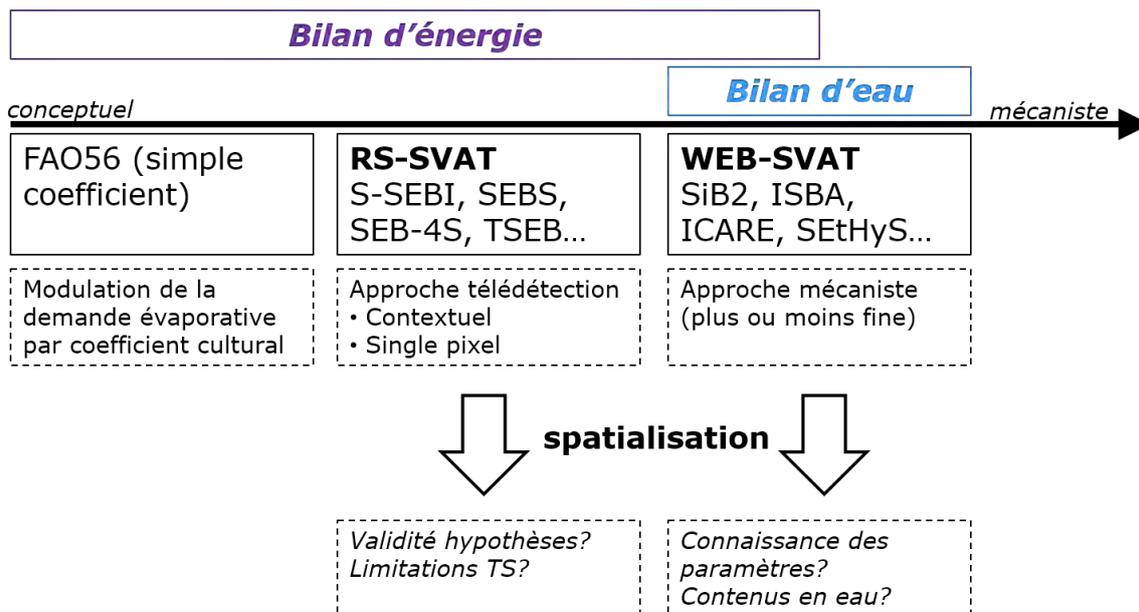


FIGURE I.4 – Quelques approches de modélisation des échanges de surface de différents degrés de complexité

intérêt particulier, car bien que de conceptions différentes, elles permettent toutes les deux d'estimer une ET spatialisée en s'appuyant sur des données IRT (par forçage ou assimilation). Cependant assez peu d'études se sont intéressées à l'intercomparaison de ces deux approches [Crow et al., 2005, Chirouze et al., 2014, Kustas and Anderson, 2009] ou à leurs interactions potentielles [Franks and Beven, 1999, Meijerink et al., 2005, Schuurmans et al., 2003], alors que l'exploration de leurs complémentarités laisse entrevoir des perspectives intéressantes pour la communauté scientifique.

Chacune des approches a ses propres avantages, inconvénients et sources d'erreurs. Les modèles RS-SVAT sont plus faciles à spatialiser car ils ont un nombre de paramètres limités et sont conçus pour être pilotés directement par télédétection. Cependant ils sont simplifiés et reposent donc sur certaines hypothèses réductrices. Les processus physiques représentés sont moins détaillés et sont donc à priori limités et moins adaptés aux cas particuliers de fonctionnement. De plus ils sont forcés directement avec de la TS, et leurs simulations dépendent donc de la qualité, de la résolution et de la disponibilité de celle-ci. Les modèles WEB-SVAT sont plus mécanistes et complexes, et donc potentiellement adaptés à de nombreux cas de figures. En contrepartie ils nécessitent un grand nombre de paramètres et d'entrées qui vont à priori être sources d'incertitudes pour des simulations spatialisées à l'échelle du paysage. Cependant leur capacité à simuler la TS offrent la possibilité d'effectuer de l'assimilation et de contraindre leurs jeux de paramètres.

Ainsi leur intercomparaison peut permettre de répondre, ou de préciser, un certain nombre de questions d'intérêt pour la communauté scientifique. *Les domaines de validité des modèles RS-SVAT sont-ils*

adaptés à tous les paysages et toutes les résolutions ? Dans quelles conditions et à quelles résolutions spatiales vaut-il mieux les utiliser ?

Par ailleurs, au regard du nombre important de paramètres à renseigner, quelles sont les meilleures stratégies de distribution des modèles WEB-SVAT à l'échelle du paysage ? Est-il possible rendre cette approche plus contrainte et fiable par les données de télédétection disponibles ?

Se pose alors la question des complémentarités et des interactions envisageables entre les 2 approches, et enfin comment la TS peut être assimilée pour mieux contraindre les estimations de l'ET.

3 Objectifs et plan de la thèse

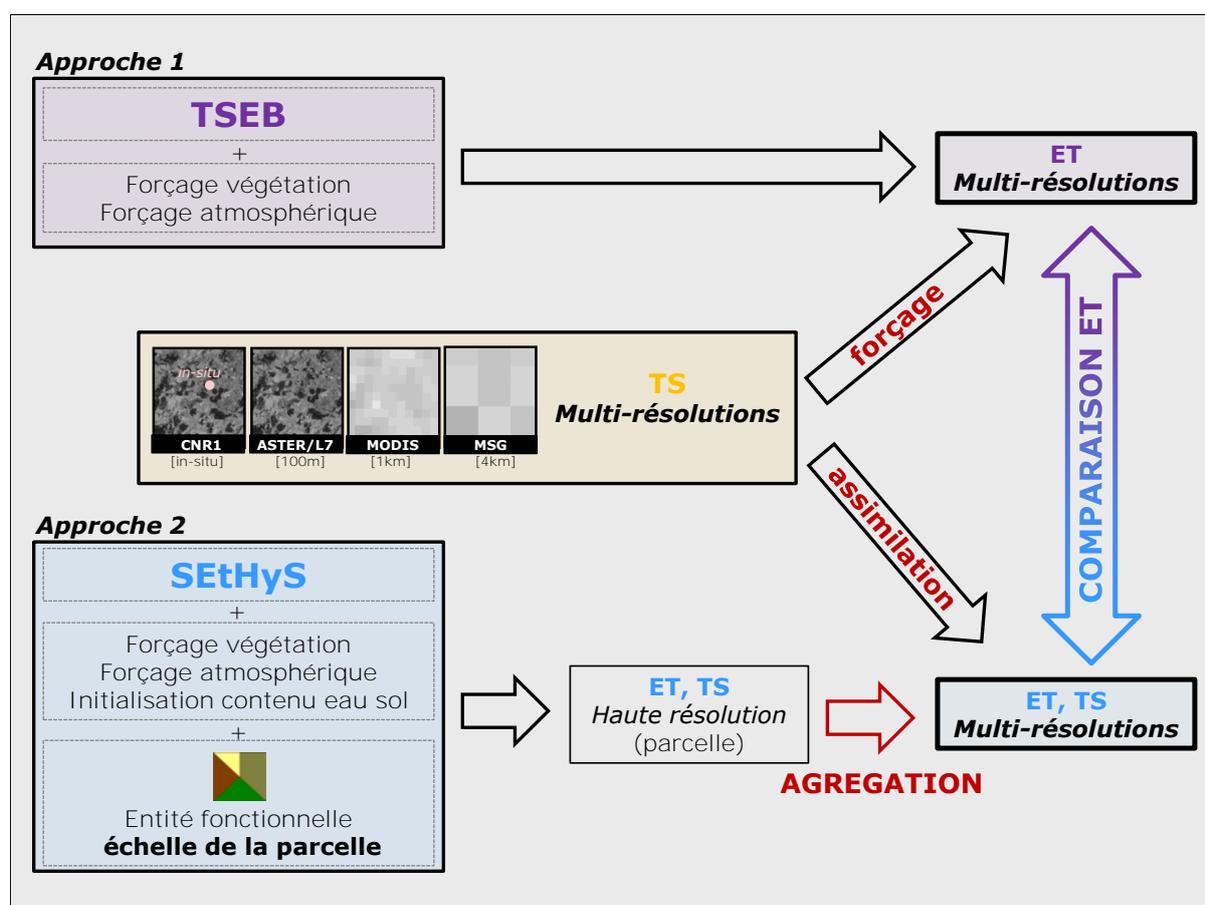


FIGURE I.5 – Approches pour l'estimation de l'ET aux différentes résolutions

Dans ce contexte l'objectif général de la thèse consiste à simuler à diverses résolutions spatiales des flux d'ET en utilisant 2 approches de complexité différente mais pouvant chacune tirer partie de données IRT (figure I.5) :

1. En simulant avec le modèle TSEB [Norman et al., 1995a], un modèle RS-SVAT forcé directement par des données IRT.
2. En agrégeant les estimations à haute résolution spatiale (à l'échelle de la parcelle agricole) issues

du modèle SEtHyS [Coudert et al., 2006], un modèle WEB-SVAT qui peut être contraint par des données IRT.

Le modèle TSEB a été choisi pour ses bonnes performances face à d'autres RS-SVAT et sa relative simplicité de mise en œuvre tout en gardant une approche physique [Chirouze et al., 2014, Timmermans et al., 2007, French et al., 2005a,b, Choi et al., 2009]. De plus il fonctionne de façon instantanée ce qui permet de le forcer avec des données de TS *in-situ*

Le modèle SEtHyS a été choisi car il a une architecture relativement simple pour un modèle WEB-SVAT. Il a par ailleurs été couplé à la méthode Multi-objective Calibration Iterative Process (MCIP) qui permet de faciliter son étalonnage sur plusieurs critères cibles simultanément.

Plus de détails sur le choix des modèles sera donné dans la section 3.2.

Le but est d'intercomparer les 2 approches de simulation de l'ET afin de caractériser leurs performances et leurs potentialités, et d'appréhender leurs avantages, leurs inconvénients et leurs limites pour la spatialisation. Une attention particulière sera donnée à l'impact de la résolution spatiale sur leurs estimations.

Pour faciliter l'étude, un des objectifs est aussi de développer un outil qui permettra de gérer facilement les simulations spatialisées, les traitements de la base de données, les statistiques et l'analyse des résultats, avec l'option de pouvoir implémenter et tester différents scénarios de spatialisation des paramètres et des entrées.

Enfin, un deuxième objectif est de s'intéresser à la problématique de spatialisation des contenus en eau des sols et à l'inversion de quantités d'irrigation.

La thèse est articulée en 4 grandes parties (théorie, données, étude locale, étude spatialisée).

Tout d'abord, une première partie aborde les aspects théoriques de la modélisation et la présentation des modèles TSEB et SEtHyS (chapitre II).

La deuxième partie présente ensuite les sites d'études et la base de données utilisée (chapitre III).

Les résultats sont présentés dans la troisième partie en commençant par une étude préliminaire à l'échelle locale avec des données *in-situ*, avant de s'intéresser à la spatialisation dans la quatrième partie.

L'étude locale est présentée dans le chapitre IV. Elle a pour but d'évaluer les performances et limites des modèles dans des cas balayant un panel de conditions de végétation (cultures et stades phénologiques) et de conditions hydriques. Elle s'appuie sur des données terrain obtenues sur le sud-ouest de la France (projet "Sud-Ouest") et sur le bassin versant du Tensift au Maroc (projet "Sud-Med"), où les flux d'ET ont été mesurés à l'aide de stations Eddy-Covariance (EC). La discussion est alimentée par diverses études de sensibilité aux entrées et aux paramètres.

Enfin, le chapitre V aborde l'estimation de l'ET spatialisée. Après avoir présenté les données ainsi que les traitements et corrections utilisés pour les obtenir, une comparaison des 2 méthodologies est effectuée aux différentes résolutions disponibles. En parallèle, la qualité des données IRT est discutée,

ainsi que l'impact de l'agrégation aux différentes échelles. Pour terminer quelques scénarios en lien avec la spatialisation des contenus en eau des sols sont testés, et une approche innovante pour inverser des quantités d'irrigation à partir de l'information relative contenue dans une image de TS est proposée.

Chapitre II

Modélisation des transferts d'énergie et d'eau à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère

1	Bilan d'énergie en surface	15
1.1	Le bilan radiatif	16
1.1.1	Les lois du rayonnement électromagnétique	16
i	La loi de Planck	16
ii	La loi de Stefan-Boltzmann	17
1.1.2	Bilan radiatif à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère (SVA) . . .	18
1.2	Les échanges conductifs	19
1.3	Les échanges convectifs	19
2	Bilan hydrique	21
3	Modélisation des échanges de surface	23
3.1	Approches	23
3.2	Modèles utilisés	24
3.3	Bilan d'énergie double source	26
3.4	Le modèle TSEB	26
3.4.1	Principes	27
i	Rayonnement net R_n	28
ii	Flux de chaleur sensible H	28
iii	Résistance aérodynamique R_A	29
iv	Résistance au transfert de chaleur au dessus du sol R_S . .	29
v	Résistance totale de la couche limite de surface de végétation R_X	30
vi	Flux de chaleur latente LE	30
vii	Flux de conduction dans le sol G	31

3.4.2	Algorithme de résolution du bilan d'énergie et du système d'équation	31
3.4.3	Détail de la résolution du bilan d'énergie et du système d'équation pour l'agencement résistif en série	31
3.4.4	Paramètres et entrées	34
3.5	Le modèle SEtHyS	34
3.5.1	Bilan radiatif	34
3.5.2	Expression des flux de chaleur	36
3.5.3	Équations des variables pronostiques	38
3.5.4	Paramètres et entrées	39
3.5.5	La méthode d'étalonnage MCIP	39

Le rayonnement solaire est le moteur des processus d'échanges d'énergie et d'eau à la surface terrestre. De façon globale, la quantité d'énergie solaire (ou densité de flux) disponible incidente sur le disque associé à l'hémisphère terrestre éclairé correspond à la constante solaire I_0 prise égale à 1370 W.m^{-2} . Cette quantité rapportée en moyenne annuelle à toute la surface du globe donne une énergie solaire incidente moyenne d'environ 350 W.m^{-2} au sommet de l'atmosphère.

Avant d'atteindre la surface terrestre, le rayonnement global incident (R_g) est absorbé et réfléchi par les constituants atmosphériques et réfléchi par les nuages. Au niveau de la surface il peut donc être séparé en 2 composantes, le rayonnement solaire direct et le rayonnement solaire diffus.

Outre ce rayonnement solaire incident appartenant au domaine spectral visible (courtes longueurs d'onde principalement comprises entre $0,3$ et $3 \mu\text{m}$), la surface reçoit également un rayonnement dans le domaine Infra Rouge (IR) (grandes longueurs d'onde entre 3 et $100 \mu\text{m}$) issu des différentes couches atmosphériques.

La somme des bilans radiatifs dans les courtes et les grandes longueurs d'onde est appelé rayonnement net (R_n) et correspond à la quantité d'énergie radiative disponible pour alimenter les processus d'échanges à l'interface SVA.

En particulier, une partie de cette énergie va permettre le réchauffement des couches d'air proches du sol, et le transfert convectif d'eau (i.e. ET) et de masse vers l'atmosphère.

La figure II.1 permet de résumer l'ensemble des interactions à l'interface SVA ainsi que les bilans énergétique et hydrique.

1 Bilan d'énergie en surface

La notion de bilan d'énergie correspond à l'expression du principe de conservation de l'énergie dans les conditions d'équilibre de l'interface SVA. Il est usuellement écrit sous la forme :

$$R_n = H + LE + G + (\Delta S + P) \quad (\text{II.1})$$

Le rayonnement net (R_n), qui correspond au terme de bilan radiatif, est compté positivement lorsqu'il est disponible pour la surface. Les flux de chaleur sensible (H) et de chaleur latente (LE) sont positifs vers l'atmosphère et correspondent principalement à des échanges convectifs. Le terme LE est le terme de transfert d'eau à l'état vapeur vers l'atmosphère et donc à l'ET. Le flux de conduction de la chaleur dans le sol (G) est positif vers le sol et est transmis – comme son nom l'indique – par des échanges conductifs. Ces grandeurs s'expriment en W.m^2 et représentent donc des densités de flux.

En général, le stockage de la chaleur au sein du couvert végétal (ΔS) est négligé. C'est un terme qui est en moyenne faible devant les flux de chaleur du fait de la faible capacité thermique du système couvert végétal + air dans le couvert face à la capacité thermique du sol [Shuttleworth and Wallace, 1985]. Il en est de même pour le flux associé à la photosynthèse (P) qui selon Thom [1972] ne dépasse pas 2 à 3% du rayonnement net.

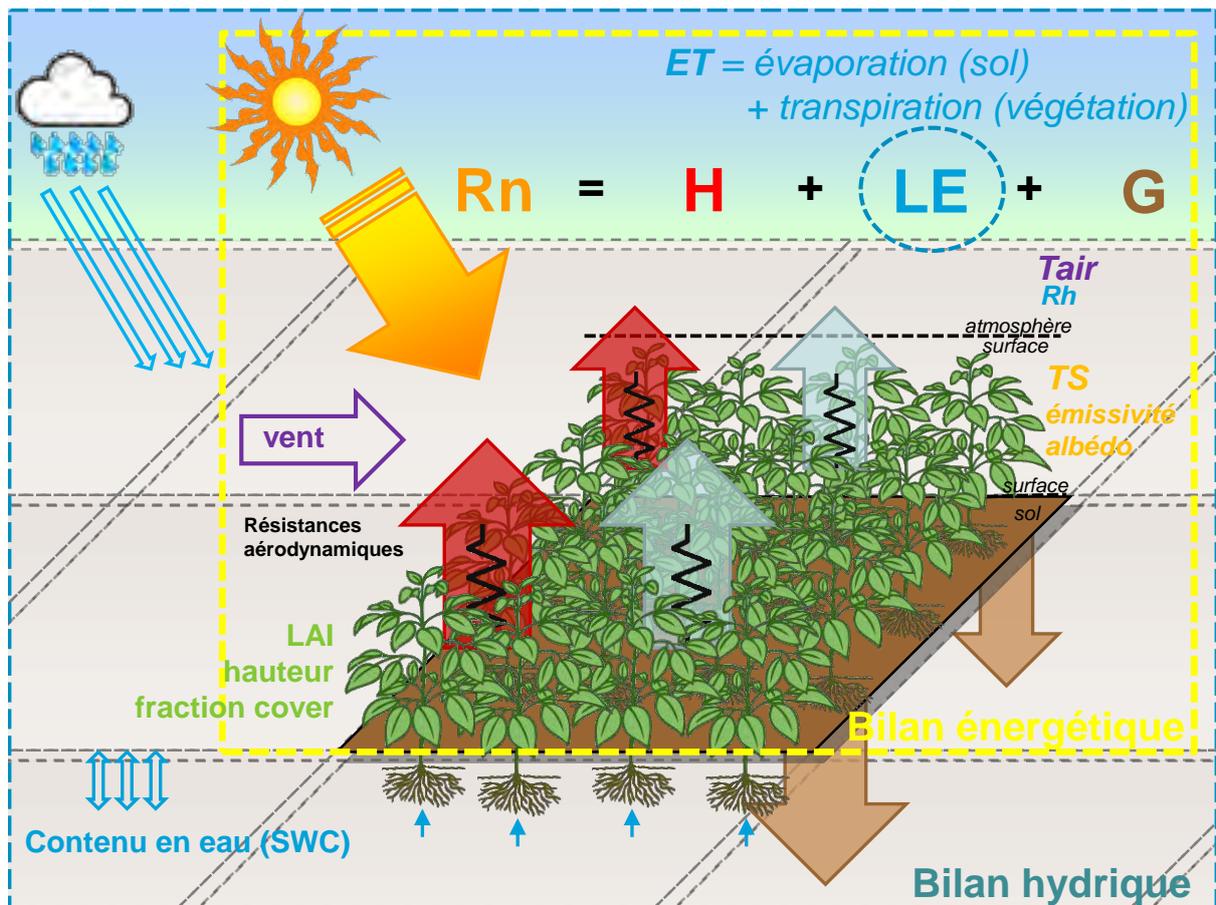


FIGURE II.1 – Interactions à l'interface SVA, bilans énergétique et hydrique

1.1 Le bilan radiatif

L'écriture du terme de bilan radiatif R_n se base sur les lois qui régissent le rayonnement électromagnétique et des interactions rayonnement matière. Son expression dépend des caractéristiques des éléments rayonnants en présence.

1.1.1 Les lois du rayonnement électromagnétique

i La loi de Planck

Cette loi établit, à partir de la mécanique quantique, l'intensité du rayonnement d'un corps noir (corps idéal absorbant tout rayonnement incident quelle que soit sa longueur d'onde) à une température et une longueur d'onde donnée. L'émittance spectrale est donnée en $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{m}^{-1}$ par :

$$E_{CN}(\lambda, T) = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5 \left[\exp\left(\frac{hc}{\lambda kT}\right) - 1 \right]} \quad (\text{II.2})$$

avec h la constante de Planck ($6,63 \cdot 10^{-34} \text{ J}\cdot\text{s}$), c la célérité de la lumière ($\approx 3 \cdot 10^8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), k la constante de Boltzmann ($1,381 \cdot 10^{-23} \text{ J}\cdot\text{K}^{-1}$), T la température du corps noir (K) à l'équilibre thermodynamique

et λ la longueur d'onde (m) considérée.

ii La loi de Stefan-Boltzmann

L'intégration spectrale de $E_{CN}(\lambda, T)$ donne :

$$E_{CN}(T) = \int_0^{+\infty} E_{CN}(\lambda, T) d\lambda = \sigma T^4 \quad (\text{II.3})$$

avec σ la constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$).

Les surfaces naturelles qui nous intéressent ne sont pas des corps noirs bien que l'approximation soit souvent faite. On définit alors leur efficacité à émettre un rayonnement électromagnétique par rapport au corps noir par leur émissivité spectrale $\varepsilon_{s\lambda}$ (on considère ici une surface isotrope) :

$$E_s(\lambda, T) = \varepsilon_{s\lambda} E_{CN}(\lambda, T) \quad (\text{II.4})$$

et après intégration spectrale et en faisant l'hypothèse que la surface se comporte comme un corps gris (dont l'émissivité est dans un rapport constant avec celle du corps noir pour l'ensemble des longueurs d'ondes) :

$$E_s(T) = \varepsilon_s \sigma T^4 \quad (\text{II.5})$$

avec ε_s l'émissivité de la surface.

Lors de la propagation d'un rayon lumineux, 3 phénomènes physiques d'interaction rayonnement-matière sont possibles : la réflexion, l'absorption et la transmission. Les coefficients associés sont respectivement les coefficients de réflectivité, d'absorptivité et de transmittivité, dont la somme est égale à 1, et dont les valeurs dépendent largement du corps et de la longueur d'onde considérée.

A l'équilibre thermique, la loi du rayonnement de Kirchhoff indique que le coefficient d'absorptivité est égal à l'émissivité. Pour des longueurs d'ondes supérieures à $10\mu\text{m}$ l'émissivité des surfaces naturelles est proche de 1 et la réflectivité quasi nulle, la transmittivité étant nulle (surface opaque).

Lorsque l'on considère l'ensemble du domaine solaire, le coefficient de réflectivité permettant de calculer le rayonnement réfléchi par la surface à partir du rayonnement global incident (R_g) est donné par l'albédo α_s de la surface. Il est défini comme la fraction de rayonnement solaire incident réfléchi par la surface continentale, intégré sur l'ensemble des directions d'observation.

L'albédo peut être calculé pour une direction du rayonnement solaire incident donnée (appelé "black-sky albedo") ou pour un rayonnement incident diffus intégré sur toutes les directions d'éclairement (appelé "white-sky albedo"). L'albédo peut être spectral ou large-bande (intégré spectralement sur le domaine solaire). Ce coefficient est principalement affecté par le type de surface et dans le cas du sol nu par ses propriétés telles que son humidité, sa rugosité ou sa couleur par exemple. L'albédo des sols naturels varie généralement entre 0,1 et 0,35 en fonction de leur humidité. Dans le cas d'une surface

couverte de végétation, les propriétés radiatives de la surface tiennent compte des interactions entre le sol et le couvert. Nous verrons par la suite comment ces bilans sont représentés dans les modèles.

1.1.2 Bilan radiatif à l'interface SVA

Le rayonnement net à l'interface SVA s'exprime simplement en fonction des composantes électromagnétiques courtes (domaine solaire) et grandes longueurs d'onde (domaine thermique) comme l'énergie disponible à l'origine des flux conductifs et convectifs :

$$Rn = R_{CL\downarrow} - R_{CL\uparrow} + R_{GL\downarrow} - R_{GL\uparrow} \quad (\text{II.6})$$

où les indices $_{CL}$ et $_{GL}$ se réfèrent respectivement aux contributions courtes longueurs d'onde et grandes longueurs d'onde et les flèches \downarrow et \uparrow à la direction de propagation descendante et montante. Chaque terme correspond à :

$$R_{CL\downarrow} = Rg \quad , \text{ rayonnement global}$$

$$R_{CL\uparrow} = \alpha_s Rg \quad , \text{ rayonnement global réfléchi}$$

$$R_{GL\downarrow} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad , \text{ rayonnement atmosphérique descendant}$$

qui est la somme des émissions des différentes couches de l'atmosphère. Ce rayonnement peut être représenté comme l'émission d'une atmosphère à la température équivalente T_a et d'émissivité ε_a , les couches les plus basses de l'atmosphère étant les plus contributives.

Ainsi, la température T_a est souvent approchée par la température de l'air au niveau de la surface et l'émissivité ε_a modélisée en fonction de la nébulosité, de la température et de l'humidité au niveau du sol. Plusieurs approximations sont proposées dans la littérature, comme celle de Brunt [1932] exprimée uniquement en fonction de l'humidité de l'air (sous abri à 2m du sol) ou la formulation de Brutsaert [1975], plus courante, pour laquelle Kustas et al. [1989] ont montré que l'erreur est inférieure à $\pm 5\%$ en conditions de ciel clair.

$R_{GL\uparrow} = (1 - \varepsilon_s) \varepsilon_a \sigma T_a^4 + \varepsilon_s \sigma T_s^4$, réflexion du rayonnement atmosphérique et émission propre de la surface.

Nous reviendrons plus en détail sur la définition de la température de surface T_s dans la partie 4.2. En effet, celle-ci ne peut être calculée qu'à partir des températures des éléments de la surface (hétérogènes) et du modèle de transfert radiatif utilisé au sein du couvert végétal (sol et végétation).

L'expression du bilan radiatif au niveau de la surface est finalement donné par :

$$Rn = (1 - \alpha_s) Rg + \varepsilon_s (\varepsilon_a \sigma T_a^4 - \sigma T_s^4) \quad (\text{II.7})$$

1.2 Les échanges conductifs

Le mode de propagation de l'énergie sous forme de chaleur par conduction correspond à la redistribution ou au transfert d'énergie cinétique entre molécules (agitation moléculaire). L'intensité de la conduction thermique va être fonction de la densité du milieu, de la mobilité des molécules et des gradients thermiques. Les échanges par conduction sont le principal mode de transfert de chaleur dans le sol (milieu solide) alors qu'ils sont souvent négligés dans les fluides comme l'air devant les échanges convectifs. De façon simplifiée, le flux de conduction de la chaleur dans le sol, modélisé de façon monodirectionnelle selon la verticale, est donné par la loi de Fourier sous forme de relation flux gradient par :

$$G(z,t) = -\lambda_s(z) \frac{\partial T_{sol}(z,t)}{\partial z} \quad (\text{II.8})$$

Le terme G intervenant dans le bilan d'énergie (équation II.1) est obtenu pour $z=0$ (en surface). T_{sol} (K) représente la température du sol à la profondeur z (positive vers le bas), $\lambda_s(z)$ est la conductivité thermique du sol ($\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$) à la profondeur z . Pour être plus complet, la description des transferts thermiques dans le sol nécessiterait de prendre en compte les transferts par convection pour les fluides (air et eau) coexistants dans les interstices du sol. Le flux de chaleur dans le sol serait alors la somme des flux transférés par conduction et convection thermique.

1.3 Les échanges convectifs

A la différence des processus d'échange décrits dans les paragraphes précédents, les échanges convectifs caractérisent les transferts de chaleur et de masse par déplacement de matière. Plusieurs formes sont alors possibles :

- la convection libre qui résulte des gradients de densité issus des gradients de température dans l'air
- la convection forcée qui est provoquée par la turbulence induite par le champ de vent.
- la convection mixte qui se rencontre dans des conditions de vent faible, les mouvements de l'air sont alors produits par l'action combinée de la convection libre et de la convection forcée.

Le phénomène de diffusion simple impliquant, au même titre que les échanges convectifs un déplacement de matière et d'énergie exprimé par la loi de Fick du type *diffusivité moléculaire* \times *gradient*, est souvent négligé face à la convection dans la description des transferts entre la surface et l'atmosphère. De façon théorique, lorsque l'on considère la Couche Limite de Surface (CLS), quelques dizaines de mètres au dessus de la surface, les flux turbulents verticaux sont supposés conservatifs. L'expression des flux de quantité de mouvement, de chaleur sensible, de chaleur latente est reliée aux gradients verticaux par les coefficients de diffusivité turbulente (*K-theory*) par analogie avec la diffusion moléculaire. C'est le principe de fermeture au premier ordre du système d'équations de Reynolds (basé sur les équations de Navier-Stokes et le principe de conservation de la quantité de mouvement, de la masse, et de la chaleur) qui permet d'écrire :

— le flux de quantité de mouvement,

$$\tau = -\rho_a K_m(z) \frac{\partial u(z)}{\partial z} \quad (\text{II.9})$$

— le flux de chaleur sensible,

$$H = -\rho_a c_p K_h(z) \frac{\partial T(z)}{\partial z} \quad (\text{II.10})$$

— le flux de chaleur latente,

$$LE = -L \rho_a K_v(z) \frac{\partial q(z)}{\partial z} = -\frac{\rho_a c_p}{\gamma} K_v(z) \frac{\partial e(z)}{\partial z} \quad (\text{II.11})$$

où ρ_a ($kg.m^{-3}$) est la masse volumique de l'air, c_p la chaleur massique isobare de l'air ($J.kg^{-1}.K^{-1}$), L la chaleur latente de vaporisation de l'eau ($J.kg^{-1}$), γ la constante psychrométrique ($0.66hPa.K^{-1}$), u le module du vent ($m.s^{-1}$), T la température de l'air (K), q l'humidité spécifique de l'air ($kg.kg^{-1}$), e la pression partielle de vapeur d'eau dans l'air (Pa) au niveau z et K_i les coefficients de diffusivité turbulente.

Seuls les flux H et LE interviennent explicitement dans le bilan d'énergie, le flux τ traduit la dissipation d'énergie cinétique selon la verticale qui d'après la formulation de Prandtl [1925] donne un profil logarithmique de vitesse du vent et un profil linéaire de la diffusivité turbulente dans les conditions de neutralité thermique [Thom, 1972] :

$$u(z) = \frac{u^*}{k} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \quad (\text{II.12})$$

$$K_m(z) = k u^* z \quad (\text{II.13})$$

où $k = 0.4$ est la constante de von Karman, $u(z)$ est le module du vent à la hauteur z , z_0 est la hauteur (m) de rugosité aérodynamique pour la quantité de mouvement (hauteur à laquelle le vent s'annule) et u^* la vitesse de frottement définie par $\tau = -\rho u^{*2}$.

Dans le cas des couverts végétaux, il faut faire un changement de repère selon la verticale par translation de la hauteur de déplacement d , en remplaçant z par $z - d$ dans les équations (II.12) et (II.13). d est de l'ordre de 60 à 70% de la hauteur du couvert et z_0 compris entre 5 et 10% de celle-ci. $z_0 + d$ est désormais la hauteur à laquelle l'extrapolation du profil logarithmique de vitesse du vent au dessus du couvert s'annule. Le calcul des flux H et LE peut alors être réalisé par intégration des équations (II.10) et (II.11) entre deux niveaux atmosphériques z_1 et z_2 après avoir formulé l'hypothèse que les diffusivités turbulentes pour les flux de chaleur sensible et latente sont identiques à celle de la quantité de mouvement ($K_m = K_h = K_v$), c'est la théorie de similarité [Monin and Obukhov, 1954].

Remarque : Cette théorie permet de définir la Longueur de Monin-Obukhov (LMO) qui décrit l'effet de flottabilité d'une masse d'air dépendant de ses variables d'état lors d'échanges turbulents :

$$L_{MO} = -\frac{\rho_a c_p u_*^3 \theta_v}{kgH} \quad (\text{II.14})$$

avec g l'accélération due à la gravité et θ_v la température potentielle virtuelle à proximité de la surface.

On obtient dès lors :

$$H = -\rho_a c_p \frac{(T_2 - T_1)}{\int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{K_m(z)}} \quad (\text{II.15})$$

et

$$LE = -\frac{\rho_a c_p (e_2 - e_1)}{\gamma \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{K_m(z)}} \quad (\text{II.16})$$

L'écriture des flux selon l'analogie électrique (loi d'Ohm) permet d'écrire la résistance aérodynamique aux transferts turbulents de chaleur $r_{a(z_1 \rightarrow z_2)}$ comme :

$$r_{a(z_1 \rightarrow z_2)} = \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{K_m(z)} = \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{ku^*(z-d)} = \frac{1}{ku^*} \ln \left(\frac{z_2 - d}{z_1 - d} \right) \quad (\text{II.17})$$

L'expression de la résistance aérodynamique selon un profil logarithmique sous l'hypothèse de similarité a néanmoins une conséquence importante : les profils de pression de vapeur d'eau et de température entre les niveaux z_1 et z_2 où les flux associés sont considérés comme conservatifs vont aussi être de type logarithmique.

2 Bilan hydrique

L'état énergétique de l'eau dans le sol est défini par la notion de potentiel. On ne retient en général que le potentiel hydrique (ou matriciel) définissant l'affinité de l'eau pour le milieu poreux que représente la matrice solide du sol et le potentiel gravitaire qui n'est autre que l'énergie potentielle de l'eau à une profondeur de sol donnée. Le potentiel osmotique dû à la présence de solutés dans l'eau ou le potentiel pneumatique lié à la pression de la phase gazeuse dans le sol sont en général négligés.

Le potentiel est en fait exprimé (en m) simplement sous la forme d'une charge hydraulique totale H_t comme la somme d'une charge de gravité z_g et d'une charge de pression matricielle (ou encore piézométrique) h_p :

$$H_t = z_g + h_p \quad (\text{II.18})$$

Les transferts d'eau vont alors pouvoir s'exprimer à partir du gradient de potentiel hydrique selon la loi de Darcy et de la définition d'une conductivité hydraulique $K(w)$ ($m.s^{-1}$). Si on limite l'expression à sa composante verticale, le flux d'eau liquide s'écrit alors (loi de Darcy-Buckingham) :

$$q_l = -K(w) \left(\frac{\partial h_p(w)}{\partial z} + 1 \right) \quad (\text{II.19})$$

où q_l est la densité de flux d'eau dans le sol (infiltration, diffusion et remontées capillaires) exprimé en $m.s^{-1}$ et w la profondeur.

Le transfert d'eau dans le sol peut aussi être sous forme gazeuse, l'expression de la loi de Fick appliquée au gradient de masse volumique d'eau vapeur (ρ_v) donne :

$$q_v = -\frac{D_v}{\rho_l} \frac{\partial \rho_v}{\partial z} \quad (\text{II.20})$$

avec D_v , le coefficient de diffusion de l'eau vapeur dans l'air ($m^2.s^{-1}$), ρ_l la masse volumique d'eau liquide ($kg.m^{-3}$).

Cette équation peut se mettre sous la forme :

$$q_v = -D_{vh} \frac{\partial h_p}{\partial z} - D_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (\text{II.21})$$

avec D_{vT} le coefficient de diffusion de vapeur d'eau associé au gradient thermique ($m^2.s^{-1}.K^{-1}$) et D_{vh} le coefficient de diffusion isotherme de vapeur d'eau ($m.s^{-1}$).

La continuité du flux d'eau en surface est déduite du bilan hydrique :

$$q_{surface} = (q_v + q_l)_{surface} = Pr - E_g \quad (\text{II.22})$$

avec Pr le taux de précipitation et E_g le taux d'évaporation à la surface du sol. De façon générale, l'équation de continuité pour le flux d'eau dans le sol s'écrit :

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{\partial (q_l + q_v)}{\partial z} \quad (\text{II.23})$$

ce qui permet d'écrire l'équation de Richards (1931) à une dimension (verticale) comme suit :

$$\frac{\partial w}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left((D_{vh} + K(h_p)) \frac{\partial h_p}{\partial z} + D_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} + K(h_p) \right) \quad (\text{II.24})$$

En négligeant le potentiel gravitationnel devant le potentiel matriciel (h_p) et en négligeant le flux q_v devant le flux q_l , on obtient l'expression simplifiée :

$$\frac{\partial w}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(h_p) \frac{\partial h_p}{\partial z} \right) \quad (\text{II.25})$$

En définissant la capacité capillaire (m^{-1}) par :

$$C(w) = \frac{dw}{dh_p} \quad (\text{II.26})$$

et la diffusivité hydrique ($m^2.s^{-1}$) comme :

$$D(w) = \frac{K(w)}{C(w)} \quad (\text{II.27})$$

l'équation de Darcy devient :

$$q_l(z) = -D(w) \frac{\partial w}{\partial z} \quad (\text{II.28})$$

ce qui permet d'exprimer l'équation de Richards :

$$\frac{\partial w}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D(w) \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (\text{II.29})$$

La représentation numérique de l'équation de Richards repose donc sur le formalisme utilisé pour calculer la diffusivité du sol.

3 Modélisation des échanges de surface

3.1 Approches

Depuis plusieurs décennies, de nombreux modèles numériques de surface (Land Surface Models - LSM) ont été développés pour permettre le suivi des surfaces continentales. En fonction des objectifs thématiques (agronomie, météorologie, hydrologie...) ces modèles peuvent inclure une simulation de l'ET avec différents degrés de complexité et différentes approches. Parmi ces approches on s'intéresse en particulier aux schémas de surface type Transfert Sol-Végétation-Atmosphère (SVAT) qui peuvent inclure ou non un bilan d'eau dans le sol, et aux modèles qui tirent partie de la TS pour estimer la partition du rayonnement net entre les flux de chaleur sensible et latente. Crow et al. [2005] classe ces modèles en deux catégories de complexité croissante : les modèles RS-SVAT et WEB-SVAT.

Les modèles RS-SVAT (Remote Sensing SVAT) s'appuient sur des observations de la température de surface radiométrique ($T_{S,RAD}$) par télédétection (d'où la dénomination Remote Sensing SVAT (RS-SVAT)) ce qui les rend relativement facile à spatialiser. La plupart de ces modèles sont par nature diagnostiques et n'intègrent pas temporellement d'informations concernant l'état de surface : ils se limitent à la résolution du bilan d'énergie en surface (SEB) de façon instantanée, et leurs prédictions de flux sont dépendantes de la disponibilité d'observations de $T_{S,RAD}$. Cette approche permet donc de tirer profit du grand nombre de produits satellitaires TS disponibles sur l'ensemble du globe terrestre, cependant la résolution de ces produits n'est pas forcément suffisante et adaptée à toutes les problématiques de bilan hydrique, et leur disponibilité peut être compromise par la présence de nuages. La mesure de la TS par télédétection est discutée plus en détail dans le chapitre suivant (section 4.2).

Ces modèles sont simplifiés et reposent donc sur certaines hypothèses simplificatrices de répartition de l'énergie, de calcul des flux à partir de TS, de détermination de la température aérodynamique, de relations (Ts/NDVI/LE) type triangle ou trapèze et d'hypothèses liées à l'utilisation de ces relations sur une image. Les processus physiques représentés sont moins détaillés et sont donc a priori limités et moins adaptés aux cas particuliers de fonctionnement.

A titre d'exemples de modèles RS-SVAT, on peut citer les modèles TSEB [Norman et al., 1995a], Surface Energy BALance (SEBAL) [Bastiaanssen et al., 1998], METRIC [Allen et al., 2007], Simplified Surface Energy Balance Index (S-SEBI) [Roerink et al., 2000], Surface Energy Balance System (SEBS) [Su, 2002], ou plus récemment Surface Energy Balance 4 Sources (SEB-4S) [Merlin et al., 2013].

Parmi ces modèles on peut distinguer ceux utilisant la méthode "single-pixel" pour laquelle les flux sont calculés indépendamment pour chaque pixel, et ceux utilisant la méthode contextuelle qui s'appuie sur les contrastes entre pixels chauds et froids (i.e. faible ou forte capacité à évapotranspirer) au sein d'une image données.

La deuxième catégorie regroupe les modèles couplant un bilan d'énergie et un bilan d'eau, d'où la dénomination Water Energy Balance SVAT (WEB-SVAT). Par opposition aux modèles RS-SVAT, cette approche permet de simuler de façon continue l'évolution temporelle des états de surface (humidité et température du sol), variables qui interviennent ensuite dans la partition du bilan d'énergie. De plus, ces modèles incluent généralement une description physique et mécaniste des processus intervenants à l'échelle de la feuille (résistance stomatique et photosynthèse).

Par conséquent, les modèles WEB-SVAT sont typiquement plus complexes et fortement paramétrés par rapport aux modèles RS-SVAT, ce qui peut rendre leur spatialisation délicate quand les surfaces sont mal caractérisées. En revanche, cette approche n'est pas dépendante de données satellitaires, et repose uniquement sur la connaissance du forçage radiatif, du forçage météorologique, et des apports hydriques (précipitations et irrigations). En d'autres termes, la TS n'est pas utilisée en tant que forçage, mais est simulée par le modèle, et peut donc éventuellement être corrigée par des méthodes d'assimilation [Olioso et al., 1999, Castelli et al., 1999, Crow and Wood, 2003a, Crow, 2003, Crow and Wood, 2003b, Coudert et al., 2007, 2008, Hain et al., 2012].

A titre d'exemples de modèles WEB-SVAT, on peut citer les modèles SEtHyS [Coudert et al., 2006], Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere (ISBA) [Noilhan and Mahfouf, 1996] et Interactive CANopy Radiation Exchange (ICARE) [Gentine et al., 2007], Simple Biosphere model (SiB) [Sellers et al., 1996a] ou encore Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer (SiSPAT) [Braud et al., 1995].

La figure II.2 donne un aperçu de ces 2 catégories de modèles ainsi que de leurs niveaux de complexité croissants (liste non exhaustive). On distingue notamment les modèles simples sources qui considèrent le sol et la végétation comme un seul élément, et les modèles doubles sources, qui considèrent le sol et la végétation comme deux éléments distincts avec des bilans énergétiques propres et calculés de manière couplée.

La complexité des modèles WEB-SVAT est aussi liée à la façon dont ils décrivent le sol, qui peut être considéré comme une seule couche ou une superposition de plusieurs couches.

3.2 Modèles utilisés

Dans cette thèse on s'intéresse en particulier à évaluer et comparer les potentialités d'un modèle RS-SVAT (TSEB) et d'un modèle WEB-SVAT (SEtHyS). Bien que de nombreuses études ont déjà intercomparés les modèles RS-SVAT entre eux [Zhan et al., 1996, Allen, 2000, Bindlish et al., 2001, French et al., 2005a, Timmermans et al., 2007, Gao and Long, 2008, Choi et al., 2009, Timmermans et al., 2011, Chirouze et al., 2013] ou bien les modèles WEB-SVAT entre eux [Chen et al., 1996, Wood

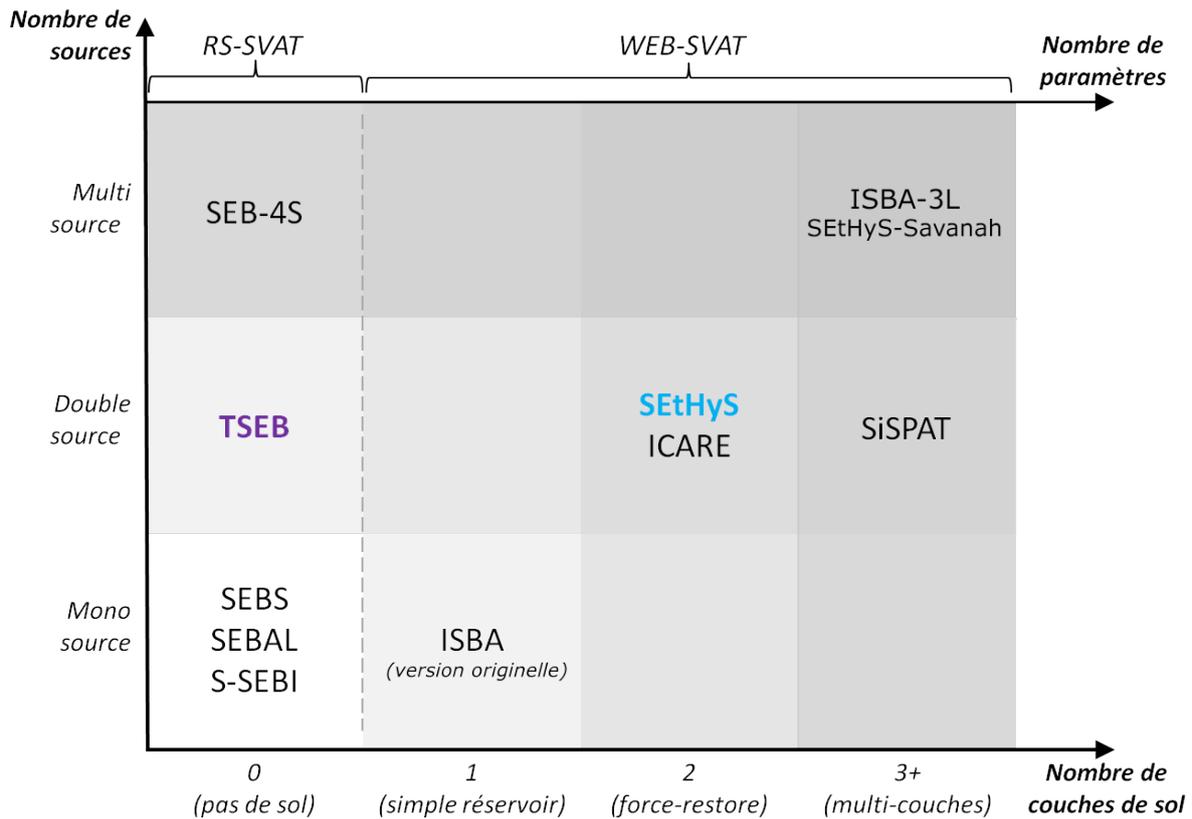


FIGURE II.2 – Quelques modèles SVAT et leurs degrés de complexité

et al., 1998, Pitman et al., 1999, Henderson-Sellers et al., 2003, Mitchell et al., 2004], peu d'études ont déjà intercomparé ces deux catégories de modèles exceptées les études de Crow et al. [2005], Kustas and Anderson [2009], Chirouze et al. [2014].

Notre choix s'est porté sur SEtHyS car c'est un modèle SVAT, double source, et qui intègre un modèle de transfert radiatif [François, 2002] lui permettant de simuler la luminance et d'en déduire la TS. Ses possibilités de simulation et d'assimilation de la TS ont déjà été explorées par Coudert et al. [2007, 2008]. De plus nous disposons des codes du modèle et d'une expertise au sein du laboratoire.

TSEB quant à lui a été choisi en particulier car c'est un modèle double source – à la différence de la plupart des RS-SVAT – s'approchant donc plus de l'architecture de SEtHyS. De plus, il est assez robuste comme nous le verrons dans ce travail et offre en général de bonnes performances par rapport aux autres RS-SVAT [French et al., 2005a, Zhan et al., 1996, Timmermans et al., 2007, Gao and Long, 2008, Timmermans et al., 2011, Chirouze et al., 2014] pour divers couverts végétaux et forçages climatiques.

Il offre des possibilités intéressantes tel que le couplage avec un modèle de Couche Limite Atmosphérique (CLA) (ou Atmospheric Boundary Layer (ABL) en anglais) lui permettant de diminuer sa sensibilité à la température de l'air [Anderson et al., 1997], l'utilisation de mesures de la température radiative sous deux angles [Kustas and Norman, 1997] qui permet de s'affranchir de l'approximation de

Priestley-Taylor pour le calcul de la transpiration du couvert, le couplage à un modèle de photosynthèse lui permettant de calculer des flux de carbone [Anderson et al., 2000], l'utilisation de l'humidité du sol obtenue dans le domaine micro-onde en tant que forçage [Bindlish et al., 2001], ou encore l'estimation de l'humidité du sol à partir de la partition entre l'évaporation et la transpiration [Hain et al., 2011]. Actuellement, l'algorithme de TSEB est déjà utilisé de façon opérationnelle aux Etats-unis par l'United States Department of Agriculture (USDA) [Anderson et al., 2011], et en Europe par le Land Surface Analysis Satellite Applications Facility (LSA SAF) [Trigo et al., 2011], au sein du modèle ALEXI [Anderson et al., 2003] qui permet de générer des cartes journalières d'ET à basse résolution spatiale à l'aide des données des satellites météorologiques géostationnaires (GOES, MSG). L'algorithme DisALEXI permet ensuite de désagréger ces cartes à des résolutions plus fines.

Les parties suivantes s'attachent à décrire plus précisément leurs fonctionnements, tout d'abord en présentant le bilan d'énergie double source qui est commun aux 2 modèles, avant d'aborder pour chaque modèle les différentes méthodes de résolutions des bilans, leurs structures, leurs hypothèses de fonctionnement et leurs jeux de paramètres issus des équations.

3.3 Bilan d'énergie double source

Le bilan d'énergie double source correspond au bilan d'énergie simple source (eq. II.1) partagé entre ses composantes sol (indice SOL) et végétation (indice VEG).

$$R_{n,SOL} = H_{SOL} + LE_{SOL} + G \quad (\text{II.30})$$

$$R_{n,VEG} = H_{VEG} + LE_{VEG} \quad (\text{II.31})$$

Le rayonnement net et les flux de chaleurs totaux s'expriment alors comme la somme des 2 composantes :

$$R_n = R_{n,SOL} + R_{n,VEG} \quad (\text{II.32})$$

$$H = H_{SOL} + H_{VEG} \quad (\text{II.33})$$

$$LE = LE_{SOL} + LE_{VEG} \quad (\text{II.34})$$

On se retrouve avec un système de cinq équations et six inconnues. Cette approche double source est commune aux deux modèles utilisés, cependant leurs méthodes de résolution sont différentes et présentées dans les parties suivantes.

3.4 Le modèle TSEB

Le modèle TSEB est présenté et décrit par Norman et al. [1995a]. De façon synthétique, TSEB calcule deux bilans d'énergie distincts pour le sol et la végétation, puis estime l'évaporation et la transpiration comme termes résiduels du bilan d'énergie (eq. II.30 et II.31).

3.4.1 Principes

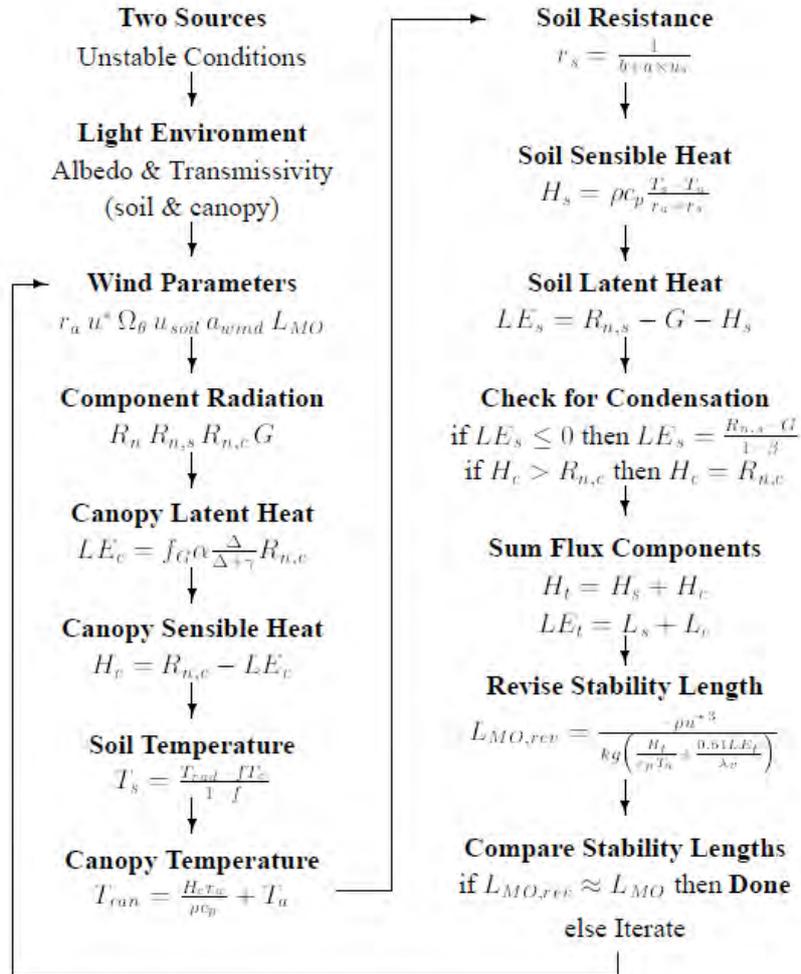


FIGURE II.3 – Algorithme de résolution du bilan d'énergie de TSEB

Dans TSEB la température radiométrique directionnelle ($T_{RAD}(\theta)$) est décomposée respectivement en ses fractions de sol et de végétation vue par le radiomètre, et s'exprime :

$$T_{RAD}(\theta) = [f(\theta)T_{VEG}^n + (1 - f(\theta))T_{SOL}^n]^{1/n} \quad (\text{II.35})$$

où T_V et T_S sont les composantes végétation et sol de la température (K). La puissance n permet d'obtenir une approximation de l'intégrale de la loi de Planck (i) pour une bande spectrale donnée. Sa valeur peut être fixée à 4 pour la bande spectrale 8–14 μm [Becker and Li, 1990], en se basant sur l'équation de Stefan-Boltzman (intégrale de l'équation de Planck sur l'ensemble du spectre) et en considérant que pour un corps à une température voisine de 300K l'essentiel du rayonnement est compris dans cette bande spectrale. La fraction de végétation dans le champ de vue du radiomètre, $f(\theta)$, peut être calculée en combinant l'angle zénithal de visée (θ) et une fonction de trou directionnelle pour une

distribution sphérique des angles de feuilles :

$$f(\theta) = 1 - \exp\left(\frac{-0.5 \times \Omega \times LAI}{\cos \theta}\right) \quad (\text{II.36})$$

où Ω est le facteur de "clumping" (se traduit par "touffe" et représente l'homogénéité spatiale du couvert végétal) qui est une fonction de l'angle zénithal de visée et du ratio entre la hauteur de végétation et l'espacement des rangs de cultures (ou des "touffes" pour une végétation très éparse), et LAI est le "Leaf Area Index" qui représente la surface foliaire par unité de surface de sol (en m²/m²). Plus de détails sur la description et le calcul de Ω sont donnés dans Kustas and Norman [1999, 2000] et Anderson et al. [2005].

i Rayonnement net R_n

En considérant une distribution sphérique des feuilles et en faisant l'hypothèse que le rayonnement incident est direct et arrive au nadir [François, 2002], l'énergie radiative disponible au niveau du sol est obtenue en utilisant un coefficient d'extinction :

$$R_{n,SOL} = R_n \exp(-0.5LAI) \quad (\text{II.37})$$

Un autre formalisme proposé par Kustas and Norman [1999] a été implémenté :

$$R_{n,SOL} = R_n \exp\left(-\frac{\Omega LAI}{\sqrt{2} \cos \theta}\right) \quad (\text{II.38})$$

avec θ l'angle d'incidence du rayonnement solaire.

ii Flux de chaleur sensible H

En considérant un agencement des résistances en série tel que présenté dans la figure II.4, les composantes sol et végétation du flux H s'expriment :

$$H_{SOL} = \rho C_p \frac{T_{SOL} - T_{AV}}{R_S} \quad (\text{II.39})$$

$$H_{VEG} = \rho C_p \frac{T_{VEG} - T_{AV}}{R_X} \quad (\text{II.40})$$

$$H = \rho C_p \frac{T_{AV} - T_A}{R_A} \quad (\text{II.41})$$

où ρC_p est la capacité calorifique volumétrique de l'air, T_A est la température de l'air à la hauteur z , T_{SOL} la température du sol, T_{VEG} la température de la végétation, et T_{AV} la température de l'air au sein du couvert végétal. R_A est la résistance aérodynamique, R_X est la résistance totale de la couche limite de surface de végétation, et R_S est la résistance au transfert de chaleur directement au dessus du sol, toutes les 3 exprimées en s.m⁻¹.

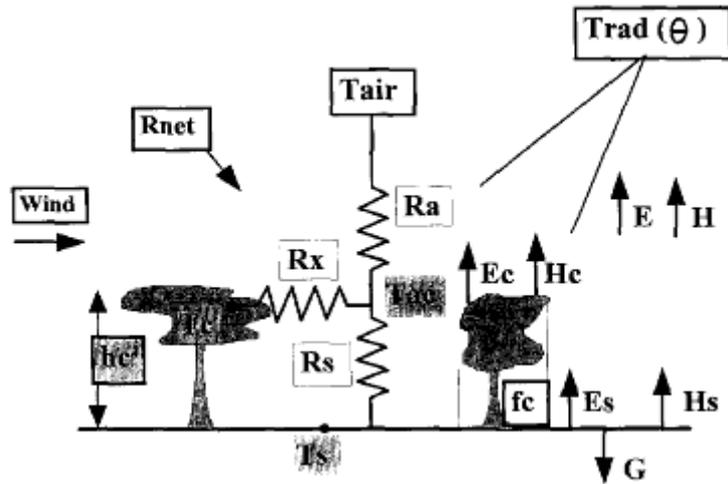


FIGURE II.4 – Agencement des résistances en série

Remarque : Il est aussi possible d'utiliser un schéma résistif en parallèle, qui présente une résolution plus simple et est moins gourmand en temps de calcul, cependant l'agencement en série donne de meilleures estimations de H et une sensibilité moindre, en particulier en conditions sèches et en couvert végétal peu développé [Norman et al., 1995a, Zhan et al., 1996]. L'intercomparaison a été effectuée au cours de la thèse et a montré les mêmes résultats.

iii Résistance aérodynamique R_A

La résistance aérodynamique R_A est calculée à partir des équations des profils logarithmiques de température corrigés diabatiquement [Brutsaert, 1982] :

$$R_A = \frac{\left[\ln \left(\frac{z_U - d}{z_M} \right) - \Psi_M \right] \left[\ln \left(\frac{z_T - d}{z_M} \right) - \Psi_H \right]}{0.16U} \quad (\text{II.42})$$

où z_U est la hauteur de mesure de la vitesse du vent (U), z_T est la hauteur de mesure de la température de l'air (T_A), d est la hauteur de déplacement ($d \simeq 0.66h$ avec h la hauteur de la végétation), z_M est la longueur de rugosité du moment ($z_M \simeq h/8$), le 0.16 provient du carré de la constante de von Karman (prise à 0.4), et Ψ_M et Ψ_H sont les facteurs de correction adiabatiques pour le moment et la chaleur [Brutsaert, 1982].

iv Résistance au transfert de chaleur au dessus du sol R_S

Bien que la résistance au transfert de chaleur au dessus du sol soit plus complexe à déterminer et dépende de nombreux facteurs, une approximation raisonnable est donnée par :

$$R_S = \frac{1}{a' + b'U_s} \quad (\text{II.43})$$

où $a' \simeq 0.004m.s^{-1}$, $b' \simeq 0.012$, et U_s est la vitesse du vent à une hauteur au dessus du sol où l'effet de la rugosité du sol est minimal (typiquement entre 0.05 et 0.2m). Les coefficients a' et b' dépendent de

l'échelle et de l'intensité des turbulences dans la canopée, ainsi que de la rugosité du sol [Sauer et al., 1995].

La vitesse du vent au dessus du sol est calculée à partir des équations de Goudriaan [1977] :

$$U_s = U_c \exp(-a(1 - 0.05/h)) \quad (\text{II.44})$$

avec le coefficient a :

$$a = 0.28LAI^{2/3}h^{1/3}s^{-1/3} \quad (\text{II.45})$$

où s représente la taille moyenne des feuilles ("leaf size").

Le terme U_c représente la vitesse du vent au sommet de la canopée, donnée par :

$$U_c = U \left[\frac{\ln\left(\frac{h-d}{z_M}\right)}{\ln\left(\frac{z_U-d}{z_M}\right) - \Psi_M} \right] \quad (\text{II.46})$$

v Résistance totale de la couche limite de surface de végétation R_X

La résistance de la végétation peut être approximée par :

$$R_X = \frac{C'}{LAI} \left(\frac{s}{U_{d+z_M}} \right)^{1/2} \quad (\text{II.47})$$

où C' est obtenu en pondérant la résistance de la couche limite des feuilles par la hauteur de la canopée [McNaughton and Hurk, 1995]. Bien que la valeur de ce coefficient est incertaine, il est fixé à $90 \text{ s}^{1/2}\text{m}^{-1}$ [Grace, 1981].

U_{d+z_M} est donné par :

$$U_{d+z_M} = U_c \exp \left[-a \left(1 - \frac{d+z_M}{h} \right) \right] \quad (\text{II.48})$$

avec a et U_c définis dans les équations II.45 et II.46.

vi Flux de chaleur latente LE

Afin d'estimer le flux de chaleur latente, TSEB est basé sur l'approximation de Priestley-Taylor [Priestley and Taylor, 1972] :

$$LE_{VEG} = \alpha_{PT} f_g \frac{\Delta}{\Delta + \Psi} R_{n,VEG} \quad (\text{II.49})$$

où α_{PT} est le coefficient de Priestley-Taylor pour la canopée transpirant à son taux potentiel et f_g est la fraction de végétation verte. .

L'utilisation de cette approche est une approximation forte puisqu'elle suppose que la végétation transpire à son taux potentiel, ce qui n'est pas forcément le cas notamment lorsque la végétation est stressée. Cette approche n'est pas non plus valable pour des LAI faibles [Priestley and Taylor, 1972].

L'évaporation du sol LE_{SOL} est ensuite déterminée de façon résiduelle.

vii Flux de conduction dans le sol G

Le flux de conduction dans le sol est quant à lui calculé directement en fonction du rayonnement net :

$$G = \Gamma R_{n,SOL} \quad (\text{II.50})$$

où Γ est un paramètre empirique égal à 0.35 [Choudhury et al., 1987].

3.4.2 Algorithme de résolution du bilan d'énergie et du système d'équation

L'algorithme de résolution est présenté dans le schéma II.3 issu de la thèse de French [2001].

Le système n'étant pas solvable analytiquement, on a recours à un processus itératif qui boucle sur la LMO. Ainsi l'algorithme commence par calculer les variables relatives au vent et aux turbulences (LMO, u^*, u_{sol}, R_A).

Ensuite on détermine l'énergie disponible pour l'interface SVA et les flux de chaleur en calculant le bilan radiatif (R_n) et sa partition entre la végétation ($R_{n,VEG}$) et le sol ($R_{n,SOL}$), ainsi que le flux de conduction dans le sol (G).

L'approximation de Priestley-Taylor permet d'obtenir une première estimation de la transpiration de la végétation (LE_{VEG}), ce qui permet de déduire de façon résiduelle le flux de chaleur sensible de la végétation (H_{VEG}), ainsi que la température de la végétation (T_{VEG}).

En déterminant par ailleurs la température du sol (T_{SOL}) et la résistance du sol (R_S), on est en mesure de calculer le flux de chaleur sensible du sol (H_{SOL}), ce qui permet de déduire de façon résiduelle l'évaporation du sol (LE_{SOL}).

Les composantes du flux de chaleur latente (LE_{VEG} et LE_{SOL}) étant déterminées, on vérifie alors que leurs valeurs ne sont pas négatives et qu'il n'y a donc pas de condensation, ce qui serait très peu probable en journée. Ainsi, si LE_{SOL} est négatif, on fixe sa valeur à zéro et on calcule une nouvelle valeur de LE_{VEG} . Si LE_{VEG} est négatif, alors on limite la transpiration en diminuant de façon itérative la valeur du coefficient de Priestley-Taylor jusqu'à ce que la valeur de LE_{VEG} devienne positive ou nulle, comme proposé par Kustas and Norman [1999].

Les flux de chaleur permettent alors de recalculer la LMO. Le processus itératif est répété jusqu'à stabilité de la LMO entre deux itérations à une erreur numérique près.

3.4.3 Détail de la résolution du bilan d'énergie et du système d'équation pour l'agencement résistif en série

Puisque H est la somme de H_{SOL} et de H_{VEG} , on peut déduire de leurs équations respectives l'expression de la température de l'air au sein du couvert végétal (T_{AV}) en fonction des autres températures

et des résistances :

$$T_{AV} = \frac{\frac{T_A}{R_A} + \frac{T_{SOL}}{R_S} + \frac{T_{VEG}}{R_X}}{\frac{1}{R_A} + \frac{1}{R_S} + \frac{1}{R_X}} \quad (\text{II.51})$$

Afin de résoudre ce système d'équations, on a recours à une linéarisation de l'équation II.35 qui permet d'obtenir une solution approximative pour $T_{VEG,lin}$ et $T_{AV,lin}$. On dérive ensuite des facteurs de correction ($\Delta T_{VEG,lin}$ et $\Delta T_{AV,lin}$) pour tenir compte de la non-linéarité et obtenir des estimations de T_{VEG} et T_{AV} .

La forme linéarisé de l'équation II.35 est donné par :

$$T_{RAD}(\theta) \approx f(\theta)T_{VEG,lin} + [1 - f(\theta)]T_{SOL,lin} \quad (\text{II.52})$$

On cherche à résoudre l'équation II.51 avec $T_{VEG,lin}$ qui est une approximation de T_{VEG} . $T_{SOL,lin}$ peut être éliminé de l'équation II.51 en résolvant l'équation II.52 pour $T_{SOL,lin}$ et en remplaçant dans l'équation II.51.

Ensuite, on peut obtenir T_{AV} en combinant les équations II.31, II.40 et II.49 :

$$T_{AV,lin} = T_{VEG,lin} - \frac{\Delta R_n R_X}{\rho C_p} \left[1 - \alpha_{PT} f_g \frac{\Delta}{\Delta + \Psi} \right] \quad (\text{II.53})$$

En substituant cette expression dans l'équation II.51 (où $T_{SOL,lin}$ est éliminé), on obtient l'expression linéarisé de la température de la végétation :

$$T_{VEG,lin} = \frac{\frac{T_A}{R_A} + \frac{T_{RAD}(\theta)}{R_S[1 - f(\theta)]} + \frac{\Delta R_n R_X}{\rho C_p} \left[1 - \alpha_{PT} f_g \frac{\Delta}{\Delta + \Psi} \right] + \left[\frac{1}{R_A} + \frac{1}{R_S} + \frac{1}{R_X} \right]}{\frac{1}{R_A} + \frac{1}{R_S} + \frac{f(\theta)}{R_S[1 - f(\theta)]}} \quad (\text{II.54})$$

En faisant l'approximation suivante :

$$(T_{VEG,lin} + \Delta T_{VEG})^n \approx T_{VEG,lin}^n + n T_{VEG,lin}^{n-1} \Delta T_{VEG} \quad (\text{II.55})$$

qui est valable quand $T_{VEG,lin} \gg \Delta T_{VEG}$, on peut obtenir la relation suivante pour ΔT_{VEG} :

$$\Delta T_{VEG} = \frac{T_{RAD}^n(\theta) - f(\theta)T_{VEG,lin}^n - [1 - f(\theta)]T_D^n}{n[1 - f(\theta)]T_D^{n-1} \left[1 + \frac{R_S}{R_A} \right] + n f(\theta)T_{VEG,lin}^{n-1}} \quad (\text{II.56})$$

avec

$$T_D = T_{VEG,lin} + \left[1 + \frac{R_S}{R_A} \right] - \frac{\Delta R_n R_X}{\rho C_p} \left[1 - \alpha_{PT} f_g \frac{\Delta}{\Delta + \Psi} \right] \left[1 + \frac{R_S}{R_X} + \frac{R_S}{R_A} \right] - T_A \frac{R_S}{R_A} \quad (\text{II.57})$$

Ce qui permet finalement de calculer la valeur de T_{VEG} donnée par :

$$T_{VEG} = T_{VEG,lin} + \Delta T_{VEG} \quad (\text{II.58})$$

T_{SOL} étant calculé à l'aide de l'équation II.35, et T_A étant mesuré, on dispose à présent de toutes les températures nécessaires au calcul des flux.

Remarque : Dans le cas où la différence entre la température du sol T_{SOL} et la température de l'air T_A est suffisamment grande, cela signifie que le sol peut être complètement sec et que l'évaporation du sol est nulle ($LE_{SOL} = 0$), auquel cas l'équation II.54 n'est plus valable. Dans ce cas de figure, il faut écrire une nouvelle équation prenant en compte la contrainte $LE_{SOL} = 0$ et annulant la contrainte de l'équation II.49 puisque la transpiration du couvert végétal est maintenant la seule contribution à l'ET totale. De la même façon que précédemment, la démarche se base sur une linéarisation de l'équation II.35 puis un ajustement pour tenir compte de la non-linéarité. Si $LE_{SOL} = 0$ alors le flux de chaleur sensible du sol est donné par :

$$H_{SOL,LE_{SOL}=0} = R_{n,SOL} - G = 0.65R_n \exp[0.9 \ln(1 - f_c)] \quad (II.59)$$

avec G tel que calculé dans l'équation II.50.

On cherche à résoudre l'équation II.51 avec l'approximation $T_{VEG,lin}$. La température du sol T_{SOL} peut être obtenue en fonction de $T_{VEG,lin}$ en combinant les équations II.39 et II.59. La température de la végétation peut être obtenue par l'intermédiaire de $T_{AV,lin}$ en combinant les équations II.39, II.52 et II.59 :

$$T_{AV,lin} = \frac{\frac{T_A}{R_A} + \frac{T_{RAD}(\theta)}{f(\theta)R_X} - \frac{[1 - f(\theta)]}{f(\theta)R_X} \left[\frac{H_{SOL,LE_{SOL}=0}R_S}{\rho C_p} \right] + \frac{H_{SOL,LE_{SOL}=0}}{\rho C_p}}{\frac{1}{R_A} + \frac{1}{R_X} + \frac{[1 - f(\theta)]}{f(\theta)R_X}} \quad (II.60)$$

En utilisant l'approximation II.55 pour T_{AV} , on obtient la relation suivante pour ΔT_{AV} :

$$\Delta T_{AV} = \frac{T_{RAD}^n(\theta) - [1 - f(\theta)] \left[\frac{H_{SOL,LE_{SOL}=0}R_S}{\rho C_p} + T_{AV,lin} \right]^n - f(\theta)T_E^n}{nf(\theta)T_E^{n-1} \left[1 + \frac{R_X}{R_A} \right] + n[1 - f(\theta)] \left[\frac{H_{SOL,LE_{SOL}=0}R_S}{\rho C_p} + T_{VEG,lin} \right]^{n-1}} \quad (II.61)$$

avec

$$T_E = T_{AV,lin} + \left[1 + \frac{R_X}{R_A} \right] - \frac{H_{SOL,LE_{SOL}=0}R_X}{\rho C_p} - T_A \frac{R_X}{R_A} \quad (II.62)$$

Ce qui permet finalement de calculer la valeur de T_{AV} donnée par :

$$T_{AV} = T_{AV,lin} + \Delta T_{AV} \quad (II.63)$$

La température du sol est ensuite calculée de la façon suivante :

$$T_{SOL} = T_{AV} + \frac{H_{SOL,LE_{SOL}=0}}{\rho C_p} \quad (II.64)$$

et la température de la végétation T_{VEG} est obtenue à partir de (II.35). Le flux de chaleur sensible de la végétation H_{VEG} est obtenu avec l'équation II.40 et la transpiration LE_{VEG} est obtenue de façon résiduelle :

$$LE_{VEG} = \Delta R_n - H_{VEG} \quad (II.65)$$

avec la contrainte $LE_{VEG} \geq 0$. Si jamais $T_{RAD}(\theta) - T_A$ est très grand, alors la transpiration et l'évaporation du sol peuvent être toutes les deux nulles.

3.4.4 Paramètres et entrées

Les paramètres de TSEB ainsi que leurs valeurs standard sont récapitulées dans le tableau II.1.

Les entrées et les sorties sont rassemblées dans la figure II.5

Albédo végétation	α_{VEG}	0,14
Albédo sol	α_{SOL}	0,30
Emissivité végétation	ε_{VEG}	0,97
Emissivité sol	ε_{SOL}	0,94
Coefficient de Priesley-Taylor	α_{PT}	1,3 ou 1,5
Coefficient partition Rn-G	Γ ou RnG	0,35
Taille des feuilles	S	0,01

TABLE II.1 – Paramètres de TSEB et valeurs standard

3.5 Le modèle SETHyS

Dans SETHyS, l'approche est différente, puisque toutes les variables nécessaires aux calculs des flux, en particulier les gradients de température entre les différents noeuds du schéma résistif, sont calculés de façon pronostique, à l'aide notamment d'une description des échanges hydriques et thermiques dans le sol.

3.5.1 Bilan radiatif

La densité de végétation est un facteur déterminant pour la partition du flux radiatif solaire descendant. Ainsi la partition de la radiation s'effectue en fonction d'un facteur de "shielding" σ_f [Deardorff, 1978] dépendant du LAI et qui correspond au facteur de recouvrement du couvert. Les expressions suivantes du facteur σ_f sont utilisés en considérant une distribution sphérique des feuilles [François, 2002], et en prenant compte que le rayonnement petites longueurs d'onde provient du nadir et que le rayonnement grandes longueurs d'onde est hémisphérique :

$$\begin{cases} \sigma_f = 1 - \exp(-0.825LAI) & \text{(IR)} \\ \sigma_f = 1 - \exp(-0.5LAI) & \text{(VIS)} \end{cases} \quad \text{(II.66)}$$

Le bilan radiatif est alors résolu simultanément au niveau du sol et de la canopée pour les courtes longueurs d'onde (VIS) et les grandes longueurs d'onde (IR). Pour le domaine des courtes longueurs d'onde, l'albédo du sol (α_{sg}) est considéré comme linéairement dépendant de l'humidité de surface. L'albédo de la végétation (α_{sf}) est quant à lui un paramètre du modèle.

Ainsi, l'expression du rayonnement net courtes longueurs d'onde est donné au niveau du sol par :

$$R_{sg} = S^\downarrow \frac{(1 - \sigma_f)(1 - \alpha_{sg})}{1 - \sigma_f \alpha_{sg} \alpha_{sf}}, \quad \text{(II.67)}$$

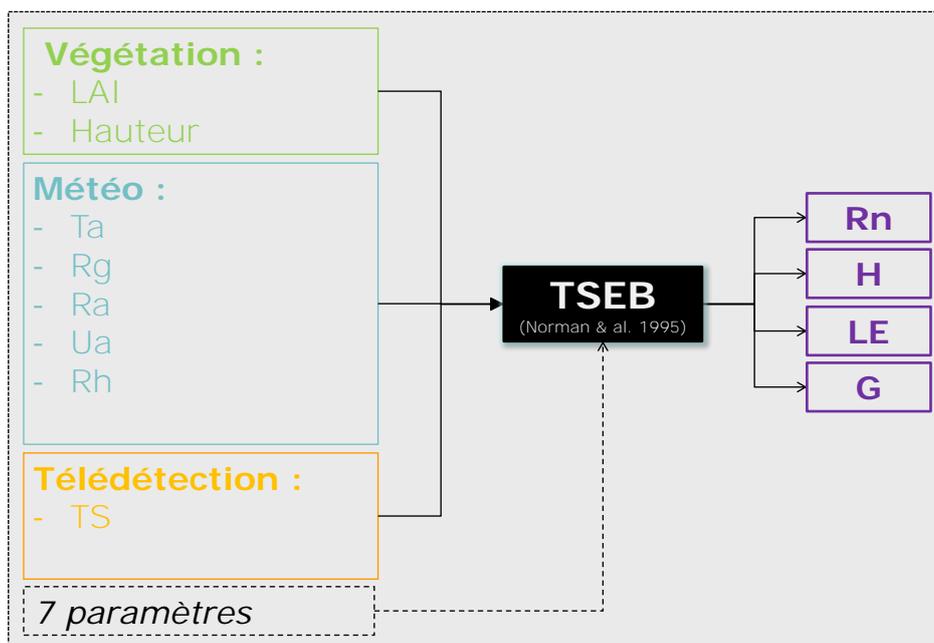


FIGURE II.5 – Description du modèle TSEB

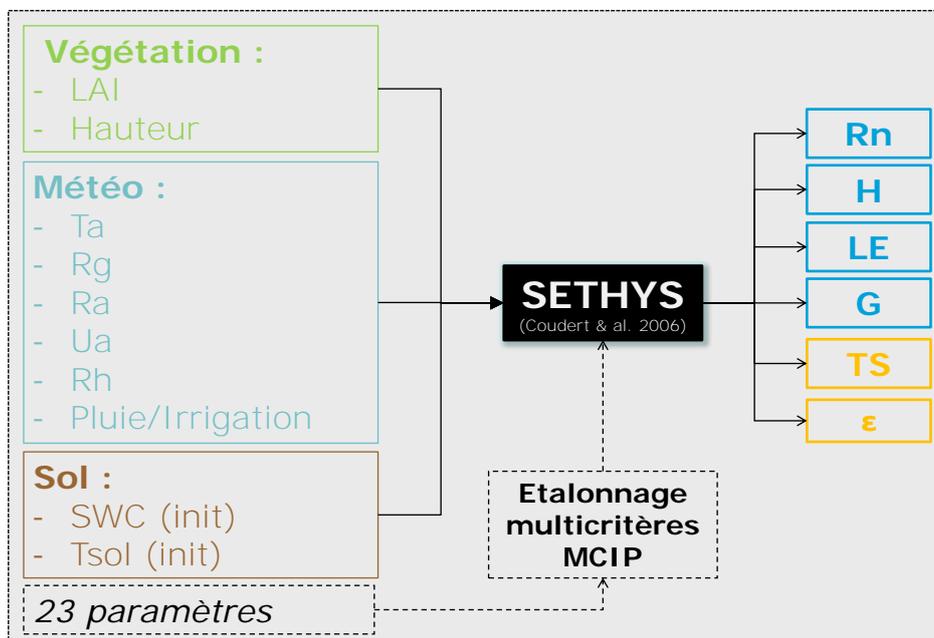


FIGURE II.6 – Description du modèle SETHYS

et au niveau de la canopée par :

$$R_{sf} = S^\downarrow (1 - \alpha_{sf}) \sigma_f \left[1 + \alpha_{sg} \frac{(1 - \sigma_f)}{1 - \sigma_f \alpha_{sg} \alpha_{sf}} \right] \quad (\text{II.68})$$

où S^\downarrow est le rayonnement incident courtes longueurs d'onde.

Pour le domaine des grandes longueurs d'onde, en considérant que les émissivités du sol et de la canopée sont connues (ε_g and ε_f sont des paramètres du modèle), l'expression du rayonnement net grandes longueurs d'onde est donné au niveau du sol par :

$$R_{Lg} = (1 - \sigma_f) \frac{\varepsilon_g (R^\downarrow - \sigma T_g^4)}{1 - \sigma_f (1 - \varepsilon_f) (1 - \varepsilon_g)} - \frac{\varepsilon_g \varepsilon_f \sigma_f \sigma (T_g^4 - T_f^4)}{1 - \sigma_f (1 - \varepsilon_f) (1 - \varepsilon_g)} \quad (\text{II.69})$$

et au niveau de la canopée par :

$$R_{Lf} = \sigma_f \left[\varepsilon_f (R^\downarrow - \sigma T_f^4) + \frac{\varepsilon_g \varepsilon_f \sigma (T_g^4 - T_f^4)}{1 - \sigma_f (1 - \varepsilon_f) (1 - \varepsilon_g)} \right] + \sigma_f \frac{(1 - \varepsilon_f) (1 - \varepsilon_g) \varepsilon_f (R^\downarrow - \sigma T_f^4)}{1 - \sigma_f (1 - \varepsilon_f) (1 - \varepsilon_g)} \quad (\text{II.70})$$

Le rayonnement solaire direct (courtes longueurs d'onde) S^\downarrow et le rayonnement atmosphérique (grandes longueurs d'onde) R^\downarrow sont des données d'entrée du modèle.

La température de brillance IR T_B (observée au dessus du couvert végétal) est la résultante des contributions du sol (T_g) et de la végétation (T_f) et de leurs interactions.

3.5.2 Expression des flux de chaleur

Le flux de chaleur sensible (H) et le flux de chaleur latente (LE) sont déterminés à 3 niveaux,

1. au niveau atmosphérique de référence :

$$H = \rho c_p C_h (T_{av} - T_a) \quad (\text{II.71})$$

$$LE = \frac{\rho c_p}{\gamma} C_h (q_{av} - q_a) \quad (\text{II.72})$$

2. au niveau de la végétation :

$$H_v = \rho c_p C_{hv} (T_v - T_{av}) \quad (\text{II.73})$$

$$LE_v = \frac{\rho c_p}{\gamma} C_{hv} R' (q_{sat}(T_v) - q_{av}) \quad (\text{II.74})$$

3. au niveau du sol :

$$H_g = \rho c_p C_{hg} (T_g - T_{av}) \quad (\text{II.75})$$

$$LE_g = \frac{\rho c_p}{\gamma} C_{hg} C_s (q_{sat}(T_g) - q_{av}) \quad (\text{II.76})$$

avec

$$LE = LE_g + LE_v \quad (\text{II.77})$$

$$H = H_g + H_v \quad (\text{II.78})$$

avec c_p la capacité calorifique de l'air à pression constante, γ la constante psychrométrique, T la température, q la pression de vapeur saturante, et a , v , av , g les indices correspondant à l'air, la végétation, l'air dans la végétation et le sol.

C_h , C_{hv} et C_{hg} sont respectivement les conductances aérodynamique entre l'air de la canopée et l'air au dessus de la canopée, entre l'air de la canopée et la surface des feuilles, entre l'air de la canopée et le sol. R' est un facteur défini ci-dessous.

La formulation du modèle suit la paramétrisation proposée par Shuttleworth and Wallace [1985]. On considère un coefficient d'extinction dans le profil exponentiel de vent entre l'air au dessus de la canopée et dans la canopée.

C_s est la conductance de l'évaporation du sol ; elle dépend de l'humidité du sol et de l'évaporation potentielle E_{gpot} [Bernard et al., 1986, Wetzal and Chang, 1988, Soares et al., 1988] :

$$C_s = \min \left(1, \frac{E_{lim}}{E_{gpot}} \right) \quad (\text{II.79})$$

où E_{lim} dépend des propriétés du sol (composition et humidité, Soares et al. [1988] donne l'expression :

$$E_{lim} = a_{Elim} \left(\exp(b_{Elim}(w_g - w_{resid})^2) - 1 \right) \quad (\text{II.80})$$

a_{Elim} and b_{Elim} sont les paramètres caractérisant la réponse à l'évaporation du sol.

Le facteur R' dans l'équation II.74 permet de prendre en compte la résistance stomatique et le fait que seule la fraction de végétation qui n'est pas couverte d'eau contribue à l'ET. L'expression suivante a été proposé par Deardorff [1978] :

$$R' = \left(\frac{dew}{d_{max}} \right)^{2/3} + \left[1 - \left(\frac{dew}{d_{max}} \right)^{2/3} \right] \frac{1}{(\beta + C_{fh}RST)} \quad (\text{II.81})$$

$$R' = 1 \quad \text{pour la condensation,}$$

avec dew ("rosée") la fraction d'eau libre sur le feuillage (et d_{max} la fraction maximale). RST est la résistance stomatique, qui gouverne la transpiration du couvert et donc la partition entre les flux de chaleurs sensible et latente.

Le calcul de la RST est basé sur les travaux de Collatz et al. [1991, 1992] et est similaire à la formulation employé dans le modèle SiB [Sellers et al., 1992, 1996a].

Le processus de photosynthèse est pris en compte avec une variable correspondant au taux d'assimilation du CO₂ et une variable correspondant à la conductance stomatique dans le feuillage. Ball [1988] donne l'expression suivante pour la conductance stomatique des feuilles :

$$g_s = m \frac{A_n}{c_s} h_s p + b \quad (\text{II.82})$$

où A_n est l'assimilation nette calculée avec le modèle de Farquhar et al. [1980], c_s et h_s sont les pressions partielles de CO₂ et l'humidité relative à la surface des feuilles, p est la pression atmosphérique, m et b sont des facteurs empiriques dépendants du type de végétation (C₃ ou C₄). Le taux d'assimilation est déterminé à l'aide de 3 facteurs : un facteur limitant l'action de l'enzyme photosynthétique (Rubisco), un facteur limitant l'accès à la lumière, et un facteur limitant la capacité de la feuille à utiliser les produits de la photosynthèse [Collatz et al., 1991]. Dans SEtHyS, la méthode itérative pour le calcul de la conductance stomato-photosynthétique proposé par Collatz et al. [1991] a été implémentée.

La végétation est considérée comme "bif leaf" en supposant des valeurs intégrées sur toute la profondeur de canopée utilisée dans l'équation II.82 [Sellers et al., 1992]. La conductance stomatique et le taux d'assimilation net sont alors déterminés pour toute la canopée.

3.5.3 Équations des variables pronostiques

Les différentes températures (T_g , T_v et T_{av}) et l'humidité de l'air dans la canopée (q_{av}) sont déterminées par une linéarisation au premier ordre des équations des bilans de masse et d'énergie double source (section 3.3).

La paramétrisation des échanges dans le sol est basé sur le formalisme de Deardorff [Deardorff, 1978]. La prédiction de la température du sol est effectuée avec la méthode "force restore" [Bhumralkar, 1975, Blackadar, 1976] et nécessite la connaissance de la température profonde de sol T_2 . T_2 peut être approximée en moyennant la température de l'air des 24 dernières heures pour des périodes de simulation courtes [Blackadar, 1976]. La capacité calorifique est obtenue à partir du modèle de de Vries [1963] et des propriétés hydrodynamiques issues de fonctions de pédo-transfert (courbe de rétention, conductivité hydrolique) basées sur l'approche de Genuchten [1980] sous l'hypothèse de Mualem [1976].

L'équation pronostique de la température du sol au niveau de la surface s'écrit de la façon suivante :

$$\frac{\partial T_g}{\partial t} = \frac{2\sqrt{\pi}}{C_e} (R_n - H - LE) - \frac{2\pi}{\tau} (T_g - T_2) \quad (\text{II.83})$$

où le facteur C_e est une capacité calorifique équivalente associé au facteur d'amortissement de l'onde thermique diurne. Dans SEtHyS, la paramétrisation de ce facteur est pondéré par un facteur empirique (*facttherm*).

Deardorff [1978] propose un traitement similaire de l'humidité du sol, exprimé par les équations suivantes :

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = - \frac{\left(E_g + 0.2E_v \left(\frac{w_g}{w_{\max}} \right) - P \right)}{dp_1} - C(w_g, w_2)(w_g - w_2) \quad (\text{II.84})$$

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = - \frac{E_g + E_v - P}{dp_2} \quad (\text{II.85})$$

où w_{\max} est l'humidité du sol à saturation, w_g et w_2 sont les contenus en eau de surface et de la zone racinaire, P est le taux de précipitation, dp_1 la profondeur de la couche de surface, et dp_2 la profondeur de la zone racinaire.

3.5.4 Paramètres et entrées

Les paramètres de SETHYS ainsi que les différents jeux de paramètres qui ont été utilisés sont rassemblés dans l'annexe E.

Les entrées et les sorties sont rassemblées dans la figure II.6

3.5.5 La méthode d'étalonnage MCIP

L'étalonnage du modèle représente l'étape qui consiste à définir de façon déterministe ou stochastique la solution ou l'ensemble solution du problème d'optimisation des variables simulées par le modèle sur un jeu de variables "référence" (en pratique ce sont souvent les observations disponibles). Le problème d'optimisation décomposé en analyse de sensibilité et d'étalonnage apparaît cependant difficile à résoudre de façon déterministe. Il est donc envisagé de manière stochastique.

Méthode stochastique

La manière la plus simple de mettre en oeuvre l'analyse de sensibilité et l'étalonnage selon la seconde approche est de réaliser un grand nombre de combinaisons aléatoires de valeurs possibles de paramètres.

A chaque paramètre peut être associé une gamme de valeurs possibles. L'ensemble des intervalles de départ, ou gammes initiales, définit un hyper espace des paramètres qu'il convient de balayer afin de construire l'espace des solutions. Pour chaque point de cet hyper espace des paramètres (combinaison de paramètres) le modèle définit un point de l'espace solution (simulation).

Cette étude nécessite néanmoins de définir au préalable un certain nombre d'éléments :

- *L'espace initial des paramètres*, consistant à attribuer une gamme de valeurs possibles pour chaque paramètre.

- *L'échantillonnage de cet espace*, pour lequel nous choisissons un tirage aléatoire (Monte Carlo) suivant une loi uniforme.
- *La fonction "score" ou fonction de coût*. Nous utilisons l'écart quadratique moyen entre les simulations et les observations (RMSE, Root Mean Square Error) :

$$RMSE(X_j) = \sqrt{\sum_{i=1}^{N_{X_j}} \left(\frac{(\hat{X}_i - \tilde{X}_i)^2}{N_{X_j}} \right)} \quad (\text{II.86})$$

où \hat{X}_i et \tilde{X}_i sont respectivement la simulation et l'observation de la variable X_j au temps i et N_X , le nombre de pas de temps considérés pour la variable X_j . La fonction score est en fait le vecteur des $RMSE(X_j)$ pour l'ensemble des variables X_j pris en compte

- *Un critère de séparation* entre les simulations "acceptables" et les simulations "non acceptables". La méthode de classification des simulations utilisée repose sur le rangement de Pareto. Les simulations sont classées par ensembles d'équivalence (rangs de Pareto). Un nombre minimum de simulations acceptables (fixé *a priori*) définit un rang seuil permettant alors de classer les simulations au sein des deux sous-ensembles. Bastidas et al. [1999] ou Demarty et al. [2002], par exemple, ont illustré graphiquement le rangement de Pareto dans leurs publications.
- *Le calcul de la sensibilité des paramètres* est défini à partir des fonctions de répartition cumulées des valeurs des paramètres *a posteriori* sur chaque sous-ensemble. Si l'écart entre ces deux distributions est significatif, le paramètre auquel elles sont associées peut être considéré comme influent (sensible) pour les simulations.

Demarty et al. [2004, 2005] ont proposé d'utiliser la comparaison des fonctions de distribution cumulée pour réduire la gamme de variation des paramètres sensibles vers la partie de la gamme privilégiée correspondant aux meilleures simulations. L'itération de ce processus a donné lieu à la méthode d'étalonnage MCIP (Multiobjective Calibration Iterative Procedure, [Demarty et al., 2005]) basée sur le principe de l'algorithme MOGSA.

Cette méthode plus simple à mettre en oeuvre que la méthode MOCOM-UA (Multiobjective Complex evolution global Optimization Method, [Yapo et al., 1998]) requiert surtout un nombre beaucoup plus faible de simulations et est en ce sens bien adaptée à notre propos qui nécessitera de nombreux étalonnages sur différents cas de figures (type de végétation, stade phénologique...). Cette méthode a été utilisée avec SETHyS dans des études préalables [Coudert, 2006, Coudert et al., 2007, 2008, Guillevic et al., 2012].

Chapitre III

Mesures *in-situ* et spatialisées de l'évapotranspiration et des variables biophysiques associées

1	Introduction	43
2	Zones d'études	44
3	Dispositifs expérimentaux de mesures <i>in-situ</i>	44
3.1	Sites d'Auradé et Lamasquère	44
3.2	Site R3 de Sidi Rahal	47
3.3	Mesure des caractéristiques de la végétation	47
3.4	Mesures météorologiques	49
3.5	Mesure de l'humidité du sol et du flux de chaleur dans le sol	49
3.6	Mesure de l'évapotranspiration	49
3.7	Synthèse et vue d'ensemble des données <i>in-situ</i> par cycle cultural	50
4	Données de télédétection	50
4.1	Données de télédétection dans le domaine visible	53
4.1.1	FORMOSAT-2	53
4.1.2	Données de végétation	53
4.1.3	Cartes occupation des sols	53
4.2	Mesure de la TS dans le domaine IRT	54
4.2.1	Physique de la mesure de LST par télédétection	54
4.2.2	radiomètre CNR1	55
4.2.3	LANDSAT	56
4.2.4	ASTER	57
4.2.5	MODIS	57
4.2.6	MSG	58
4.2.7	Le projet THIRSTY	58

4.3	Etat des lieux des dates et images IRT disponibles	58
5	Autres données spatialisées	58
5.1	Données météorologiques spatialisées : SAFRAN	58
5.2	Données pédologiques	60
5.2.1	Profondeur et texture	60
5.2.2	Modèle numérique de terrain	61
6	Outils de traitements	61
7	Estimation de l'incertitude des données spatialisées	61
7.1	Incetitude sur les données météorologiques	61
7.2	Incetitude sur les données de végétation	62
7.3	Incetitude sur les entrées d'eau	62
7.4	Incetitude sur la température de surface	62

1 Introduction

Afin d'estimer l'ET à l'aide de modèles numériques, la connaissance d'un certain nombre de variables biophysiques, telles que celles décrivant l'état de la végétation ou la météorologie, est nécessaire. Ces données sont acquises à différentes résolutions par divers types de capteurs pouvant être installés *in-situ* ou embarqués sur des satellites ou aéronefs.

La disponibilité de ces données peut s'avérer être une forte contrainte, et résulte souvent d'un compromis entre l'échelle spatiale et l'échelle temporelle. L'état de la végétation variant lentement (excepté certains phénomènes tel que la floraison par exemple), elle ne nécessite généralement qu'un échantillonnage temporel basse fréquence (typiquement de l'ordre de la semaine), et son estimation par télédétection spatiale à haute résolution (de l'ordre de la dizaine de mètre) est suffisamment mature à l'heure actuelle.

Par ailleurs, la connaissance de l'humidité du sol et de son contenu en eau à différentes profondeurs est un indicateur précieux quant à l'estimation des bilans d'eau. Elle est une variable requise pour l'initialisation du modèle SETHyS et pour tous les modèles WEB-SVAT qui résolvent simultanément un bilan d'énergie et un bilan hydrique. Cependant, afin d'être connue avec précision, cette variable demande des mesures *in-situ*, et il donc difficile de l'obtenir à haute résolution spatiale à l'échelle du paysage. Il existe des radiomètres hyperfréquences en orbite tel que Soil Moisture Ocean Salinity (SMOS) mais sa résolution n'est que de 40km et sa mesure n'est représentative que des premiers centimètres de la couche de sol.

Ainsi, pour palier ce problème on peut avoir recours à une variable proxy, telle que la température de surface, qui est un indicateur de l'état hydrique du sol (un sol humide et qui évapore apparaît plus froid qu'un sol sec). Sa mesure peut donc s'avérer utile voire indispensable pour les modèles s'appuyant sur la résolution du seul bilan d'énergie à l'interface SVA. Ainsi, la température de surface est une variable de forçage dans TSEB, et une variable qui peut être assimilée dans SETHyS. Elle présente l'intérêt d'être mesurable à plusieurs échelles par différents type de capteurs, et l'on privilégiera la composante temporelle ou spatiale suivant les besoins.

En outre, la mesure de l'ET est nécessaire afin d'étalonner les modèles et de valider leurs performances. La mesure directe de l'ET à l'échelle du paysage est possible par la technique de la scintillométrie. Néanmoins, ces instruments sont techniquement difficile à mettre en œuvre et relativement coûteux. Les mesures de l'ET *in-situ* sont généralement effectuées à l'échelle de la parcelle agricole, à l'aide par exemple de stations de mesures de flux utilisant la méthode des fluctuations turbulentes (EC pour Eddy-Covariance ou en anglais).

La compilation, la mise en forme et la vérification (bilan d'énergie, recalage des dates d'irrigation quand elles ne sont pas connues avec précision...) de ces données aura été une partie importante du travail de thèse. Ce chapitre vise à présenter l'ensemble des mesures et données utilisées dans cette thèse

en décrivant les zones d'études, les parcelles expérimentales et les mesures *in-situ* qui y sont effectuées, ainsi que les données à plus large échelle utilisées pour la spatialisation. En particulier, la mesure de la TS dans le domaine IRT est détaillée en présentant quelques notions théoriques de transfert radiatif, et en décrivant quelques satellites embarquant des capteurs IRT.

2 Zones d'études

Cette thèse s'appuie sur des données de deux zones d'études situées dans des régions agricoles dans le sud-ouest de la France à proximité de Toulouse (figure III.1), et dans le centre du Maroc à proximité de Marrakech (figure III.3). On dispose de données *in-situ* obtenues sur des parcelles expérimentales ainsi que de données de télédétection obtenues par satellites.

La zone marocaine est sous l'influence d'un climat semi-aride avec peu de précipitations (250 mm/an), où la gestion des ressources en eau et en particulier de l'eau d'irrigation sont capitales pour l'agriculture. La zone française bénéficie d'un climat semi-tempéré avec des précipitations plus abondantes (650 mm/an), mais qui contient tout de même quelques cultures irriguées et qui peut être confrontée à des épisodes de sécheresses. Dans le contexte de changement climatique, les épisodes de sécheresse pourraient y devenir plus intenses et la disponibilité en eau plus limitée [Dai, 2011], renforçant donc l'importance d'une meilleure gestion de l'eau sur ces zones.

3 Dispositifs expérimentaux de mesures *in-situ*

On dispose de trois parcelles expérimentales instrumentées dont les caractéristiques et informations relatives aux climats, sols et cultures sont récapitulées dans le tableau III.1.

3.1 Sites d'Auradé et Lamasquère

Pour la zone d'étude en France, deux parcelles expérimentales instrumentées sont gérées par le Centre d'Etudes de la BIOSphère (CESBIO) dans le cadre du projet "Sud-Ouest (SO)". Ces sites et les mesures qui y ont été effectuées sont détaillés dans Béziat et al. [2009]. Les données utilisées sont issues de la période 2006-2008 et couvrent 6 cycles culturaux de blé (*Triticum aestivum L.*), maïs (*Zea mays L.*) et tournesol (*Helianthus annuus L.*). Bien qu'ayant des conditions climatiques proches, elles présentent cependant des caractéristiques morphopédologiques et des pratiques culturelles contrastées. A noter que les rotations de cultures sont assez représentatives des principales rotations de la région.

La première se situe dans le Gers à la limite de la Haute Garonne, sur la commune d'Auradé (figure III.1). Elle occupe une superficie de 23,5 hectares et est située sur les coteaux de Gascogne, juste au

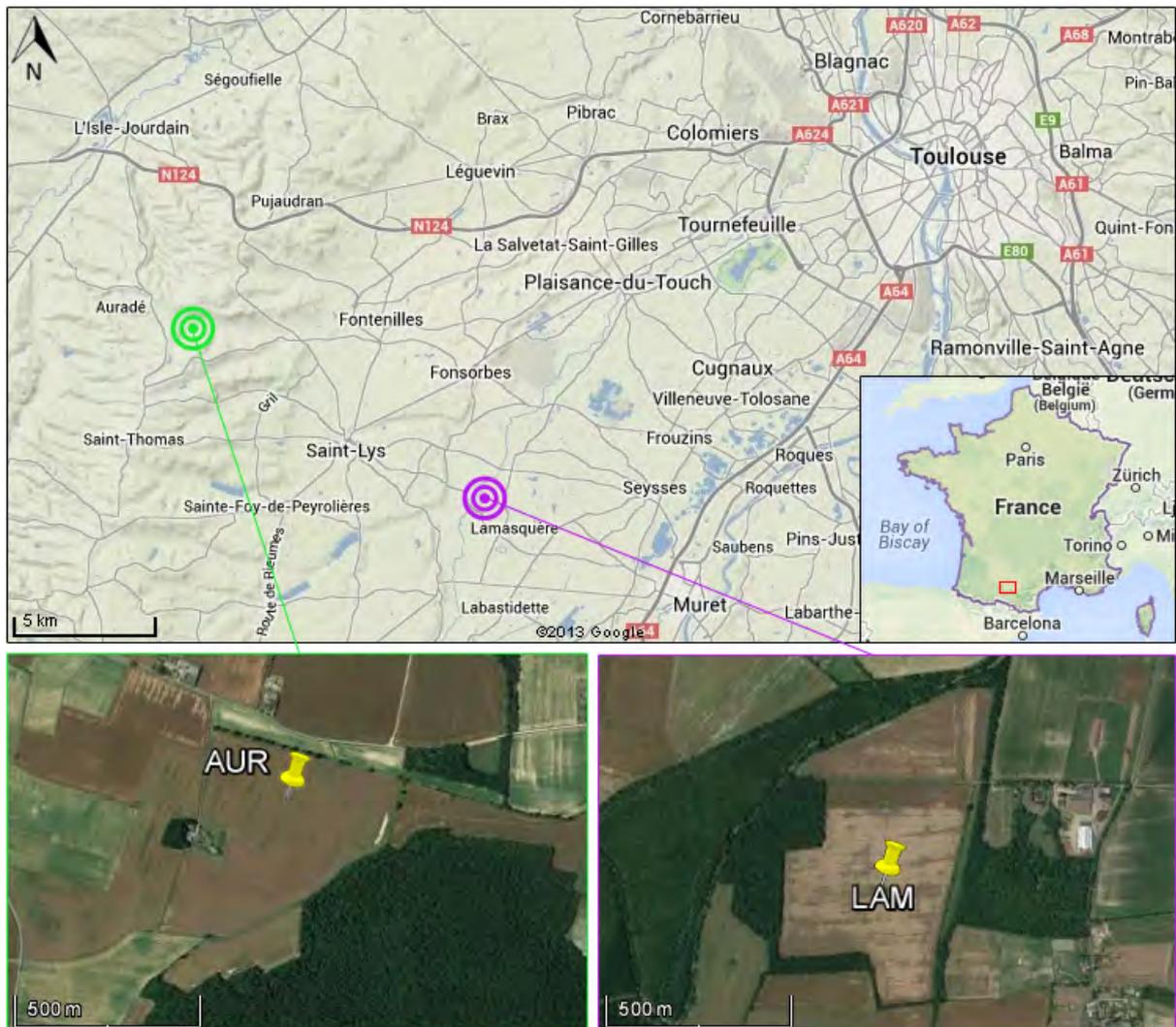


FIGURE III.1 – Situation géographique des sites expérimentaux d'Auradé et Lamasquère

dessus d'un petit bassin versant (3 x 1,6 Km) taillé dans la molasse en limite des terrasses de la Garonne, bien drainé et sans nappe profonde. Son sol est de type argilo-limoneux (figure III.2) et présente une profondeur d'environ 60 cm à plus de 100 cm dans le bas fond. Elle présente une pente d'environ 2% orientée vers le Nord-Est. Concernant les cultures, la parcelle est caractérisée par une rotation colza/blé/tournesol/blé. Elle n'est jamais irriguée en raison de l'absence de point d'eau à proximité.

La deuxième est située au Sud-Ouest de Toulouse sur la commune de Lamasquère (figure III.1). Elle occupe une superficie de 32,3 hectares et est située sur la plaine alluviale de la Garonne en bordure du Touch. Elle appartient au domaine de Lamothe, ferme expérimentale de l'EIP (Ecole d'Ingénieurs de Purpan). Elle est plane et se situe sur des sols profonds (plus de 150 cm), argileux (figure III.2) et peu perméables, caractéristiques de la vallée du Touch. Elle suit une rotation de cultures de type triticale/maïs/blé/maïs et elle est irriguée lorsque du maïs est cultivé.

Ce site et les mesures qui y ont effectuées sont détaillées dans Duchemin et al. [2006] et Er-Raki

Site	Auradé	Lamasquère	Sidi Rahal
Lieu	France	France	Morocco
Latitude	43.49737222°N	43.49737222°N	31.665852°N
Longitude	1.23721944°E	1.10563611°E	7.597873°W
Altitude [m]	245	180	574
Surface [ha]	23.5	32.3	35
Climat	tempéré	tempéré	semi-aride
Température moyenne [°C]	13.4	13.4	19.6
Pluviométrie [mm/an]	650	650	250
Classification du sol	Argilo-limoneux	Argile	Argile
Texture (sable limon argile) [%]	21 47 32	12 34 54	20 34 46
Profondeur [m]	0.6-1	>1.5	1
Pente [%]	2	0	1
2004 Culture	x	x	Blé 
Durée du cycle cultural [jours]	x	x	133
LAI maximum [m ² /m ²]	x	x	3.76
Pluie cumulée [mm]	x	x	135
Irrigation cumulée [mm]	x	x	120
2006 Culture	Blé	Maïs 	x
Durée du cycle cultural [jours]	246	123	x
LAI maximum [m ² /m ²]	3.13	3.33	x
Pluie cumulée [mm]	397	132	x
Irrigation cumulée [mm]	0	148	x
2007 Culture	Tournesol	Blé	x
Durée du cycle cultural [jours]	157	271	x
LAI maximum [m ² /m ²]	1.74	4.47	x
Pluie cumulée [mm]	456	531	x
Irrigation cumulée [mm]	0	0	x
2008 Culture	Blé	Maïs 	x
Durée du cycle cultural [jours]	248	175	x
LAI maximum [m ² /m ²]	2.39	3.28	x
Pluie cumulée [mm]	491	397	x
Irrigation cumulée [mm]	0	50	x

TABLE III.1 – Caractéristiques des parcelles expérimentales et informations sur le climat, le sol et les cultures. L'arrosoir indique les cultures irriguées.

et al. [2007].

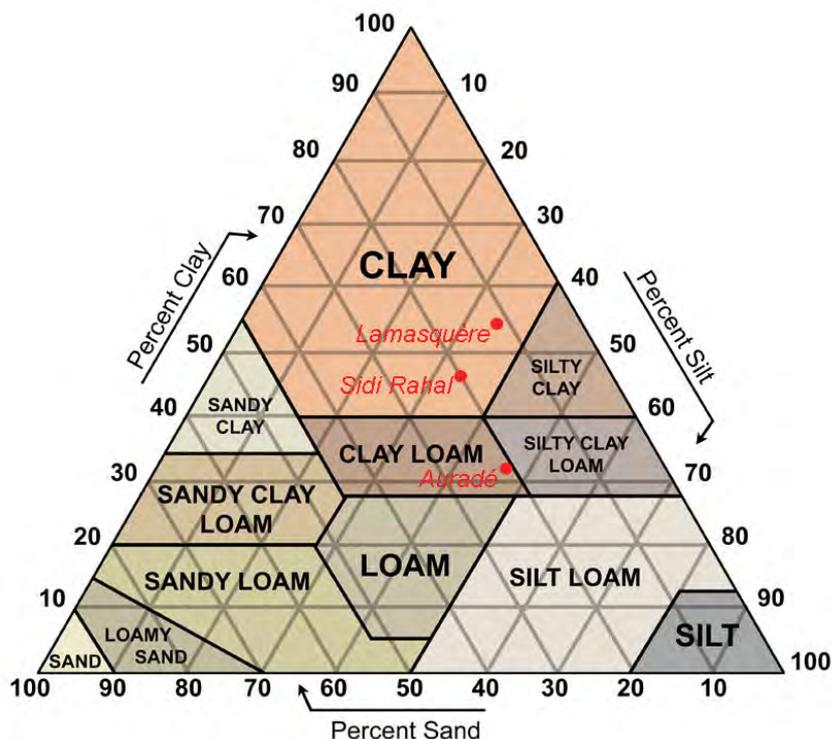


FIGURE III.2 – Triangle de texture du sol pour les 3 parcelles expérimentales (classification USDA)

3.2 Site R3 de Sidi Rahal

Pour la zone d'étude au Maroc on dispose des données de la parcelle expérimentale "R3" localisée à proximité de Sidi Rahal, dans la plaine du Haouz à 40km à l'est de Marrakech (figure III.3). Les données disponibles ont été recueillies dans le cadre du projet "Sud-Med" [Chehbouni et al., 2008], et couvrent un cycle cultural de blé (*Triticum aestivum L.*) cultivé en 2004. La parcelle appartient à un secteur irrigué de plus de 2800 hectares dont la majorité est utilisée pour la production de céréales. Ce secteur a été aménagé et est géré par l'ORMVAH (Office Régional de Mise en Valeur Agricole du Haouz) depuis 1999. La zone est plane et présente un sol homogène de type argileux (figure III.2). Le système d'irrigation est un système gravitaire dont l'eau est acheminée depuis des barrages par un canal principal qui aboutit à deux prises primaires. Un réseau de canaux aériens secondaires et tertiaires acheminent ensuite l'eau jusqu'aux parcelles.

3.3 Mesure des caractéristiques de la végétation

La surface foliaire (LAI), ainsi que la hauteur du couvert végétal sont deux entrées indispensables à TSEB et SETHyS. Ces données ont été échantillonnées périodiquement tout au long des cycles culturaux, de une à deux fois par mois en fonction des stades phénologiques et de la vitesse de croissance. Elles

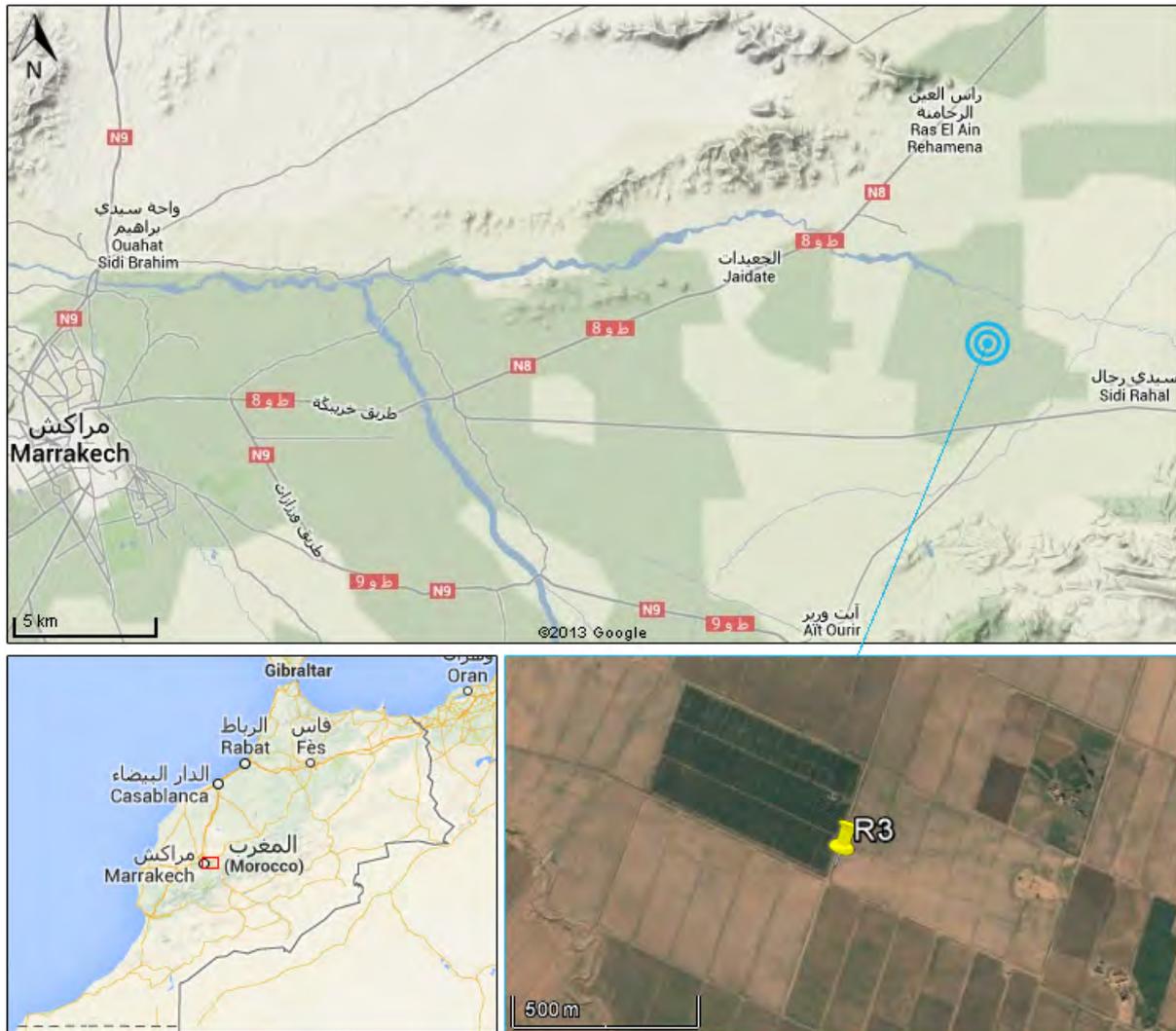


FIGURE III.3 – Situation géographique du site expérimental R3 de Sidi Rahal

ont ensuite été interpolées à l'aide de l'algorithme "Piecewise cubic Hermite" afin d'obtenir des données journalière [Béziat et al., 2009].

Sur les sites du Sud-Ouest, les estimations des surfaces foliaires ont été effectuées de façon destructive en prélevant à chaque sortie terrain une trentaine de plants répartis suivant deux transects. Sur le site de blé au Maroc, les surface foliaires du blé ont été estimées en utilisant la technique des photos hémisphériques [Duchemin et al., 2006]. Les organes (feuilles, tige et fleurs) de chaque plant récolté ont été séparés et la surface des feuilles vertes a été mesurée en utilisant un planimètre Licor 3100.

La donnée obtenue correspond donc à du LAI_{vert} , donc photosynthétiquement actif et transpirant. Cependant les modèles nécessitent aussi la connaissance du LAI_{total} ($LAI_{total} = LAI_{vert} + LAI_{jaune}$) qui intervient dans les équations des échanges turbulents, et qui peut être significativement différent du LAI vert en particulier lors de la sénescence. La différenciation entre le LAI_{vert} et le LAI_{jaune} est généralement pris en compte dans les modèles par l'intermédiaire du paramètre "fraction of green" ($fg =$

$LAI_{vert}/LAI_{total} = LAI_{vert}/(LAI_{vert} + LAI_{jaune})$). Ainsi, le LAI_{total} a été estimé empiriquement tel que $LAI_{total} = r.LAI_{max}$ avec LAI_{max} la valeur maximale du LAI au cours du cycle cultural, et r un coefficient de réduction du LAI qui prend en compte la perte de surface verte causée par le dessèchement et par la chute des feuilles pendant la sénescence (r varie linéairement de 1 au max de LAI à 0.8 au moment de la récolte). L'apport de cette correction sera abordé dans le chapitre suivant (6.2).

3.4 Mesures météorologiques

Chaque site expérimental est équipé d'une station et de mâts de mesures météorologiques. Les variables mesurées sont la température et l'humidité de l'air (Ta et Rh), les précipitations (Pl), la pression atmosphérique (Pa), la vitesse et la direction du vent (Ua), le rayonnement global (Rg), incident (courtes et longues longueurs d'ondes séparément), réfléchis (courtes et longues longueurs d'ondes séparément), le rayonnement net (Rn) et le PAR (rayonnement photosynthétiquement actif) incident (total et diffus), réfléchi et transmis.

Les mesures radiatives sont effectuées à l'aide d'un radiomètre CNR1 (Kipp and Zonen) qui permet aussi de déterminer l'albédo et la TS. Ce capteur et la mesure dans le domaine IRT sont abordés plus en détail dans la partie 4.2.

La mesure de chaque capteur est effectuée toutes les minutes par une centrale d'acquisition (Campbell, CR10x ou CR10) et les données sont ensuite moyennées et stockées au pas de temps semi-horaire.

3.5 Mesure de l'humidité du sol et du flux de chaleur dans le sol

En complément des mesures météorologiques, des capteurs placés à 5, 10, 30, et 60 cm de profondeur pour Auradé, et à 5, 10, 30, et 100 cm de profondeur pour Lamasquère et Sidi Rahal, permettent d'obtenir les profils verticaux d'humidité volumique et de flux de chaleur (G) dans le sol.

3.6 Mesure de l'évapotranspiration

L'ET est déterminée à l'aide de la méthode d'EC, utilise des mesures micro-météorologiques effectuées à l'aide d'un hygromètre KH20 et un anémomètre/thermomètre sonique à trois dimensions (SAT pour Sonic Anemometer-Thermometer). Cet instrument est capable de faire des acquisitions rapides (20Hz dans notre cas) pour la mesure de la composante turbulente de la composante verticale du vent (les hautes fréquences du signal).

La méthode EC est une méthode statistique qui détermine les flux H et LE à partir de la mesure simultanée des variations turbulentes de la composante verticale du vent et de la composante turbulente

des fluctuations de la température (CSAT) et de l'humidité de l'air (KH20). La méthode est décrite en détail dans Aubinet et al. [2000] et Aubinet [2008].

Elle est basée sur un certain nombre d'hypothèses qui imposent quelques contraintes. Par exemple, la parcelle doit être suffisamment grande, homogène et plane, et la station doit être placée de façon à avoir une empreinte représentative. On estime que l'empreinte de la mesure de flux par la méthode des fluctuations turbulentes est d'environ 100 m mais dépend fortement de la vitesse et de la direction du vent. Le capteur doit être suffisamment haut au dessus de la végétation afin de ne pas être perturbé par les très hautes fréquences (les turbulences ayant une amplitude de plus en plus petite en se rapprochant de la surface). Elle nécessite la présence de flux turbulent et n'est donc pas valide la nuit lorsque la CLA est stable. Par ailleurs, la méthode est d'un point de vue mathématique relativement complexe et nécessite une certaine attention dans l'installation et le traitement des données. Ainsi un certain nombre de traitements et filtrages sont nécessaires, en particulier pour respecter la fermeture du bilan d'énergie. Une description complète des traitements est donnée dans Béziat et al. [2009].

Cependant elle présente un certain nombre d'avantages par rapport à d'autres systèmes de mesure (méthode de Bowen, SAPflow, lysimétrie, scintillométrie...) ce qui en fait actuellement un des moyens les plus utilisés dans la communauté scientifique. En effet, une fois la technique maîtrisée son installation et son entretien est relativement aisée, et elle peut être transportable. De plus le système peut-être couplé à un analyseur de gaz afin de mesurer les flux de carbone. Cette méthode permet d'obtenir l'ET avec une erreur comprise entre 5 et 30% suivant les conditions [Eugster et al., 1997, Wilson et al., 2002, Foken, 2008, Vickers et al., 2010]

3.7 Synthèse et vue d'ensemble des données *in-situ* par cycle cultural

Par commodité les graphes synthétisant les données *in-situ* par cycle cultural ont été regroupés en annexe A. On y trouve en particulier les données de végétation interpolées, les flux H et LE journalier, la fermeture du bilan d'énergie, et les données relatives à l'humidité du sol et aux apports en eau.

4 Données de télédétection

On dispose d'un ensemble de données de télédétection issues de capteurs couvrant les domaines spectraux VISible (VIS), IR et IRT. Ces capteurs sont embarqués sur des satellites dont les caractéristiques, en termes de bandes spectrales, résolutions spatiales et fréquences de revisite sont récapitulées dans le tableau III.2.

	Bandes spectrales				Résolution	
	Panchromatique	Visible	IR	IRT	Spatiale	Temporelle
FORMOSAT-2	P : 0,45 – 0,90 μm	B1 : 0,45 – 0,52 μm (B) B2 : 0,52 – 0,60 μm (V) B3 : 0,63 – 0,69 μm (R)	B4 : 0,76 – 0,90 μm (PIR)	x	8 m	1 jour
LANDSAT5	x	0,45-0,52 μm (B) 0,52-0,6 μm (V) 0,63-0,69 μm (R)	0,76-0,9 μm (PIR) 1,55-1,75 μm (MIR) 2,08-2,35 μm (MIR)	10,4-12,5 μm	VIS/IR : 30 m IRT : 120 m	16 jours
LANDSAT7	0,52-0,9 μm	0,45-0,52 μm (B) 0,53-0,61 μm (V) 0,63-0,69 μm (R)	0,78-0,9 μm (PIR) 1,55-1,75 μm (MIR) 2,09-2,35 μm (MIR)	10,4-12,5 μm	VIS/IR : 30 m IRT : 60 m	16 jours
ASTER	x	B1 : 0,52 – 0,60 μm (V) B2 : 0,63 – 0,69 μm (R)	B3/B4 : 0,76-0,86 μm (PIR) B5 : 1,60-1,70 μm (MIR) B6 : 2,145-2,185 μm (MIR) B7 : 2,185-2,225 μm (MIR) B8 : 2,235-2,285 μm (MIR) B9 : 2,295-2,365 μm (MIR) B10 : 2,36-2,43 μm (MIR)	B11 : 8,125-8,475 μm B12 : 8,475-8,825 μm B13 : 8,925-9,275 μm B14 : 10,25-10,95 μm B15 : 10,95-11,65 μm	VIS/NIR : 15 m MIR : 30 m TIR : 90 m	16 jours
MODIS	x	B3 : 0,459–0,479 μm (B) B4 : 545–0,565 μm (V) B1 : 0,62-0,67 μm (R)	B2 : 0,841–0,876 μm (PIR) B5 : 1,230–1,250 μm (MIR) B6 : 1,628–1,652 μm (MIR) B7 : 2,105–2,155 μm (MIR) B20 : 3,660–3,840 μm (MIR) B21 : 3,929–3,989 μm (MIR) B22 : 3,929–3,989 μm (MIR) B23 : 4,020–4,080 μm (MIR)	B31 : 10,780–11,280 μm B32 : 11,770–12,270 μm	VIS/PIR : 250-500 m MIR : 500-1000 m TIR : 1000 m	1 jour
MSG	0,5-0,9 μm	0,56-0,71 μm	0,74-0,88 μm (PIR) 1,50-1,78 μm (MIR) 3,48-4,36 μm (MIR)	5,35-7,15 μm 6,85-7,85 μm 8,30-9,10 μm 9,38-9,94 μm 9,80-11,80 μm 11,00-13,00 μm 12,40-14,40 μm	VIS : 1 km TIR : 3-5 km	15 minutes

TABLE III.2 – Récapitulatif des satellites, de leurs bandes spectrales, résolutions spatiales et revisites.

Parmi ces satellites on distingue LANDSAT5, LANDSAT7, ASTER, MODIS et MSG qui disposent d'un capteur IRT qui permet d'estimer la TS. Ils sont classés dans le tableau III.2 par ordre croissant de résolution spatiale (de 60 mètres à 4 kilomètres), et donc *a fortiori* – comme discuté déjà précédemment – par ordre décroissant de résolution temporelle (de 16 jours à 15 minutes).

Le rayonnement thermique est absorbé par les gaz atmosphériques comme le CO_2 , le CH_4 , NH_3 , l' O_3 , le N_2O et aussi par l'eau. La bande spectrale IRT étant sensible à la présence d'eau, la mesure ne sera pas possible lors de la présence de nuages, ce qui peut être problématique quant à la disponibilité de données, en particulier pour les satellites ayant une fréquence de revisite faible.

Par ailleurs, les interactions avec la colonne d'air situé entre le sol et le satellite nécessite d'appliquer une correction au signal acquis (conversion de la réflectance "Top Of Atmosphere (TOA)" en réflectance "Top Of Canopy (TOC)") pour les données visible et proche infrarouge. La figure III.4 illustre la transmittance de l'atmosphère pour des longueurs d'onde allant des UV aux micro-ondes. On distinguera une première méthode qui fait appel à une mesure supplémentaire des caractéristiques, et une seconde méthode appelée "split window" applicable sur les capteurs disposant de bandes spectrales adéquates.

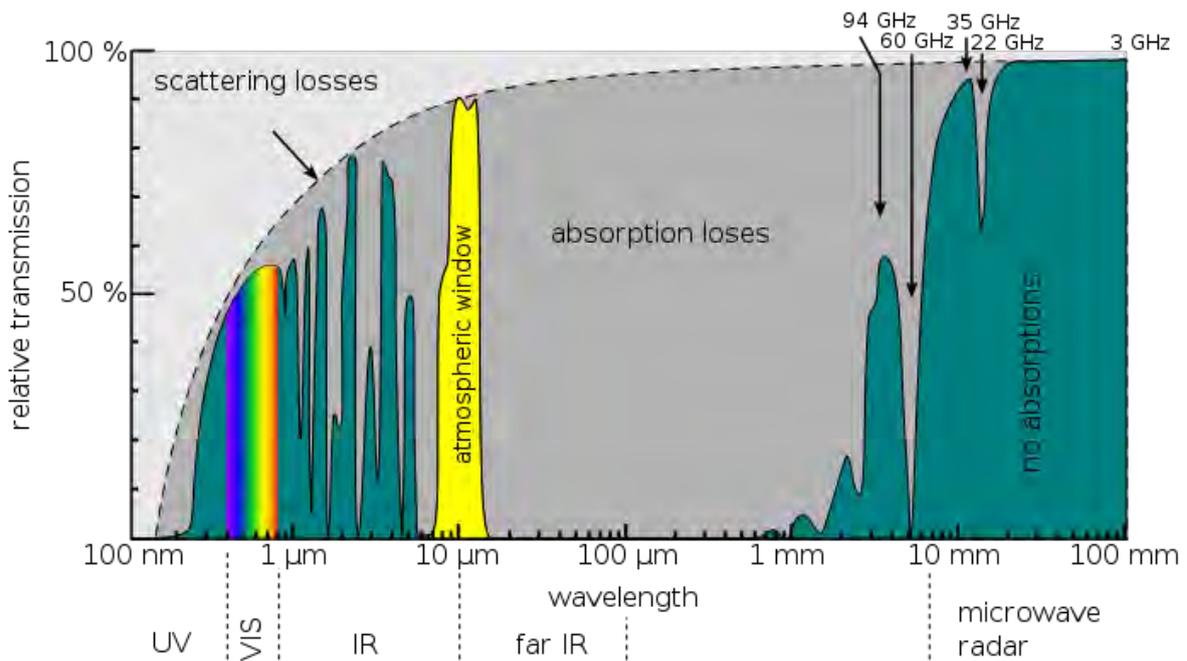


FIGURE III.4 – Transmittance de l'atmosphère pour des longueurs d'onde allant des UV aux micro-ondes (source NASA)

L'ensemble de ces satellites IRT embarquent aussi des capteurs VIS et IR permettant d'obtenir des informations nécessaires sur la végétation ou la carte d'occupation des sols. Cependant, pour ces données, nous utiliserons plutôt le satellite FORMOSAT-2 qui est spécialisé dans le VIS fournissant des images avec une très haute résolution spatiale (8m) et un temps de revisite théorique de seulement un jour (en pratique on dispose d'une image tous les trois ou quatre jours).

4.1 Données de télédétection dans le domaine visible

4.1.1 FORMOSAT-2

Ce satellite dispose de 4 bandes spectrales dans le VIS et le Near Infra Red (NIR) avec une résolution spatiale de 8 mètres. Il suit une orbite héliosynchrone et permet une fréquence de revisite de 1 jour. Les observations d'un même site peuvent donc être réalisées toujours depuis le même point, avec un angle de visée constant. Par ailleurs on dispose pour la période 2006-2008 d'un grand nombre d'acquisitions ce qui permet un suivi régulier de la végétation.

Les images Formosat-2, délivrées par Spot-Image en compte numérique, ont été transformées en réflectance de surface après une série de corrections géométriques, radiométriques et atmosphériques. La correction géométrique permet d'obtenir une précision de superposition meilleure que 0,4 pixel pour 80% des pixels, soit 3,2m [Baillarin et al., 2008], garantissant une excellente superposition des images. La méthode de correction atmosphérique appliquée aux images Formosat-2 [Hagolle et al., 2008] utilise la stabilité temporelle des réflectance de surface pour estimer l'épaisseur optique des aérosols à partir des variations des réflectances au sommet de l'atmosphère. Un masque de nuages (et les ombres portées associées) a également été généré par une méthode multi-temporelle [Hagolle et al., 2010].

4.1.2 Données de végétation

A partir des images FORMOSAT-2, des cartes de LAI et du FCOVER ont pu être générées au CESBIO par Martin Claverie dans le cadre de son travail de thèse. La méthode est basée sur une inversion du NDVI tel que décrit dans Claverie et al. [2012]. A noter que l'algorithme n'a été validé que pour les cultures de maïs et de tournesol, et que les valeurs obtenues sur les autres couverts végétaux sont donc plus incertaines.

Concernant la hauteur du couvert, des cartes ont pu être estimées à partir de relations LAI-hc observées *in-situ* pour chaque culture et stade phénologique. La méthode employée est décrite dans la section 2.4.

4.1.3 Cartes occupation des sols

Les images Formosat-2 ont été utilisées pour produire des cartes d'occupation des sols au CESBIO par Danielle Ducrot. La méthode de classification utilisée est un algorithme "*fuzzy contextual algorithm of Iterative Conditional Mode type*" sur la base d'un modèle de Markov [Idbraim, 2009]. En utilisant l'ensemble des données non nuageuses de janvier à décembre, cette méthode a conduit à des cartes annuelles d'occupation des sols à 24 classes. Certaines classes ont été regroupées pour se restreindre finalement à 12 classes, et un filtre a été appliqué afin d'éliminer les pixels isolés.

4.2 Mesure de la TS dans le domaine IRT

4.2.1 Physique de la mesure de LST par télédétection

La mesure de température de surface par télédétection est indirecte. Un radiomètre mesure en fait une luminance correspondant au rayonnement électromagnétique émis par une surface du fait de sa température de peau. Le lien entre température et rayonnement est donné, pour un corps noir, par la loi de Planck. Celle-ci donne la puissance thermique spectrale rayonnée de façon hémisphérique (excitance) par un corps noir par unité de surface (en $W.m^{-2}.m^{-1}$) dont on rappelle l'équation déjà présentée dans la section II

$$E_{CN}(\lambda, T) = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5 \left[\exp\left(\frac{hc}{k\lambda T}\right) - 1 \right]} \quad (III.1)$$

avec h la constante de Planck ($6,63.10^{-34}$ J.s), c la célérité de la lumière ($\approx 3.10^8$ m.s $^{-1}$), k la constante de Boltzmann ($1,381.10^{-23}$ J.K $^{-1}$), T la température du corps noir (K) à l'équilibre thermodynamique et λ la longueur d'onde (m) considérée.

Lorsque l'excitance est exprimée par unité d'angle solide (sr^{-1}) on parle alors de luminance (le facteur π disparaît alors de l'équation).

Les surfaces réelles se différencient des corps noirs par leur capacité moindre à émettre (et à absorber) un rayonnement thermique pour une même température. Cette propriété (ayant une dépendance angulaire et spectrale) correspond à l'émissivité.

Dès lors, pour estimer la température d'une surface à partir d'une mesure de sa luminance, il faut connaître son émissivité et l'état de l'atmosphère entre la surface et le radiomètre pour effectuer les corrections nécessaires à son inversion. Becker and Li [1995] donnent alors plusieurs définitions de la température d'une surface. Ils définissent notamment une température radiométrique T_{RAD} définie par la télédétection à partir de la luminance spectrale émise par la surface $L(\lambda)$. Si $R(\lambda)$ est la luminance spectrale mesurée par un radiomètre à proximité de la surface et $B(\lambda, T_{RAD})$ la luminance du corps noir (loi de Planck) à la température T_{RAD} , on obtient alors :

$$R(\lambda) = \varepsilon_{s\lambda} B(\lambda, T_{RAD}) + (1 - \varepsilon_{s\lambda}) R_{at,\downarrow}(\lambda) \quad (III.2)$$

où $\varepsilon_{s\lambda}$ est l'émissivité spectrale de la surface, $R_{at,\downarrow}(\lambda)$ est la luminance spectrale hémisphérique émise par l'atmosphère vers la surface (les luminances spectrales sont exprimées en $W.m^{-2}.sr^{-1}.m^{-1}$).

Lorsque la surface est homogène et isotherme, les températures thermodynamique et radiométrique sont équivalentes, ce qui n'est en principe jamais le cas pour l'étude des couverts végétaux.

Si on associe la luminance mesurée par un radiomètre à une *température apparente*, on définit alors une *température de brillance* spectrale (K) pour la surface, obtenue par inversion de la loi de Planck, ce

qui revient à considérer la surface comme un corps noir :

$$T_B(\lambda) = B^{-1}(R(\lambda)) \quad (\text{III.3})$$

Cette température intègre ainsi le terme de réflexion de la luminance atmosphérique par la surface en supposant une émissivité égale à 1.

Plusieurs cas de figure se présentent pour la mesure par télédétection :

- Le capteur se situe à proximité de la surface (mesure Top Of Canopy)
- Le capteur se situe au dessus de l'atmosphère (mesure Top Of atmosphère)
- Le capteur mesure sur une bande spectrale large dans la bande thermique
- Le capteur mesure sur plusieurs bandes spectrales étroites
- La mesure est directionnelle ou hémisphérique

Il est donc nécessaire de tenir compte de la géométrie d'acquisition et de réaliser des corrections atmosphériques et en émissivité pour avant d'estimer une température de surface qui engendrent nécessairement des incertitudes.

Les corrections des effets de l'atmosphère pour les capteurs spatiaux ont fait l'objet de nombreuses études. Pour les mesures spectrales par les spectroradiomètres spatiaux, selon le nombre de bandes, on pourra citer l'algorithme TES [Gillespie et al., 1998] utilisé pour ASTER et MODIS qui consistent à séparer température et émissivité à partir des températures de brillance spectrales et des émissivités spectrales sur au moins 3 bandes. Les algorithmes de « split-window » [Dozier, 1996] utilisables avec seulement 2 bandes spectrales consistent à estimer la TS à partir des différences entre les mesures spectrales. Ce type d'algorithme est utilisé pour MSG-SEVIRI par exemple. Pour Landsat 5 et 7, le produit TS n'est pas fourni. Le capteur mesure en bande large dans la fenêtre atmosphérique [8-14 microns] et il est donc nécessaire de calculer le bilan radiatif dans l'atmosphère pour faire les corrections.

4.2.2 radiomètre CNR1

Bien que ce radiomètre soit installé sur les sites expérimentaux à quelques mètres du sol, la nature de sa mesure "à distance" fait qu'il peut être classé comme instrument de télédétection. Son utilisation vient compléter la gamme des échelles spatio-temporelles balayées par l'ensemble des autres données IRT, en apportant une donnée à très haute résolution temporelle et représentative d'un point bien caractérisé de l'espace. Son footprint est d'environ 600m² lorsque la mesure est effectuée à 2,5m de hauteur (disque dont le rayon est 10 fois la hauteur de mesure [Kipp & Zonen], soit $\pi * (10 * 2,5)^2$). Il permet en quelque sorte de faire le lien entre les données satellitaires et les données *in-situ*, au travers notamment de son assimilation lors de l'étalonnage de SEtHyS. Sa bande spectrale d'intégration du signal s'étend sur 5-50µm, et il convient donc d'appliquer une correction afin de pouvoir comparer sa mesure à celle des satellites (et avoir une donnée compatible avec les modèles). Cette correction est appliquée en intégrant la loi de Planck (figure III.5) pour la T_{RAD} non corrigée, en considérant que la bande [5-50µm] contient

l'essentiel de l'énergie et que l'émissivité est constante.

$$T_{RAD,brute} = \sqrt[4]{\frac{(R_{CNR1} - R_{at\downarrow})(1 - \epsilon)}{\epsilon \sigma}} \quad (III.4)$$

$$FC = \frac{B(5 - 50microns, T_{RAD,brute})}{\sigma T_{RAD,brute}^4} \quad (III.5)$$

avec FC le facteur de correction de l'émittance.

$$T_{RAD,corrige} = \sqrt[4]{\frac{(R_{CNR1} - R_{at\downarrow})(1 - \epsilon)}{FC * \epsilon \sigma}} \quad (III.6)$$

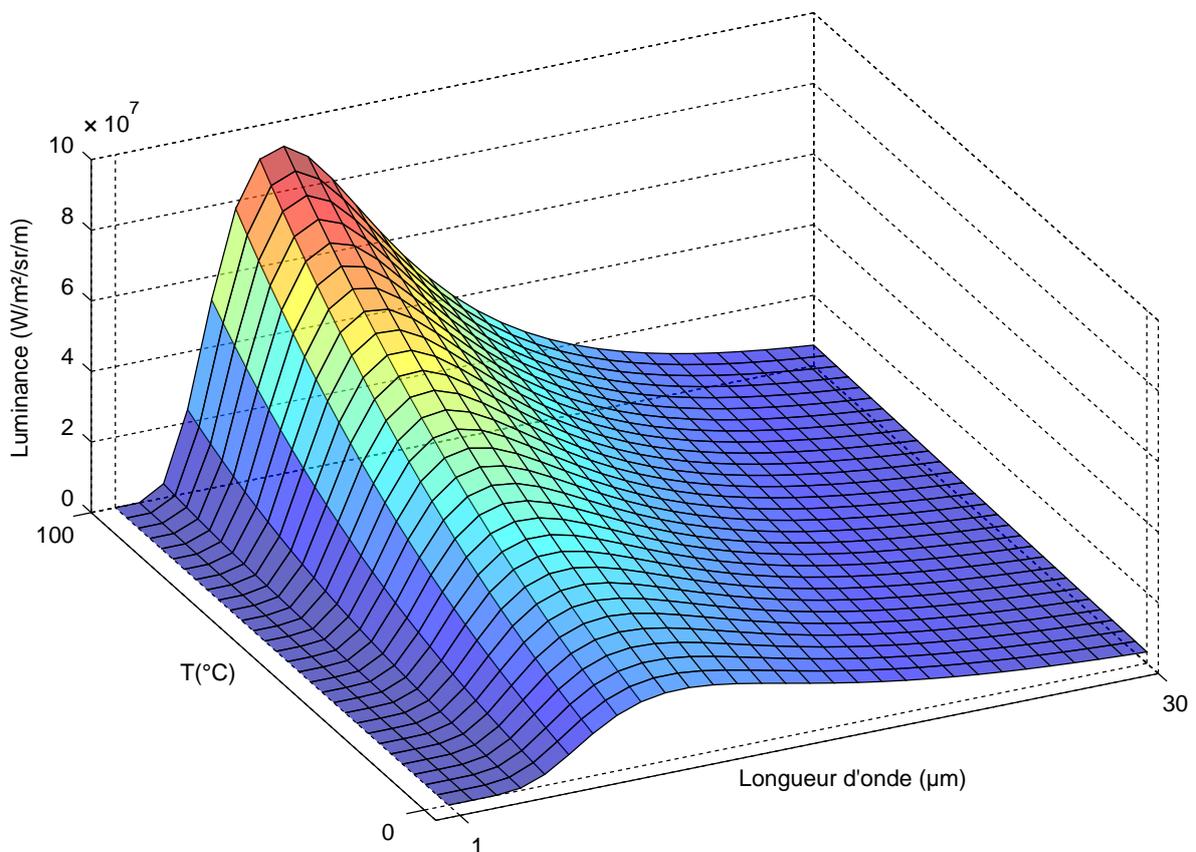


FIGURE III.5 – Représentation de la loi de Planck sur la bande spectrale [1-30µm] et pour des températures allant de 0 à 100°C

4.2.3 LANDSAT

Le programme LAND remote sensing SATellite (LANDSAT) est le premier programme spatial d'observation de la Terre dédié à des fins civiles. Il est développé par la National Aeronautics and Space Administration (NASA) à l'instigation de United States Geological Survey (USGS) et du département de l'agriculture au milieu des années 1960. Sept satellites LANDSAT ont été lancés entre 1972 et 1999

et un huitième le 11 février 2013.

En particulier on dispose d'une série d'images issues du capteur IRT ETM+ de LANDSAT7, qui fournit des images avec une résolution de 60 mètres [Goward et al., 2001]. Depuis mai 2003, le capteur fournit des images dégradées (bandes sans données) suite à une défaillance mécanique du système optique (Scan Line Corrector ou SLC). Bien qu'une partie de la donnée soit perdue, certaines images restent encore exploitables.

La donnée fournie est une émittance brute, qu'il faudra donc corriger des effets atmosphérique. Le détail de la méthode employée est décrit dans la section 2.5.2.

Par ailleurs on dispose d'une série d'image LANDSAT5, qui fournit des images IRT avec une résolution de 120 mètres. Cependant, les données antérieures à 2008 sont victimes d'un problème de calibrations et ne sont pas exploitables en tant que telles. Olivier Hagolle au CESBIO dispose d'une méthode pour effectuer la correction, cependant les données LANDSAT7 étant suffisantes pour l'instant, cette correction n'a pas été effectuée et les données LANDSAT5 ne sont finalement pas utilisées dans la thèse.

4.2.4 ASTER

L'instrument Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) est de conception japonaise et été mis en orbite en décembre 1999 à bord de la plateforme Terra du programme Earth Observing System (EOS) de la NASA [Yamaguchi et al., 1998]. Il effectue des mesures sur 14 bandes spectrales dont 5 dans le domaine IRT, ce qui permet en particulier d'appliquer un algorithme "split window" pour la minimisation des effets atmosphériques. Des observations ASTER sont dérivés plusieurs produits de haut niveau comme la TS, l'émissivité, la réflectance dans le domaine visible et proche infra-rouge et l'élévation avec une résolution spatiale de 90 mètres. Son orbite est héliosynchrone et ses acquisitions se font au dessus du sud-ouest de la France vers 11h du matin. Dans le cadre de cette thèse le produit de température cinétique de surface (AST09T) a été utilisé.

4.2.5 MODIS

L'instrument MOderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) est un instrument embarqué depuis 1999 sur les plateformes Terra et Aqua du programme EOS de la NASA [Salomonson et al.]. Il effectue des mesures sur 36 bandes spectrales dont 2 dans le domaine IRT. Il est conçu pour fournir des observations à grande échelle de la surface terrestre, et offre ainsi une résolution dans le domaine IRT de 1km pour une répétitivité de 1 à 2 jours pour l'ensemble du globe.

4.2.6 MSG

Météosat Seconde Génération (MSG) est la seconde génération des satellites météorologiques METEOSAT [Aminou et al., 1997]. C'est un satellite géostationnaire dont l'instrument principal est le radiomètre imageur SEVIRI qui transmet des images de l'hémisphère terrestre toutes les 15 minutes. Il comporte 12 bandes spectrales différentes, du visible à l'infrarouge thermique, et offre une résolution de 4km à l'équateur (environ 3*5km sur la France).

Ses données sont actuellement gérées par le LSA SAF, qui effectue l'acquisition et un certain nombre de traitements. Bien qu'il aie été envisagé d'utiliser ces données pour ces travaux de thèse, un problème de calibration ne permet pas d'utiliser les données antérieures à 2008, et il n'est pas prévu que ces données soient retraitées dans l'immédiat. Ainsi ces données ne seront finalement pas utilisées dans cette thèse, et remplacées par des données synthétiques aux résolutions correspondantes.

4.2.7 Le projet THIRSTY

Le projet de mission spatiale THERmal InfraRed SpaTial sYstem (THIRSTY) est un projet de micro satellite IRT actuellement à l'étude en phase A au Centre National d'Etudes Spatiales (CNES). Il fait suite au projet MISTIGRI [Lagouarde et al., 2013] et son objectif est de fournir des images IRT tous les 1 ou 2 jours avec une résolution spatiale de 50 ou 60 mètres. Cette thèse a participé à ce projet au travers du projet TOSCA EVA2IRT.

4.3 Etat des lieux des dates et images IRT disponibles

Le tableau III.3 résume l'ensemble des images IRT haute résolution (ASTER, LANDSAT 5 et 7) disponibles pour la période 2006-2008. On dispose de plus chaque jour d'une image MODIS à résolution intermédiaire.

A partir de l'état des lieux des dates disponibles et de la qualité des images (présence de nuages et problèmes sur les capteurs) il a été choisi que les premières simulations spatialisées seront effectuées à la date du 24 juillet 2006 sur le sud-ouest de la France. En effet on dispose pour cette date de 3 images acquises quasiment au même moment (ASTER, LANDSAT7 et MODIS) par une journée de ciel clair.

5 Autres données spatialisées

5.1 Données météorologiques spatialisées : SAFRAN

Les données météorologiques spatialisées sont issues du système d'analyse atmosphérique à méso-échelle SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques de la Neige) de Météo-France. Il est présenté dans Durand et al. [1993] et évalué dans Moigne [2002] et Quintana-Seguí et al. [2008].

Bien qu'initialement développé pour la neige, il a été ensuite étendu à toute la France. Il s'agit d'une combinaison de données *in-situ* et de simulations des principales variables météorologiques nécessaires

date	capteur	zone	qualité	intérêt	commentaires
10/01/2004	LANDSAT7	Maroc	bandes	+	
14/02/2004	ASTER	Maroc	ok	+	
23/02/2004	ASTER	Maroc	ok	+	
10/03/2004	ASTER	Maroc	ok	+	
17/03/2004	LANDSAT7	Maroc	bandes	+	
30/05/2006	LANDSAT7	Sud-Ouest	nuages	-	beaucoup de nuages
01/07/2006	ASTER	Sud-Ouest	ok	+	blé chaume, maïs et tournesol développé
08/07/2006	LANDSAT7	Sud-Ouest	nuages	+	quelques nuages
17/07/2006	ASTER	Sud-Ouest	nuages	+	ne couvre pas les sites d'Auradé et Lamasquère
17/07/2006	LANDSAT7	Sud-Ouest	nuages	+	quelques nuages
24/07/2006	ASTER	Sud-Ouest	ok	+++	blé chaume, maïs et tournesol développé
24/07/2006	LANDSAT7	Sud-Ouest	bande	+++	blé chaume, maïs et tournesol développé
09/08/2006	ASTER	Sud-Ouest	nuages	-	ne couvre pas les sites d'Auradé et Lamasquère
03/09/2006	ASTER	Sud-Ouest	ok	+	après moissons
10/09/2006	ASTER	Sud-Ouest	ok	+	après moissons
17/01/2007	LANDSAT5	Sud-Ouest	calibration		
13/03/2007	LANDSAT5	Sud-Ouest	calibration		
30/04/2007	LANDSAT5	Sud-Ouest	calibration		
06/04/2007	LANDSAT7	Sud-Ouest	bandes	+	
22/04/2007	LANDSAT7	Sud-Ouest	bandes	+	
08/05/2007	LANDSAT7	Sud-Ouest	nuages	-	beaucoup de nuages
09/05/2007	LANDSAT5	Sud-Ouest	calibration		
24/05/2007	LANDSAT7	Sud-Ouest	ok	+	
01/06/2007	LANDSAT5	Sud-Ouest	calibration		
09/06/2007	ASTER	Sud-Ouest	ok	+	
10/06/2007	LANDSAT5	Sud-Ouest	calibration		
19/07/2007	LANDSAT5	Sud-Ouest	calibration		
04/08/2007	LANDSAT5	Sud-Ouest	calibration		
05/09/2007	LANDSAT5	Sud-Ouest	calibration		
21/09/2007	LANDSAT5	Sud-Ouest	calibration		
27/06/2008	LANDSAT7	Sud-Ouest	ok	-	beaucoup de nuages
22/07/2008	LANDSAT7	Sud-Ouest	ok	+	
15/09/2008	LANDSAT7	Sud-Ouest	nuages	-	beaucoup de nuages

TABLE III.3 – Récapitulatif des images IRT haute résolution disponibles sur la période 2006-2008

au forçage météorologique de modèles de surface, interpolées suivant des zones climatiques homogènes. Les simulations qu'il utilise sont issues du modèle numérique de prédictions météorologiques de Météo-France (ALADIN pour Aire Limitée Adaptation Dynamique Développement InterNational), ainsi que du modèle de transfert radiatif de Ritter and Geleyn [1992] pour l'estimation du rayonnement incident.

Les variables Rayonnement global solaire (R_g), température de l'air à 2m (T_a), humidité relative de l'air à 2m (RH), vitesse du vent à 10m (u_{10}) et précipitation (P) sont disponibles au pas de temps horaire, sur une grille de 8km en projection Lambert-II étendue (figure III.6). On peut obtenir le forçage météorologique d'un point de l'espace en effectuant une interpolation par l'inverse de la distance des données des 4 points de grille entourant ce point.

Ce système d'analyse a récemment été mis en place sur la zone d'étude marocaine, cependant un peu trop tard pour pouvoir en profiter dans le cadre de la thèse. .

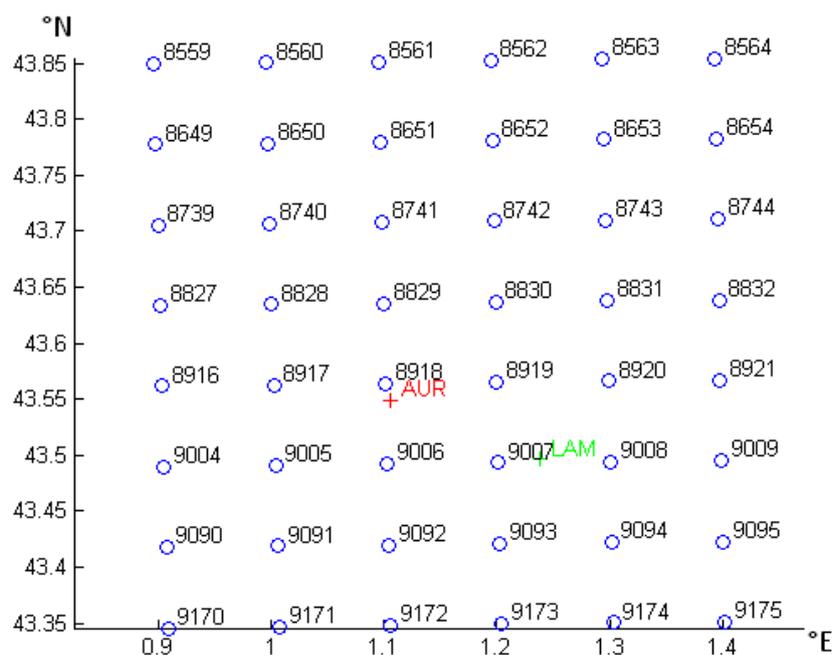


FIGURE III.6 – Grille SAFRAN sur la zone d'étude du Sud-Ouest, avec les stations in-situ d'Auradé (AUR) et Lamasquère (LAM). Le numéro de chaque point de grille correspond à son identifiant dans la base de données SAFRAN

5.2 Données pédologiques

5.2.1 Profondeur et texture

La carte pédologique de la zone d'étude est issue d'un travail de synthèse réalisé au CESBIO par Jean-François Dejoux. Elle résulte de la fusion de 4 sources de données, ayant des emprises et des échelles spatiales variables :

1. Grands ensembles morpho-pédologiques de la région Midi-Pyrénées, issus de la Chambre Régionales d'Agriculture de Midi-Pyrénées (CRAMP) et datant de 1995.
2. Grands ensembles de la Neste, des petites pyrénées et des terrasses de Saint-Lys, issus de la Compagnie d'Aménagement des Coteaux de Gascogne (CACG) et datant de 2003.
3. Grands ensembles de la Save, issus de la CACG et datant de 1965.
4. Expertise issue de la Chambre d'Agriculture 31 (CA31) visant à identifier les zones superficielles de l'Est de la zone.

La carte est divisée en unités cartographiques auxquelles sont associées des descriptions pédologiques issues d'une des quatre sources de données. En particulier pour cette étude on dispose d'une estimation de la profondeur des sols et de leur teneur en argile. On ne dispose malheureusement pas de la teneur en sable. Nous avons choisi arbitrairement une valeur de 20% pour la région. Cela correspond aux type de sol majoritaire dans la région d'étude (Dejoux, communication personnelle).

5.2.2 Modèle numérique de terrain

On dispose par ailleurs du Modèle Numérique de Terrain (MNT) de l'Institut Géographique National (IGN) à une résolution de 25 mètres. A partir de celui-ci on a pu calculer les pentes et l'exposition.

6 Outils de traitements

L'essentiel des traitements *in-situ* a été réalisé avec MATLAB.

La base de données spatialisée a été réalisée avec ARCGIS, en partie piloté sous Python afin d'automatiser certains processus. Certaines chaînes de traitements des images ont été effectuées avec MATLAB, ou bien ENVI piloté sous IDL, ou encore GDAL

7 Estimation de l'incertitude des données spatialisées

Afin de mieux appréhender les processus de spatialisation et de changement d'échelle, il est important de connaître l'erreur associée aux données spatialisées utilisées pour le forçage des modèles. En particulier, la connaissance de l'incertitude des données spatialisées servira dans le chapitre suivant à effectuer des analyses de sensibilité des modèles en introduisant des erreurs réalistes sur les données d'entrées.

Ces erreurs, regroupées dans le tableau III.4, ont été estimées à partir de références bibliographiques et en comparant directement les données spatialisées et les données des sites de mesures *in-situ*.

7.1 Incertitude sur les données météorologiques

Les biais et incertitudes des données météorologiques ont été estimés en comparant les données SAFRAN aux données des 2 stations météorologiques d'Auradé et Lamasquère sur la période 2006-2008.

En moyenne SAFRAN fournit des estimations correctes de la température de l'air et de l'humidité relative, avec des RMSE raisonnables et des biais proche de zéro. Dans une moindre mesure, la vitesse du vent est assez bien reproduite bien que légèrement biaisée. Par contre la faculté de SAFRAN à estimer le rayonnement incident est moins convaincante, le biais est faible mais le RMSE atteint 90W/m^2 (environ 20% en moyenne). Cette comparaison corrobore les conclusions de [Quintana-Seguí et al., 2008] qui font aussi ressortir la faiblesse de SAFRAN concernant l'estimation du rayonnement incident. Ainsi afin de palier simplement à ce problème les simulations spatialisées seront effectuées avec le rayonnement incident issu des stations *in-situ*. Cependant il est intéressant de noter qu'il est possible d'obtenir le rayonnement incident par mesure satellitaire, en particulier une étude récente de Carrer et al. [2012] fait état d'améliorations significatives de l'estimation des rayonnements courtes et grandes longueurs d'ondes, ce qui pourrait constituer une alternative intéressante.

En plus du RMSE et des biais qui indiquent les caractéristiques statistiques moyennes de la distribution des différences entre SAFRAN et les stations *in-situ*, il est aussi intéressant de considérer des valeurs d'erreur plus extrêmes. Ces erreurs "extrêmes" permettront en particulier d'estimer dans le chapitre suivant l'impact maximal auquel on peut s'attendre avec les modèles, dans un cas d'erreur certes rare mais pas improbable. Dans cet objectif, les premiers et neuvièmes déciles de la distribution des différences sont reportées dans le tableau III.4, ce qui permet d'obtenir une probabilité d'occurrence de ce type d'erreur non négligeable (20% de l'ensemble des données).

7.2 Incertitude sur les données de végétation

Les travaux de thèse de Martin Claverie indiquent une erreur d'environ 30% pour le LAI. Une étude complémentaire basée sur l'intercomparaison avec les données *in-situ* a permis de déterminer que l'erreur max observée était de 50%. De la même façon, l'erreur moyenne pour la hauteur du couvert a été estimée à 50% et son erreur maximale environ 100%.

7.3 Incertitude sur les entrées d'eau

Les entrées d'eau (pluie et irrigation) sont difficiles à obtenir avec précision à l'échelle d'un paysage agricole.

Les pluies, en particulier lorsqu'elles sont associées à un évènement orageux, peuvent être distribuées de façon très disparate sur le paysage.

La connaissance des irrigations à l'échelle d'une parcelle peut s'avérer délicate et nécessite généralement des enquêtes de terrain chronophages, car les organismes de gestion de l'eau et les groupements d'agriculteurs travaillent généralement à des échelles plus grandes composées de plusieurs parcelles. De plus, même si le volume d'eau irrigué est connu, certaines pratiques d'irrigation ne sont pas instantanées à l'échelle d'une parcelle, amenant à une incertitude spatio-temporelle supplémentaire (tour d'eau, système gravitaire...).

Enfin, en plus de ces incertitudes sur les entrées d'eau, il faut aussi considérer directement l'erreur sur les contenus en eau du sol (SWC), qui peuvent résulter de l'accumulation des erreurs précédentes, ainsi que des caractéristiques du sol (topologie, texture...).

7.4 Incertitude sur la température de surface

L'estimation de la température de surface par satellite est une tâche délicate, et la littérature reporte des incertitudes comprises entre 1 et 3°C [Gillespie et al., 1998, Schmetz et al., 2002, Peres and DaCamara, 2004, Li, 2004, Liu et al., 2006, Wan, 2008, Hall et al., 1992, ?, parmi d'autres]. Une intercomparaison des données de TS *in-situ* avec les données satellitaires disponibles (LANDSAT7, ASTER et MODIS) a permis d'obtenir une incertitude similaire. La comparaison a été effectuée pour la date du 24 juillet 2006 sur les sites d'Auradé (blé en chaume) et de Lamasquère (maïs développé). Pour ASTER et LANDSAT on a observé une erreur comprise entre -2,2K et +2K. Les estimations de MODIS à la

résolution de 1000m sont difficilement comparables aux mesures *in-situ* d'autant plus que la zone est hétérogène.

Forçage	Source	Variables	Erreur moyenne		Erreur "extrême"	
			RMSE	BIAS	1 ^{er} decile	9 ^{ème} decile
Météo	SAFRAN	Ta [°C]	1.5	0.7	-1.5 (-10%)	1.3 (+10%)
		Ua [m/s]	1.4	-0.7	-0.65(-30%)	2.3 (+90%)
		Rh [%]	7	8	-12 (-15%)	5(+8%)
		Rg [W/m ²]	90	35	-186 (-40%)	125 (+60%)
		Ra [W/m ²]	30	14	-51 (-15%)	20 (+7%)
Végétation	FORMOSAT	LAI [m ² /m ²]	20%		-50%	50%
		HC [m]	20%		-50%	50%
LST	ASTER	Ts [°K]	2	-	-	-

TABLE III.4 – Erreurs attendues sur les données spatialisées

Chapitre IV

Intercomparaison *in-situ* des modèles TSEB et SEtHyS

1	Introduction	67
2	Aspects méthodologiques	68
2.1	Détermination des périodes d'études	68
2.2	Détermination des périodes de stress hydrique	68
2.3	Synthèse et vue d'ensemble des données <i>in-situ</i> par cycle cultural	69
3	Synthèse des performances	69
3.1	Vue d'ensemble	69
3.2	Impact du stade phénologique	71
3.3	Impact de la culture	73
3.4	Impact du climat	73
3.5	Impact du stress hydrique	76
4	Analyses de sensibilité aux entrées	76
4.1	Analyses de sensibilité du forçage météorologique	76
4.2	Analyses de sensibilité du forçage végétation	77
4.3	Analyses de sensibilité à la TS pour TSEB	78
4.4	Analyses de sensibilité aux intrants d'eau et aux contenus en eau du sols pour SEtHyS	79
4.5	Analyses de sensibilité croisée des deux modèles au travers du lien entre la TS et le contenu en eau du sol	81
5	Analyse de sensibilité des paramètres des modèles	83
5.1	Paramètres contrôlant la transpiration du couvert végétal	83
5.2	Paramètres liés au transfert d'eau dans le sol	84
5.3	Paramètres liés au transfert radiatif	85
5.4	Compléments sur le paramètre α_{PT}	86
5.5	Influence de la "précision" des jeux de paramètres	87

6	Discussions complémentaires	88
6.1	Critique des mesures EC <i>in-situ</i> et des méthodes de fermeture du bilan d'énergie	88
6.2	Amélioration apportée par la prise en compte du LAIvert	89
7	Conclusion, critiques et perspectives	89

1 Introduction

Ce chapitre présente une étude préliminaire à la spatialisation à l'aide des données *in-situ* des sites expérimentaux présentées dans le chapitre précédent (section 3).

Les mesures *in-situ* de l'ET constituent une base de validation pour les modèles, et vont permettre d'évaluer leurs performances pour diverses conditions de forçage, en fonction du type de culture, du stade phénologique, du climat, du stress hydrique etc... Nous nous sommes focalisés ici sur la capacité des deux modèles à reproduire les flux H et LE du pas de temps semi-horaire à l'ensemble de la saison agricole. Plus spécifiquement, nous souhaitons contribuer à répondre aux questions suivantes : *"Quelles sont les performances des deux modèles pour la prédiction des flux sur un couvert agricole ? Pour quelles conditions de développement de la végétation, de stress hydrique les modèles sont les plus performants ? Par contraste, peut-on identifier des conditions particulières où les modèles sont mis en défaut ? Quelles sont les erreurs typiques et comment ces erreurs évoluent-elles avec des entrées incertaines ?"*

Par ailleurs, la spatialisation (2D) sera effectuée de façon "multi-1D" : le modèle est appliqué de manière indépendante sur des entités homogènes caractérisées par des jeux de paramètres spécifiques et ayant chacune une représentativité locale. La richesse de la base de données *in-situ* va permettre d'étalonner les modèles sur différentes classes de sol et d'évaluer leurs performances. Nous souhaitons également évaluer différents scénarios en termes de disponibilité de ces entrées et d'impact de leurs précisions sur les flux prédits. Cette étape préliminaire à la spatialisation doit notamment permettre de déterminer si les modèles doivent être calibrés pour chaque culture, chaque stade phénologique ou si, au contraire, un jeu de paramètre standard conduit à une précision acceptable en sortie. *Est-il nécessaire de caractériser chaque culture ? Chaque stade phénologique ?*

Enfin, toujours dans l'optique de préparer à la spatialisation, une série d'analyses de sensibilité va permettre d'identifier les paramètres et les entrées impactant le plus les échanges. A l'aide de gammes de variations réalistes obtenues à partir de comparaisons entre les données *in-situ* et les données spatialisées, les incertitudes liées aux erreurs de spatialisation des données sont estimées. *Quels sont les entrées les plus susceptibles d'introduire de l'erreur lors de la spatialisation des modèles ?*

Après avoir détaillé quelques aspects méthodologiques concernant en particulier la détermination des périodes d'étude et du stress hydrique, nous analysons les capacités des deux modèles à reproduire ces échanges. Dans un second temps, nous présentons les analyses de sensibilités aux entrées et aux paramètres ainsi que différentes stratégies d'étalonnage des modèles. Enfin, la discussion finale nous permet de revenir plus en détail sur certains aspects et d'arrêter nos choix pour la spatialisation des résultats présentée dans le chapitre suivant.

Remarque : Une partie des résultats de ce chapitre a fait l'objet d'une publication disponible en annexe B soumise au journal Hydrology and Earth System Sciences (HESS) : *Estimating evapotranspi-*

2 Aspects méthodologiques

2.1 Détermination des périodes d'études

Afin de pouvoir caractériser chaque stade phénologique, des périodes d'études de 10 jours sont sélectionnées. Cette durée est suffisamment courte vis à vis de la vitesse de développement de la végétation pour être représentative d'un stade phénologique particulier. On discernera 4 stades phénologiques différents : la levée (début de cycle avec un LAI<0,3), la croissance (LAI 1), le maximum de végétation (plateau ou le LAI est maximum) et la sénescence (décroissance du LAI vert).

Par ailleurs cette durée de 10 jours a aussi été choisie afin de prendre en compte les variabilités météorologique à l'échelle synoptique tel que montré par Eugster et al. [1997] à l'aide d'analyses spectrales.

Ainsi pour chaque cycle cultural, plusieurs périodes d'étude caractérisant les différents stades phénologiques, et le cas échéant, des périodes de stress hydrique ont été identifiées.

Les périodes ont été positionnées de façon à optimiser la quantité et la qualité des données, en termes de fermeture du bilan d'énergie et de continuité des données. En effet, l'utilisation de séries d'entrées continues est indispensable pour le fonctionnement de SETHyS qui est un modèle pronostique.

Remarque : Dans tous les cas, les données ont ensuite été filtrées au pas de temps initial (semi-horaire) de façon à (1) ne conserver que les périodes diurnes ($R_g > 100 \text{ W/m}^2$; la partie haute de la cloche du cycle journalier de rayonnement) et (2) obtenir une fermeture du bilan d'énergie supérieure à 70%.

2.2 Détermination des périodes de stress hydrique

Les périodes de stress hydrique ont été déterminées à l'aide de 2 indicateurs :

- Le "Stress Index" (SI, Boulet et al. [2007]) qui se base sur le ratio entre l'Evapotranspiration Réelle (ETR) et l'Evapotranspiration Potentielle (ETP) :

$$SI = 1 - \frac{LE}{LE_p} \quad (IV.1)$$

- Le "Soil Wetness Index" (SWI, Douville [1998], parmi d'autres) de la zone racinaire, qui est nul au point de flétrissement et qui vaut 1 à la capacité au champs :

$$SWI = \frac{W_2 - W_{flet}}{W_{cp} - W_{flet}} \quad (IV.2)$$

avec W_2 l'humidité dans la couche racinaire, W_{cp} l'humidité à la capacité au champs, et W_{flet} l'humidité au point de flétrissement.

Une journée a été qualifiée de "stressée" lorsque $1SI$ et $1 - SWI$ dépassent une valeur arbitraire de 0,6 et qu'ils présentent une tendance à l'augmentation sur au moins trois jours d'affilée.

On remarquera que l'ensemble des données présente relativement peu de journées stressées, ce qui est dû au fait que les parcelles ont été irriguées avant que le stress hydrique n'apparaissent. Ainsi les journées stressées sont essentiellement situées en fins de cycles culturaux lors de la sénescence quand l'irrigation n'est plus nécessaire et/ou que les réserves en eau sont au plus bas.

2.3 Synthèse et vue d'ensemble des données *in-situ* par cycle cultural

Par commodité les graphes synthétisant les données *in-situ* par cycle cultural ont été regroupés en annexe A. On y trouve en particulier les différentes périodes d'études sélectionnées ainsi que les périodes de stress.

3 Synthèse des performances

Les simulations des modèles ont été comparées aux mesures des stations EC aux pas de temps semi-horaire et journalier, en s'intéressant, en particulier, aux différents types de culture et stades phénologiques. Les performances en situation de stress hydrique seront abordées plus en détail dans la section discussion. Certaines améliorations apportées sont discutées et quantifiées dans la partie discussions. Les statistiques (RMSE, MAPD et BIAS) sont regroupées dans le tableau IV.1 pour H et LE, et dans le tableau IV.2 pour Rn et G. En complément la figure IV.1 permet de comparer les estimations de H et LE en termes de MAPD, et les figures IV.2 et IV.3 permettent de comparer les estimations de LE sous forme d'un diagramme de Taylor normalisé.

3.1 Vue d'ensemble

Comme l'illustre le tableau IV.2, l'énergie disponible (Rn) est assez bien estimée par les deux modèles avec un MAPD global (au pas de temps semi-horaire) de 12% et 6% pour TSEB et SEtHyS respectivement. Ces chiffres sont en accord avec les performances de modèles similaires rencontrées dans la littérature. En effet, parmi les quatre composantes du rayonnement net, deux sont mesurées ce qui contraint fortement les estimations de Rn . On notera que TSEB a tendance à sous-estimer Rn alors que SEtHyS le surestime légèrement.

Le flux de conduction dans le sol (G) est estimé avec un RMSE global (au pas de temps semi-horaire) de 40W/m² et 56W/m² pour TSEB et SEtHyS respectivement.

Concernant les flux de chaleur sensible (H) et latente (LE), un premier coup d'œil aux statistiques journalières du tableau IV.1 fait ressortir les performances remarquables de TSEB si l'on considère la simplicité relative de son approche par rapport à SEtHyS qui repose sur un étalonnage systématique des paramètres. Alors que les modèles présentent des performances similaires quant à l'estimation de LE

		RMSE [W/m ²]				MAPD [%]				BIAS [W/m ²]			
		H		LE		H		LE		H		LE	
		TSEB	SEtHyS	TSEB	SEtHyS	TSEB	SEtHyS	TSEB	SEtHyS	TSEB	SEtHyS	TSEB	SEtHyS
Résolution temporelle	Semi-horaire	28.9	38.0	54.7	47.1	21.2	29.2	26.7	23.1	-0.4	5.1	-9.1	-0.8
	Journalier	21.2	28.7	38.9	35.5	16.7	24.8	18.5	16.8	-0.3	5.5	1.7	-4.0
Phénologie	Levée	110.2	44.1	88.3	44.0	84.4	30.2	54.4	30.3	-95.6	-24.2	43.5	0.7
	Croissance	21.7	28.3	51.6	43.4	18.0	26.8	29.4	25.6	-5.3	1.2	-3.6	9.5
	Max veg.	24.6	40.8	55.5	48.1	20.6	33.0	22.9	20.3	-5.1	3.1	-0.5	2.0
	Sénescence	43.5	47.3	54.0	42.1	23.2	25.0	37.1	25.9	5.6	10.3	-18.1	-14.4
	Stress hydrique	44.9	49.3	49.6	30.6	22.3	24.1	44.9	24.9	-0.4	7.7	2.2	-4.2
Culture	Blé	32.9	37.6	49.2	45.6	22.2	26.5	24.4	22.5	8.5	3.1	-16.5	-18.8
	Maïs	22.9	40.2	64.4	52.6	19.1	33.7	29.9	24.2	-6.3	13.0	-3.5	19.8
	Tourmesol	27.1	35.1	49.0	39.5	21.9	29.7	27.1	22.3	-12.4	-3.4	2.0	12.9
Climat	France (blé)	35.1	36.4	52.5	42.9	23.6	24.8	26.3	21.0	13.6	10.2	-16.5	-17.3
	Morocco (blé)	25.6	40.8	36.3	53.4	17.8	32.2	18.0	27.3	-6.3	-17.6	-16.7	-23.8

TABLE IV.1 – Intercomparaison statistique des performances d'estimation de H et LE pour TSEB et SEtHyS (RMSE, MAPD et BIAS) en fonction de la résolution temporelle, du stade phénologique, de la culture et du climat.

		RMSE [W/m ²]				MAPD [%]				BIAS [W/m ²]			
		Rn		G		Rn		G		Rn		G	
		TSEB	SEtHyS	TSEB	SEtHyS	TSEB	SEtHyS	TSEB	SEtHyS	TSEB	SEtHyS	TSEB	SEtHyS
Résolution temporelle	Semi-horaire	46.5	25.7	40.1	56.3	11.9	5.7	32.9	50.8	-27.7	4.6	-19.6	33.9
	Journalier	42.7	18.9	31.4	44.2	10.4	4.3	29.1	43.7	-28.6	4.2	-16.2	34.8
Phénologie	Levée	22.1	15.3	41.3	67.9	6.6	4.2	28.0	49.4	-1.9	-5.3	16.1	39.7
	Croissance	30.9	24.5	40.0	52.1	8.8	5.8	31.7	41.1	-8.7	8.7	-12.9	20.0
	Max veg.	51.1	20.2	44.4	59.5	12.7	4.5	37.2	56.5	-38.0	4.5	-28.8	42.0
	Sénescence	55.0	29.4	33.0	57.7	14.1	6.8	28.8	55.1	-39.2	4.0	-21.1	40.6
	Stress hydrique	53.2	21.6	37.3	58.4	13.8	5.5	31.6	52.0	-40.7	9.4	-28.0	38.7
Culture	Blé	49.7	29.5	35.9	55.4	13.0	7.1	32.0	57.7	-26.7	2.3	-23.1	43.0
	Maïs	46.0	18.1	48.7	43.3	12.0	4.1	36.1	32.3	-34.1	8.1	-31.3	11.2
	Tourmesol	39.1	27.2	31.7	76.2	9.4	5.3	28.2	74.8	-19.1	3.8	10.9	52.8
Climat	France (blé)	35.1	32.6	21.1	57.6	12.0	8.3	22.8	69.1	-19.7	10.2	-11.6	43.5
	Morocco (blé)	25.6	15.2	56.4	50.1	15.9	3.4	46.1	40.3	-50.4	-5.9	-49.2	41.8

TABLE IV.2 – Intercomparaison statistique des performances d'estimation de Rn et G pour TSEB et SEtHyS (RMSE, MAPD et BIAS) en fonction de la résolution temporelle, du stade phénologique, de la culture et du climat.

(RMSE journalier de 39 et 41W/m² pour TSEB et SEtHyS respectivement), TSEB se comporte mieux quant à l'estimation de H (21 vs 35W/m²).

Les biais sont assez limités et sont compris entre -23W/m² et +10W/m² pour les 2 modèles, excepté pendant la phase de croissance où les biais atteignent -47 W/m² et +43W/m² pour SEtHyS et TSEB, respectivement.

Ces erreurs ont en accord avec les valeurs trouvées dans la littérature [Norman et al., 1995b, Anderson et al., 1997, Zhan et al., 1996, Kustas and Norman, 1999, French et al., 2005a, Coudert, 2006] et dans la gamme d'erreur attendue par les mesures des stations EC [Eugster et al., 1997, Wilson et al., 2002, Foken, 2008, Vickers et al., 2010].

Des conclusions similaires sont obtenues pour les estimations au pas de temps semi-horaire, avec une baisse des performances des estimations de LE – due au changement de résolution temporelle – plus marquée pour TSEB que pour SEtHyS. Les deux nuages de points clairement séparés sur la figure IV.1 corroborent aussi les meilleures aptitudes de TSEB quant à l'estimation du flux de chaleur sensible.

3.2 Impact du stade phénologique

Cette première analyse masque d'importantes disparités d'estimation de LE en fonction du stade phénologique.

En effet, la figure IV.1 met en évidence un nuage de points étriqué pour les estimations de SEtHyS, ce qui traduit une certaine homogénéité de ses performances indépendamment de la culture ou du stade phénologique. Par opposition, la gamme de valeurs de MAPD est plus étendue pour TSEB, ce qui fait en particulier ressortir les limitations de son approche pendant les phases de croissance et de sénescence.

Pendant la phase de sénescence, ces anomalies peuvent être attribuées au stress hydrique (voir plus loin) ainsi qu'à la mauvaise partition de l'énergie disponible entre le sol et la végétation. En effet, les changements des caractéristiques radiatives, en particulier l'albédo, qui interviennent sur les plantes sénescentes, ne sont pas pris en compte par le modèle.

Les faibles performances en phase de levée sont quant à elles dues à l'architecture du modèle. En effet, le calcul de la longueur de rugosité des transferts de chaleurs $Z0/h$ est effectuée à partir de la hauteur du couvert végétal, ce qui n'est plus valide lorsque les sols sont presque nus. Il en résulte alors une résistance aérodynamique anormalement élevée ce qui limite le flux de chaleur sensible du sol à des valeurs très basses. Comme l'énergie disponible allouée à la végétation est très limitée, la valeur du flux de chaleur sensible de la végétation est aussi quasiment nulle. La forte valeur de MAPD observée pour LE pour la phase de levée est ainsi attribuée à un important biais positif sur les prédictions de TSEB.

Dans une moindre mesure, les performances de SEtHyS sont aussi plus mitigées pendant la phase de levée. D'une façon générale, quand l'évaporation est prédominante par rapport à la transpiration, plus de poids est donné aux processus liés aux transferts dans le sol, qui sont plus difficiles à caracté-

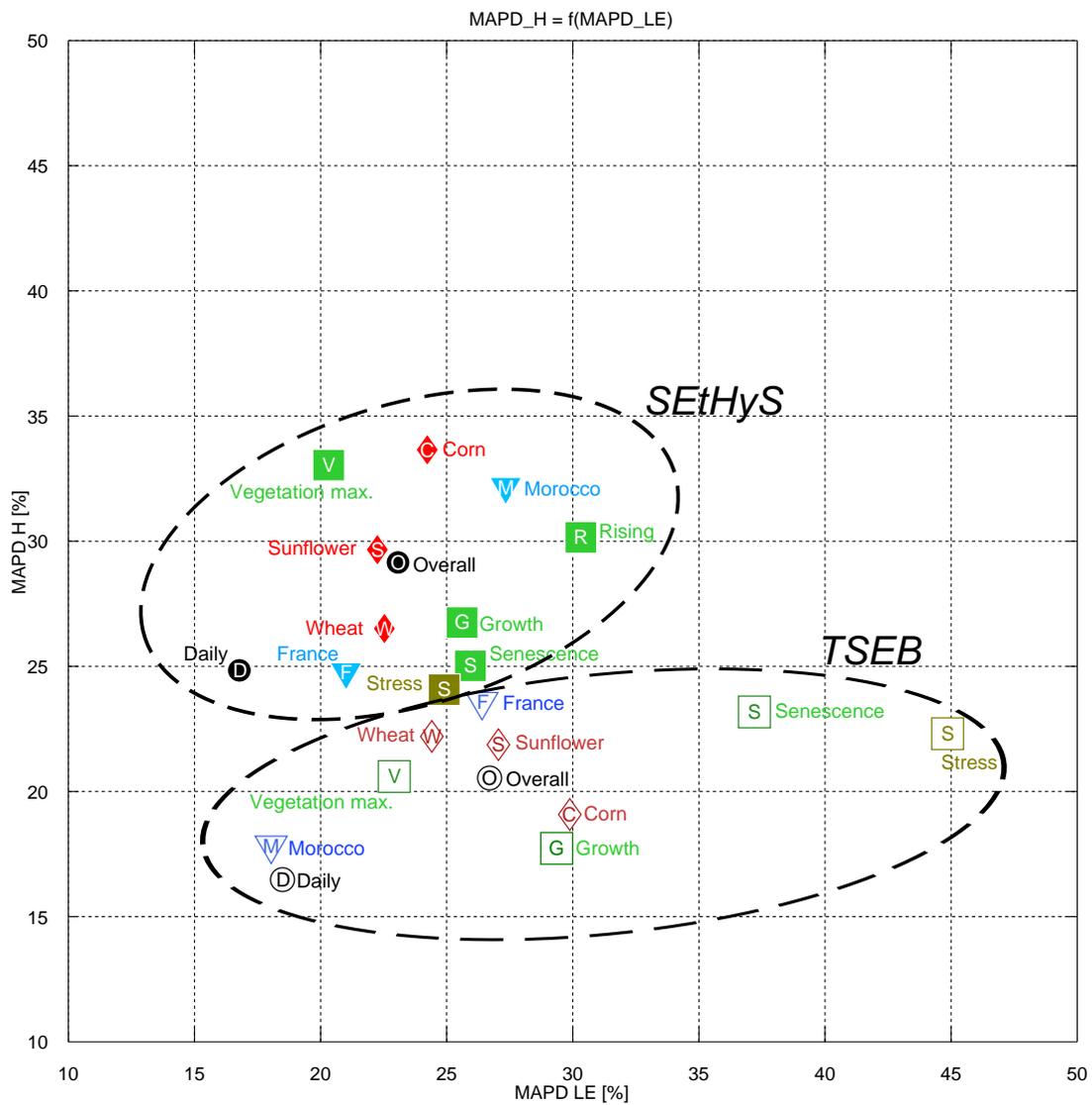


FIGURE IV.1 – Comparaison des estimations de H et LE pour TSEB (marqueurs creux) et SETHyS (marqueurs pleins), en fonction de la résolution temporelle (cercles), du stade phénologiques (carrés), de la culture (losanges) et du climat (triangles).

riser. Ces limitations sont plus notables avec TSEB (menant à une estimation de H avec un MAPD de 85%), car (1) ce modèle ne décrit pas la dynamique des contenus en eau du sol, et (2) l'approximation de Priestley-Taylor qu'il utilise n'est pas valide pour des faibles valeurs de LAI [Priestley and Taylor, 1972].

En revanche, les deux modèles tendent à être plus performants quand la végétation est bien développée, avec un MAPD inférieur à 23% pour les estimations de LE. Les performances par culture et par stade phénologique sont détaillées dans les figures IV.2 et IV.3 sous forme de diagrammes de Taylor normalisés [Taylor, 2001]. Ce diagramme est une façon concise de présenter à la fois le ratio entre la variance du modèle et la variance des données observées, le coefficient de corrélation r et le RMSE entre les simulations et les observations normalisées par la variance du jeu de données.

Plus on s'éloigne du point de "référence des observations" (losange r) sur l'axe des abscisses, et plus le RMSE normalisé est élevé ; De la même façon, les points à droite (gauche) du cercle coupant l'axe des abscisses au point de "référence des observations" – qui correspond à la une déviation standard normalisée de valeur 1 – ont une variance plus grande (petite) que la variance des données de référence.

Les figures IV.2 et IV.3 font ressortir une plus grande déviation standard normalisée pour les estimations de LE de TSEB. Ces simulations plus bruitées semblent dues à l'architecture de calcul instantanée ("snapshot") de TSEB. Pour SEtHyS les flux prédits dépendent de l'historique de leur évolution grâce aux équations dynamiques des variables pronostiques que sont la température et l'humidité du sol, ce qui fournit des prédictions plus lissées au cours du cycle diurne. Ceci peut aussi permettre d'expliquer l'amélioration drastique du RMSE de TSEB lors du passage au pas de temps journalier, déjà soulignée dans les paragraphes précédents.

3.3 Impact de la culture

Par ailleurs, pas de différences significatives de performances sont observées en fonction des cultures, ce qui semble indiquer que (1) le jeu de paramètres de TSEB décrit bien les caractéristiques de la végétation, et que (2) le formalisme de SEtHyS peut être adapté à diverses cultures si ses paramètres sont convenablement étalonnés. L'étalonnage et les paramètres seront abordés plus en détail dans la suite du manuscrit .

3.4 Impact du climat

Les 2 modèles présentent des statistiques relativement similaires pour les 2 climats. Les estimations de SEtHyS sont légèrement meilleures pour la France (MAPD de 23% vs 30% au Maroc), alors que les prédictions de TSEB sont légèrement meilleures au Maroc (MAPD de 18% vs 26% en France). Cependant les différences de pratiques culturelles entre la France et le Maroc, ainsi que la disponibilité de données sur un seul cycle cultural au Maroc, rendent l'analyse délicate et il n'est pas possible de tirer

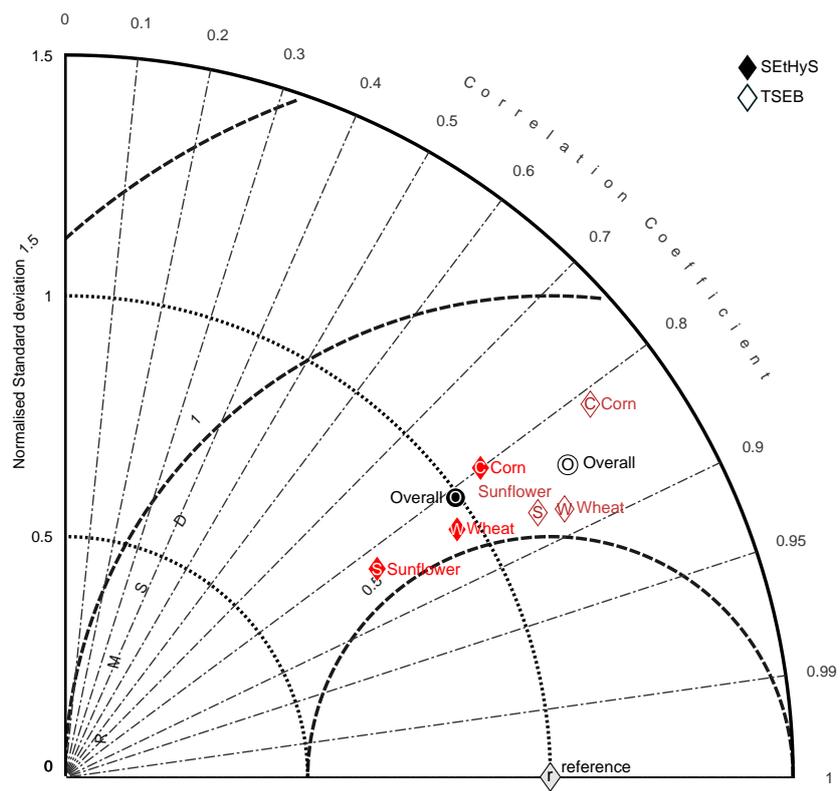


FIGURE IV.2 – Diagramme de Taylor des performances d'estimation de LE pour TSEB (marqueurs creux) et SEtHyS (marqueurs pleins), pour différentes cultures (gauche) et stades phénologiques (droite).

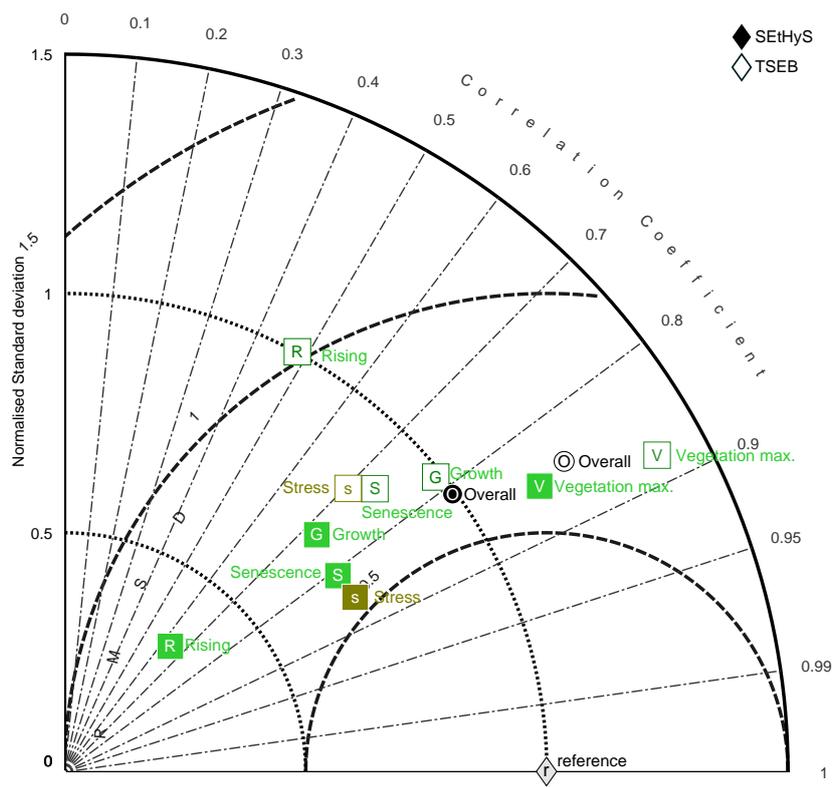


FIGURE IV.3 – Diagramme de Taylor des performances d'estimation de LE pour TSEB (marqueurs creux) et SEiHyS (marqueurs pleins), pour différentes cultures (gauche) et stades phénologiques (droite).

quelconque conclusion quant à l'impact du climat sur les performances.

3.5 Impact du stress hydrique

Les statistiques montrent que TSEB semblent être moins performant sur les périodes de stress hydrique, avec un MAPD de 45% pour LE. Ce modèle n'inclue pas de description des échanges d'eau dans le sol, et que l'approximation de Priestley-Taylor qu'il utilise est seulement valide pour de la végétation non stressée en conditions potentielles [Priestley and Taylor, 1972].

En revanche, SEtHyS est doté d'une description des transferts d'eau dans le sol ainsi que dans les feuilles (résistance stomatique), ce qui lui permet de mieux reproduire l'impact du stress hydrique sur les estimations de LE, avec un MAPD de 28%.

4 Analyses de sensibilité aux entrées

Dans une optique de spatialisation à différentes échelles, il est nécessaire de quantifier la dégradation potentielle des performances des modèles due à la détérioration de la qualité des données d'entrées et aux incertitudes induites par le changement d'échelle de la parcelle agricole au paysage hétérogène.

L'objectif est double : (1) identifier les entrées les plus sensibles et (2) quantifier la dégradation des performances lorsque des erreurs réalistes sont introduites.

Ainsi, afin d'introduire des erreurs réalistes, nous utiliserons les gammes d'incertitude issues de la comparaison avec les données *in-situ* tel que présenté dans la section 7 et synthétisé dans le tableau III.4.

4.1 Analyses de sensibilité du forçage météorologique

Comme le montre la figure IV.5, l'impact des biais moyens sur les prédictions de flux est assez limité avec une baisse de RMSE généralement inférieure à 5 W/m² par rapport à la référence. Ceci peut en partie s'expliquer par les faibles biais observés, un effort particulier étant effectué par les centres météo pour limiter le biais de leurs systèmes de re-analyse tel que SAFRAN.

La figure IV.4 illustre l'analyse de sensibilité avec un bruit blanc, et fait ressortir une plus faible sensibilité de SEtHyS pour l'estimation de LE lorsque les entrées sont bruitées, alors qu'une plus faible sensibilité de TSEB est observée quant à l'estimation de H. En effet, à part pour la vitesse du vent, ajouter un bruit limité sur les entrées de SEtHyS n'as quasiment pas d'influence sur ses estimations de LE, alors qu'ajouter du bruit sur le rayonnement incident et dans une moindre mesure sur la température de l'air détériore les estimations de TSEB, avec un RMSE sur les prédictions de LE passant de 55W/m² en référence à presque 60W/m². Ce phénomène peut s'expliquer par le fait que les estimations de LE de SEtHyS sont régies par les variations lentes du contenu en eau du sol, alors que TSEB se base uniquement sur la mesure de l'énergie disponible et de la température de surface.

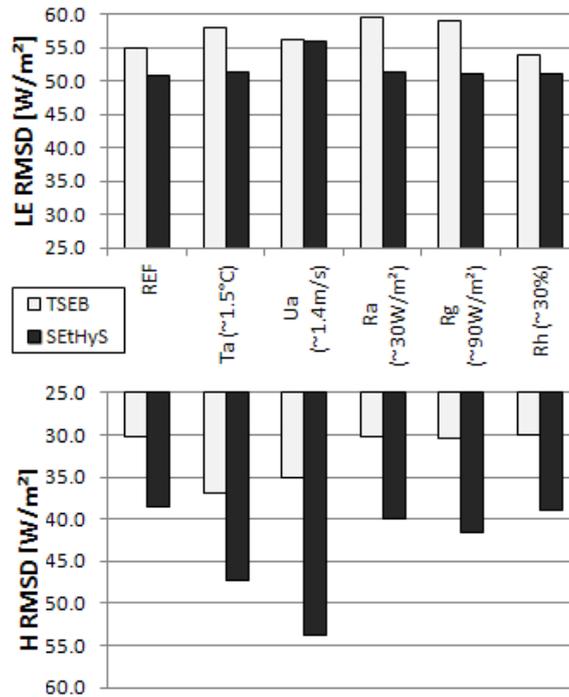


FIGURE IV.4 – Analyse de sensibilité (bruit blanc) aux données météorologiques et aux caractéristiques de la végétation pour les 2 modèles pour l'estimation de LE (haut) et H (bas)

A contrario, du bruit sur la vitesse du vent, la température de l'air, et dans une moindre mesure, le rayonnement solaire, détériore de façon significative les estimations de H de SEtHyS, alors que TSEB apparaît en moyenne moins sensible au bruit pour les entrées météorologiques. Comme pour SEtHyS, la vitesse du vent et la température de l'air sont aussi les entrées les plus sensibles, mais les rayonnements incidents petite et grande longueurs d'onde n'ont pratiquement pas d'influence.

En considérant des erreurs extrêmes (figure IV.6), les mêmes variables sont identifiées comme les plus sensibles : Ra, Rg Ua et Ta pour TSEB, Rg et Ua pour SEtHyS. Cependant on remarquera que malgré ces fortes erreurs sur le forçage, les estimations de SEtHyS restent raisonnables, alors que les estimations de TSEB pour H et LE explosent, ce qui illustre la meilleure stabilité de SEtHyS par rapport à TSEB.

De manière générale, ajouter un niveau de bruit raisonnable aux entrées météorologiques ne pénalise pas de façon drastique les performances des modèles quant à l'estimation des flux de chaleur latente.

4.2 Analyses de sensibilité du forçage végétation

Les caractéristiques de la végétation variant de façon relativement lente, il n'y a pas de sens physique à y appliquer un bruit au pas de temps semi-horaire, et l'analyse se concentrera sur l'utilisation de biais tel que présenté dans les figures IV.5 et IV.6.

D'une façon générale, la sensibilité de TSEB et SEtHyS aux biais de LAI reste assez limitée. Par

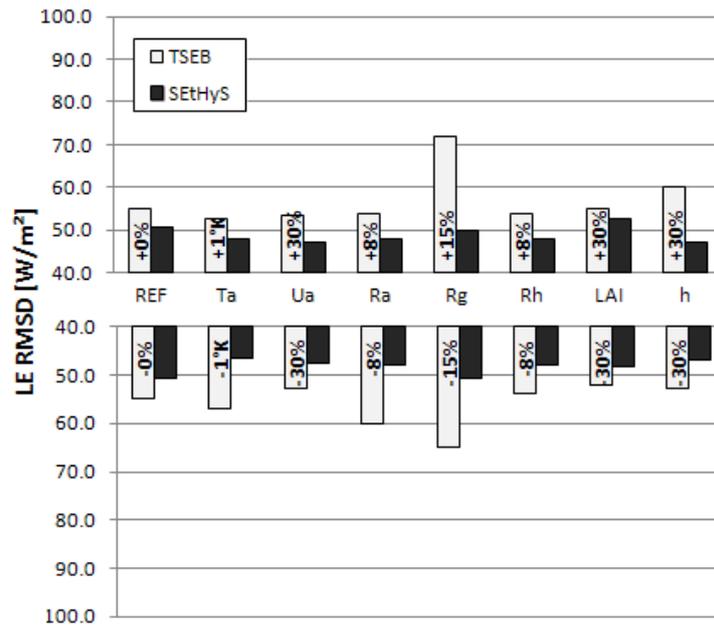


FIGURE IV.5 – Analyse de sensibilité (biais) aux entrées météorologiques et de végétation pour les 2 modèles et pour une erreur moyenne avec un biais positif (haut) ou négatif (bas)

opposition, TSEB et, dans une moindre mesure SETHyS, montrent une plus grande sensibilité à l'erreur sur la hauteur de végétation (h), ce qui s'explique par le fait que des résistances de transfert erronées sont calculées lorsque h est petit et trop proche de la hauteur de mesures micro-météorologiques. Cet impact sur les résistances de transfert est plus visible avec l'analyse de sensibilité de H (non présentée) qui dépend plus directement de ces résistances de transfert. Elle illustre que SETHyS y est plus sensible seulement pour le flux LE, alors que TSEB y est sensible à la fois pour H et LE, car LE y est calculé de façon résiduelle.

4.3 Analyses de sensibilité à la TS pour TSEB

Les résultats de l'ajout d'erreur sur le forçage des températures radiatives de TSEB sont illustrés dans la figure IV.7. Dans ce cas il est réaliste de considérer des erreurs sous forme de bruit et de biais, le bruit traduisant plutôt une erreur sur des données à haute résolution temporelle et le biais permettant de tenir compte des problèmes de représentativité d'un pixel qui apparaît en particulier sur des paysages hétérogènes.

La figure IV.7 montre que pour un bruit blanc jusqu'à 2K, ce qui est l'erreur à laquelle on peut s'attendre pour le produit de températures d'ASTER, les pertes de performances de TSEB sont faibles pour à la fois H et LE. Par contre, les biais ont un impact beaucoup plus important. En particulier, un biais négatif de 3K pourrait détériorer le RMSE de LE de 58W/m² à 78W/m², et un biais plus extrême de 7K (qui pourrait être observé à basse résolution spatiale) ferait chuter le RMSE à 123W/m².

Enfin, un biais négatif, qui est susceptible de se produire quand le pixel observé est principalement irrigué (donc froid) alors que l'entité parcellaire considérée est stressée (donc chaude), a un impact

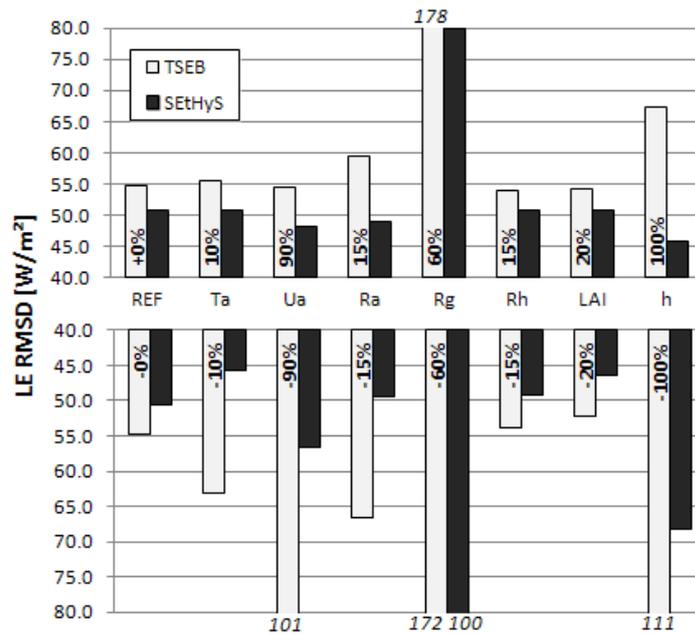


FIGURE IV.6 – Analyse de sensibilité (biais) aux entrées météorologiques et de végétation pour les 2 modèles et pour une erreur maximale avec un biais positif (haut) ou négatif (bas)

légèrement plus important qu'un biais positif. En pratique ce genre de situation est très probable, en particulier pour des pixels mixtes incluant à la fois des forêts et des cultures stressées, ou lorsque l'irrigation est répartie de façon très hétérogène (irrigation gravitaire ou par pivot en cours, sprinklers localisés...).

4.4 Analyses de sensibilité aux intrants d'eau et aux contenus en eau du sols pour SEtHyS

La figure IV.8 présente l'analyse de sensibilité de SEtHyS à la pluie et à l'irrigation en terme de quantité et de timing, ainsi que l'influence de biais sur les contenus en eau du sol (à l'initialisation des simulations). Il n'est pas surprenant de constater que ces 3 facteurs ont une influence non négligeable sur les prédictions de LE.

Le graphe de gauche (a) de la figure utilise l'indicateur Sp qui permet de rendre compte de l'erreur relative autour de la référence :

$$Sp = 100 * \frac{|LE_+ - LE_-|}{LE_{ref}} \quad (IV.3)$$

Ce graphe permet de mettre en évidence qu'une incertitude sur la quantité d'eau est plus impactante qu'une incertitude sur le timing de l'irrigation ou de la pluie. En effet, une variation de quantité de +/-5mm d'eau génère la même erreur en terme de Sp qu'un déphasage temporel de +/-72h (13%). En considérant qu'une irrigation peut atteindre 100mm, une erreur de +/-5mm est très vraisemblable en pratique. Un déphasage temporel de +/-72h est assez important et à priori assez rare, mais possible pour le cas notamment de très grandes parcelles irriguées par des tours d'eau.

Ce graphe permet par ailleurs de pointer du doigt l'impact plus important d'un biais négatif (+sec) sur le SWC par rapport à un biais positif (+humide). Ceci est attribué au fait qu'en allant vers des condi-

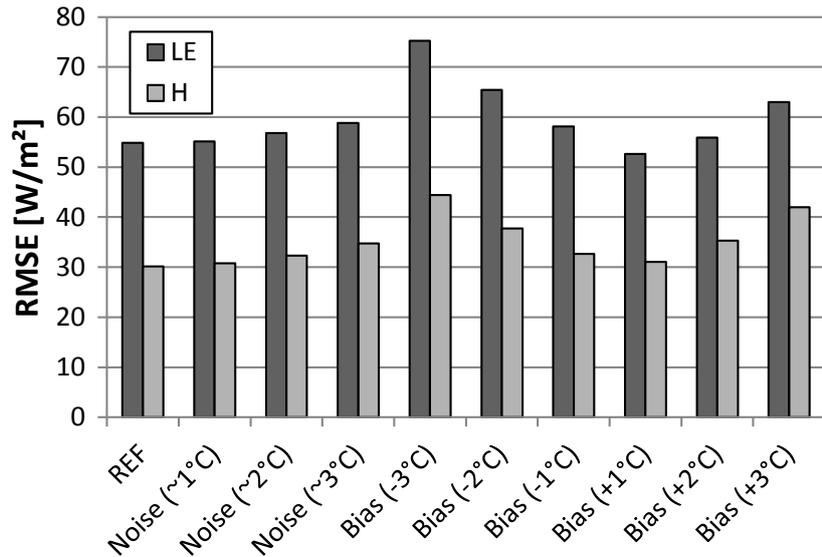


FIGURE IV.7 – Analyse de sensibilité de TSEB à la T_s pour H et LE

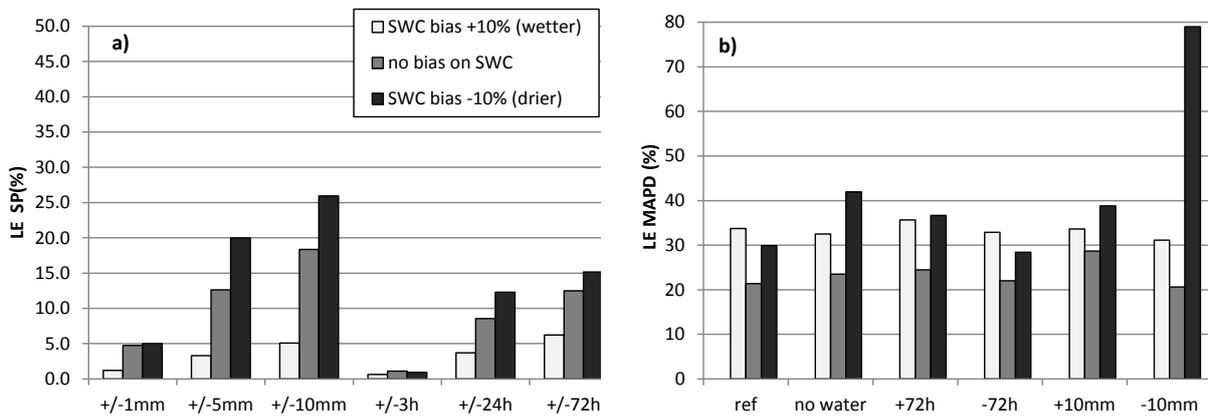


FIGURE IV.8 – Analyse de sensibilité de SEtHyS aux entrées d'eau (pluie et irrigation) avec l'influence d'un biais sur le SWC.

tions plus sèches on se rapproche d'un éventuel stress hydrique et donc d'une chute drastique du LE par rapport à la valeur de référence.

Le graphe de droite (b) de la figure présente les MAPD et permet de donner le détail de l'impact pour des biais positifs ou négatifs sur les quantités et le déphasage. Comme précédemment, il en ressort que le sens du biais n'est quasiment pas impactant sur le timing, par contre un biais positif de 10mm sur la quantité d'eau (surestimation) est plus impactant et dégrade le MAPD de LE de 21% en référence à 29%. Un biais négatif sur la quantité ne semble pas ou peu impactant, excepté dans le cas où on le combine à un biais négatif sur le SWC, ce qui rend le sol trop sec et bascule le modèle en situation de stress hydrique, avec une chute important du LE et de sa valeur relative par rapport à la référence.

Ainsi on peut conclure que concernant les entrées d'eau le focus doit plutôt être mis sur la quantité alors que le timing est d'importance secondaire. En effet, les paysages agricoles sont généralement suffisamment irrigués pour maintenir un SWC élevé, et la végétation est ainsi capable au travers de la transpiration de maintenir un LE suffisamment important. La dynamique temporelle résultante sur plusieurs jours est donc relativement lissée (en particulier par rapport à un sol nu dominé par l'évaporation) ce qui donne moins d'impact au timing. La quantité d'eau est plus importante car elle régule le SWC et l'eau disponible pour les racines ; elle est en particulier déterminante lorsque l'on s'approche des conditions de stress hydrique.

4.5 Analyses de sensibilité croisée des deux modèles au travers du lien entre la TS et le contenu en eau du sol

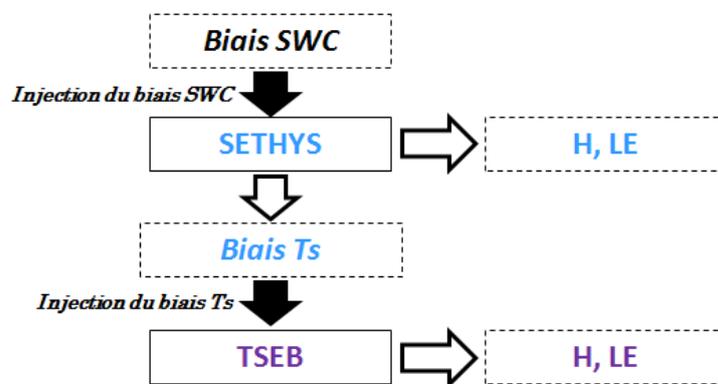


FIGURE IV.9 – Méthodologie utilisée pour l'analyse de sensibilité croisée des 2 modèles

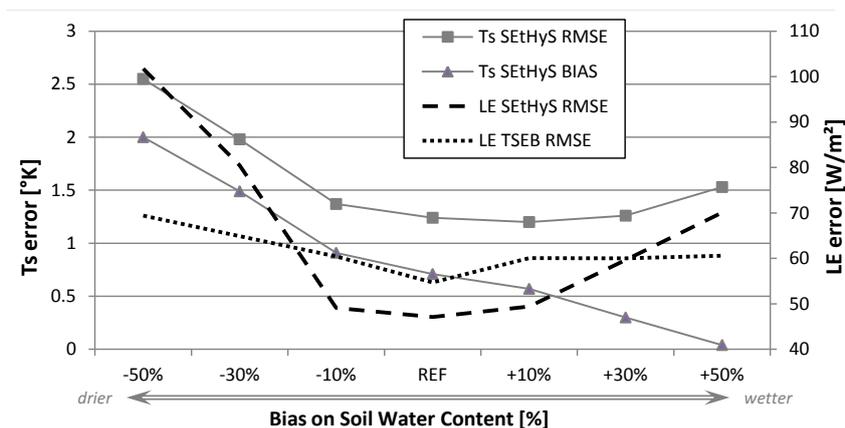


FIGURE IV.10 – Erreur de la Ts simulée par SEtHyS pour différentes valeurs de contenus en eau du sol, et impact sur les estimation d'ET des modèles. TSEB est forcé avec les Ts estimées par SEtHyS

Dans le cadre de cette étude, il est important de détailler la sensibilité de TSEB et SEtHyS à la disponibilité de l'eau dans la couche de surface, ceci afin de connaître la façon dont les modèles répondent à un changement des contenus en eau suite à un évènement pluvieux, une irrigation, ou une phase de

sécheresse. La difficulté repose dans la différence conceptuelle entre les deux modèles : l'humidité de la couche de surface est une entrée explicite dans SEtHyS, alors que pour TSEB la température radiative de surface est sensée contenir l'information relative à l'humidité de la couche de surface. Cette information est contenue dans le lien implicite entre le contenu en eau du sol et la température de surface : en effet, si SWC diminue, alors LE tend à diminuer et moins d'énergie est dissipée, ce qui entraîne une augmentation de la température de surface.

Ainsi la méthodologie employée pour effectuer l'analyse de sensibilité croisée des 2 modèles aux variations d'eau dans la couche de surface s'appuie sur la capacité de SEtHyS à simuler la température de surface. Il est supposé que SEtHyS, utilisé avec un jeu de paramètres adapté, est capable de simuler une température réaliste et représentative des variations des contenus en eau du sol. Comme schématisé dans la figure IV.9, en injectant un biais sur les SWC utilisés pour l'initialisation de SEtHyS, il en résulte un biais sur les températures de surface qu'il simule par rapport à la référence. Ce biais sur les températures de surface peut être considéré comme un biais équivalent sur les SWC converti en température. Il est alors injecté dans TSEB et traduit indirectement l'impact d'un biais sur les SWC.

La figure IV.10 présente un aperçu des variations de température de surface engendrées par des biais sur les contenus en eau de +/-10%, +/-30% et +/-50%, ainsi que les flux de chaleur latente résultant simulé par les 2 modèles.

Comme l'on s'y attendait, la température augmente avec un déficit de SWC. En conditions plus sèches, pour un biais de SWC supérieur à +10%, le biais de température évolue quasiment linéairement avec une pente importante. En conditions plus humides, pour un biais de SWC inférieur à -10%, le biais de température évolue aussi quasiment linéairement mais avec une pente un peu plus faible, qui traduit une limitation quand l'humidité du sol sature et atteint la capacité au champs.

Les estimations de LE résultantes de ces biais permettent de tirer les mêmes conclusions : en dehors de l'intervalle [-10% +10%] pour les biais de SWC, l'erreur augmente aussi de façon linéaire, avec un biais plus important en conditions sèches. Pour un biais en dessous de -20%, l'impact sur l'estimation du flux LE par SEtHyS excède 60W/m² pour les 2 modèles. Ce résultat est important dans le but de spatialiser les modèles puisque l'estimation du contenu en eau dans le sol avec une bonne précision à partir de données thermique et hyperfréquences est un vrai challenge sur des paysages hétérogènes [Weidong et al., 2002, Barrett et al., 2009, Hain et al., 2011].

Le biais de température simulé par SEtHyS pour des variations de SWC allant de -50% à +50% n'excède pas 2K et est ainsi dans la gamme d'incertitude classique des températures de surface estimées par télédétection. Pour un tel biais de température, la divergence de l'ET estimée par TSEB n'excède pas 70W/m², ce qui est moins élevé que pour SEtHyS qui atteint 100W/m². Par conséquent, TSEB apparaît comme moins "réactif" aux variations des contenus en eau du sol. Ce résultat est critique en conditions sèches ou conditions de stress hydrique comme remarqué dans la partie 3.5. L'indication de stress hydrique ne peut entrer dans TSEB qu'à travers la température de surface, puisque le paramètre

de Priestley-Taylor n'est pas ajusté dans cette situation et qu'aucun autre mécanisme n'est prévu pour limiter l'ET. Ce résultat complète l'étude de Crow et al. [2005] qui compare les flux spatialisés de TSEB aux simulations du modèle SVAT TOPLATS [Famiglietti and Wood, 1994, Peters-Lidard et al., 1997] donnant un avantage à l'utilisation de TSEB quand les modèles sont distribués spatialement avec des incertitudes sur les variables de forçage observées (pluie, caractéristique du sol...).

5 Analyse de sensibilité des paramètres des modèles

Pour rappel, les paramètres de SEtHyS ont été étalonnés de façon multicritère à l'aide de la méthode MCIP décrite dans la section 3.5.5. Cette méthode permet de façon itérative d'ajuster la valeur des paramètres en tenant compte de leur sensibilité.

TSEB ayant beaucoup moins de paramètres, ceux-ci ont été étalonnés de façon monocritère, en effectuant une analyse de sensibilité sur chacun d'entre eux indépendamment.

Les étalonnages et les analyses de sensibilité ont été effectués sur les différentes périodes d'étude de 10 jours permettant ainsi d'obtenir des jeux de paramètres spécifiques à chaque stade phénologique et culture.

Il est intéressant de comparer les résultats d'étalonnage et la sensibilité de TSEB et SEtHyS en parallèle. Même si ces deux modèles utilisent une paramétrisation différente, les paramètres qui interviennent dans la description de phénomènes physiques similaires peuvent tout de même être intercomparés.

5.1 Paramètres contrôlant la transpiration du couvert végétal

L'étalonnage du paramètre V_{max0} , qui traduit l'activité photosynthétique des feuilles dans le modèle SEtHyS, permet de distinguer clairement le blé ($110 < V_{max0} < 140 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) du tournesol et du maïs ($65 < V_{max0} < 100 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) pour les phases de croissance et de développement max sur les sites expérimentaux de la zone "Sud-Ouest". Sellers et al. [1996a,b] suggèrent une valeur moyenne de $100 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ pour les classes d'occupation du sol "agricoles" dans le modèle de surface SiB2 (dont le module de photosynthèse pour la conductance stomatique est inclus dans SEtHyS). Par conséquent, le taux d'assimilation photosynthétique du modèle doit être augmenté sur le blé afin de satisfaire au mieux le jeu de variables critères (H , LE , w_2 , R_n , T_b) et en particulier le flux LE .

Ce résultat est cohérent avec la valeur optimale obtenue pour le paramètre de Priestley-Taylor (α_{PT}), qui traduit la part d'énergie attribuée à la transpiration du couvert végétal dans TSEB (voir équation II.49 dans la section II), pour les mêmes périodes d'étalonnage. En effet, sa valeur optimale est de 1,35 pour le tournesol et le maïs, alors qu'une valeur plus grande de 1,5 est trouvée pour le blé, augmentant la transpiration pour cette classe. Une discussion plus détaillée sur ce paramètre est proposée un peu plus loin dans la section 5.4..

Des mesures du taux d'assimilation photosynthétique et de la résistance stomatique ont été menées en parallèle sur le blé, le maïs et le tournesol à l'aide d'un analyseur de gaz Licor 6400. Les valeurs optimales déduites pour le V_{max0} sont en parfait accord avec les résultats d'étalonnage précédents excepté pour la culture de tournesol. On peut soupçonner une surestimation du LAI sur cette culture à cause de son hétérogénéité à l'échelle de la parcelle, menant à des valeurs de V_{max0} plus petites que celles attendues avec l'étalonnage.

Un autre résultat intéressant obtenu avec ces paramètres concerne leur valeurs plus faibles pour le site expérimental du Maroc par rapport aux sites Français et par rapport à la littérature citée précédemment ($40 < V_{max0} < 70 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ et $X_{PT} = 1, 2$). Ainsi, la limitation de l'activité photosynthétique et du flux d'ET associé pour les 2 modèles sur le site marocain mettent en avant l'importance de prendre en compte les caractéristiques du site, son climat et l'espèce végétale quant à la détermination du jeu de paramètres.

5.2 Paramètres liés au transfert d'eau dans le sol

Dans la description du sol de SETHyS, les contenus en eau sont contraints entre l'humidité résiduelle (W_{resid}) et l'humidité à saturation (W_{max}).

Le paramètre W_{max} est plus petit pour Auradé (moins d'argile qu'à Lamasquère). W_{max} est élevé ou maximum en phase de levée ou en début de croissance quand les racines se développent (en particulier pour le blé), puis décroît quand la plante grandit et que le sol se compacte.

Le paramètre W_{resid} est plus petit sur le site marocain ($< 0.08 \text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) que sur les sites français (valeur maximum de $0.15 < 0.15 \text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ à Lamasquère). On peut remarquer une évolution de la valeur optimale de W_{resid} corrélée au stade phénologique en particulier pour la culture de tournesol, avec une augmentation régulière entre la levée ($0.07 \text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) et le maximum de développement ($0.14 \text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), puis une décroissance pendant la sénescence ($0.08 \text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$).

En conséquence, la différence $W_{max} - W_{resid}$ décroît avec la croissance de la végétation, et il est intéressant de comparer ce résultat aux résultats de l'étalonnage du paramètre dp_2 , qui décrit la profondeur racinaire (ou la profondeur du réservoir permettant le pompage par les racines). Les valeurs de dp_2 obtenues sur les phases de levée et en début de croissance sont plus élevées que les valeurs attendues, à l'exception de la culture de blé au Maroc. Ceci signifie que la capacité de stockage d'eau dans le sol n'est pas limitante, d'un point de vue étalonnage, pour les sites français pendant le début du cycle cultural. Il devient par contre limitant quand le déficit en eau augmente lors de la période estivale.

Pour le paramètre K_{sat} , la conductivité hydraulique à saturation, les plus petites valeurs ($< 2 \cdot 10^{-7} \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) sont obtenues sur le site de Lamasquère dont le sol contient plus d'argile et moins de sable que les autres sites expérimentaux, ce qui est en accord avec les travaux de Genuchten [1980]. Pour tous les sites les valeurs minimales de K_{sat} sont atteintes pendant la phase de levée, et augmentent ensuite généralement pendant la phase de croissance. Cette observation est en accord avec le développement du système raci-

naire qui favorise les transferts verticaux.

Les valeurs obtenues pour le paramètre a_{Elim} , qui permet de fixer la résistance minimale à l'évaporation du sol, sont plus faibles pour les sites avec la plus grande teneur en argile et la plus petite teneur en sable. Ces valeurs se situent entre 0 et $12s.m^{-1}$ pour Lamasquère et Sidi Rahal, contre 20 à $30s.m^{-1}$ pour Auradé.

Enfin, le paramètre F_{therm} , qui fixe la capacité thermique du sol et permet ainsi de limiter le flux de conduction dans le sol, est un des paramètres les plus sensibles de SETHyS. Pour tous les sites, F_{therm} est grand (de 1,5 à $1,7 J.m^{-3}.K^{-1}$) pendant les phases de levée et en début de croissance, puis décroît quand la végétation est à son maximum de développement (jusqu'à $1J.m^{-3}.K^{-1}$). Ce résultat est en accord avec le développement du système racinaire qui draine les horizons de sol les plus haut à l'émergence de la végétation, ce qui augmente la porosité du sol en accord avec les résultats obtenus pour le paramètre W_{max} . Ensuite le sol se compacte menant à une porosité plus faible et une capacité calorifique plus importante.

Un résultat similaire est observée pour TSEB au travers du paramètre R_nG qui traduit la quantité d'énergie attribué au flux de conduction dans le sol (l'équation II.50. Une valeur empirique de 0,35 a été fixée par Choudhury et al. [1987] et est utilisée par Norman et al. [1995a]. Dans le cadre de cette étude sa valeur optimale atteint une valeur plus élevée pendant le maximum de développement de la végétation (0,45-0,55) ce qui permet d'augmenter le flux de conduction dans le sol pendant ces périodes. L'impact sur H et LE est cependant négligeable et ne dépasse pas $5W.m^{-2}$ de RMSE.

5.3 Paramètres liés au transfert radiatif

L'analyse de la continuité et de l'évolution de l'albédo de surface présente aussi des résultats intéressants. Les résultats d'étalonnage montrent une légère augmentation de l'albédo de la végétation pendant la phase de croissance, puis une diminution pendant la sénescence avant la récolte. Au maximum de développement, on obtient sur les sites d'Auradé et Lamasquère un albédo élevé (0,30 pour le blé d'hiver, et 0,25 pour le maïs et le tournesol) qui surestime les valeurs mesurées *in-situ* et les valeurs bibliographiques (0,22-0,23 [Guyot, 1999]), alors que les valeurs trouvées sur le site marocain sont plus cohérentes. Cependant cette tendance reste cohérente avec les observations d'albédo moyen journalier et de LAI [Ferlicoq et al., 2013]. .

Enfin, en vue de distribuer spatialement les jeux de paramètres, il est intéressant de mentionner les résultats concernant le paramètre Ω (modèle TSEB). Ce paramètre qui définit le "clumping factor" (littéralement "facteur de touffe") intervient dans le calcul de l'énergie disponible au niveau du sol (voir l'équation II.38) et permet notamment de prendre en compte l'hétérogénéité induite par les rangs de culture. La valeur par défaut généralement utilisée pour ce paramètre est de 0,45 pour une distribution sphérique de feuille. Cette valeur fournit des estimations de H et LE acceptables, excepté pour la culture

de tournesol pour laquelle l'étalonnage indique une valeur optimale de 0,65 en période de végétation bien développée, ce qui tend à réduire la valeur de R_{nSOL} . Le tournesol est une culture qui possède des rangs assez marqués et pour laquelle l'hypothèse de distribution sphérique des feuilles ne semble pas adaptée. Ce résultat est à prendre en considération pour la spatialisation des modèles sur la région "Sud-Ouest" où la classe tournesol est fortement représentée.

5.4 Compléments sur le paramètre α_{PT}

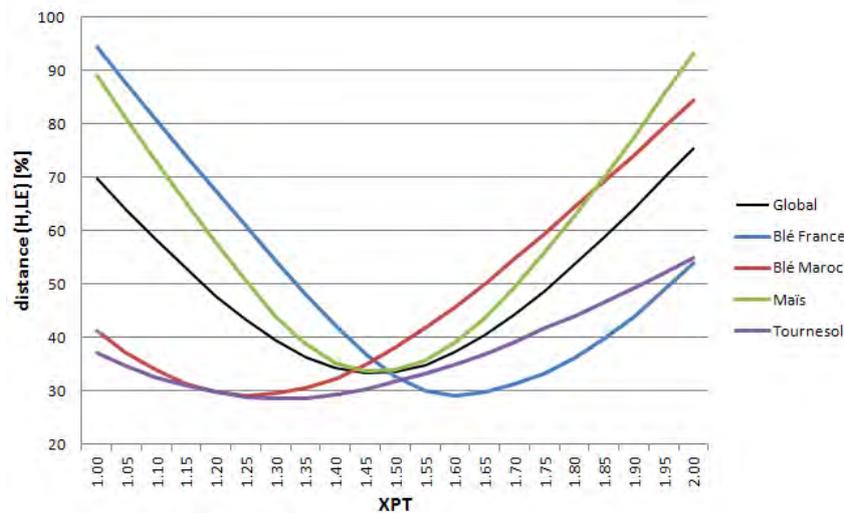


FIGURE IV.11 – Influence de la valeur de α_{PT} sur H et LE par culture

Une attention particulière a été donnée au paramètre α_{PT} car il agit sur la quantité d'énergie attribué au flux de chaleur latente et qu'il est l'un des paramètres les plus sensibles de TSEB. La plupart des études effectuées avec TSEB utilisent sa valeur générique (1,3) [Norman et al., 1995a, Kustas and Norman, 1997, Bindlish et al., 2001, Anderson et al., 2007, Colaizzi et al., 2012, parmi d'autres]. Cependant d'autres études ont pu trouver des valeurs différentes en fonction des couverts végétaux et de conditions de forçage particulières : Kustas and Norman [2000] trouvent une valeur pouvant atteindre jusqu'à 2 dans le cas d'une culture de coton ou les rangs sont très espacé et le phénomène d'advection très prononcé, Baldocchi [1994] trouvent aussi une valeur proche de 2 mais pour des conditions très humide, alors que d'autres études telles que Agam et al. [2010] trouvent une valeur optimale de 0,9 sur de la végétation naturelle (à priori ayant une disponibilité en eau limitée), une valeur de 1,2 proche de la valeur standard sur des surfaces agricoles, et une valeur pouvant être plus élevée en conditions de très fort déficit en vapeur d'eau.

Dans le cas de notre étude, une valeur standard de 1,3 donne des performances acceptables, cependant comme montré sur la figure IV.11 une valeur globale de 1,5 permet d'optimiser à la fois les performances d'estimation de H et LE.

Par ailleurs on observe des différences de valeurs optimales en fonction du type de culture : 1,3 pour le tournesol, 1,5 pour le maïs, 1,6 pour le blé cultivé en France et 1,2 pour le blé cultivé au Maroc.

Cependant l'utilisation d'une valeur de α_{PT} globale de 1,5 reste acceptable et ne dégrade les simulations que de 10% dans le pire des cas.

Ces hautes valeurs de α_{PT} par rapport à la littérature semblent s'expliquer par le fait que ces résultats sont issus de données incluant des journées nuageuses. En effet une étude complémentaire a permis d'observer une augmentation du α_{PT} lors de journées couvertes ou lors simplement de passages nuageux. La valeur standard trouvée pour le Maroc conforte cette hypothèse puisque ce site présente une grande majorité de journées claires.

TSEB étant initialement conçu pour être forcé par une TS issu de capteurs satellitaires IRT, qui ne fournissent des données que par ciel dégagé, la plupart des études se placent dans ces conditions (d'autant qu'un temps ensoleillé favorise l'instabilité de l'atmosphère). Dans le cas de notre étude, nous avons évalué TSEB dans toutes les conditions d'ennuagement dans la perspective d'expériences et d'applications futures utilisant des cameras thermiques *in-situ* ou embarquées sur des drones qui peuvent fournir des données même par ciel couvert.

Cependant récemment Colaizzi et al. [2014] ont rappelé que de grandes valeurs de α_{PT} n'atténuent pas la divergence des composantes d'évaporation (E) et de transpiration (T). Ainsi ils proposent de remplacer la formulation de Priestley-Taylor par une formulation basée sur l'équation de Penman-Monteith pour mieux prendre en compte les grandes variations du déficit de la pression de vapeur d'eau et corriger la partition entre E et T.

5.5 Influence de la "précision" des jeux de paramètres

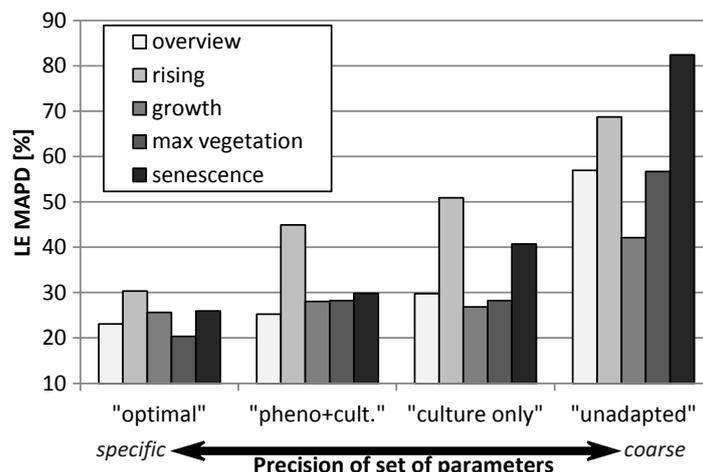


FIGURE IV.12 – Influence de la précision des jeux de paramètres utilisé avec SEtHyS

Toujours dans le but de préparer la spatialisation des modèles, qui entrainera de fortes incertitudes sur la valeur des paramètres, il est important de quantifier les incertitudes d'un jeu de paramètres incertains sur les performances.

La figure IV.12 met en évidence par stade phénologique l'impact sur les simulations de LE de l'utilisation de différents jeux de paramètres.

Le cas "optimal" correspond aux jeux de données le plus précis possible, obtenu *in-situ* pour chaque période de 10 jours (donc spécifique d'une culture, d'un stade phénologique, et de conditions de surface et météorologiques particulières). Le cas "pheno+cult" correspond à des jeux de paramètres agrégés pour être représentatif d'une culture et d'un stade phénologique particulier. Le cas "culture" est encore plus général et représentatif d'un cycle cultural tout entier, sans différencier les stades phénologiques. Le cas "inadapté" correspond à l'utilisation d'un jeu de paramètres ne correspondant pas à la classe attendue. Par ailleurs à partir de la littérature il a aussi été possible de constituer des jeux de paramètres génériques pour une végétation "moyenne".

La figure montre que les performances globales sont dégradées de 23% pour le cas "optimal", à 25% pour le cas "pheno+cult", puis à 30% pour le cas "culture", et 58% pour un jeu de paramètres "inadapté". Ainsi, comme on pouvait s'y attendre, une erreur sur la carte d'occupation des sols et l'utilisation d'un jeu de paramètres inadapté s'avèrerait dramatique pour les performances. Le cas "culture" reste acceptable mais présente une forte dégradation lors de la phase de sénescence (perte de 14% de MAPD par rapport au cas optimal), où l'apparition de stress hydrique est plus probable. L'utilisation de ce jeu de paramètres semble donc limité sur des paysages sénescents ou susceptibles de présenter des zones de stress hydrique. Finalement il en ressort que l'utilisation de jeux de paramètres discrétisant les différents stades phénologiques est le meilleur compromis : il ne dégrade les résultats que de 2% par rapport au cas optimal et ne présente une dégradation que sur la phase de levée. Afin de spatialiser SETHyS il faut donc être capable de caractériser les différents stades phénologiques de chaque culture, et donc de disposer d'un jeu de données *in-situ* suffisamment conséquent.

Concernant TSEB, les comparaisons montrent des performances acceptables avec un seul jeu de paramètres général pour l'ensemble des simulations. L'utilisation de jeux de paramètres plus spécifiques n'améliore pas de façon flagrantes les performances. Dans la suite du travail, nous l'appliquerons donc avec ce jeu de paramètres.

6 Discussions complémentaires

6.1 Critique des mesures EC *in-situ* et des méthodes de fermeture du bilan d'énergie

Le problème de fermeture du bilan d'énergie, inhérent à la méthode EC et dont les causes ont déjà été exposées dans la section 3.6, fait l'objet de nombreuses discussions dans la communauté scientifique. En particulier, les modèles de surface sont basés sur un bilan d'énergie fermé, et afin d'éviter les biais, leurs utilisateurs corrigent souvent les données EC afin de forcer la fermeture du bilan d'énergie par la méthode du rapport de Bowen ou la méthode résiduelle (assignant toute l'énergie manquante à LE). Cependant, comme le résume Li and Kustas [2005], il n'existe pas de méthode consensuelle, et l'emploi de ce type de méthode est très discutable. Li and Kustas [2005] conclue que les 2 méthodes de fermetures

réduisent les divergences. La comparaison des méthodes de fermetures sur SO montrent qu'il y a au final assez peu de différences. Ainsi on a fait le choix de ne pas forcer la fermeture du bilan d'énergie mais de filtrer les données ne présentant pas une fermeture satisfaisante.

6.2 Amélioration apportée par la prise en compte du LAIvert

Le LAI total est utilisé dans les calculs liés à la turbulence et le LAI vert est dans les calculs liés à la transpiration des plantes. Ainsi, malgré la simplicité et l'incertitude de la méthode utilisée pour estimer un LAI vert à partir du total, on obtient une forte amélioration des estimations de TSEB sur les périodes de sénescence (MAPD amélioré de 20%).

7 Conclusion, critiques et perspectives

Cette étude *in-situ* a permis d'intercomparer les modèles TSEB et SEtHyS et de préparer leur spatialisation. Les deux modèles présentent des performances similaires pour l'estimation de LE (RMSE de 39W/m² et 41W/m² pour TSEB et SEtHyS respectivement), mais TSEB présente de meilleures performances pour l'estimation de H (21 VS 35W/m²). Ceci met en évidence les performances remarquables de TSEB au regard de la simplicité relative de son approche, d'autant plus que les paramètres de SEtHyS ont été étalonnés de façon fine (par culture et par stade phénologique).

Cependant SEtHyS est plus stable sur l'ensemble des stades phénologiques alors que TSEB a un domaine de validité limité avec des performances moins bonnes pour les phases de levée et de sénescence.

De plus les performances de SEtHyS sont moins sensibles au bruit appliqué sur le forçage météorologique, en particulier sur R_g . En effet la partition entre H et LE est modérée par la variation lente des contenus en eau du sol dans SEtHyS, alors que pour TSEB la partition repose uniquement sur l'énergie incidente et la TS.

La sensibilité de TSEB et SEtHyS à un biais sur le LAI est assez limitée. Elle est plus importante pour la hauteur du couvert (h) ce qui est dû à une estimation erronée des résistances de transfert lorsque h est trop proche de la hauteur de mesures micrométéorologiques.

L'analyse de sensibilité de la TS qui est une des entrées les plus importantes de TSEB montre que pour un bruit jusqu'à 2K, les performances de TSEB sont relativement peu affectées quant aux estimations de H et LE. Par contre les biais sont plus impactants : un biais négatif de -3K détériore le RMSE de 58 à 78W/m² pour l'estimation de LE.

De façon similaire, la sensibilité de SEtHyS aux incertitudes sur les entrées d'eau et sur l'initialisation des contenus en eau a été étudiée. Il a été montré que le focus doit être mis sur l'inversion des quantités d'eau plutôt, et que le timing était secondaire. En particulier, un biais négatif de 10mm sur les entrées, couplé à un biais sur les SWC de 10% fait baisser les performances du modèle de 25%.

Une analyse de sensibilité croisée des deux modèles aux entrées d'eau a été effectuée de la façon suivante : plusieurs séries de TS ont été simulées par SEtHyS en réponse à des biais de ± 10 , ± 30 , ou $\pm 50\%$. La différence de TS par rapport à la simulation de référence a alors été injectée en input de TSEB

comme un biais équivalent de SWC converti en température. L'écart de température simulé par SEtHyS pour un biais de $\pm 50\%$ n'excède pas 2K et se situe dans les limites classiques d'erreur de données de télédétection IRT. Pour un tel biais de température, la divergence des estimations du LE par TSEB ne dépasse pas 20W/m^2 alors qu'il atteint 50W/m^2 pour SEtHyS. Il a été déduit que TSEB est moins "réactif" aux variations de SWC par rapport à SEtHyS.

Les analyses de sensibilité et l'étalonnage des modèles pour différentes cultures, stades phénologiques, conditions de surface et forçage atmosphérique peuvent être utilisés comme une base d'apprentissage pour la distribution spatiale des modèles à l'échelle de la région.

Pour SEtHyS il a été montré que l'utilisation d'un jeu de paramètre associé à une culture sans tenir compte de son stade phénologique n'affectait pas drastiquement ses performances pour les phases de croissance et de végétation développée. Par contraste, l'utilisation d'un jeu de paramètres spécifiques aux phases de levée et de sénescence (incluant potentiellement des épisodes de stress hydrique) s'avère nécessaire.

Pour TSEB, le paramètre le plus sensible est le coefficient de Priestley-Taylor (α_{PT}). Pour des conditions de ciel nuageux on a montré que sa valeur optimale était de 1,5 ce qui est supérieur à la valeur utilisée classiquement dans la littérature. Cette valeur pourra être utilisée pour des simulations effectuée avec des données acquise en ciel couvert à basse altitude, par exemple avec un drone.

Ainsi ces résultats complètent l'étude de Crow et al. [2005] qui compare les flux spatialisés de TSEB avec les simulations du modèles SVAT TOPLATS [Famiglietti and Wood, 1994, Peters-Lidard et al., 1997], et donne l'avantage à TSEB quand les modèles sont spatialisés avec des observations incertaines (pluie, caractéristiques du sol...). Les performances de TSEB sont remarquables en considérant son faible nombre de paramètre et le fait qu'il ne nécessite pas la connaissance des entrées d'eau comme pour un SVAT plus complexe. Cependant son domaine de validité est limité aux phases de végétation bien développée.

Chapitre V

Étude spatialisée

1	Développement d'un outil pour l'étude spatialisée multi-résolutions	93
2	Analyses et traitements complémentaires de la base de données spatialisée . . .	93
2.1	Présentation	93
2.2	Analyse et statistiques de la carte d'occupation des sols	95
2.3	Création des grilles multi-résolutions	96
2.4	Données végétation	96
2.5	Données IRT	97
2.5.1	Correction atmosphérique et en émissivité des données LANDSAT7	97
2.5.2	Méthodologie de correction temporelle de l'image LANDSAT7 . .	97
2.5.3	Intercomparaison multi-résolutions des données IRT du 24 juillet 2006	98
3	Méthodes de spatialisation des modèles	99
3.1	Détermination des « entités fonctionnelles »	99
3.2	Détermination et choix des jeux de paramètres de SEtHyS	100
3.3	Initialisation des contenus en eau du sol	100
4	Intercomparaisons des simulations spatialisées de TSEB et SEtHyS	101
4.1	Overview	101
4.2	zone de Lamasquère	102
4.2.1	Analyse de l'estimation de l'ET	102
i	Observations générales	102
ii	Analyse par classe	103
4.2.2	Analyse de l'estimation de la TS	104
i	Commentaires généraux	104
ii	Analyse par classe	104
4.3	zone d'Auradé	104
4.4	Impact de la résolution spatiale	112
4.5	Bilan	112

5	Impacts de scénarii types sur la spatialisation	114
5.1	Impact de la prise en compte de la profondeur de sol	114
5.2	Impact de l'utilisation des données météorologiques SAFRAN	115
5.3	Impact de biais sur les contenus en eau initiaux	116
6	Proposition d'une méthode relative pour l'inversion de quantités d'irrigation à partir des données TS	118
6.1	Méthode absolue	118
6.2	Méthode relative	118
6.3	Résultats	119
7	Conclusion, critiques et perspectives	119

Ce chapitre constitue l'aboutissement de thèse car il aborde la problématique de l'estimation de l'évapotranspiration à partir des données IRT aux échelles spatiales des capteurs satellites, et plus précisément, la stratégie de spatialisation, et l'impact de la complexité de la modélisation pour l'estimation de l'évapotranspiration. Plus précisément, sur la base des résultats de simulation obtenus à l'échelle locale à partir des deux approches (TSEB VS SEtHyS) pour un ensemble de conditions de forçage et de stades phénologiques des cultures, il s'agit de quantifier et de discuter l'écart entre les 2 approches sur des zones agricoles d'une centaine de kilomètres carrés en conditions réelles.

Le terme spatialisation est utilisé pour décrire la distribution de la modélisation et des données issues d'observations à l'échelle d'une zone géographique d'étude. Ici, les zones correspondent à des échantillons paysagers représentatifs des agroécosystèmes de la région de l'ouest toulousain d'une dizaine de kilomètres de côté sur lesquels nous disposons des observations satellites et incluant les parcelles agricoles instrumentées d'Auradé et Lamasquère (voir partie suivante sur la présentation et le traitement des données de la base de données spatialisée).

1 Développement d'un outil pour l'étude spatialisée multi-résolutions

Une grande partie du travail de thèse a été consacré au développement technique d'un outil permettant de gérer la base de données géoréférencée, d'effectuer les simulations en multi-résolutions avec TSEB et SEtHyS, d'analyser et inter-comparer leurs résultats, de tester de façon aisée différents scénarios de spatialisation des paramètres et variables des d'entrée, et de faciliter l'implémentation d'améliorations futures.

Une description de cet outil semi-automatisé est donné dans l'annexe C.

2 Analyses et traitements complémentaires de la base de données spatialisée

Nous avons choisi d'intégrer dans ce chapitre les analyses et les traitements réalisés sur les données pour disposer d'une base de données sur des grilles de 10*10km de résolutions hectométrique et kilométrique. Ces traitements (sur l'occupation du sol, les relations LAI-hauteur, les données thermiques, . . .) doivent en effet être pris en compte dans l'analyse des résultats de simulation de la partie 4.

2.1 Présentation

Suite à l'analyse de l'ensemble des données disponibles, nous avons choisi de nous focaliser sur la zone "Sud-Ouest" pour la période de juillet 2006, pour laquelle nous disposons de trois images IRT de trois capteurs différents (ASTER, LANDSAT7 et MODIS) acquises en condition de ciel clair quasiment

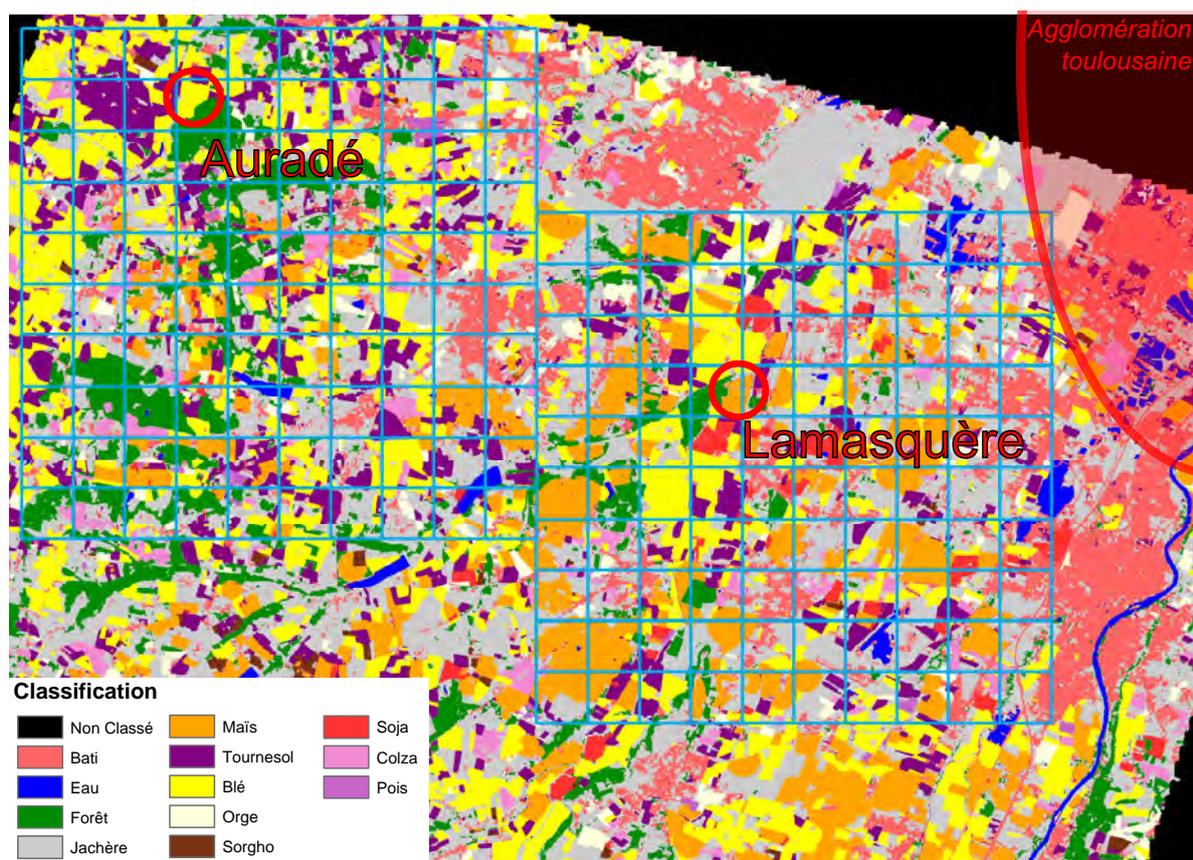


FIGURE V.1 – Aperçu de la classification et des 2 grilles (10*10km) de simulation autour des sites expérimentaux d'Auradé et de Lamasquère

au même moment (matinée du 24/07/2006). De plus pour la période de juillet 2006 on dispose d'autres images IRT qui, bien que comportant une information restreinte (nuages ou problème des bandes LANDSAT7), pourront potentiellement être exploitées par la suite pour spatialiser les contenus en eau. Le focus est mis sur le sud de la France car nous disposons dans l'immédiat de moins de données spatialisées sur la zone Marocaine.

L'année 2006 a été plutôt chaude et ensoleillée ce qui a été propice à un développement rapide de la végétation. Ainsi au 24 juillet 2006 les cultures de tournesol et de maïs sont dans l'ensemble bien développées avec un LAI fort. Les récoltes de blé ont pu avoir lieu tôt et l'ensemble des parcelles de blé observées sont en chaume. Il est important de noter que le choix de la période a été contraint par la disponibilité des données et même si cette période de fin de saison n'est pas idéale pour le blé, le maïs par contraste est bien développé et l'irrigation devrait introduire des conditions contrastées en termes de bilan hydrique des cultures.

Il a été choisi d'effectuer les simulations sur 2 zones adjacentes de 10*10km (figure V.1), l'une incluant le site expérimental d'Auradé et l'autre le site de Lamasquère. La dimension de 10*10km permet de simuler sur une zone relativement grande tout en conservant un temps de calcul raisonnable. Comme décrit dans la partie suivante, les 2 zones ont aussi été choisies afin de faire ressortir des contrastes en

termes d'occupation du sol.

2.2 Analyse et statistiques de la carte d'occupation des sols

Classe	Auradé	Lamasquère	Région
Unclassified	0.2%	0.0%	0.1%
Bâti	8.0%	13.1%	10.6%
Eau	0.7%	1.4%	1.0%
Forêt	13.0%	5.0%	9.0%
Jachère	28.3%	33.6%	30.9%
Maïs	6.1%	17.3%	11.7%
Tournesol	14.3%	7.9%	11.1%
Blé	22.4%	14.1%	18.2%
Orge	2.6%	2.5%	2.5%
Soja	0.2%	0.1%	0.2%
Soja	0.4%	2.9%	1.7%
Colza	2.9%	1.8%	2.4%
Pois	0.8%	0.2%	0.5%

TABLE V.1 – Statistiques sur les classes d'occupation du sol pour les grilles d'Auradé (à l'Ouest) et Lamasquère (à l'Est). La grille présentée est celle de 1km de résolution correspondant à la résolution de MODIS

Le tableau V.1 présente les pourcentages d'occupation du sol par classe sur chacune des grilles d'Auradé et Lamasquère. Il montre que l'essentiel de la région (près de 92%) est occupé par des jachères, du blé, du maïs, du tournesol et du bâti. La classe majoritaire est la jachère (qui regroupe les jachères, les prés, les prairies, les friches...) avec près de 31%, suivie par le blé (18%), le maïs, le tournesol et le bâti (11% chacune), puis la forêt (9%). On remarque d'ores et déjà que les cultures caractérisées *in-situ* ne représentent que 40% de la zone. La forte occupation en jachère pourrait s'avérer délicate puisque les caractéristiques de la végétation et en particulier le LAI y sont mal estimés. Cette zone agricole se situant proche de la ville de Toulouse, son taux d'urbanisation est relativement élevé et on peut s'attendre à une influence non négligeable des bâtis, dont la physique des échanges de surface est très différente de celle observée sur les couverts végétaux.

Enfin les classes sont distribuées de façons différentes sur les 2 grilles de Lamasquère et Auradé. La zone de Lamasquère est plus proche de Toulouse et on y trouve plus de bâti (13% vs 8%) et moins de forêt (5% vs 13%). Il y est cultivé principalement du Maïs (17% vs 6%) car la zone est plane et l'irrigation facilitée. La zone d'Auradé située sur les coteaux de Gascogne accueille plus de cultures de blé (22% vs 14%) et de tournesol (14% vs 8%). Le blé étant récolté à cette période, cette zone présente donc une surface importante de végétation non transpirante en chaume pouvant être assimilée à du sol nu. Ainsi, les deux grilles sont très contrastées avec sur la zone de Lamasquère beaucoup de maïs contribuant fortement à l'ET et sur la zone d'Auradé beaucoup de blé récolté ne transpirant donc pas. En contrepartie la zone de Lamasquère présente plus de bâti (non transpirant) alors que la zone d'Auradé présente plus de forêt (transpirante).

2.3 Création des grilles multi-résolutions

Les simulations sont effectuées à trois résolutions différentes :

- Haute résolution, 100m, correspondant approximativement à l'ordre de grandeur de la résolution des données IRT ASTER (90m) et LANDSAT (60m)
- Moyenne résolution, 1000m, correspondant aux données MODIS
- Basse résolution, 4000m, correspondant approximativement aux données MSG

Pour faciliter l'intercomparaison, ces grilles ont été créées de façon superposable. Aux latitudes considérées, le pixel MSG est représenté par un rectangle de 3*5km environ.

2.4 Données végétation

La connaissance de la hauteur de végétation (h) est nécessaire en entrées des deux modèles car elle intervient dans les équations caractérisant la turbulence, cependant cette variable n'est pas disponible pour l'ensemble de la zone d'étude. Afin d'en obtenir une estimation spatialisée nous avons utilisé les observations *in-situ* des 2 parcelles expérimentales d'Auradé et Lamasquère (période 2006-2008) afin d'exploiter les relations entre la hauteur du couvert et le LAI en fonction du stade phénologique. Le tracé

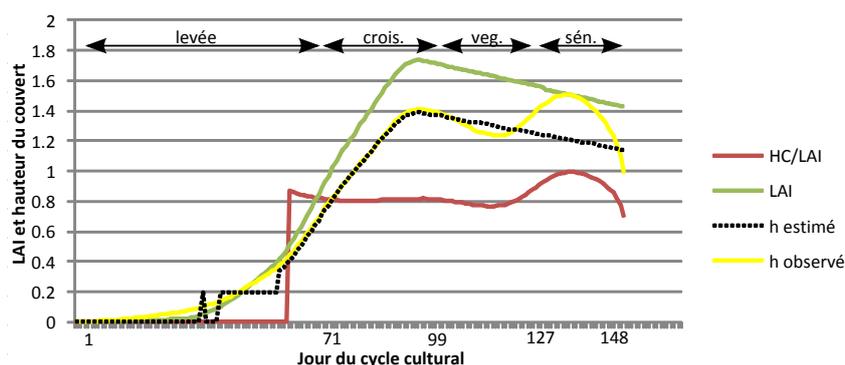


FIGURE V.2 – Evolution du rapport h/LAI et estimation de la hauteur de végétation au cours du cycle cultural du tournesol (parcelle expérimentale d'Auradé cultivée en tournesol en 2007)

du rapport h/LAI (figure V.2) pour chaque cycle cultural a permis de mettre en évidence les tendances suivantes :

- Tournesol : $h=0.2$ si $LAI<0.4$, $h/LAI=0.8$ si $LAI>0.4$
- Blé : $h=0.07$ si $LAI<0.4$, $h/LAI=0.15$ si $LAI>0.4$
- Maïs : $h=0.3$ si $LAI<0.5$, $h/LAI=0.8$ si $LAI>3$, et décroissance linéaire h/LAI de 1 à 0.5 pour $0.5<LAI<3$

A partir de la bibliographie et des résultats précédents, nous avons estimé (parfois arbitrairement) des relations pour les autres classes d'occupation du sol :

- Jachère : $h=0.03$ si $LAI<0.8$, $h=0.3$ si $LAI>1.5$, et augmentation linéaire de h pour $0.8<LAI<1.5$
- Générique : $h=0.3$ si $LAI<0.4$, $h/LAI=0.8$ si $LAI>0.4$

— Forêt : h=8

Cette méthode est critiquable car assez approximative (l'erreur sur l'estimation de h pouvant atteindre 100% dans certains cas de figures), cependant elle permet d'obtenir une hauteur du couvert à priori cohérente sur l'ensemble de la zone. De plus comme montré par les études de sensibilité de l'étude *in-situ*, la hauteur du couvert n'est pas la variable la plus sensible pour le forçage des modèles (TSEB est plus sensible que SETHyS). L'utilisation complémentaire de données radar afin de caractériser la structure et les paramètres du couvert végétal Fieuzal et al. [2013] est envisagée pour la poursuite de ces travaux.

2.5 Données IRT

2.5.1 Correction atmosphérique et en émissivité des données LANDSAT7

Les images LANDSAT7 ont fait l'objet de corrections atmosphériques et en émissivité afin de disposer de la température de surface. Ces traitements ont été effectués au CESBIO avec l'aide de Vincent Rivalland (ingénieur de recherche) qui a développé une chaîne de traitement utilisant l'équation du transfert radiatif [Qin et al., 2001] et une estimation de l'émissivité à partir du NDVI [Sobrino et al., 2004]. La chaîne de traitement est décrite en détail dans le rapport de stage de Chadli [2011]. La chaîne de traitements est constituée de 3 étapes principales :

1. Estimation des paramètres atmosphériques du jour de l'acquisition de l'image (requêtes automatiques d'un serveur de la NASA ou du ECMWF).
2. Calcul de l'émissivité de surface à partir d'une estimation de la proportion de végétation (P_V) basée sur une relation faisant intervenir l'indice NDVI [Carlson and Ripley, 1997] :

$$P_V = \left[\frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \right]^2 \quad (V.1)$$

3. Estimation de la température de surface terrestre corrigée des effets de l'atmosphère et de l'émissivité.

2.5.2 Méthodologie de correction temporelle de l'image LANDSAT7

Au dessus de la zone d'étude, les images LANDSAT7 sont acquises à 10h30 alors que les images ASTER sont acquises à 11h00. Afin de pouvoir comparer leurs TS, une méthode de correction temporelle est proposée afin de les ramener à la même heure d'acquisition. L'observation des données TS *in-situ* pour la matinée du 24 juillet 2006 a permis de mettre en évidence une évolution linéaire de la TS entre 10h30 et 11h00 aussi bien sur sol nu que sur la végétation (figure V.3). Les données TS utilisées sont issues des thermoradiomètres directionnels IRT's et des pyrgéomètres CNR1 (radiomètres hémisphériques) installés *in-situ* sur les sites expérimentaux. Les températures mesurées sont des températures radiométriques obtenues pour une direction d'observation et en supposant une émissivité donnée de la cible. A partir de cette constatation et des écarts de TS observés entre 10h30 et 11h00, on peut

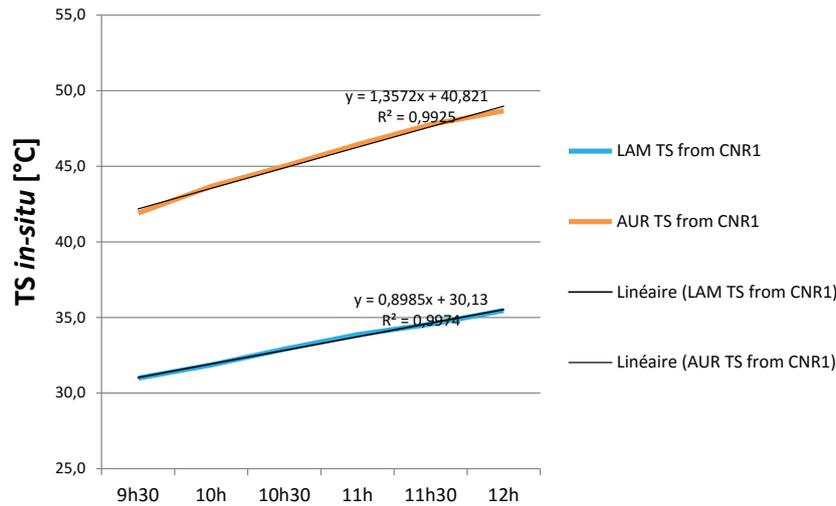


FIGURE V.3 – Evolution de la TS mesurée insitu la matinée du 24 juillet 2006

appliquer par pixel un facteur de correction (1.4 sur le sol nu et 1 sur la végétation) qui correspond à un écart temporel de température. On utilise le NDVI afin de pondérer la proportion de sol nu ou de végétation au sein du pixel, en utilisant la méthodologie de Sobrino et al. [2004] et les mêmes coefficients que pour la correction atmosphériques de LANDSAT7 (sol nu pour NDVI<0.2 et végétation pour NDVI>0.5).

2.5.3 Intercomparaison multi-résolutions des données IRT du 24 juillet 2006

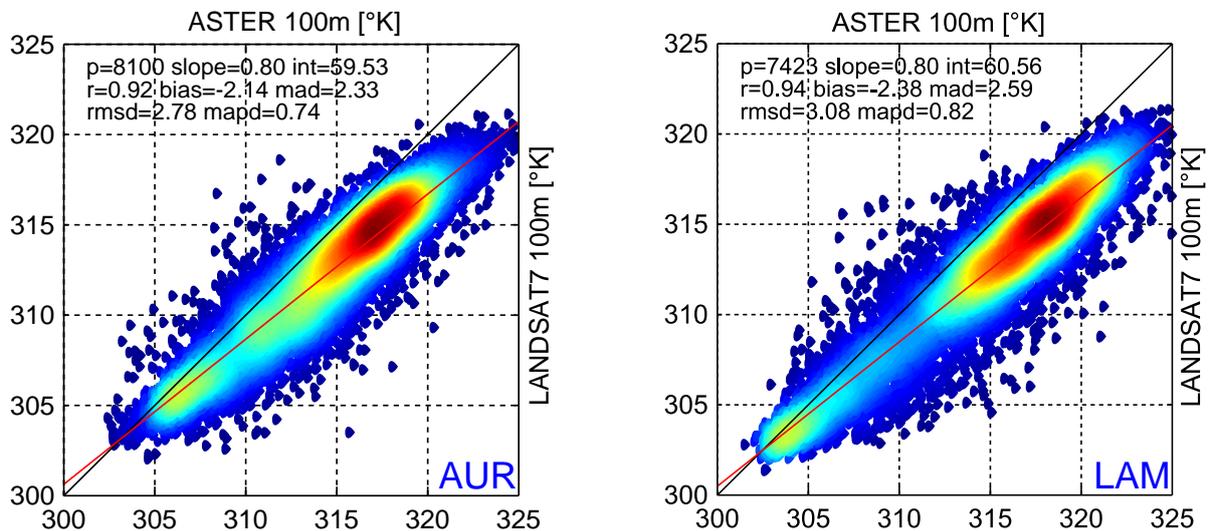


FIGURE V.4 – Intercomparaison des TS haute résolution LANDSAT7 et ASTER sur les zones d'Auradé et Lamsquère

Pour la haute résolution figure V.4 on trouve un RMSE entre ASTER et LANDSAT7 d'environ 3K pour les deux zones, avec une température plus élevée pour ASTER. L'accord est bon pour les pixels

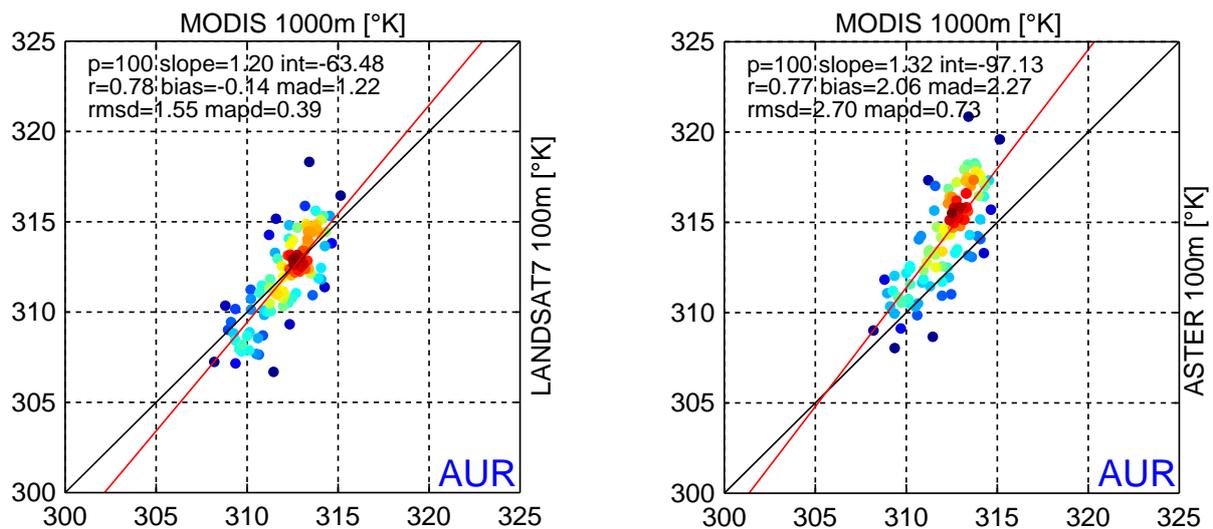


FIGURE V.5 – Intercomparaison des TS moyenne résolution MODIS, LANDSAT7 et ASTER sur la zone d'Auradé

"froids" (parcelles de maïs) mais on observe une divergence pour les pixels chauds. Plusieurs sources d'erreurs peuvent expliquer cet écart : projection sur la grille à 100m, méthodes de mesure différentes, corrections atmosphériques différentes, correction temporelle, problème des bandes LANDSAT7 (perte de données sur une partie des images due à une défaillance du capteur), angles de visée...

Pour la moyenne résolution figure V.5 on trouve un meilleur accord entre les mesures de MODIS et LANDSAT7 (RMSE 1,55K et biais de -0,14K) qu'entre MODIS et ASTER (RMSE 2,7K/m² et biais de 2,06K). Les capteurs MODIS et ASTER étant embarqués sur la même plateforme satellitaire on aurait pu s'attendre à un meilleur accord entre eux.

Cette intercomparaison laisse apparaître des divergences entre les différents capteurs ce qui laisse entendre que l'utilisation des ces données de façon absolue pourra être problématique.

3 Méthodes de spatialisation des modèles

3.1 Détermination des « entités fonctionnelles »

SEtHyS est spatialisé en multi-1D en simulant indépendamment chaque « entité fonctionnelle ». Il s'agit de déterminer des zones pouvant être considérées comme homogènes en termes de jeu de paramètres et de forçage. Les entités fonctionnelles ont été définies à partir de la carte d'occupation du sol (classification) dérivé du capteur FORMOSAT-2 à 8 m de résolution, chaque parcelle étant considérée comme homogène. Un filtre a été appliqué afin d'éliminer les entités trop petites. Cette méthode permet d'obtenir entre 5000 et 7000 entités par zone d'étude, ce qui reste raisonnable en termes de temps de calcul. Ainsi discrétisée, la zone d'étude est constituée d'entités dont la superficie est comprise entre environ 100m² et 20 hectares. Cette superficie minimum a été choisie car elle correspond approximativement la surface d'un pixel FORMOSAT-2.

A noter qu'avec cette méthode deux parcelles adjacentes d'une même culture peuvent être regroupées sous la même entité. Il faudrait utiliser une segmentation afin de mieux distinguer les bordures de parcelles et éviter ce genre de regroupement.

Afin de tester l'impact de la profondeur de sol, un autre jeu d'entités fonctionnelles a été défini de la même façon mais en en prenant en compte la carte de profondeur de sol sur-échantillonnée à la résolution de 8m. Une parcelle peut ainsi être scindée en plusieurs entités si elle est à cheval sur différentes profondeurs de sols. A noter que la carte de profondeur de sol a été produite au CESBIO par Jean-François Dejoux, à partir d'un croisement entre une étude bibliographique et des vérités terrains, en se basant pour définir les limites cartographiques (polygones) sur une carte au 50/1000 des années 60 de la CACG.

3.2 Détermination et choix des jeux de paramètres de SETHyS

Dans le chapitre IV en appliquant la méthode MCIP (voir partie 3.5.5) sur l'ensemble des données *in-situ*, nous avons pu déterminer un jeu de paramètres par stade phénologique caractéristique pour le maïs, le tournesol et le blé.

Pour les classes non caractérisées par l'étude *in-situ*, des jeux de paramètres ont été estimés à partir de ceux existants et en se basant sur la bibliographie. Le jeu de paramètres de la forêt est basé sur celui du maïs (ET max) modifié à partir des travaux de Sellers et al. [1996b]. Les jeux de paramètres de la jachère et de la culture générique sont basés sur celui du blé. Celui du bâti est basé sur un sol nu. L'ensemble des jeux de paramètres utilisés pour la spatialisation est disponible dans l'annexe E.

3.3 Initialisation des contenus en eau du sol

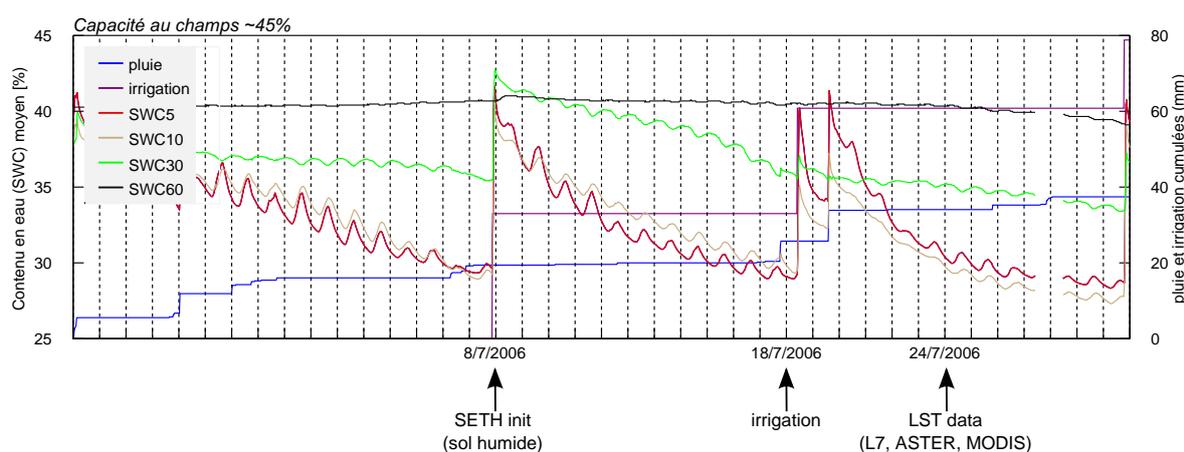


FIGURE V.6 – Evolution des contenus en eau moyen sur le site de Lamasquère en juillet 2006

Afin de pouvoir réaliser une simulation avec SETHyS il est nécessaire d'initialiser les contenus en

eau du sol (surface et zone racinaire) au début de la simulation. Cependant à l'échelle d'un paysage il faut pouvoir fournir une estimation pour chacune des parcelles. Nous avons donc choisi de débiter les simulations SEtHyS après d'un épisode pluvieux important et suffisamment long pour recharger les sols en eau et se rapprocher de leur saturation en eau.

Ainsi pour cette étude, les simulations sont initialisées au 8 juillet 2006, date qui fait suite à 3 jours d'évènements pluvieux sous forme d'orage sur l'ensemble de la région "Sud-Ouest". Cette date a aussi été choisie car elle n'est pas trop éloignée du 24 juillet 2006 (16 jours) ce qui permet de garder un certain degré de confiance dans les simulations de SEtHyS. Une période plus longue pourrait mener à des divergences.

Les pluies sous forme d'orage présentent une distribution spatiale et quantitative aléatoire ce qui est une source d'erreur importante pour cette initialisation spatialisée des contenus en eau. Comme on peut le constater sur la figure V.6, la parcelle de Lamasquère a reçu assez peu de pluie pendant cet évènement orageux. Elle a reçu une irrigation, qui avait à priori été programmée en prévision de l'évènement pluvieux, car la combinaison pluie-irrigation permet d'optimiser la pénétration d'eau dans le sol.

L'utilisation de données radar précipitations à haute résolution serait un complément intéressant pour cette étude afin de mieux caractériser la distribution spatiale des pluies. De même, l'utilisation de données radar permettant d'inverser l'humidité superficielle du sol pourrait aussi être intéressante mais limitée car les estimations sont plus incertaines en présence de couvert végétal (problème de pénétration de l'onde radar dans le couvert, caractérisation de l'atténuation du signal par le couvert). Les travaux de Fieuzal et al. [2013] visant à tirer profit de l'information radar pour la caractérisation de l'état de surface est d'un intérêt particulier pour cette optique d'amélioration. Cette problématique de distribution des pluies fait partie des scénarios de spatialisation envisagés, dans le but d'essayer de mieux comprendre comment le caractère aléatoire d'un orage peut impacter l'ET à l'échelle d'un paysage.

4 Intercomparaisons des simulations spatialisées de TSEB et SEtHyS

4.1 Overview

Les simulations de SEtHyS et TSEB sont intercomparées le 24 juillet 2006 à 11h00. A noter que le forçage de TSEB haute résolution est réalisé avec les données ASTER à 90m. Ces données sont de meilleure qualité que LANDSAT7 car il n'y a pas de données manquantes (problème des bandes sans données à cause d'un capteur défaillant de LANDSAT7). Une intercomparaison avec le forçage LANDSAT7 sera tout de même présentée par la suite.

Par soucis de clarté, les cartes de forçage (LAI, hauteur du couvert, profondeur) sont données dans l'annexe D.

4.2 zone de Lamasquère

L'ensemble des résultats spatialisés, pour les simulations de LE et TS, sont donnés sous forme de cartes dans les figures V.9, V.10, V.11 et V.12. Les statistiques et nuages de points associés correspondent aux figures V.7, V.13 et V.14.

4.2.1 Analyse de l'estimation de l'ET

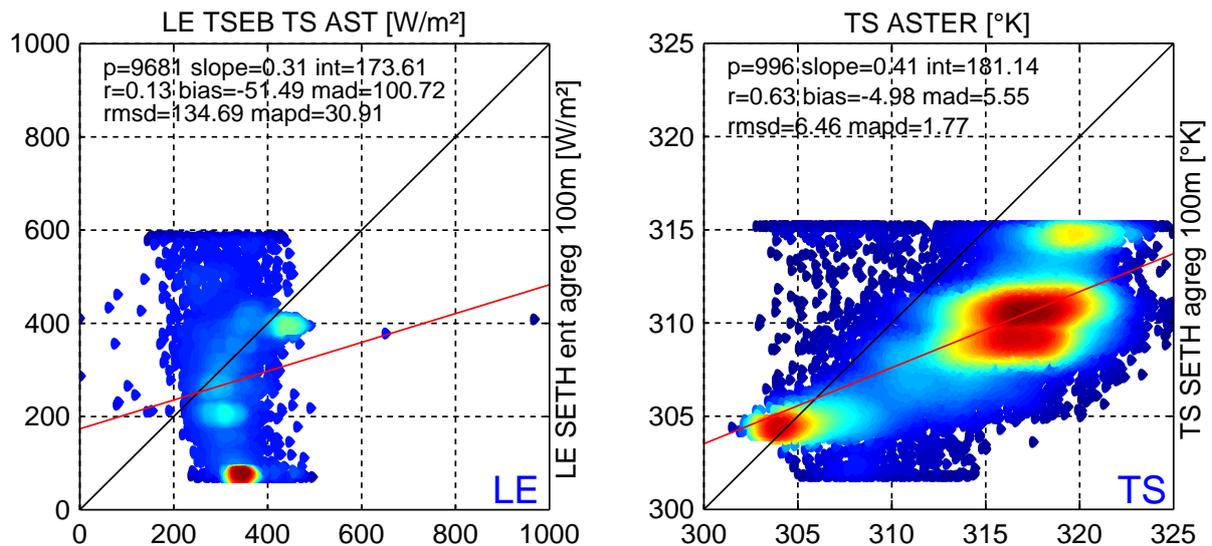


FIGURE V.7 – Intercomparaison des simulations de LE et TS pour l'ensemble des pixels de la zone Lamasquère

i Observations générales

Comme illustré par la figure V.7, la comparaison des simulations LE de TSEB et SETHyS sur l'ensemble de la zone donne des résultats assez disparates avec un RMSE entre les simulations des deux modèles de 135W/m². Le nuage de point indique pour SETHyS des valeurs de LE s'étalant entre 80 et 600W/m², alors que pour TSEB les estimations sont restreintes entre 200 et 450W/m². Les figures V.9 et V.10 illustrent bien ce résultat avec une gamme de couleurs plus étendue pour les simulations de SETHyS. Cette différence corrobore les conclusions de l'étude *in-situ* qui a montré que TSEB a un domaine de validité limité et n'est pas capable de bien représenter les cas s'écartant d'une végétation bien développée et transpirante (proche des conditions potentielles). Il n'est donc pas capable de bien représenter l'hétérogénéité du paysage quand celui-ci comporte des classes de type sol nu/chaume et des zones de stress hydrique (ou de disponibilité en eau réduite) et sénescence. Il est important de noter que le paysage SO est très hétérogène, morcelé et contrasté (lien entre TS, LAI et ET moins direct, lissage de ces variables et perte d'information potentielle), alors que la plupart des études spatialisées effectuées avec TSEB étaient appliquées sur des paysages plus réguliers et homogènes en conditions hydriques (type grandes plaines aux USA avec 2 classes de sol et des parcelles en moyenne très grandes (plusieurs hectares)

comme dans French et al. [2003]).

Par ailleurs on remarque un effet de seuil concernant les estimations minimales et maximales de SEtHyS (LE et TS). Ce bornage est dû au fait que le nombre de classes simulées est limité et que les caractéristiques de végétation (LAI et hauteur du couvert) sont parfois homogènes au sein d'une classe donnée. Ainsi les limites hautes et basses observées correspondent aux classes forêt et blé (chaume), pour lesquelles le LAI et la hauteur du couvert ont été approximées et forcées de façon homogène, ces caractéristiques n'étant pas disponibles de façon spatialisée.

L'analyse des résultats classe par classe permet de mieux comprendre l'allure générale du nuage de points.

ii Analyse par classe

Les résultats par classe sont regroupés dans la figure V.13.

D'une façon générale, on observe que les classes de végétation bien développée (maïs, tournesol et jachère) permettent d'obtenir le meilleur accord entre TSEB et SEtHyS, avec un RMSE de 79W/m² pour le maïs, 88W/m² pour le tournesol, et 97W/m² pour la jachère. Il s'agit de conditions pour lesquelles les deux modèles ont montré de bonnes performances et un relativement bon accord lors de l'étude sur la base de données *in-situ*. Pour le maïs et la jachère on remarquera un certain nombre de simulations de LE de SEtHyS faibles (<100W/m²) qui correspondent à une profondeur de sol faible et donc une limitation de la réserve d'eau utile et, in fine, à une diminution rapide du contenu en eau du sol qui atteint le point de flétrissement pour la période de simulation. La classe jachère présente un nuage plus étalé car elle résulte du regroupement de plusieurs sous-classes (jachère, prés, prairies, friches, etc...) et balaye donc une gamme de LAI plus large.

Pour le blé, malgré la partition du LAI entre vert et sec, le faible LAI et la TS plus élevée sur ces parcelles, TSEB simule de façon erronée des LE aux alentours de 300W/m² alors que le blé est entièrement récolté à cette période et qu'on a affaire à des parcelles de chaume qui n'évapotranspirent pas ou peu. Par contraste, SEtHyS semble capable de mieux représenter ce phénomène avec une majorité de simulations inférieures à 100W/m². Il en résulte un RMSE qui explose entre les deux modèles sur le blé (258 W/m²). Pour la forêt on observe aussi une divergence des deux modèles avec un RMSE de 290W/m². SEtHyS simule une majorité de points à 600W/m², ce qui peut sembler raisonnable pour une forêt en plein été avec un forçage atmosphérique important (R_g d'environ 900W/m²), alors que TSEB ne dépasse pas les 400W/m². Ce résultat semble tout de même plutôt cohérent au regard des approximations importantes faites dans le jeu de paramètre SEtHyS. Cependant nous ne disposons pas de mesure *in-situ* des flux sur la forêt et il n'est pas possible de conclure sur la qualité des estimations de façon définitive ni évaluer les erreurs des deux modèles de façon quantitative.

Enfin pour le bâti on observe un meilleur accord avec un RMSE de 80W/m². On observe quelques LE important jusqu'à 400W/m², ce qui peut s'expliquer par le fait que la classe bâti utilisée est la combi-

raison des classes de bâtis denses et aérés qui peuvent comporter de la végétation. Bien que nous ne disposions pas de mesure *in-situ* des flux sur le bâti, ces valeurs semblent tout de même trop élevées et suggèrent une sur-estimation du LAI sur ces classes.

4.2.2 Analyse de l'estimation de la TS

i Commentaires généraux

Comme illustré par la figure V.7, la comparaison des simulations de température de surface de SEtHyS avec les mesures ASTER sur l'ensemble de la zone donne des résultats assez disparates avec un RMSE de 6,5K. SEtHyS tend à sous-estimer la TS par rapport à ASTER avec un biais d'environ -5K. En particulier on peut distinguer 4 nuages de points différents qui correspondent à différentes classes (maïs, blé, jachère et bâti) comme montré dans le paragraphe suivant.

ii Analyse par classe

Les résultats par classe sont regroupés dans la figure V.14.

Le meilleur accord est obtenu pour le maïs où la plus grande densité de points est située sur la droite 1 : 1. Ces points correspondent aux températures les plus froides où l'ET est la plus importante. Cependant un certain nombre de points maintiennent une TS très sous-estimés par SEtHyS ce qui amène malgré tout à un RMSE de 4,8K mais un coefficient de corrélation de 0,82.

Pour les parcelles de blé en chaume on obtient les températures les plus chaudes avec un coefficient de corrélation de 0,77. Les températures les plus froides sont logiquement obtenues pour les forêts avec un coefficient de corrélation de 0,70. Comme le LAI des forêts a été forcé de façon uniforme, il en ressort une TS SEtHyS relativement uniforme principalement située autour de 302K. ASTER balaye une gamme plus large de températures (d'environ 306 à 314K) ce qui suggère que l'approximation faite sur le LAI des forêts est trop forte et qu'il faudrait lui introduire de la variabilité. Par ailleurs un albedo de 0,23 a été utilisé, alors qu'en fonction du type d'arbre sa valeur peut se situer aux alentours de 0,30.

Le plus mauvais accord est obtenu pour le tournesol avec un coefficient de corrélation de 0,24. Les propriétés radiatives du tournesol, notamment par ses rangs plus prononcés que sur les autres cultures pourrait éventuellement expliquer ce phénomène. De plus à ce stade le tournesol est héliotrope mais plutôt planophile (feuille plutôt larges et horizontales) alors que dans les modèles on suppose une distribution angulaire des feuilles sphérique.

Bien que de façon absolue l'accord entre ASTER et SEtHyS soit assez médiocre, la dynamique spatiale est néanmoins bien représentée par SEtHyS. Dans les 2 cas on trouve bien comme attendu : $TS_{Fort} < TS_{Mas} < TS_{Tournesol} < TS_{Bti} < TS_{Jachre} < TS_{Bl}$, et ce avec des écarts intraclasse cohérents entre elles et en adéquation avec les estimations de l'ET.

4.3 zone d'Auradé

L'analyse des simulations sur la zone d'Auradé permet de tirer les mêmes conclusions générales que sur la zone de Lamasquère. Ainsi pour ne pas alourdir le chapitre, les résultats d'Auradé ne sont pas

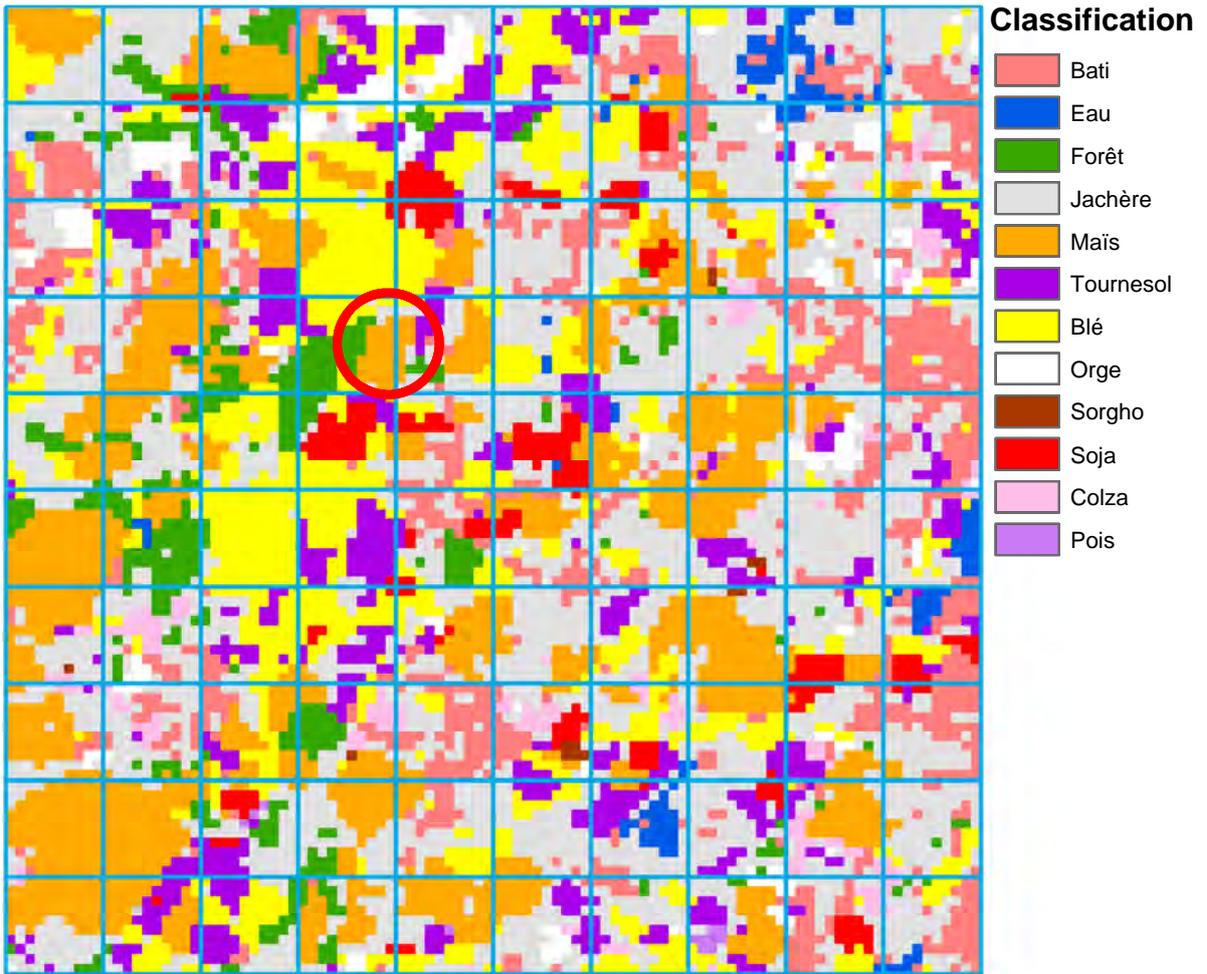


FIGURE V.8 – Carte d'occupation du sol

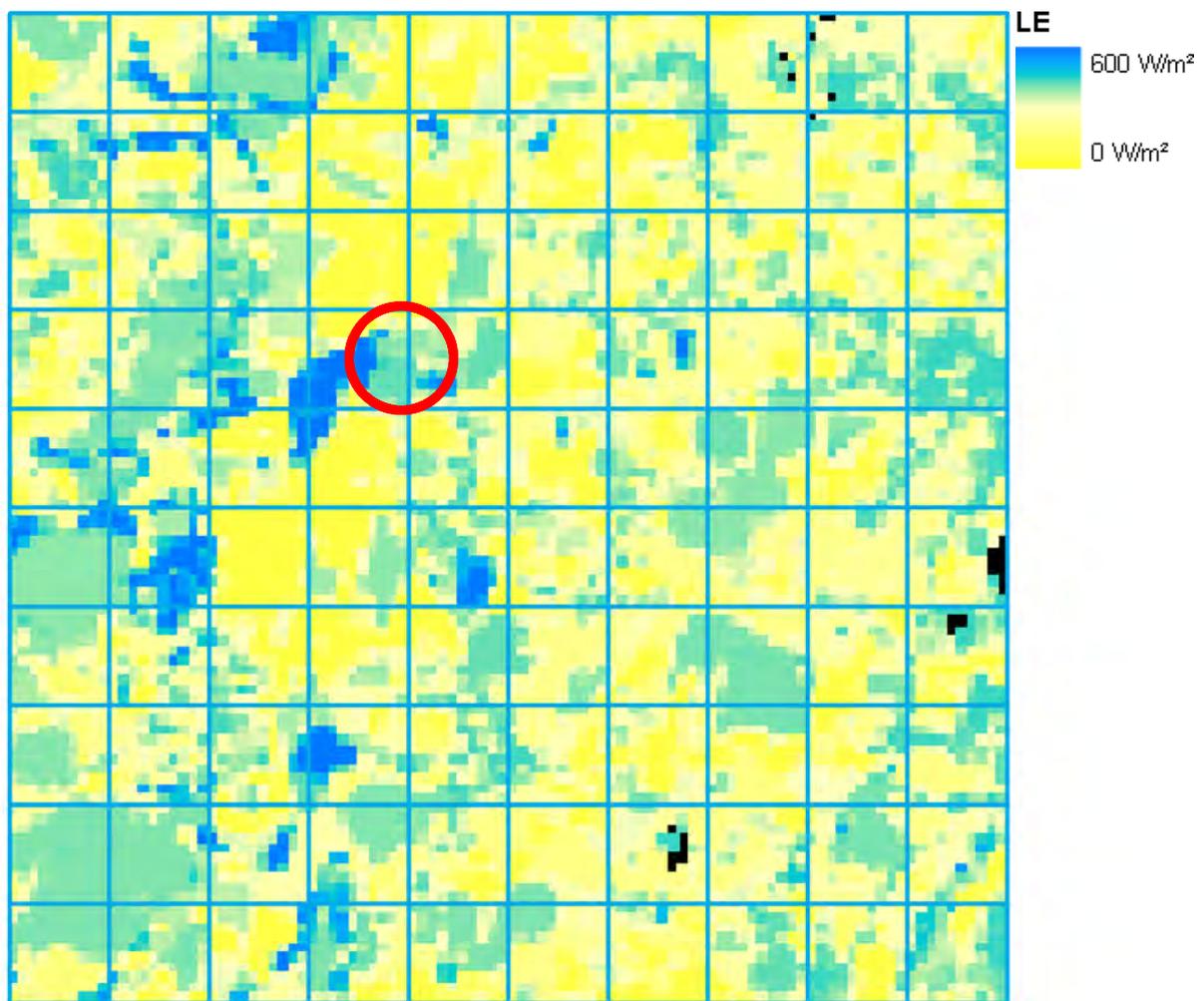


FIGURE V.9 – Carte d'évapotranspiration simulée par SEtHyS

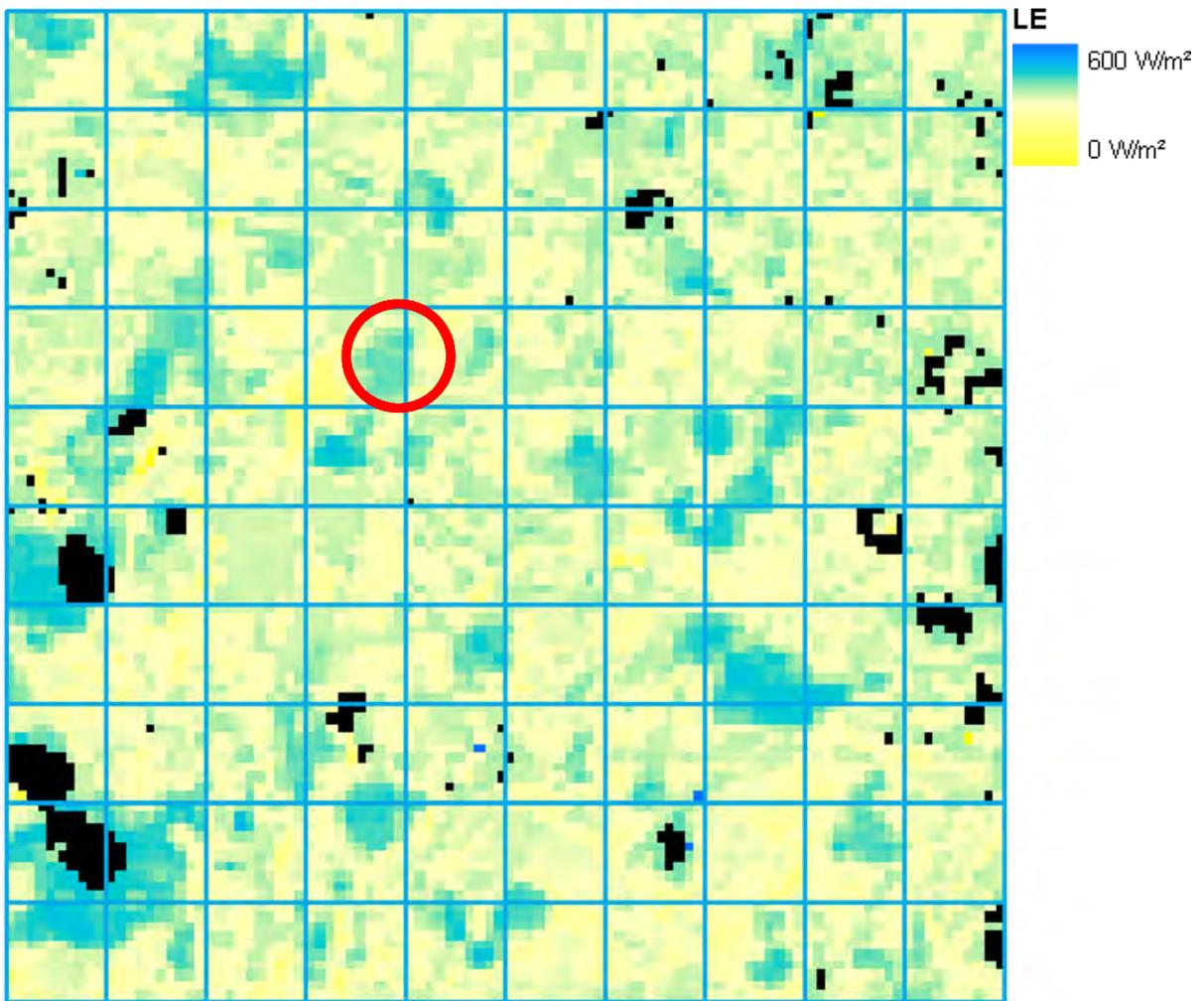


FIGURE V.10 – Carte d'évapotranspiration simulée par TSEB avec un forçage ASTER

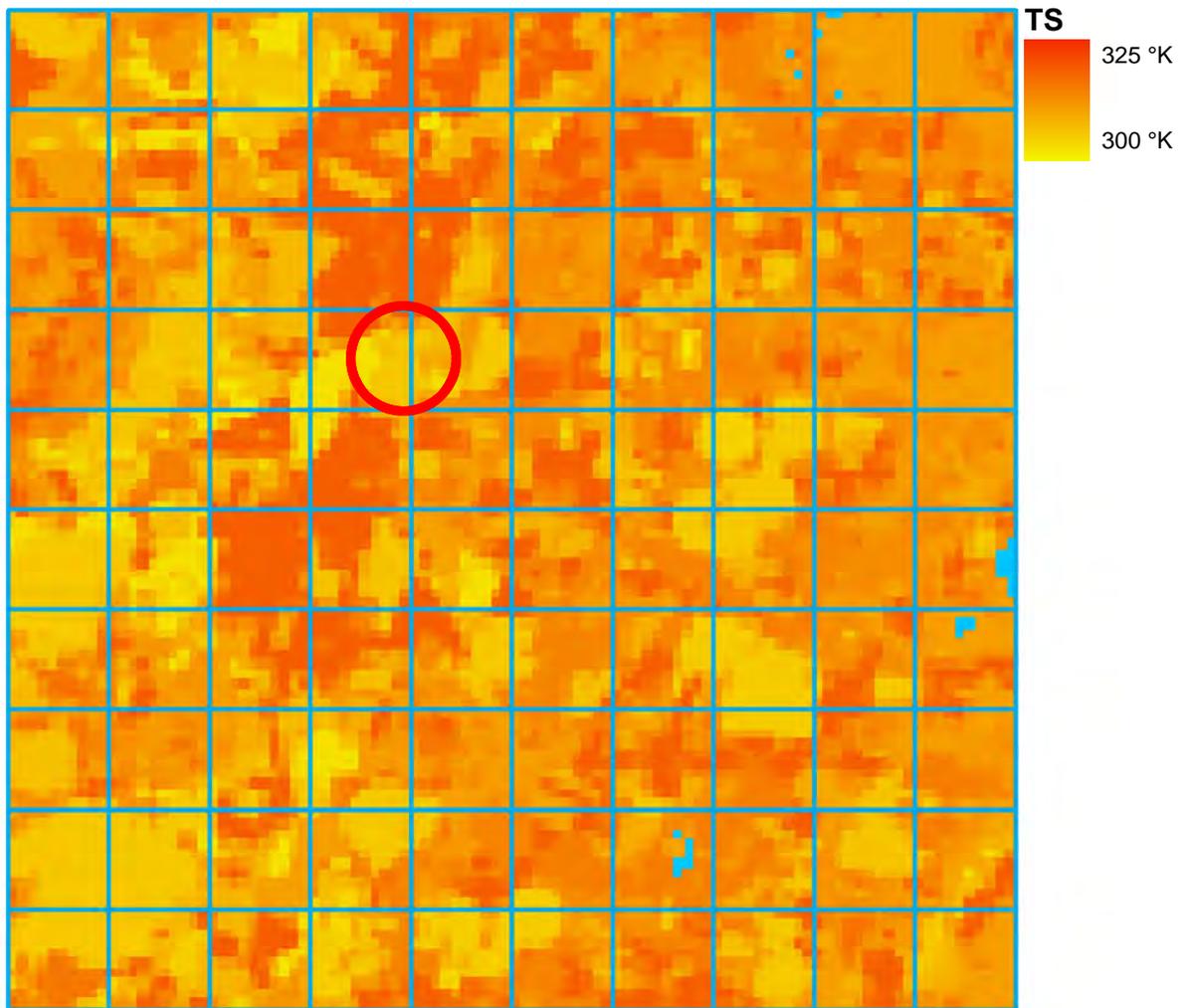


FIGURE V.11 – Carte de la température de surface simulée par SETHyS

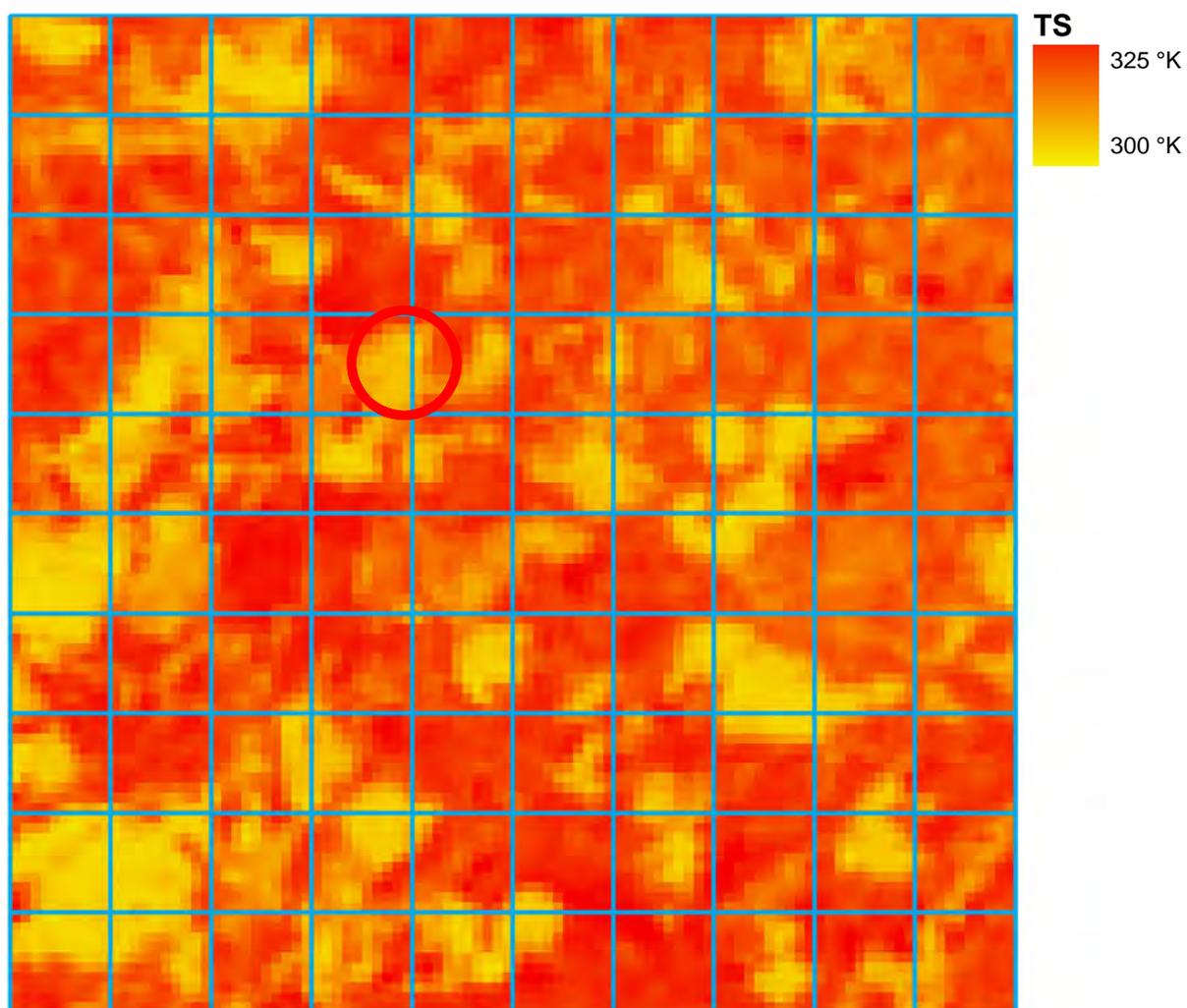


FIGURE V.12 – Carte de la température de surface mesurée par ASTER

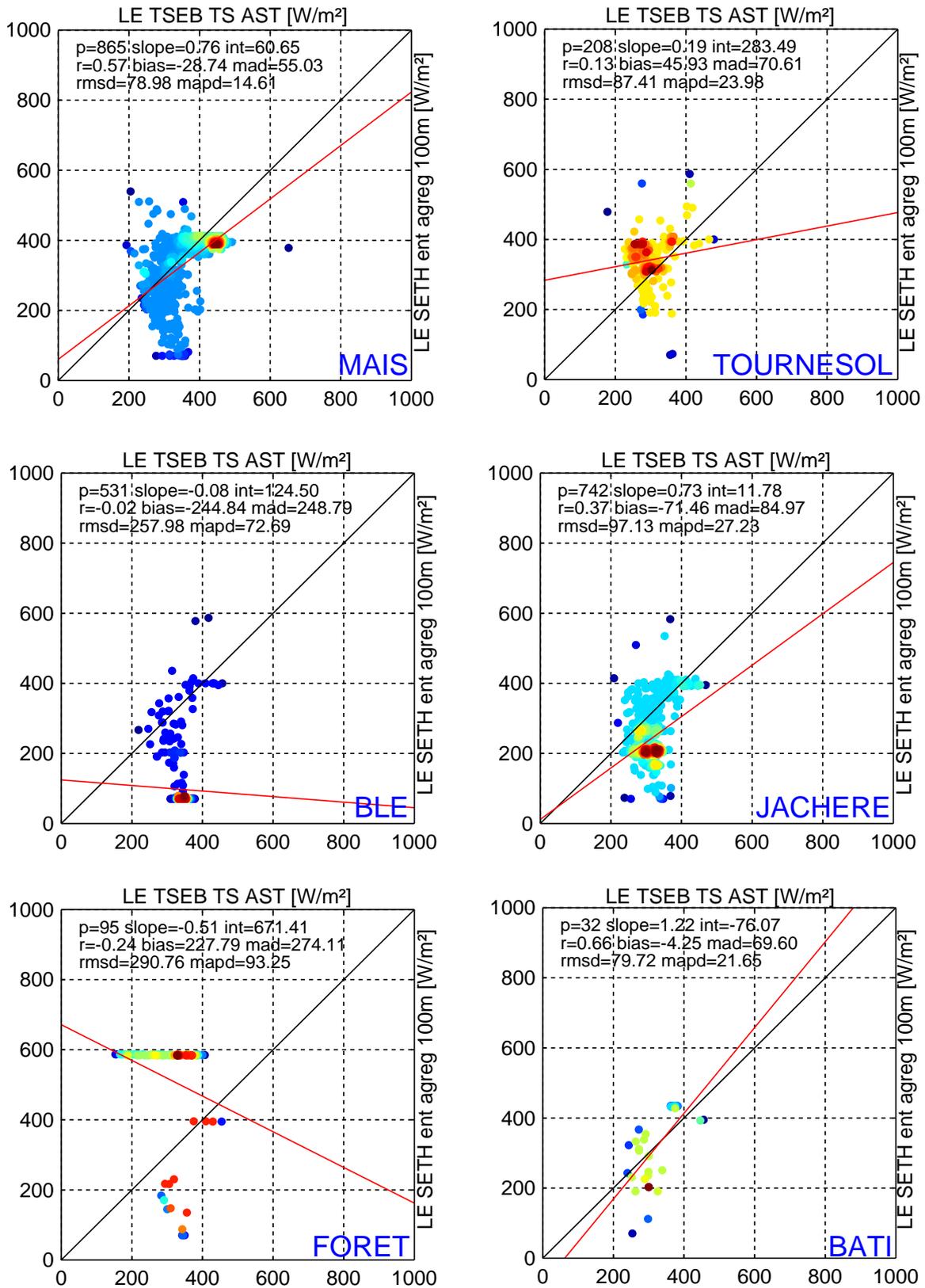


FIGURE V.13 – Intercomparaison des simulations de LE de SETHyS et TSEB par classe pour les pixels purs de la zone Lamasquère

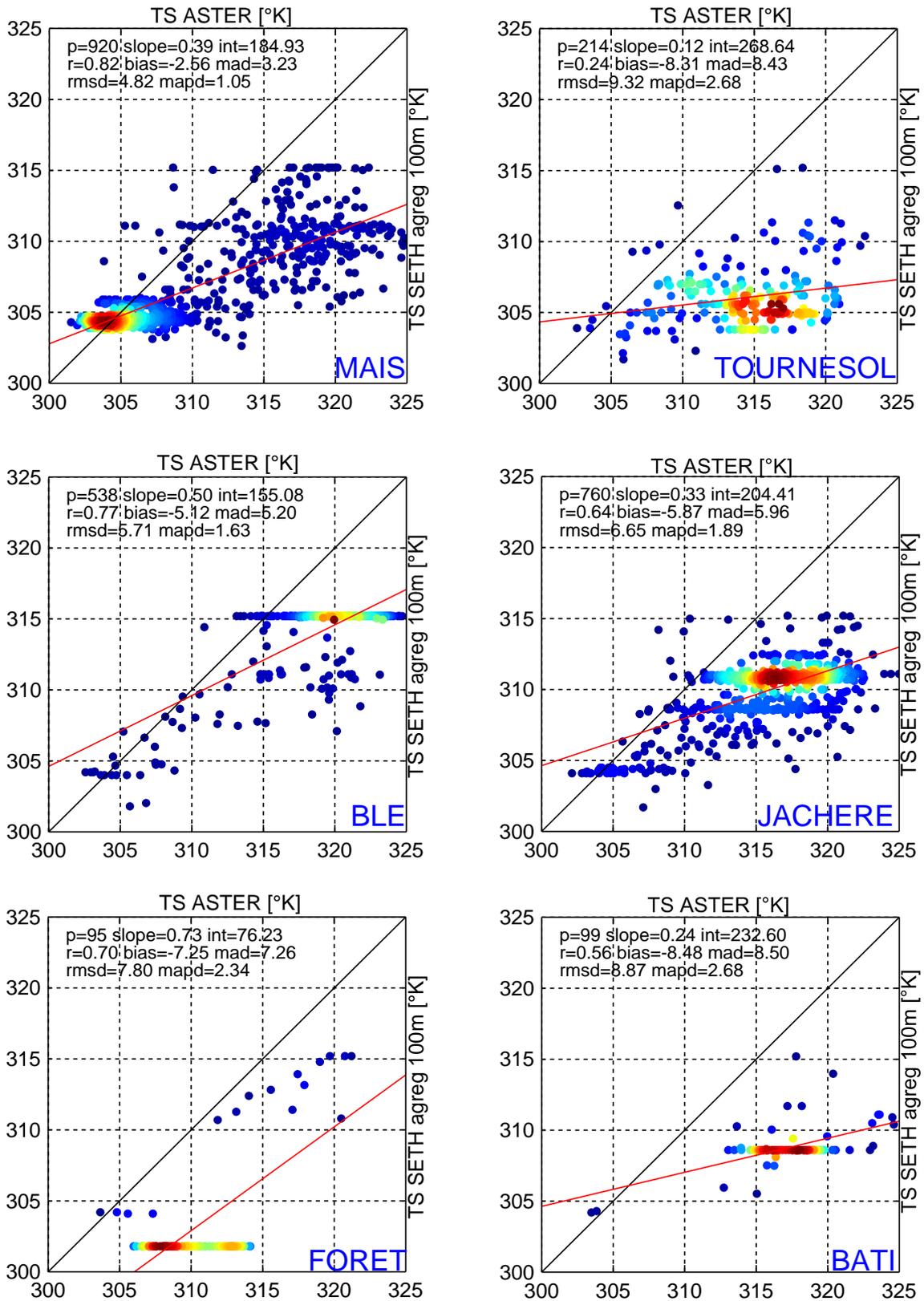


FIGURE V.14 – Intercomparaison de la TS simulée par SETHYS avec les données ASTER par classe pour les pixels purs de la zone Lamasquère

présentés en détails.

On notera tout de même que l'accord entre les modèles pour l'estimation de l'ET est moins bon sur la zone d'Auradé (RMSE de 170W/m² VS 135W/m²), ce qui semble du à une plus grande proportion de blé en chaume et de tournesol sur cette zone, alors que le maïs est plus faiblement représenté. Par ailleurs l'estimation de la TS par SEtHyS donne un meilleur accord avec les données ASTER (RMSE de 4,3K VS 6,5K) ce qui semble aussi du à la plus grande proportion de blé en chaume donc "chaud".

4.4 Impact de la résolution spatiale

Les résultats à basse et moyenne résolutions sont présentés dans les figures V.16 et V.15.

On rappelle que les simulations de TSEB sont obtenues directement pixel par pixel avec un forçage basse résolution, alors que les simulations de SEtHyS résultent de l'agrégation des simulations haute résolution sur les entités fonctionnelles. Par ailleurs les données IRT basse résolution MSG n'étant pas disponibles sur cette période, les simulations à 4000m ont été réalisées avec des données TS ASTER agrégées.

Naturellement plus la résolution est faible et plus l'accord entre les 2 modèles quant à l'estimation de LE est bon. A 1000m de résolution (MODIS) le RMSE sur LE entre les deux modèles chute à 56W/m², et à 4000m de résolution (MSG) il chute de moitié à 28W/m² (pour rappel, le RMSE à 100m de résolution est de 135W/m²). Ainsi l'homogénéisation induite par la baisse de résolution, qui lisse le caractère morcelé du paysage, conduit à atténuer les divergences des modèles, et les difficultés de TSEB sur certaines classes trop éloignées des hypothèses de son domaine de validité. Pour des résolutions moyennes et basses l'utilisation de TSEB s'avère donc suffisante et plus efficace car plus simple à mettre en œuvre même sur ce type de paysage.

Concernant l'estimation de la température par SEtHyS l'amélioration des résultats est moins marquée : à 100m de résolution le RMSE est de 6,46K, à 1000m de résolution il est de 5,37K, et à 4000m de résolution il est de 4,97K. Bien que lissant les hétérogénéités, la perte de résolution n'a pas d'impact sur le biais. L'erreur entre SEtHyS et ASTER reste importante.

4.5 Bilan

Comme montré dans l'analyse *in-situ*, à haute résolution spatiale on peut observer les limitations de TSEB sur les classes de surface qui ne correspondent pas à une végétation bien développée et transpirante, sans stress hydrique. D'autres part il a été mis en évidence la nécessité de mieux caractériser certaines classes de sol (forêt, bâti, jachère) à l'aide de mesures *in-situ*. Ceci permettrait de valider les simulations sur ces classes non caractérisées, et de définir de meilleurs jeux de paramètres pour SEtHyS, voire éventuellement d'adapter la physique du modèle si nécessaire. Cependant les approximations réalisées sur ces classes semblent plutôt cohérentes et acceptables pour une première approche, les classes de forêt et bâti n'étant pas prépondérantes sur la zone d'étude.

Concernant la TS, le biais important observé avec les données ASTER rend l'analyse délicate et ne permet pas d'utiliser cette température de façon absolue pour contraindre le modèle. Cependant il a été

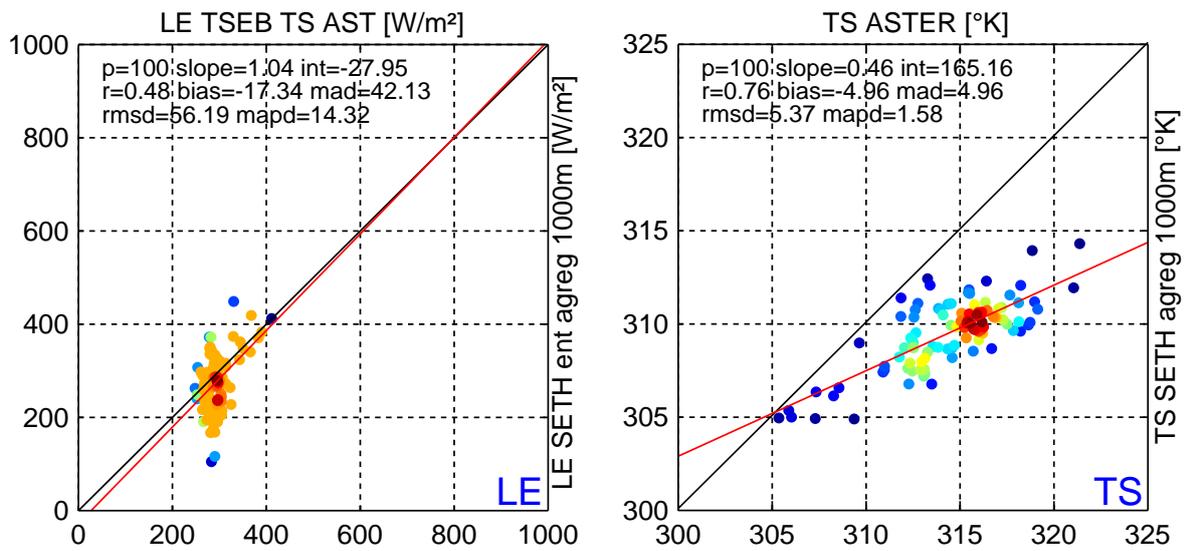


FIGURE V.15 – Intercomparaison des simulations de LE et TS sur la zone Lamasquère à moyenne résolution (1000m)

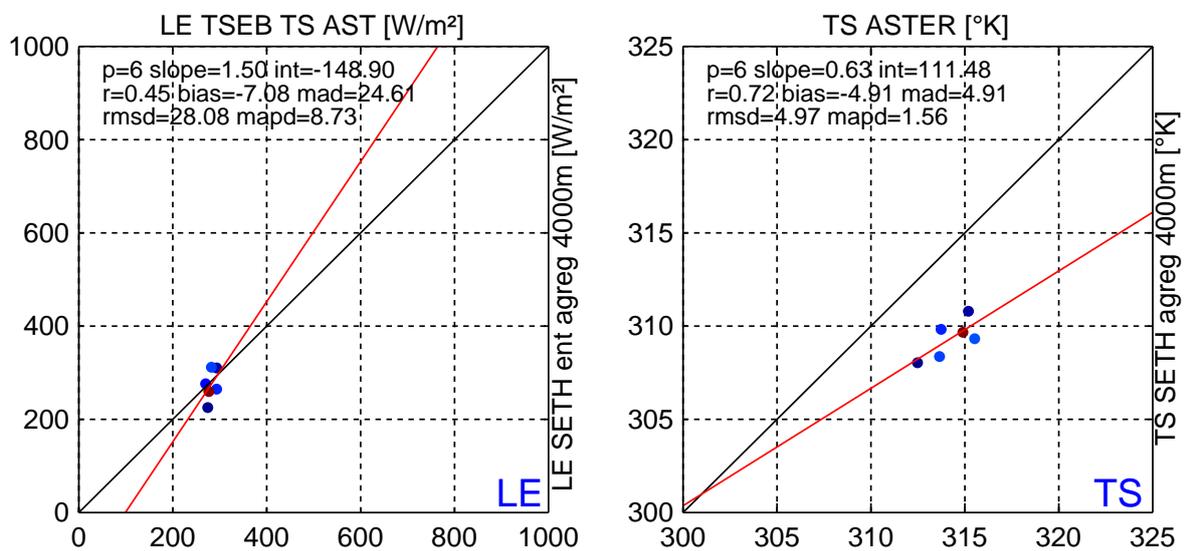


FIGURE V.16 – Intercomparaison des simulations de LE et TS sur la zone Lamasquère à basse résolution (4000m)

mis en évidence que SETHyS est capable de représenter la dynamique spatiale de température entre les différentes classes, ce qui ouvre des perspectives d'assimilation de la température de façon relative. Par ailleurs on pourra aussi considérer la possibilité de débiaiser les observations par ajustement d'histogramme.

5 Impacts de scénarii types sur la spatialisation

L'outil développé pour l'estimation des flux aux différentes résolutions offre de nombreuses perspectives d'analyse de scénarios de spatialisation à l'échelle du paysage et à différentes résolutions. Dans la cadre de cette thèse quelques premières approches ont pu être testées.

Dans un premier temps nous nous sommes intéressés à répondre à deux questions méthodologiques : *Quel est l'impact de la prise en compte ou non de la profondeur des sols pour les simulations aux différentes résolutions ? A notre échelle de simulation spatiale (10*10km) quel est l'impact de l'utilisation d'un forçage météorologique issu de SAFRAN à 8km plutôt que des données météorologiques in-situ d'un point unique ?*

Dans un second temps le focus a été mis sur la spatialisation des contenus en eau du sol, et de manière intrinsèque, celle de la pluie et des irrigations. Ces quantités d'eau sont difficiles à obtenir de façon spatialisée et sont donc potentiellement une forte source d'erreur pour les simulations. En testant des scénarios de spatialisation de ces contenus en eau, par exemple en introduisant des biais ou en répartissant des irrigations à l'échelle du paysage, on pourra évaluer la faisabilité d'approches simples d'inversion aux différentes résolutions.

5.1 Impact de la prise en compte de la profondeur de sol

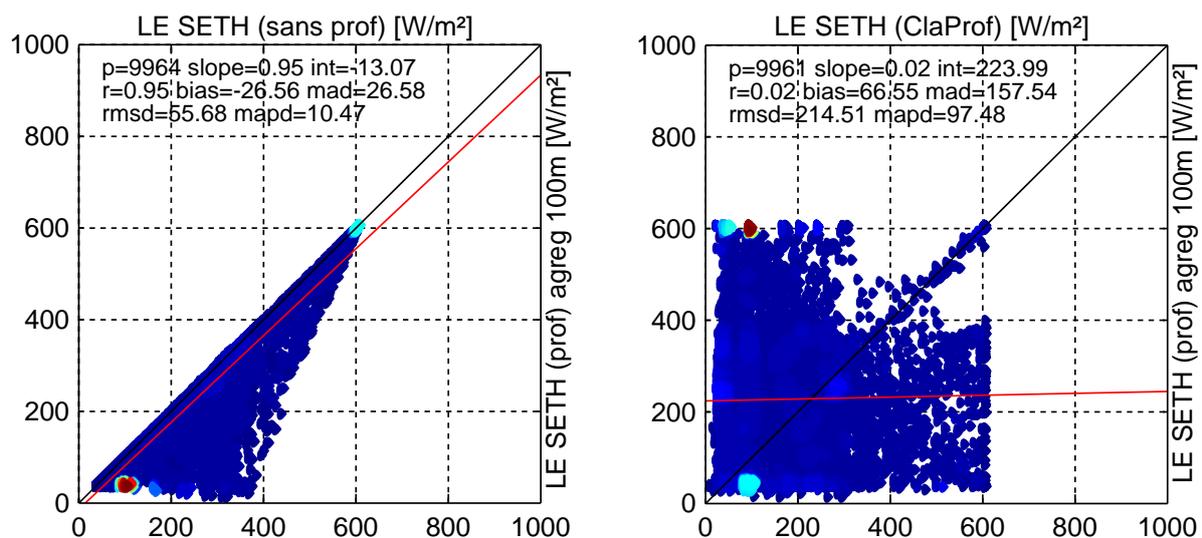


FIGURE V.17 – Impact de la prise en compte de la profondeur de sol sur la zone d'Auradé

Pour cette comparaison 3 simulations sont effectuées :

- sans prise en compte de la carte pédologique (donc basée sur le paramètre $dp2$ qui varie en fonction du stade phénologique)
- en prenant en compte la profondeur maximale de sol (qui peut limiter la valeur du $dp2$ le cas échéant)
- en considérant la carte pédologique et en redécoupant en sous-classes (ClaProf) les entités à cheval sur plusieurs profondeurs de sol

Pour la zone de Lamasquère (non montré) on observe très peu d'impact entre les simulations avec et sans profondeur (RMSE de $7W/m^2$) car le sol est relativement profond sur cette zone (bassin de la Garonne et lit du Touch) et la profondeur du sol est rarement limitante. En revanche sur la zone d'Auradé, qui présentent des coteaux et des profondeurs de sol de parfois seulement 30cm, l'impact est plus marqué avec un RMSE de $55W/m^2$ (figure V.17). A basse résolution (4000m) le RMSE est de $28W/m^2$, ce qui est faible mais pas négligeable, et qui suggère que la prise en compte de la profondeur n'est pas à négliger. Le redécoupage en sous-classe (ClaProf) est encore plus impactant avec un RMSE de $214W/m^2$ entre les simulations des deux modèles. Le nuage de point se retrouve étalé car un plus grand nombre d'entités présente une faible profondeur de sol ce qui limite plus drastiquement les estimations de LE. Par contre dans ce cas, à basse résolution le découpage est lissé et l'impact devient négligeable avec un RMSE de $8W/m^2$.

On remarquera que la carte de profondeurs des sols utilisée indique de nombreuses zones où le sol est de seulement 30cm. Par ailleurs on trouve des forêts sur des sols de seulement 30cm, ce qui est aussi possible, les racines des arbres parvenant à faire leur chemin à travers la roche [Dejoux, communication personnelle]. Ceci suggère que la notion de profondeur de sol n'a pas de sens pour les classes de forêt et qu'elle ne devrait pas être prise en compte pour les simulations SETHyS sur cette classe.

Afin de conserver une variabilité intéressante, en particulier avec l'intention ultérieure de focaliser sur les contenus en eau du sol, il a été choisi de tout de même utiliser cette carte de profondeur pour les simulations SETHyS. Cependant, afin de limiter le nombre d'entité et le temps de calcul on fera le compromis de ne pas découper les entités en sous-classes de profondeur.

5.2 Impact de l'utilisation des données météorologiques SAFRAN

Pour ce forçage on utilise le Rg issu des stations météorologiques *in-situ* car comme montré dans les analyses de sensibilité *in-situ* le Rg de SAFRAN présente une incertitude trop importante. Par ailleurs le forçage grande longueur d'onde est aussi issu des stations *in-situ* (capteur CNR1).

Comme le montre la figure V.18, le forçage SAFRAN génère des LE un peu plus faibles qu'avec les données de la station *in-situ* (le même phénomène est observé sur la zone de Lamasquère), avec un biais absolu moyen d'environ $30W/m^2$.

Dans l'ensemble les simulations restent assez semblables. Ainsi pour les simulations, il semble pertinent d'utiliser les données stations qui sont a priori représentatives de la zone de $10*10km$. Pour une zone plus grande impliquant une plus forte variabilité spatiale, il faudrait utiliser les données SAFRAN ou disposer de plusieurs stations météorologiques.

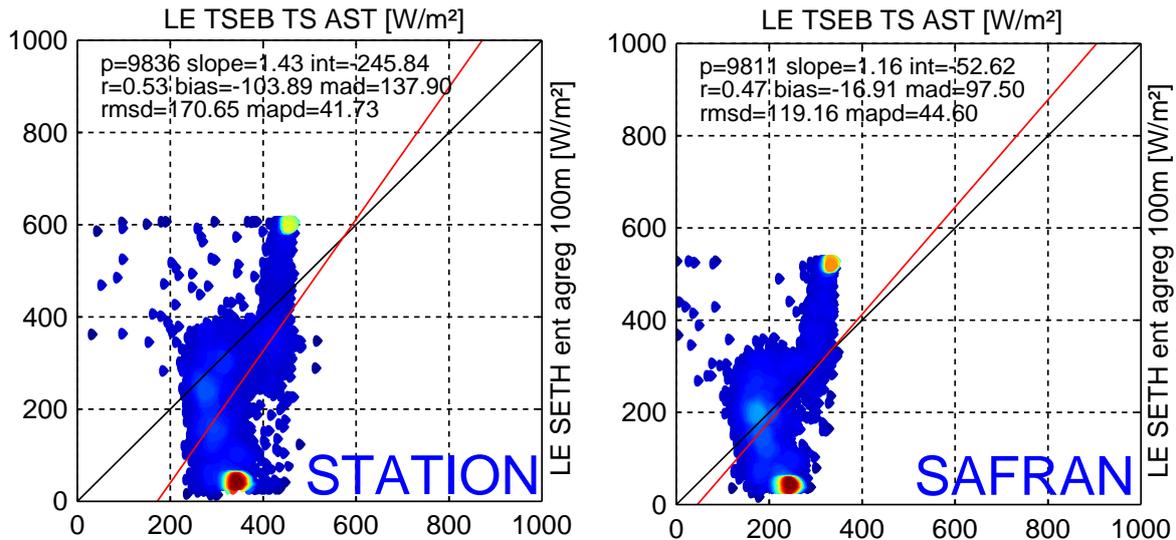


FIGURE V.18 – Impact de l'utilisation du forçage météorologique SAFRAN sur la zone d'Auradé

5.3 Impact de biais sur les contenus en eau initiaux

Les résultats concernant LE et TS pour un biais de +/-20% pour la zone de Lamasquère sont rassemblés dans les figures V.19 et V.20. La simulation de référence (sans biais) a déjà été présentée dans la figure V.7. Plusieurs niveaux de biais ont été testés, mais seulement les plus extrêmes sont présentés afin de faire ressortir les tendances.

Les résultats observés sont naturellement cohérent avec l'analyse de sensibilité *in-situ*. En effet, on observe bien une plus forte divergence des modèles quant à l'estimation de LE lorsque qu'on rend le système « plus sec » (figure V.20) : le RMSE augmente à 258W/m² contre 135W/m² pour la simulation de référence. Dans ce cas, SEtHyS détecte un stress hydrique et limite fortement les flux LE. Lorsqu'on rend le système « plus humide », les contenus en eau saturent et l'impact observé par rapport à la référence est relativement faible avec un RMSE de 126W/m².

En termes de température, un biais négatif de SWC va avoir tendance, comme attendu, à augmenter la TS simulée par SEtHyS, et ainsi réduire le biais observé avec les données ASTER. Dans ce cas le biais passe de -5K à -0.5K, ce qui suggère que de façon absolue un biais de +20% sur les SWC permet de s'approcher des observations ASTER. Cependant un biais si important sur l'ensemble du paysage n'est absolument pas réaliste. En contrepartie un biais positif de SWC va avoir tendance à diminuer la TS simulée par SEtHyS. Le biais observé (-2.38K) est pourtant moins important que la simulation de référence. Ce phénomène semble dû à un lissage des températures, car en saturant le SWC les profondeurs de sols ne sont plus limitantes et on limite les cas particuliers.

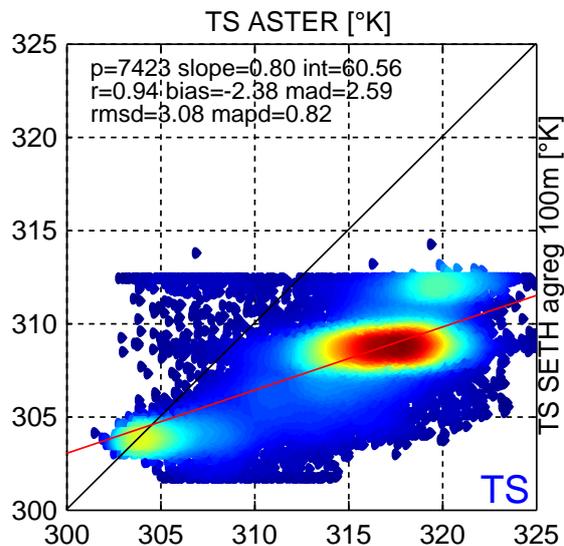
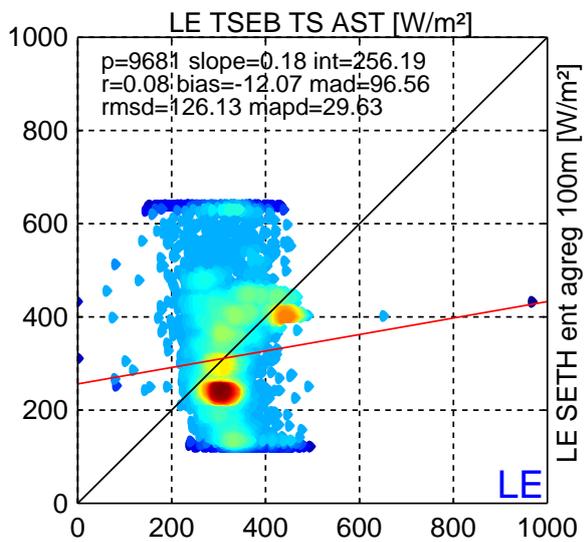


FIGURE V.19 – Impact d'un biais de +20% sur les contenus en eau de la zone de Lamasquière

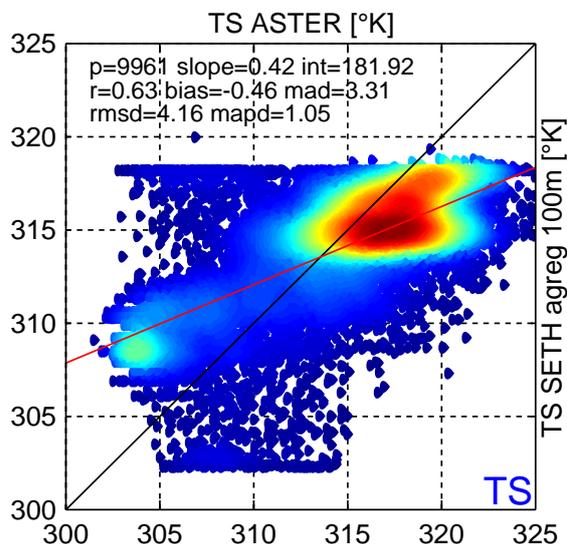
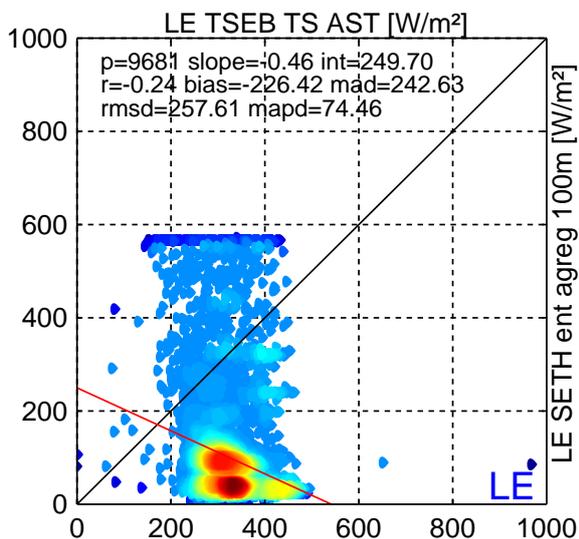


FIGURE V.20 – Impact d'un biais de -20% sur les contenus en eau de la zone de Lamasquière

6 Proposition d'une méthode relative pour l'inversion de quantités d'irrigation à partir des données TS

Un des enjeux pour la modélisation hydrologique et agronomique à l'échelle des bassins versants est l'estimation des quantités d'eau d'irrigation. Si elle peut-être connue à l'échelle des périmètres agricoles (regroupement de plusieurs parcelles), l'information n'est souvent pas recueillie à l'échelle de la parcelle. En utilisant les données de TS, on propose ici une méthode simple pour estimer, à l'échelle du paysage, les quantités d'irrigation qui ont pu être attribuées à des parcelles potentiellement irriguées. Cette quantité d'eau pourra éventuellement être reliée à un SWC.

Le focus est mis sur les parcelles de maïs qui est la principale culture irriguée de la région. La zone de Lamasquère a été préférée à la zone d'Auradé car elle contient plus de maïs. De plus, les apports d'eau ont été enregistrés sur la parcelle expérimentale. Ainsi pour chacune des parcelles de maïs de la zone on va tester 9 niveaux d'irrigation (de 0 mm à 40 mm par pas de 5 mm) et simuler les flux LE et les températures TS résultants pour chaque pixel sur l'ensemble de la zone. L'irrigation est appliquée le 18 juillet 2006 car une irrigation a été enregistrée ce jour sur la parcelle expérimentale de Lamasquère. L'irrigation a donc lieu 6 jours avant l'acquisition de l'image thermique le 24 juillet 2006 (figure V.6). En minimisant l'écart entre la TS simulée et la TS observée, nous pouvons déduire la quantité d'irrigation optimale, autrement dit l'irrigation qui permet de coller au mieux à la TS observée.

Etant donné que seul le maïs est irrigué, l'impact sur l'ensemble de la région reste faible, et l'analyse des résultats se concentre sur la classe maïs.

6.1 Méthode absolue

Dans la méthode absolue, qui est la plus simple et directe à appliquer, pour chaque pixel contenant du maïs et pour chaque niveau d'irrigation testé, on calcule le RMSE entre la TS simulée par SEtHyS et la TS mesurée par ASTER. On retient alors l'irrigation qui permet d'obtenir le RMSE le plus faible.

$$Irrigation_{optimale,pixel} = RMSE_{MIN} \{ TS_{AST,pixel}, TS_{SETH,pixel} \} \quad (V.2)$$

6.2 Méthode relative

En partant de la constatation que les images IRT sont soumises à diverses incertitudes qui rendent leur utilisation délicate de façon absolue, et en faisant l'hypothèse que SEtHyS est capable de bien simuler la dynamique spatiale de température, on propose une méthode simple et innovante qui minimise les TS de façon relative. Ainsi on propose de comparer chaque pixel contenant du maïs à la valeur moyenne de l'ensemble des pixels contenant du maïs, indépendamment pour les simulations de SEtHyS et pour les observations ASTER. On minimise alors le RMSE de ces écarts à la valeur moyenne.

$$Irrigation_{optimale,pixel} = RMSE_{MIN} \{ [TS_{AST,moyenne} - TS_{AST,pixel}], [TS_{SETH,moyenne} - TS_{SETH,pixel}] \} \quad (V.3)$$

Etant donné que la moyenne des TS de SEtHyS dépend des irrigations qui sont appliquées sur la zone, cette TS moyenne est modifiée au cours du processus d'optimisation des écarts de TS et de sélection des quantités d'irrigation. Pour palier à ce problème l'optimisation est appliquée successivement de façon itérative jusqu'à obtenir convergence et une TS moyenne stable.

6.3 Résultats

Les cartes d'irrigations obtenues en absolu et en relatif, ainsi que les histogrammes associés sont rassemblés dans les figures V.21, V.23, V.22, et V.24.

Les méthodes absolues et relatives donnent une répartition des irrigations opposées. En absolu la quasi-totalité des irrigations obtenues sont nulles : Ajouter de l'irrigation refroidit les TS SEtHyS et augmente l'écart avec ASTER, ainsi afin de minimiser l'écart entre les TS SEtHyS et ASTER il faut limiter l'apport d'eau et peu d'irrigations sont détectées. En relatif on retrouve bien des irrigations, avec cependant une grande majorité de quantités d'irrigations qui ont saturé à la valeur maximale (40mm) utilisée pour les simulations. Bien que nous ne disposons pas de données pour valider les résultats, l'histogramme obtenu en relatif est bien plus cohérent avec la réalité, car nous savons que de nombreuses parcelles de maïs sont irriguées sur la zone. Pour la parcelle de Lamasquère on trouve une irrigation de 40mm alors que les données *in-situ* indiquent 17mm. Le fait que les quantités d'irrigation inversées saturent à la valeur maximale semblent indiquer que le jeu de paramètres utilisés n'est pas adapté. Ceci est confirmé par la figure V.25 qui montre qu'en utilisant un jeu de paramètres optimal (résultant d'un étalonnage pour la période et le site considéré) l'estimation de LE (370W/m^2) se rapproche de celle mesurée *in-situ* (340W/m^2). Afin d'améliorer la méthode, un ou plusieurs degrés de liberté pourraient être relâchés en autorisant l'ajustement des paramètres lié au sols et aux transferts dans le sol tel que $dp2$.

7 Conclusion, critiques et perspectives

Cette partie a permis de présenter les premiers résultats et intercomparaisons multi-résolutions de LE et TS sur la zone "Sud-Ouest". Les résultats et performances des modèles sont naturellement cohérents avec ce qui a été observé dans l'étude locale, soulignant en particulier le domaine d'application plus limité de TSEB par rapport à SEtHyS. Il a par ailleurs été montré qu'à basse résolution la divergence entre les modèles était fortement réduite par rapport à la haute résolution, et qu'il est donc plus pertinent d'utiliser TSEB sur cette zone lors de la période estivale. D'autre part il a été mis en évidence la nécessité de mieux caractériser certaines classes de sol (forêt, bâti, jachère) à l'aide de mesures *in-situ*, et de mieux caractériser les paramètres de végétation, ce qui pourrait être effectué par exemple en exploitant les données radar. L'obtention de données *in-situ* supplémentaires et de mesures des flux est aussi nécessaire pour pouvoir valider les résultats à grande échelle.

A l'aide de l'outil développé pour effectuer les simulations multi-résolutions, on a pu tester quelques premiers scénarios de spatialisation s'intéressant en particulier à la spatialisation des contenus en eau du sol, et à la caractérisation de l'impact de la prise en compte de la profondeur de sol et du forçage

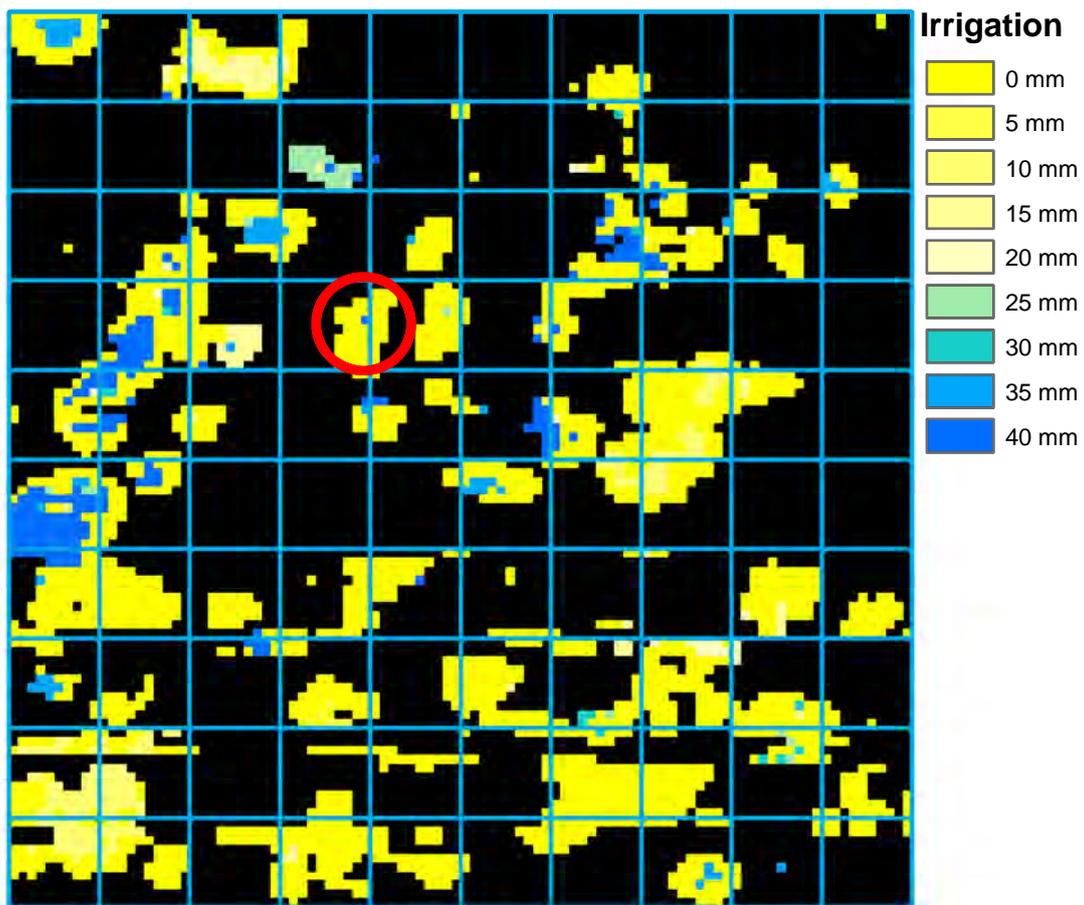


FIGURE V.21 – Carte des irrigations obtenues avec la méthode absolue

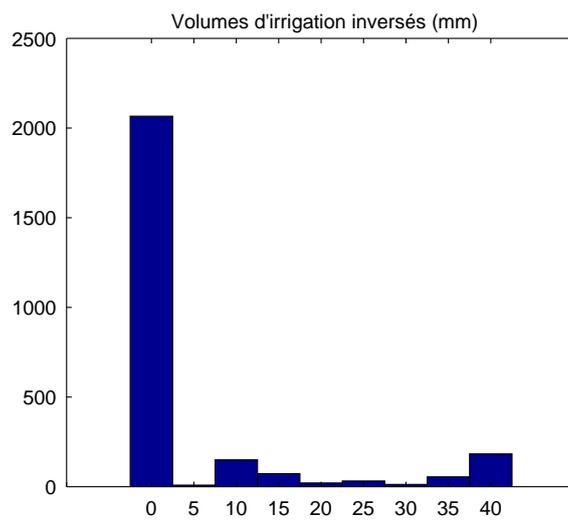


FIGURE V.22 – Histogramme des quantités d'irrigation inversées avec la méthode absolue

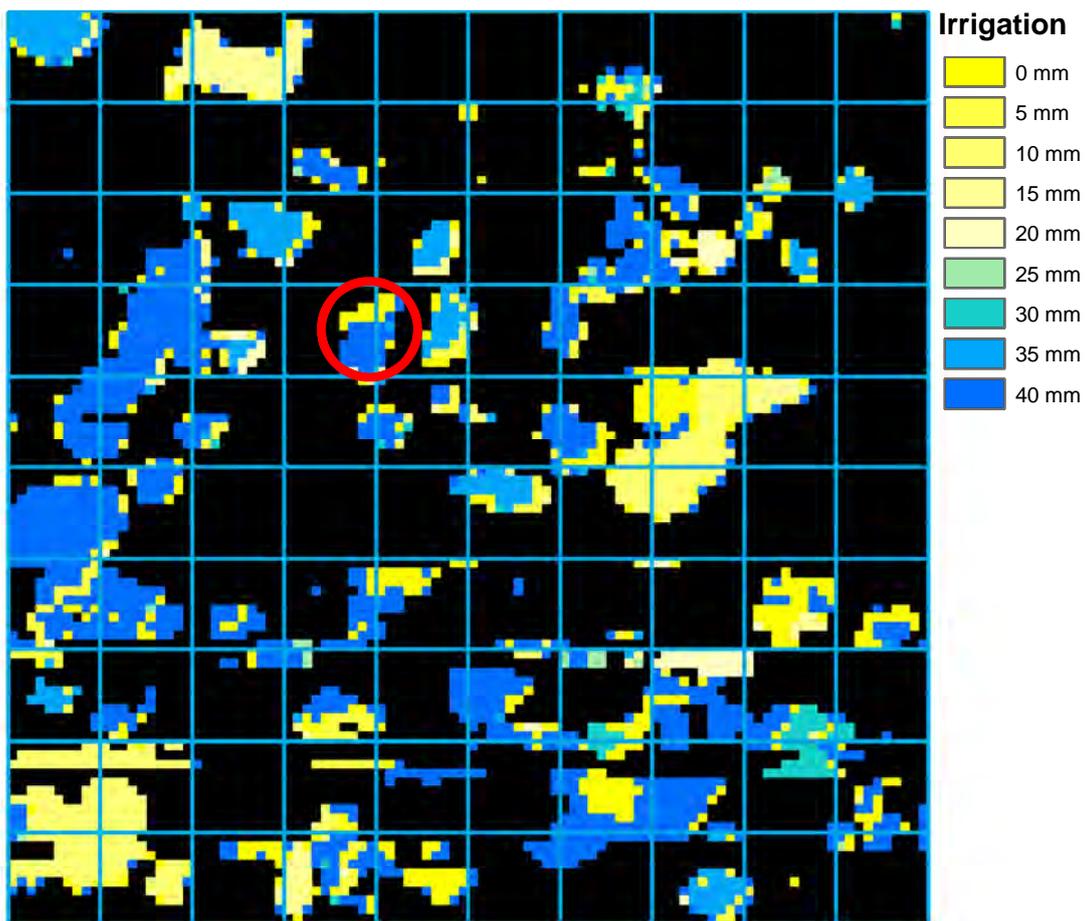


FIGURE V.23 – Carte des irrigations obtenues avec la méthode relative

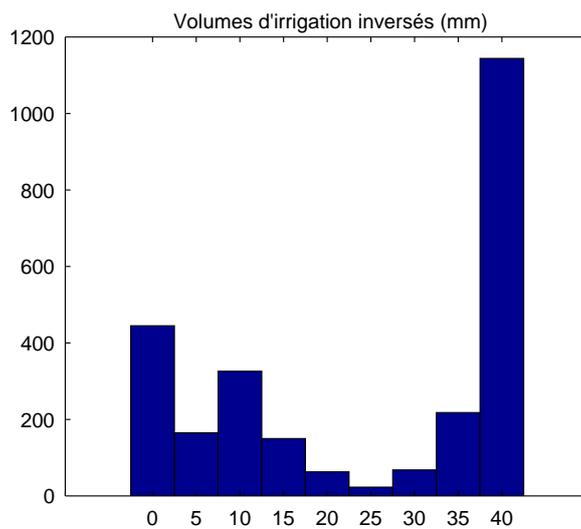


FIGURE V.24 – Histogramme des quantités d'irrigation inversées avec la méthode relative

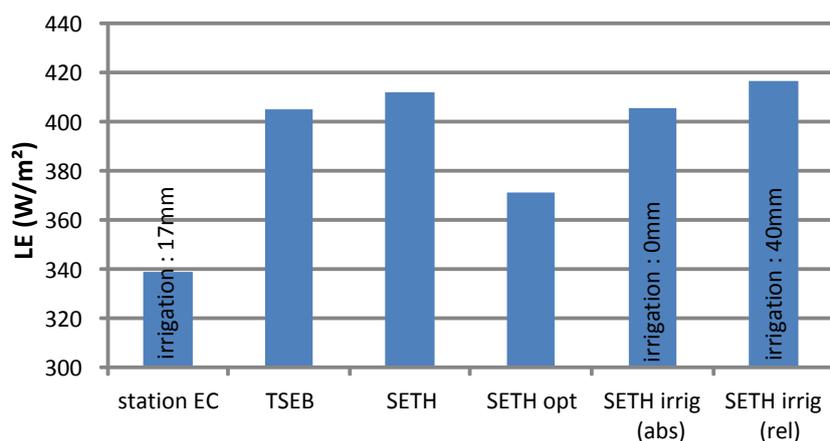


FIGURE V.25 – LE mesurée et simulée sur le pixel de la station in-situ de Lamasquère

météorologique.

A partir de ces résultats, une méthode innovante d'inversion des quantités d'irrigation à partir des observations de TS a été proposée. Pour palier aux incertitudes et biais des images de TS, cette méthode exploite l'information de température de façon relative. La méthode n'a pas pu être validée par manque de mesures *in-situ* d'irrigation, mais la répartition des irrigations inversées semble plus réaliste qu'en absolu et est encourageante pour la suite. Pour améliorer cette première approche de la méthode relative il conviendra donc dans la suite d'utiliser des enquêtes *in-situ* pour sa validation. Par ailleurs la saturation des niveaux d'irrigation observés (la plupart des irrigations inversées atteignent le seuil max) suggère que le jeu de paramètres utilisé n'est pas adapté, sous-entendant l'hypothèse d'un biais subsistant pour SETHyS. La méthode pourrait donc être améliorée en relâchant un ou plusieurs degrés de liberté sur les paramètres liés au sol et au transfert dans le sol. Enfin la méthode relative n'a été pour l'instant appliquée que sur une seule classe à la fois, mais pour la rendre plus applicable à des cas réels il faudra par la suite imaginer des schémas d'assimilation plus complexes multi-classes.

L'outil développé pour effectuer les simulations multi-résolutions ouvre la porte à de nombreux cas d'études et de scénarios à tester en spatialisé. Premièrement il sera intéressant d'effectuer ces simulations sur la période d'avril 2007, qui présente une configuration différente avec des parcelles de blé bien développées, et des parcelles de maïs et tournesol en phase de croissance. Dans les perspectives sont aussi envisagées des simulations sur la zone Marocaine de Sidi Rahal avec un jeu de données récent. Cette zone étant un périmètre irrigué et plus susceptible de subir du stress hydrique, il sera en particulier intéressant de tester la méthode d'inversion des quantités d'irrigations d'autant plus que des enquêtes sont réalisées annuellement pour le suivi des apports d'eaux d'irrigation à l'échelle du tertiaire (une trentaine d'hectares) et, pour quelques années, à l'échelle de la parcelle.

Enfin parmi les nombreux scénarios envisageables, 2 semblent prioritaires. Afin de compléter l'étude sur les contenus en eau du sol, il est envisagé d'étudier l'impact du passage d'un évènement orageux. Sur la période estivale ceux-ci sont fréquents et apportent une forte disparité de la distribution des quantités de pluie. les simulations du modèle de prévisions météorologique ALADIN pourront être utilisées

afin de définir des cas de distributions des pluies réaliste au sein de la zone d'étude (quantité de pluie, continuité...).

Par ailleurs il est envisagé d'étudier l'impact des pentes sur les estimations TS. La zone d'Auradé, très vallonnée, semble idéale pour cette étude. Pour ce faire il faudra améliorer le modèle de bilan radiatif de SETHYS. A partir de la pente d'une parcelle et de l'angle de visé du capteur IRT, il sera possible de déterminer des facteurs de correction de la TS, et de tester l'impact de cette correction à l'échelle du paysage. L'acquisition de données IRT *in-situ* à l'aide d'une caméra thermique viendra renforcer l'étude.

Chapitre VI

Conclusion générale et perspectives

L'objectif de cette thèse était de simuler l'ET de façon spatialisée à différentes résolutions en utilisant deux approches de complexité croissante et en s'appuyant sur des données IRT. Un des objectifs secondaires était de développer un outil permettant de gérer facilement les simulations spatialisées multi-résolutions et d'intercomparer les deux approches, d'effectuer les traitements de la base de données, de calculer les statistiques et de faciliter l'analyse des résultats, avec l'option de pouvoir implémenter et tester différents scénarios de spatialisation en termes de paramètres et d'entrées.

Une des approches est basée sur un simple modèle RS-SVAT (TSEB) conçu pour être piloté par télédétection et qui repose sur un forçage IRT. L'autre approche est basée sur un modèle WEB-SVAT (SEtHyS), plus complexe, il intègre un bilan d'eau et peut simuler la TS et offre ainsi la possibilité d'être contraint par assimilation de données.

L'intercomparaison de ces deux types d'approche a fait l'objet d'assez peu d'études dans la littérature, cependant leurs différentes conceptions et l'indépendance de leurs sources d'erreurs laisse entrevoir des possibilités intéressantes pour améliorer leurs performances réciproques, via par exemple, l'assimilation de données [Crow et al., 2005].

Pour l'approche WEB-SVAT, les erreurs de spatialisation proviennent principalement des incertitudes sur la spatialisation des jeux de paramètres et des initialisations des contenus en eau du sol, variables qui peuvent être délicates à obtenir à l'échelle du paysage, d'autant plus si celui-ci est morcelé et hétérogène. En revanche, si l'entité de simulation est bien caractérisée, ce type de modèle est performant et capable de représenter une grande variété de cas de figure, y compris notamment en cas de stress hydrique.

Par contraste, la simplicité relative de l'approche RS-SVAT nécessite le recours à plus d'hypothèses ce qui a pour effet de limiter son domaine d'application. Cette dernière reposant sur les données IRT, elle dépend de la qualité, de la résolution et de la disponibilité de celles-ci. A l'heure actuelle, nous devons faire le choix entre haute résolution spatiale et haute résolution temporelle : les capteurs IRT actuels permettant une résolution d'environ 100m avec une répétitivité de 16 jours, ou bien une résolution d'environ

4km pour une répétitivité de 15 minutes. La présence de nuages est problématique puisqu'elle ne permet pas l'accès à la TS et peut grandement diminuer la disponibilité en image à haute résolution spatiale.

L'estimation de l'ET de façon spatialisée n'est donc pas triviale. Cette thèse s'est intéressée à appréhender les potentialités des approches et leurs différentes sources d'erreur, et poser les premières briques d'un travail exploratoire, visant à essayer de tirer partie des avantages de chacune et d'en exploiter les complémentarités potentielles.

Ainsi, ce travail a été organisé en deux grandes parties : (1) une étude préliminaire basée sur une base de données *in-situ* afin de préparer la spatialisation et notamment quantifier les impacts d'entrées nécessaires incertaines au-delà de la parcelle, et (2) spatialiser les résultats à l'échelle d'un paysage agricole hétérogène à différentes résolutions spatiales.

1 Synthèse de l'étude préliminaire *in-situ*

Dans une première partie, l'utilisation de données *in-situ* recueillies sur 3 sites expérimentaux en France et au Maroc et couvrant 7 cycles culturaux (maïs, blé tournesol) ont permis d'étalonner les modèles, d'évaluer leurs performances et d'effectuer des analyses de sensibilité pour différents cas de figure (climat tempéré ou semi-aride, type de culture, stade phénologique, présence de stress hydrique...).

Concernant l'estimation de l'ET, les modèles ont montré des performances similaires avec un RMSE journalier par rapport aux mesures *in-situ* d'environ 40W/m². Cependant cette étude a mis en évidence un domaine de validité plus restreint pour TSEB qui n'est pas capable de prendre en compte le stress hydrique et qui simule mal le stade de levée où la végétation est peu développée.

SEtHyS a un domaine de validité plus élargi et est capable de meilleures performances sur les périodes de stress hydrique et les phase de levées. Cependant il a été montré que pour obtenir des performances acceptables, on doit être capable de déterminer pour SEtHyS un jeu de paramètres spécifiques de chaque culture et de chaque stade phénologique. L'utilisation de la méthode MCIP facilite l'obtention de ces jeux de paramètres, cependant il est nécessaire en amont de la spatialisation d'échantillonner *in-situ* un grand nombre de cycle culturaux.

Pour TSEB il a été montré que l'utilisation d'un seul jeu de paramètres commun à l'ensemble des classes de sols s'avérait suffisante. Des études de sensibilités sur les paramètres ont montré que le paramètre de Priestley-Taylor (α_{PT}) était le plus sensible. Dans la littérature TSEB est généralement forcé avec des données IRT satellitaires donc par ciel dégagé. L'utilisation de données de TS *in-situ* ont permis d'évaluer pour la première fois ses performances par ciel couvert, ce qui est pertinent dans l'optique d'acquisition de données IRT à basse altitude à l'aide de drones. Il a été montré que dans ce cas le paramètre α_{PT} pouvait être ajusté à une valeur de 1,5 au lieu de la valeur de 1,3 que l'on trouve généralement dans la littérature.

Par ailleurs, en comparant les forçages *in-situ* (caractéristiques de la végétation, données météorologiques) aux mêmes variables disponibles à des échelles plus grandes (ré-analyse SAFRAN de météo-

France pour la météorologie, caractéristiques de la végétation déduite de l'observation satellitaire), nous avons déterminé leurs incertitudes et gammes d'erreur attendues pour la spatialisation. Ces gammes ont été utilisées pour une étude de sensibilité aux entrées et quantifier les impacts sur la prédiction des modèles.

Enfin, une intercomparaison croisée de la sensibilité des modèles aux biais sur les contenus en eau été effectuée. Un biais sur les SWC a été appliqué en forçage de SEtHyS. Le biais résultant sur les TS simulées par SEtHyS a ensuite été injecté dans le forçage de TSEB. L'analyse de l'ET résultante pour les deux modèles a montré une divergence plus rapide pour TSEB, en particulier en conditions sèches.

Cette phase préliminaire *in-situ* a permis de caractériser les modèles et de préparer la spatialisation. Elle a fait l'objet d'une publication soumise au journal HESS et disponible dans l'annexe B.

2 Synthèse de l'étude spatialisée

Afin de faciliter la génération de simulations spatialisée multi-résolutions, nous nous sommes ensuite focalisés dans un premier temps sur le développement d'un outil spécifique. Cet outil permet de façon semi-automatisée d'effectuer les traitements nécessaires sur la base de données spatialisée (corrections, vérification, projections sur les grilles de différentes résolutions...), d'effectuer les simulations en multi-résolutions avec TSEB et SEtHyS, d'analyser et inter-comparer leurs résultats (statistiques, graphiques, filtres...), et d'implémenter des scénarios de spatialisation des paramètres et des inputs. Ainsi l'utilisation de nouvelles bases de données spatialisées et le test de scénarios de spatialisation spécifiques est facilité pour la poursuite du travail.

Au regard des données disponibles, les premiers runs spatialisés multi-résolutions avec les deux approches ont pu être effectués sur le mois de juillet 2006. Deux zones de 10*10km comportant chacune environ 5000 entités homogènes (croisement de l'occupation du sol, la profondeur de sol et/ou du stade phénologique, etc...) et situées autour des sites expérimentaux d'Auradé et Lamasquère ont été choisies.

Les simulations de TSEB et SEtHyS sont naturellement en accord avec les conclusions tirées de l'étude *in-situ* et font ressortir le domaine de validité restreint de TSEB. Les valeurs de l'ET estimées par SEtHyS s'étalent entre 80 et 600W/m², alors que pour TSEB la gamme des estimations est restreinte entre 200 et 450W/m². L'accord entre les modèles est bon pour les classes de végétation développées (maïs, tournesol, jachère) mais plus problématique sur le blé récolté (chaume). A noter qu'à basse résolution (4000m) on observe peu de divergence entre TSEB et SEtHyS, ce qui suggère qu'à cette échelle, TSEB est à privilégier pour sa simplicité de mise en œuvre et son nombre d'entrées restreint. Les classes de bâti et de forêts n'ont pas pu être caractérisées *in-situ*, et on a du utiliser des jeux de paramètres approximatifs issus d'analyses bibliographiques, avec des résultats plutôt cohérents.

De premiers scénarios de spatialisation ont pu être testés. Ils ont montré l'intérêt de prendre en compte la profondeur du sol, et montré que l'utilisation d'un forçage météorologique issu d'une seule station *in-situ* s'avérait suffisant sur une zone de 10*10km, au moins pour les régions étudiées à l'orographie limitée. Par ailleurs l'impact de biais sur les contenus en eau a pu être testé, et a montré comme pour l'étude *in-situ* une divergence plus importante pour un sol plus sec.

En termes de TS, l'écart entre les simulations de SEtHyS et les observations ASTER est assez fort (RMSE d'environ 6,5K et biais d'environ -5K) ce qui rend problématique l'assimilation de la TS dans SEtHyS de façon absolue. En effet, l'assimilation de données repose sur une absence de biais entre modèles et observations car elle vise à corriger les erreurs aléatoires. Cependant la dynamique interclasse simulée par SEtHyS est tout à fait cohérente ce qui laisse envisager qu'il est possible d'exploiter la dynamique spatiale contenu dans l'image ASTER, et d'effectuer une assimilation de façon relative. Ainsi une méthode innovante a pu être proposée et testée afin d'inverser des quantités d'irrigation en minimisant de façon relative l'écart entre les TS simulées et observées.

La méthode a été appliquée sur l'ensemble des parcelles de maïs de la zone de Lamasquère. Les résultats n'ont pas pu être validés quantitativement, mais l'utilisation d'une méthode relative permet d'obtenir une répartition des niveaux d'irrigation prometteuse qui semble plus cohérente par rapport à ce que nous savons des planification d'irrigation dans la région. Cette méthode compare de façon relative la TS de chaque parcelle à la TS moyenne de l'image ce qui permet de s'affranchir du biais observé en absolu. La méthode demande encore à être validée mais les premiers résultats sont encourageants.

3 Perspectives

Ce travail de thèse a permis de poser les premières briques d'un travail exploratoire qui ouvre des voies intéressantes pour répondre à des questions méthodologiques d'intérêts pour la communauté scientifique quant à l'estimation spatialisée de l'ET à l'aide de données IRT.

Dans un premier temps, afin de caractériser différents cas de forçage, il sera intéressant d'effectuer ces simulations multi-résolutions sur d'autres bases de données.

En particulier on se focalisera sur la période de avril 2006 qui présente une répartition différente de la végétation et des stages phénologiques, avec du blé bien développée et des cultures de maïs et tournesol en phase de croissance.

Il sera aussi intéressant d'effectuer les simulations sur le site du Tensift au Maroc, cette zone étant soumise à un climat semi-aride et irriguée avec un suivi des quantités d'eau apportées à large échelle (une trentaine d'hectares) et à la parcelle pour certaines années.

Par ailleurs pour la région sud-ouest, on dispose d'une base données acquise lors de la campagne de mesure MCM2010 [Baup et al., 2012], lors de laquelle une centaine de parcelles ont été échantillonnées

avec des capteurs optiques, radar et IRT, ainsi que des sondes d'humidité du sol, et des relevés d'itinéraires techniques et irrigations. Cette base de données présente un potentiel intéressant pour effectuer un travail de validation de la méthode d'inversion des irrigations, en termes de répartition et de quantité. Cette étape de validation permettra de réfléchir au développement de méthodes plus complexes, fonctionnant par exemple en multi-classes (irrigation combinée de plusieurs types de culture). De plus cette base de données offre des perspectives intéressantes quant à l'amélioration de la connaissance des caractéristiques de la végétation à l'aide de données radar [Fieuzal et al., 2013].

Concernant la caractérisation de l'état de surface, on notera en particulier le potentiel intéressant du satellite polarimétrique Sentinel-1 (SAR), afin de déterminer à hautes résolutions spatiale et temporelle le stade phénologique, la structure du couvert, l'humidité du sol ainsi que la rugosité de surface.

En parallèle, les travaux en cours au CESBIO de Vincent Bustillo visant à échantillonner les propriétés hydrodynamiques des sols à l'aide de méthodes géophysiques sur le bassin versant d'Auradé présentent des perspectives intéressantes pour mieux caractériser les paramètres du sol dans SETHYS (*Ksat, dp2, facttherm*), et pour valider les bilans hydrologiques à l'échelle d'un bassin versant.

Par ailleurs dans l'optique de validation, il serait intéressant de disposer de plus de stations *in-situ* de mesures de flux, et de caractériser les classes de forêts, bâti et jachère. L'installation de stations EC à grande échelle n'est pas évident car onéreux et demandant un entretien régulier, ainsi l'utilisation d'une base de données telle que Carbo-Europe pourrait être envisagée [Dolman et al., 2006]. Elle nécessite cependant la collecte de données spatialisées adéquates.

Enfin il sera possible d'approfondir le potentiel apporté par le choix des modèles TSEB et SETHYS.

Ces 2 les modèles TSEB et SETHYS étant double sources, on pourra s'intéresser à la discrimination entre les composantes sol et végétation, ce qui permettra d'évaluer les implications sur (1) la transpiration végétale en lien avec l'humidité de la zone racinaire, et (2) l'évaporation du sol en lien avec l'humidité de surface.

De plus, il sera important de tirer profit de la méthode MCIP. Dans le cadre de cette thèse elle n'a été utilisée que pour l'étalonnage, cependant elle pourra être utilisée dans un cadre d'assimilation afin de recalibrer certains paramètres en minimisant les différences entre évapotranspiration simulée et observée. En particulier cette utilisation est envisagée afin d'améliorer la méthode d'inversion d'irrigation, en accordant par exemple des degrés de liberté aux paramètres liés aux caractéristiques du sol.

Dans un second temps il est envisagé de tester de nouveaux scénarios de spatialisation.

En particulier, il sera intéressant de spatialiser des pluies et des événements orageux qui peuvent apporter une forte disparité des contenus en eau à l'échelle du paysage. Afin d'être réaliste la spatialisation des orages pourra être obtenue à partir du modèle de prévisions météorologiques ALADIN. L'étude pourra en particulier permettre de déterminer l'échelle spatiale à partir de laquelle un événement orageux est impactant en termes d'ET.

Un autre scénario envisagé concerne l'étude de l'impact des pentes sur le transfert radiatif et l'acquisition de données TS, et par extension sur la simulation de l'ET. Une approche simple pourrait consister à proposer des facteurs de corrections en fonction de la pente et de l'orientation. La zone d'Auradé, très vallonnée, semble propice pour cette étude. L'acquisition de données IRT *in-situ* à l'aide d'une caméra thermique viendra renforcer l'étude.

Enfin l'étude des ces scénarios de spatialisation laisse entrevoir des potentialités d'amélioration des produits ET à basse résolution tel que celui proposé par MSG.

Annexes

A Synthèse et vue d'ensemble des données *in-situ* par cycle cultural

Cet annexe récapitule les des données *in-situ* disponibles pour chaque cycle cultural.

Les zones grisées correspondent aux périodes d'études de 10 jours qui ont été sélectionnées comme décrit dans la section 2.1.

Le premier graphe illustre les données de végétation (LAI et hauteur du couvert) présentées dans la section 3.3.

Le second graphe représente les flux H et LE moyennés par jour entre 12h et 14h, afin d'avoir un aperçu de leur variation au cours d'un cycle cultural. On observe généralement bien la corrélation entre le LAI_{vert} et l'ET.

Le troisième graphe illustre journalièrement la fermeture du bilan d'énergie ainsi que la quantité de données disponibles, afin de pouvoir facilement filtrer et éviter les journées n'ayant pas des données de qualité satisfaisante. La fermeture du bilan d'énergie est normalement calculée à chaque pas de temps, cependant ici afin de pouvoir en donner un aperçu journalier, la valeur indiquée ici correspond pour chaque jour à la régression linéaire (relative) entre $Rn - G$ et $H + LE$.

Le quatrième graphe met en évidence les périodes de stress hydrique tel que présenté dans la section 2.2

Le cinquième graphe synthétise les contenus en eau du sol ainsi que les entrées d'eau (pluie et irrigation). Les différents graphes de contenu en eau du sol correspondent aux différentes profondeurs de mesures. On observe notamment la plus grande amplitude de variation de l'humidité de surface par rapport aux couches plus profondes.

Enfin le sixième graphe donne un aperçu des périodes pour lesquelles des données sont manquantes et ne permettent pas d'effectuer de simulations avec TSEB ou SEtHyS. Les périodes bleues correspondent à une absence de données d'humidité du sol qui sont nécessaires pour renseigner les conditions initiales de SEtHyS.

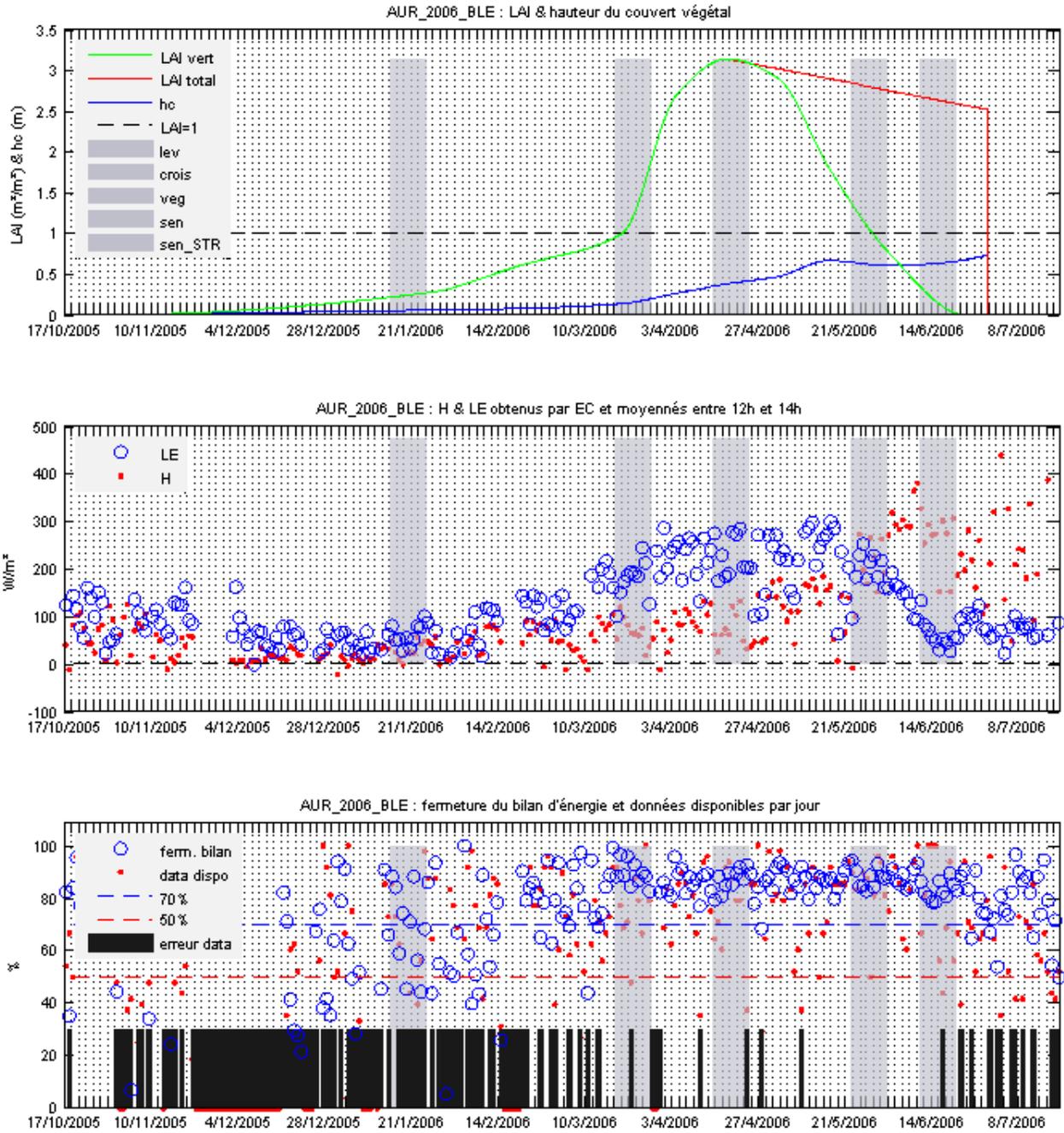


FIGURE 1 – Synthèse des données du cycle culturel de Blé d'Auradé 2006 (partie1)

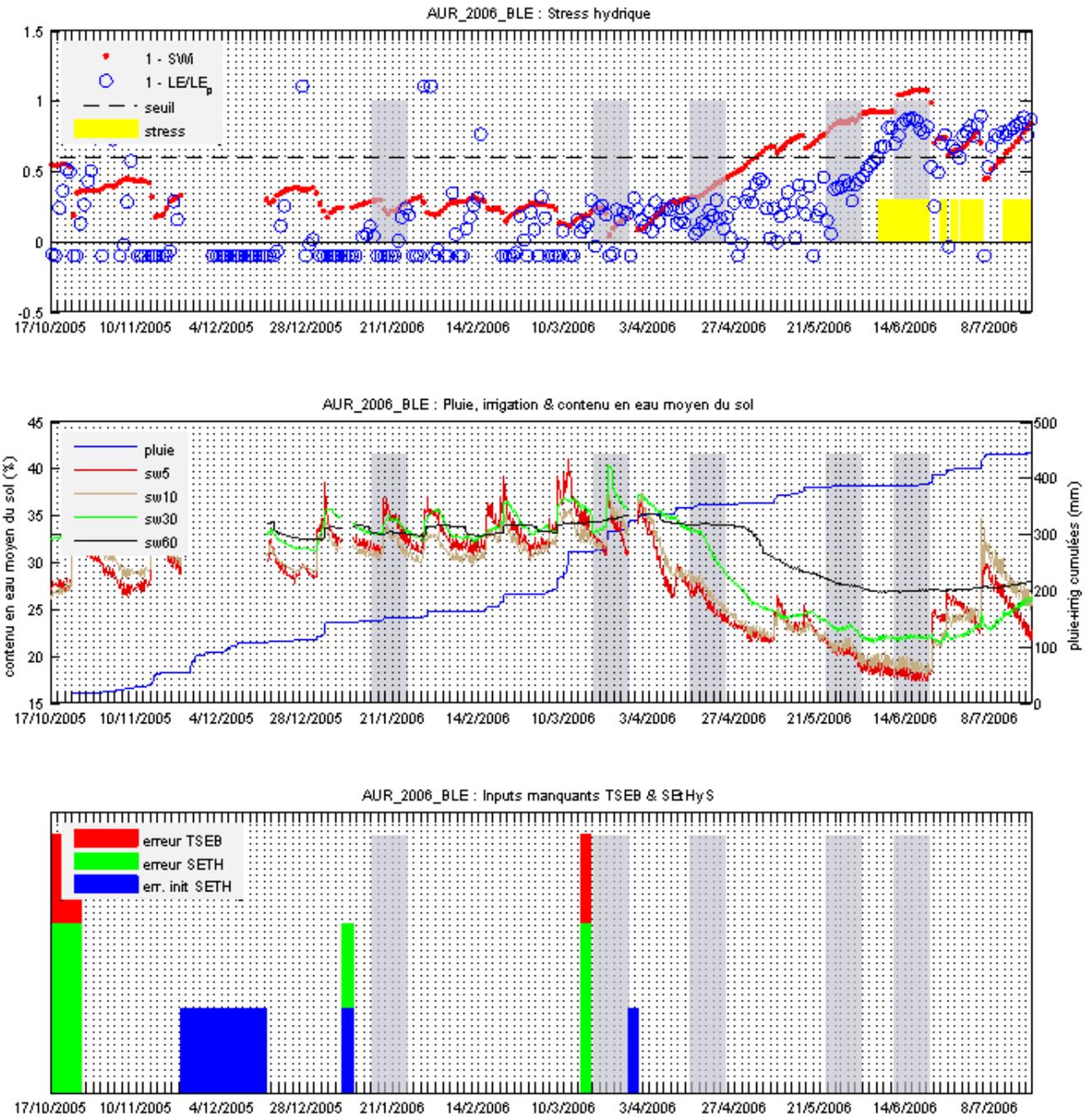


FIGURE 2 – Synthèse des données du cycle culturel de Blé d'Auradé 2006 (partie2)

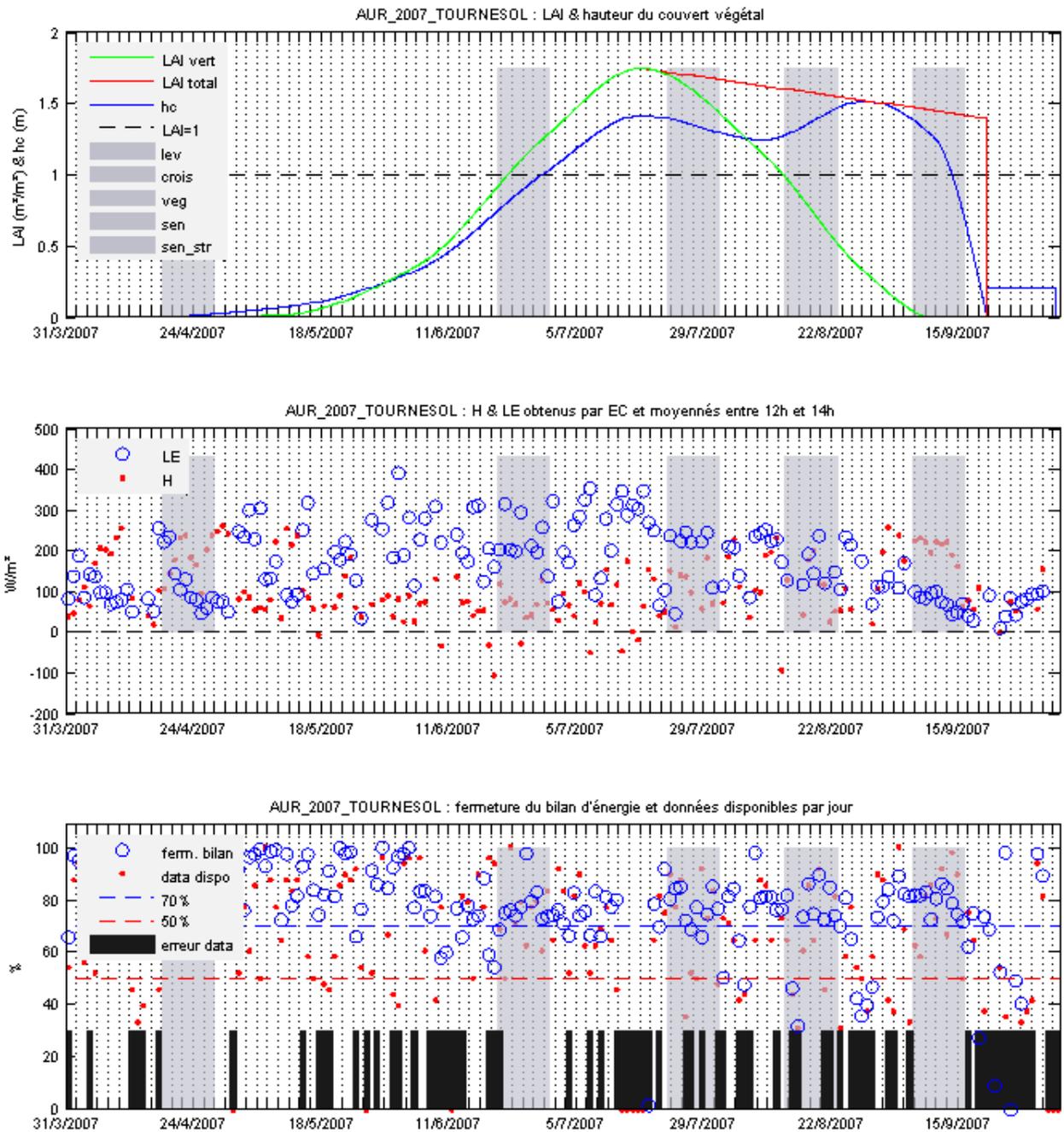


FIGURE 3 – Synthèse des données du cycle culturel de Tournefol d'Auradé 2007 (partie 1)

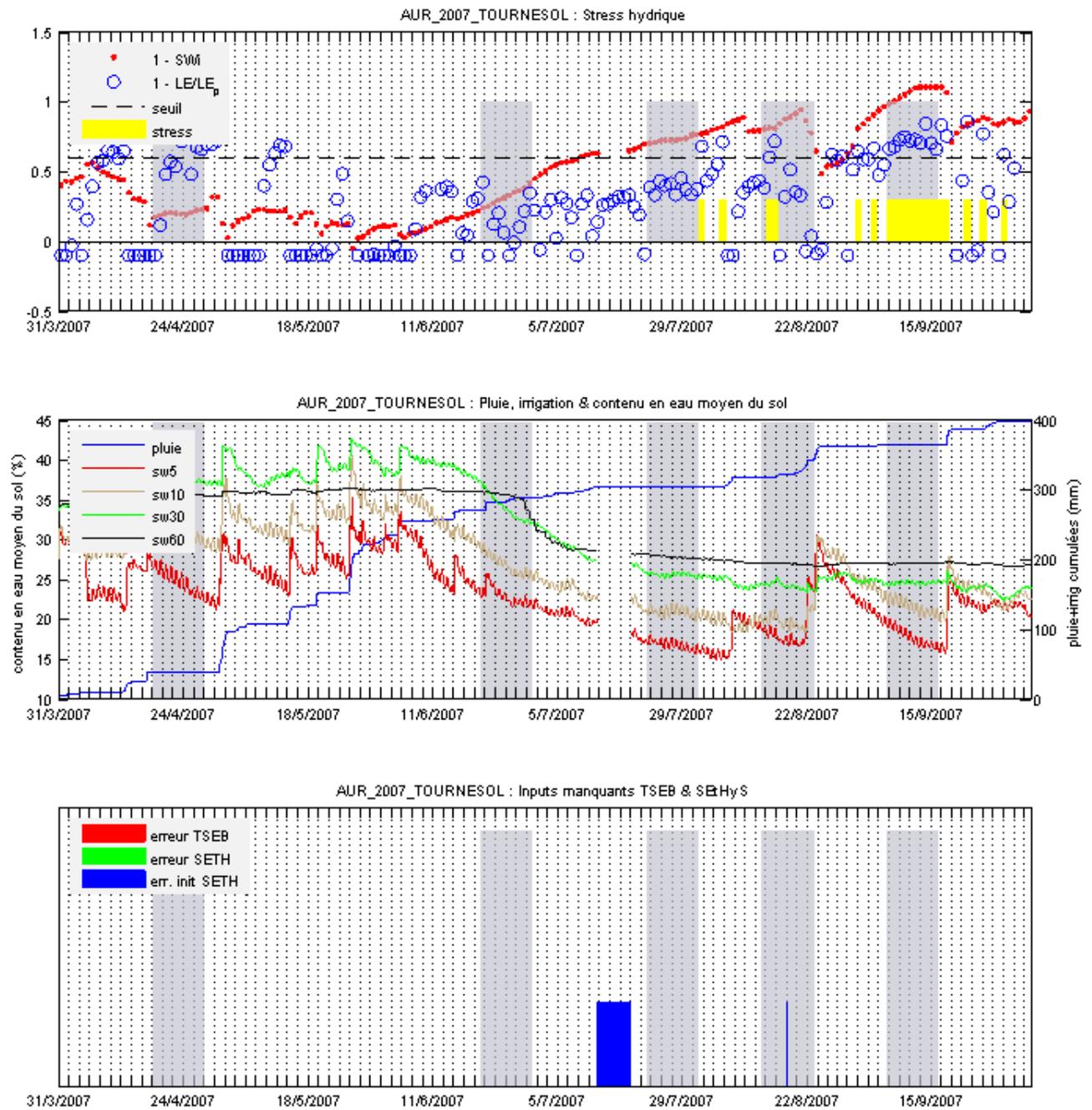


FIGURE 4 – Synthèse des données du cycle culturel de Tournesol d'Auradé 2007 (partie2)

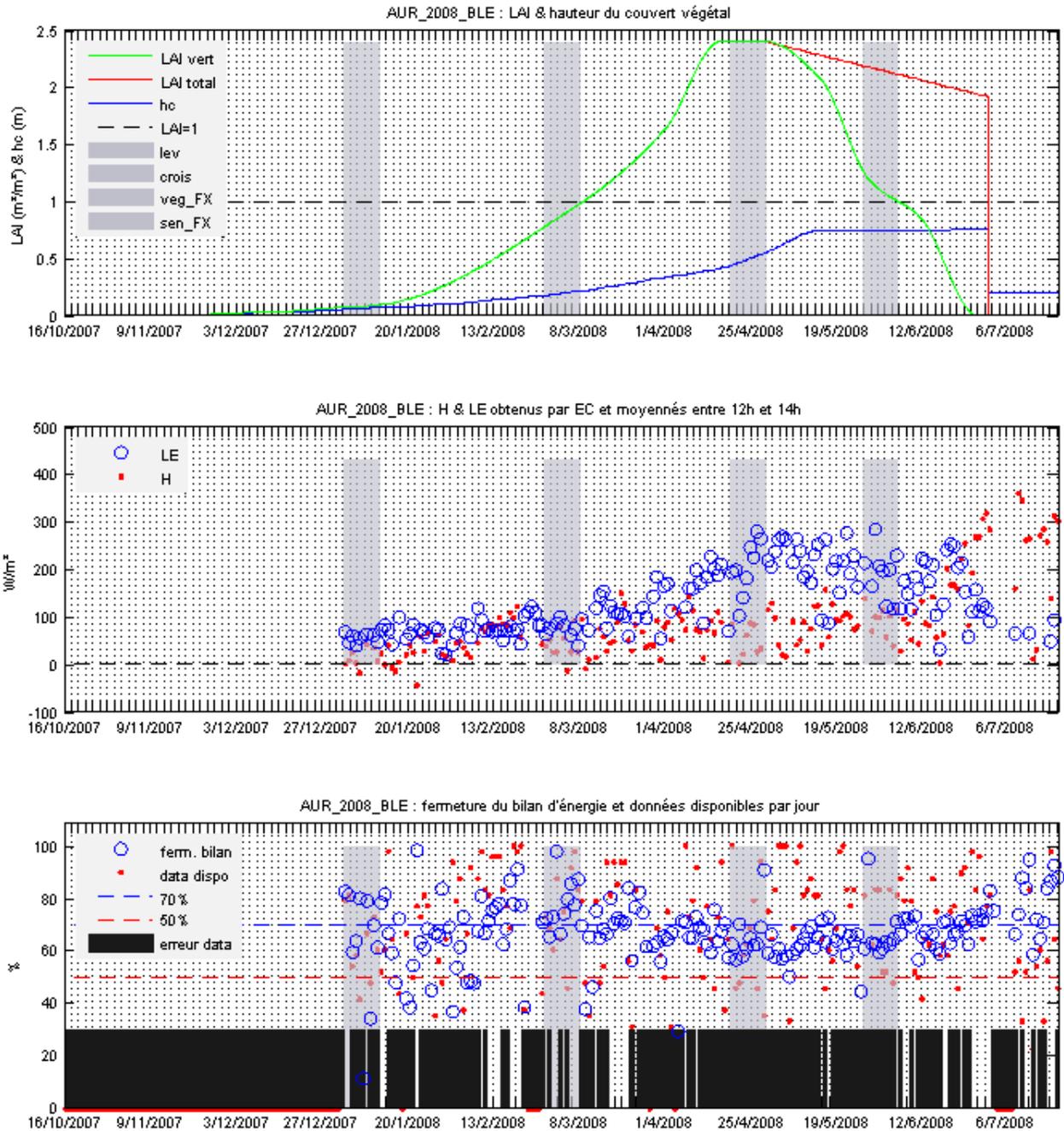


FIGURE 5 – Synthèse des données du cycle culturel de Blé d'Auradé 2008 (partie1)

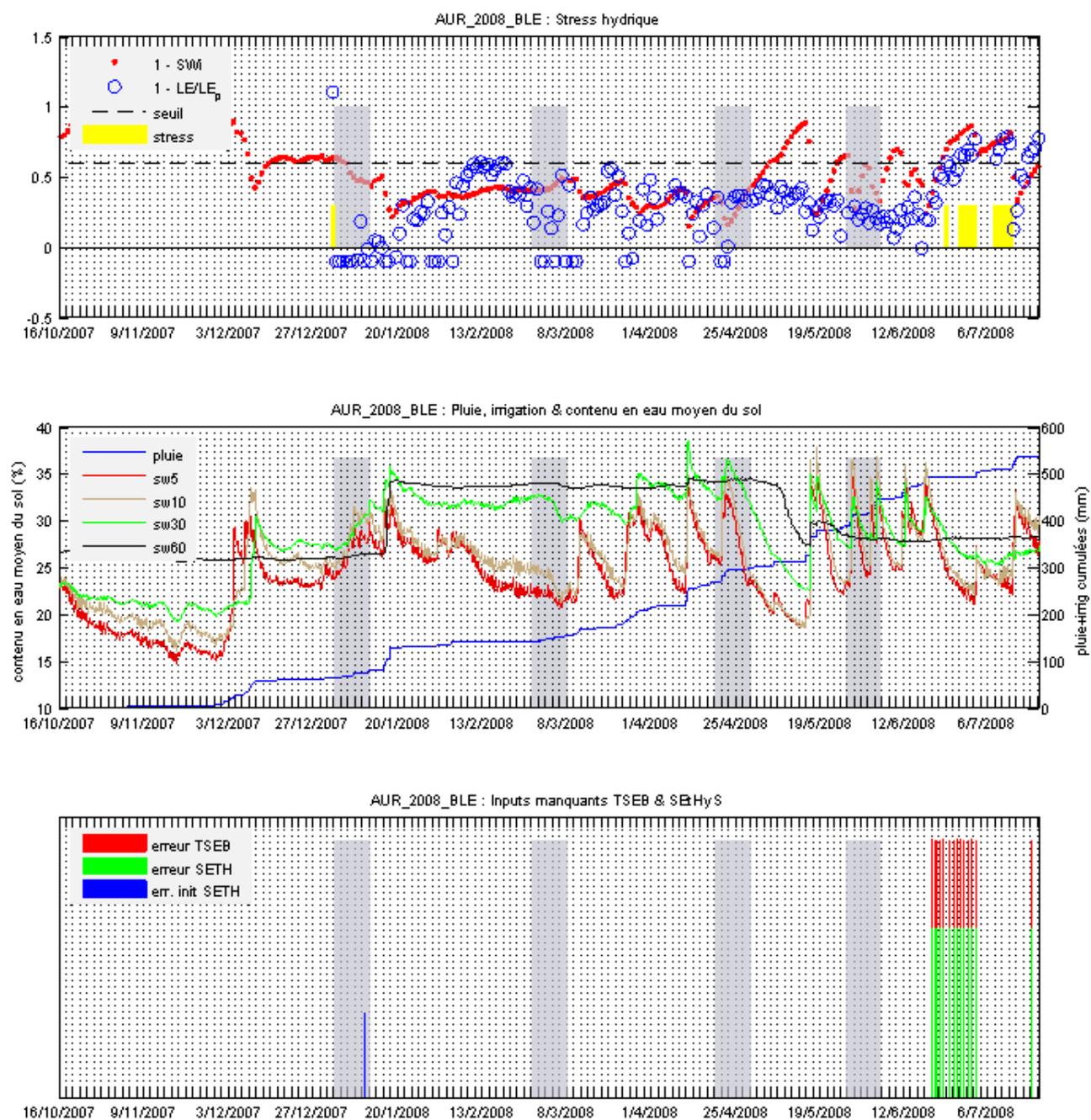


FIGURE 6 – Synthèse des données du cycle culturel de Blé d'Auradé 2008 (partie2)

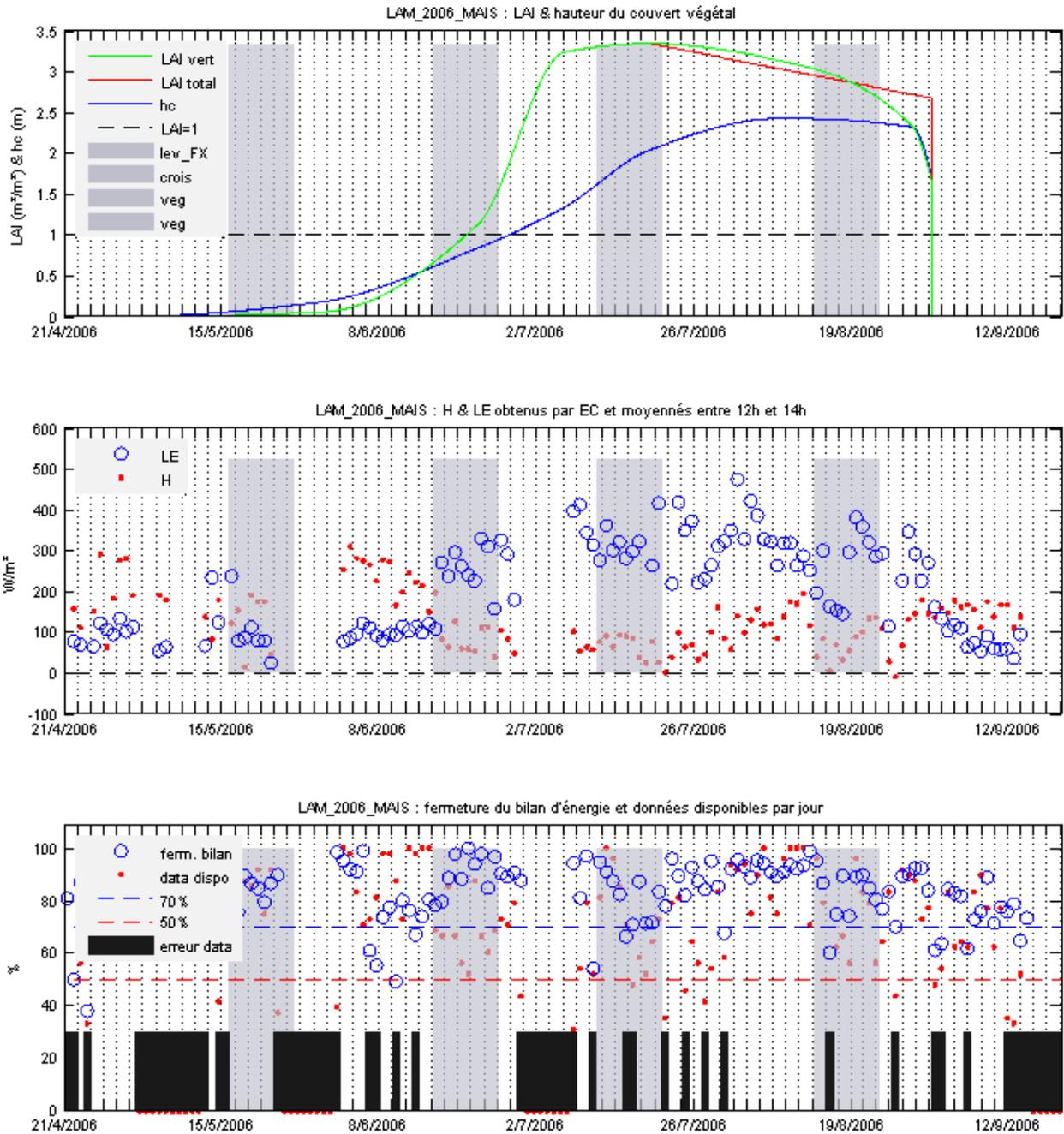


FIGURE 7 – Synthèse des données du cycle culturel de Maïs de Lamasquière 2006 (partie1)

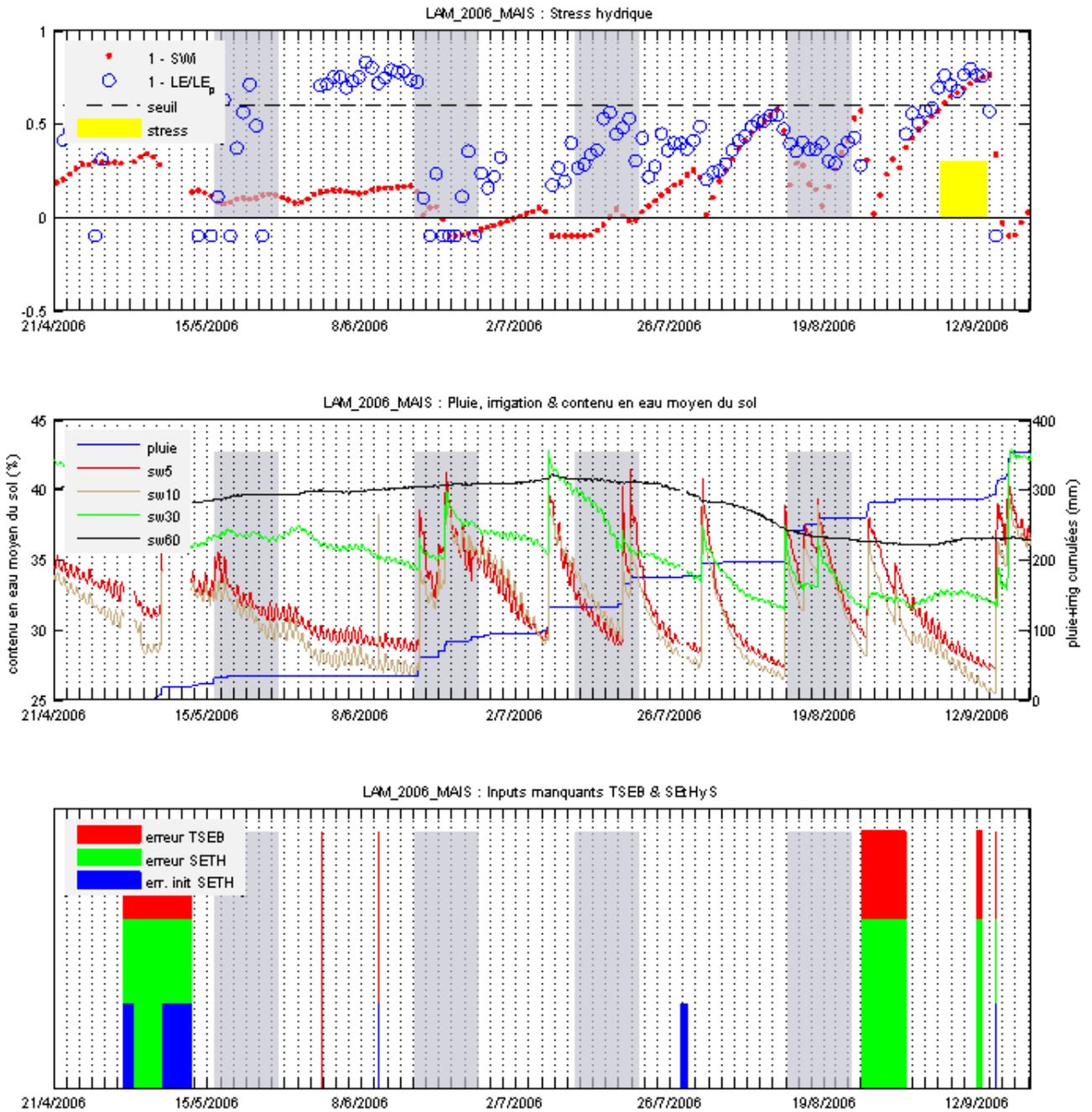


FIGURE 8 – Synthèse des données du cycle culturel de Maïs de Lamasquère 2006 (partie2)

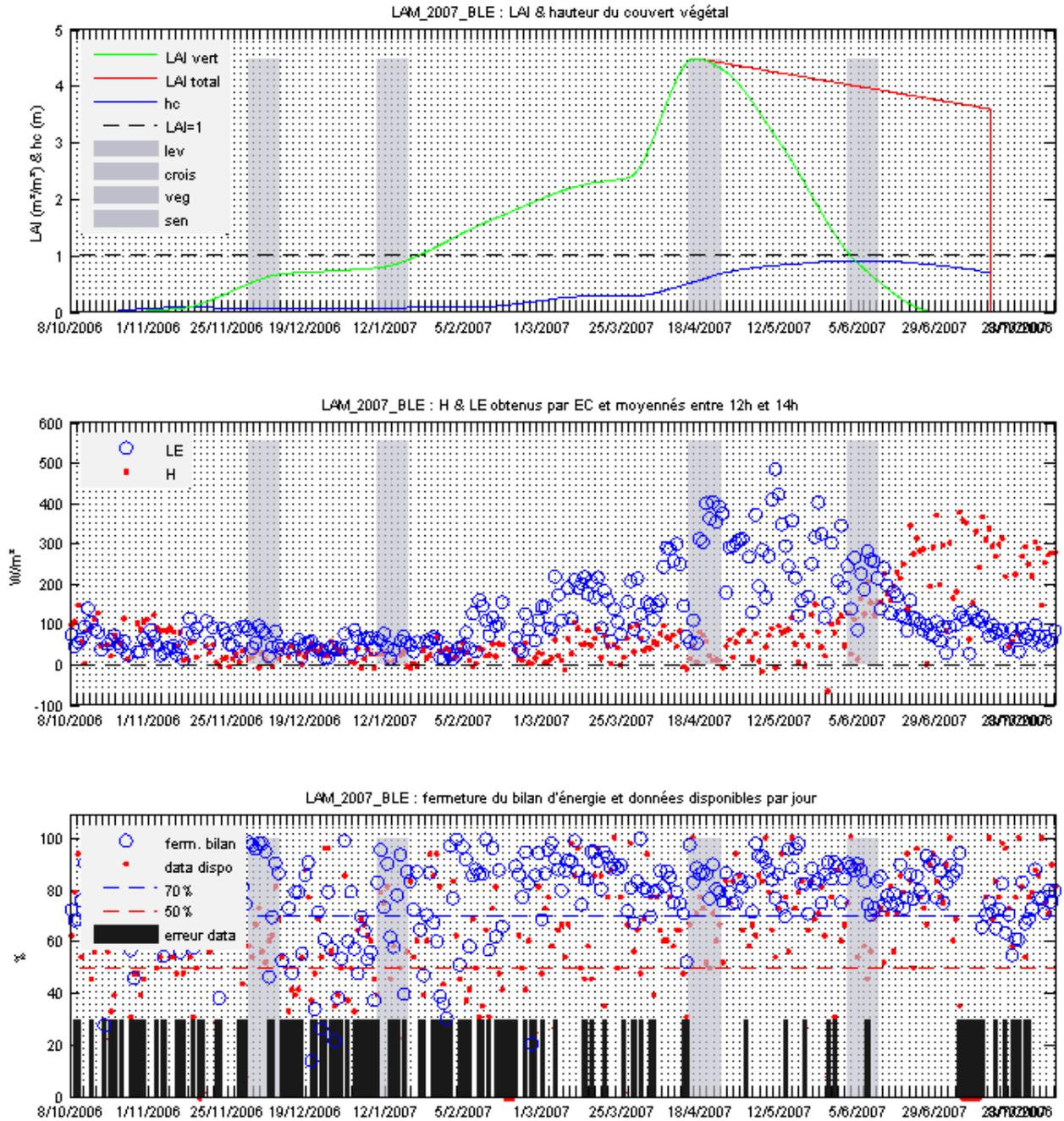


FIGURE 9 – Synthèse des données du cycle culturel de Blé de Lamasquère 2007 (partie1)

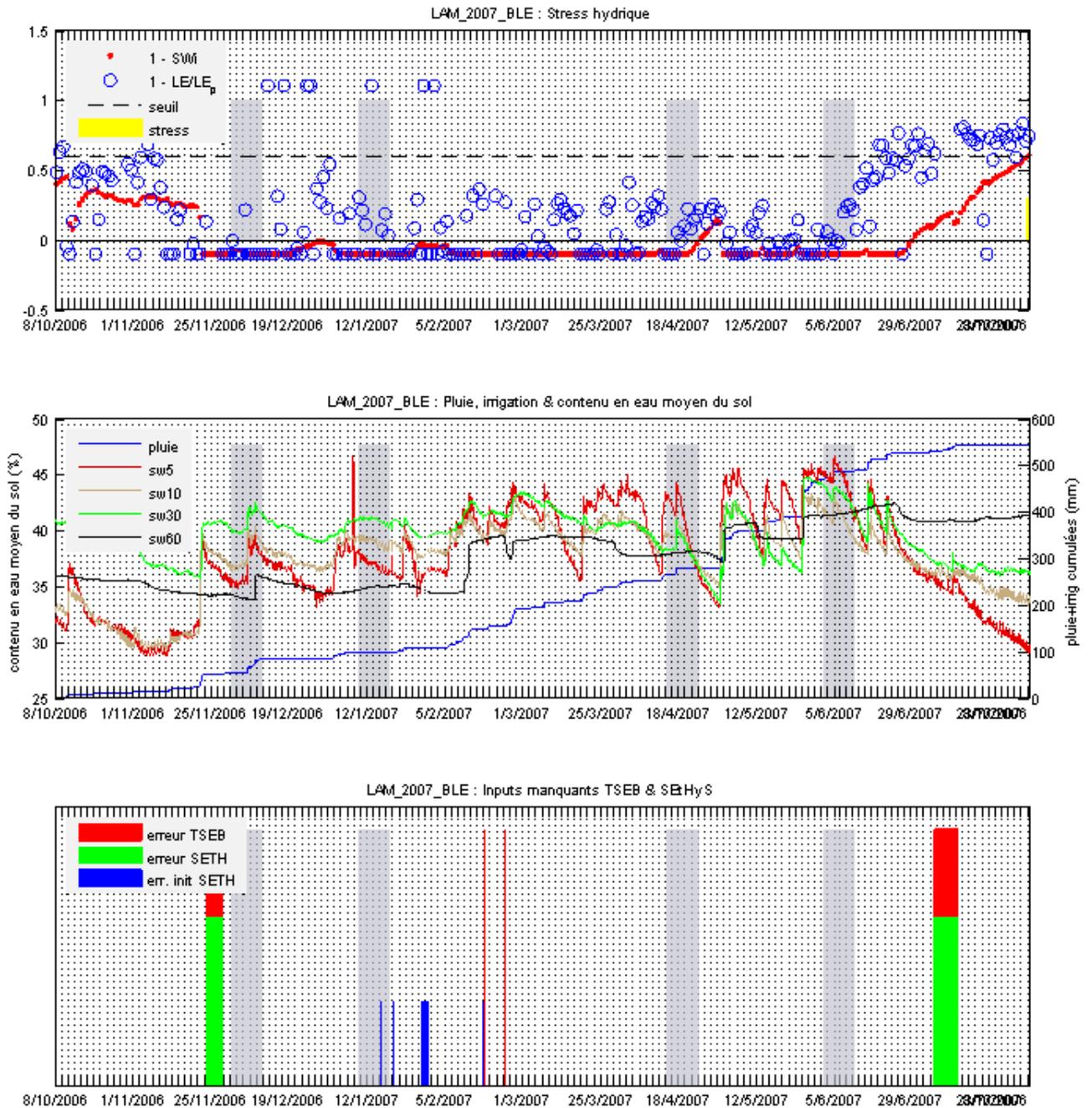


FIGURE 10 – Synthèse des données du cycle culturel de Blé de Lamasquère 2007 (partie2)

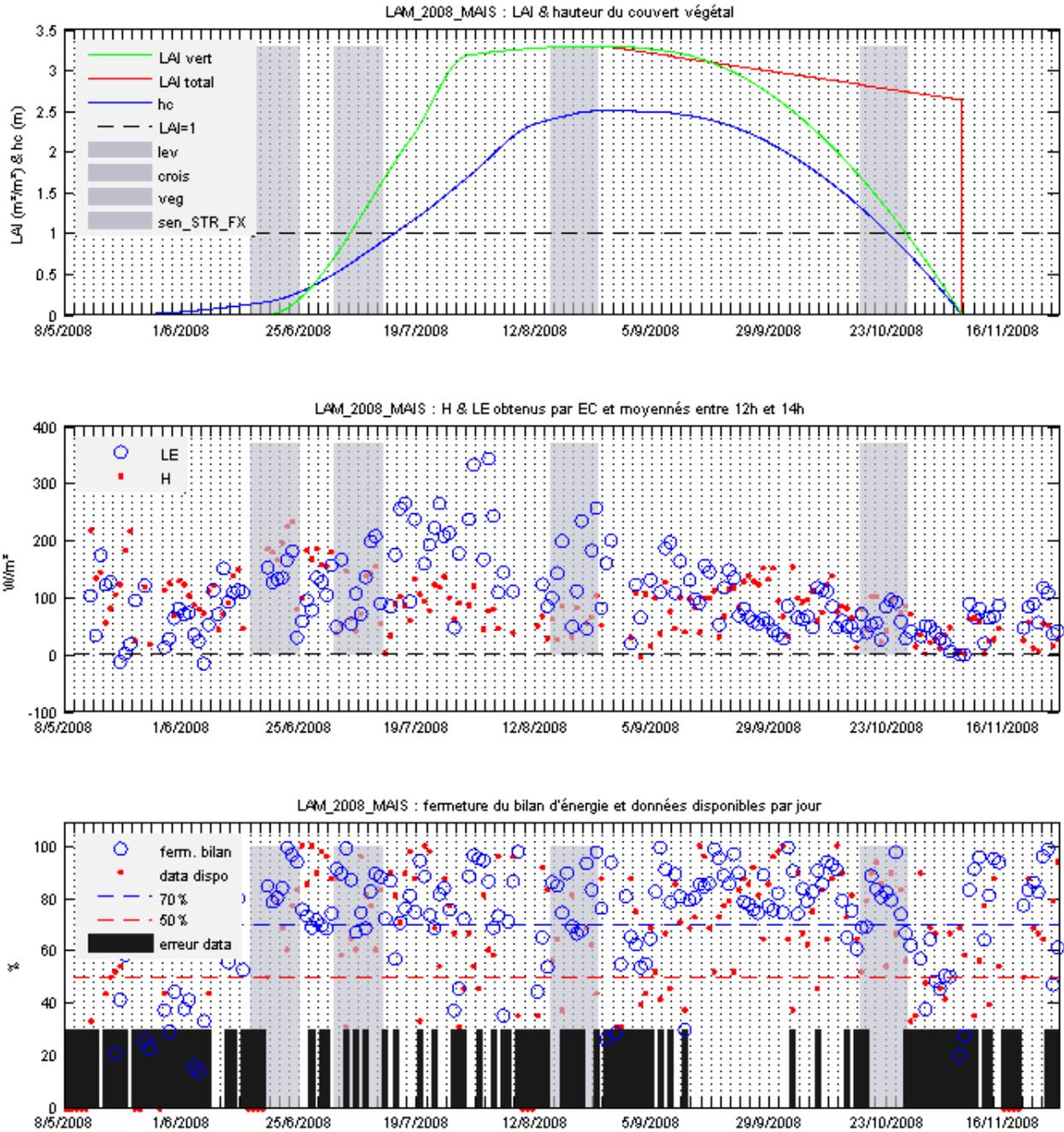


FIGURE 11 – Synthèse des données du cycle culturel de Maïs de Lamasquère 2008 (partie1)

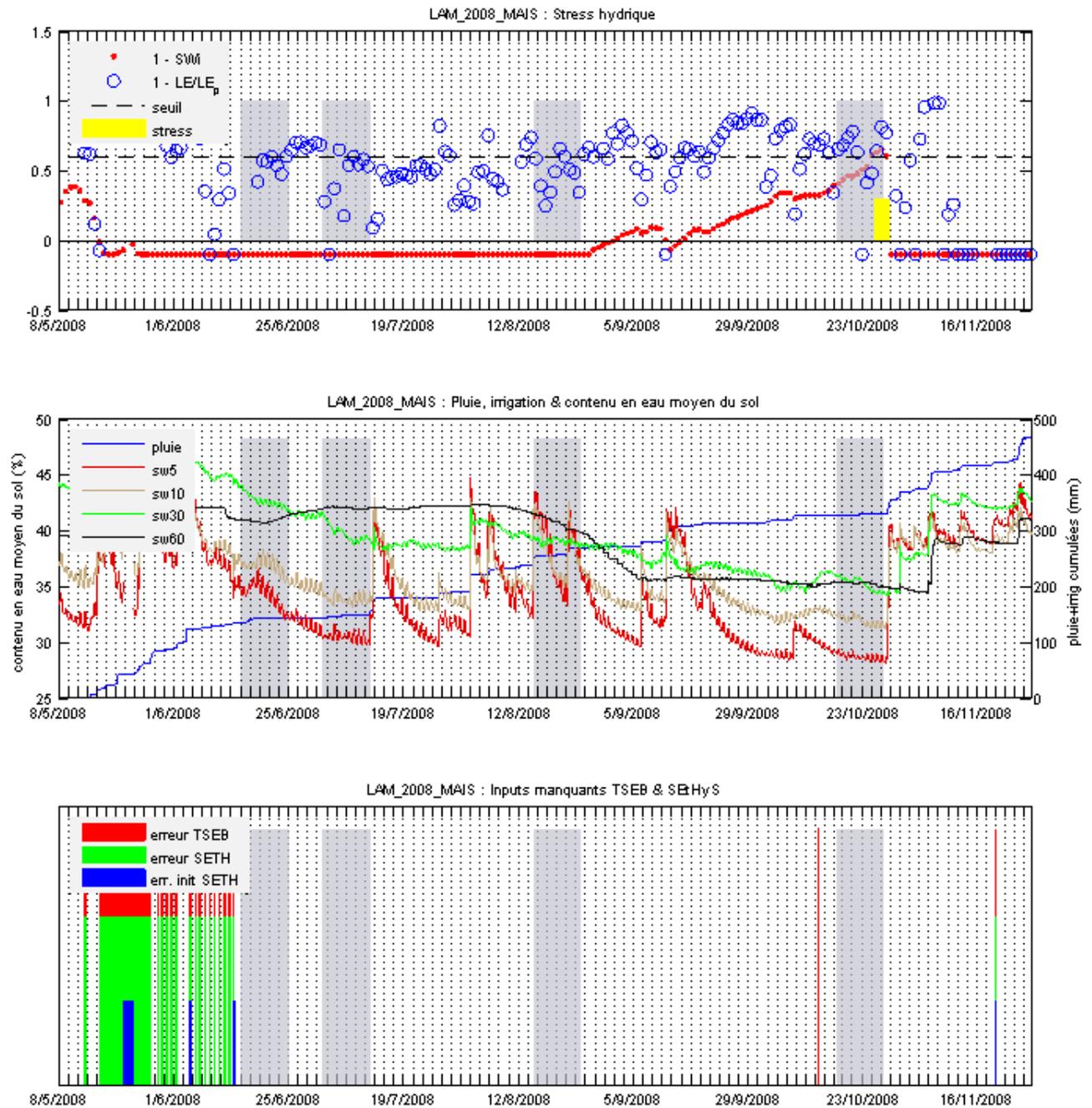


FIGURE 12 – Synthèse des données du cycle culturel de Maïs de Lamasquère 2008 (partie2)

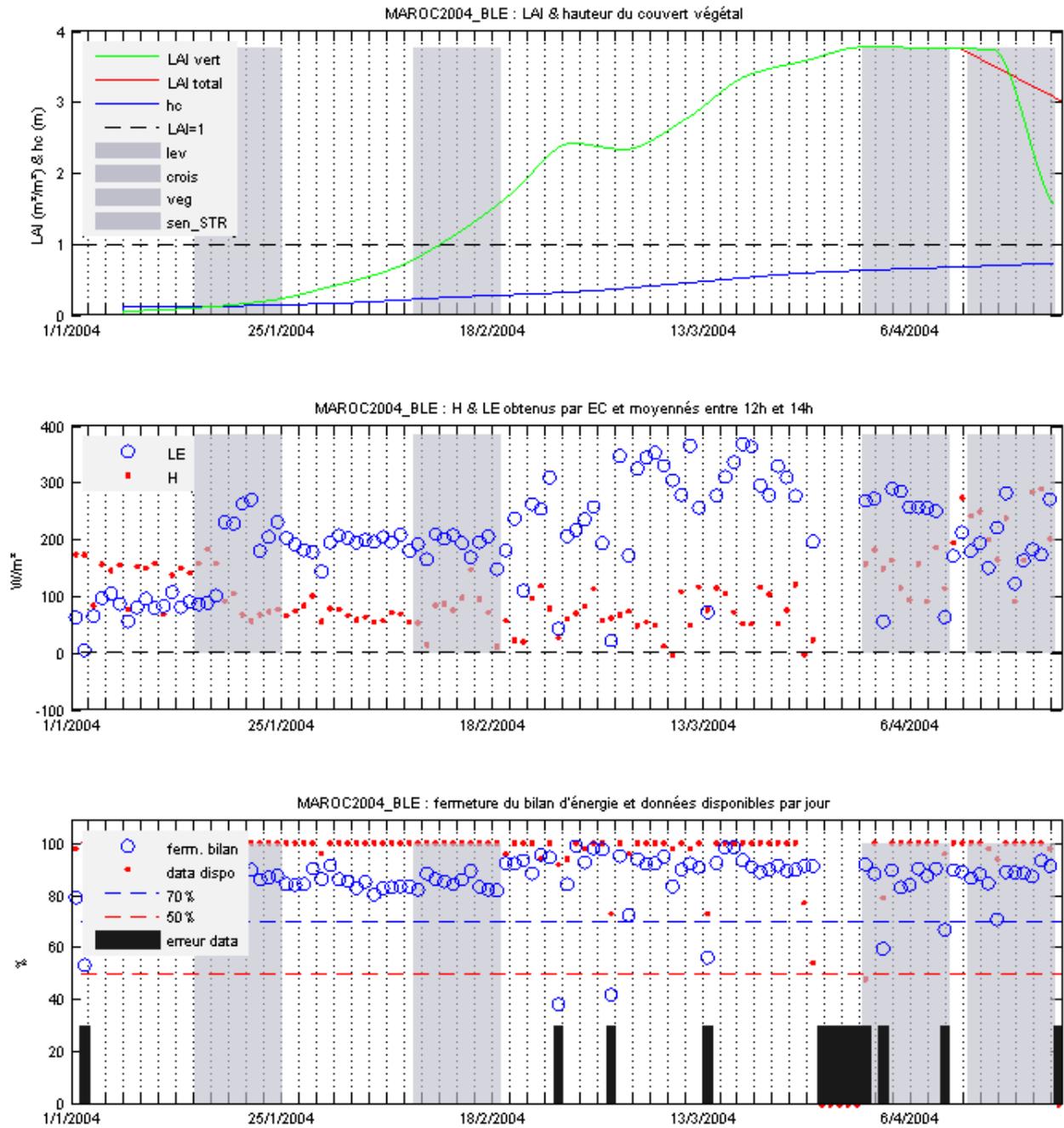


FIGURE 13 – Synthèse des données du cycle culturel de Blé de Sidi Rahal 2004 (partie1)

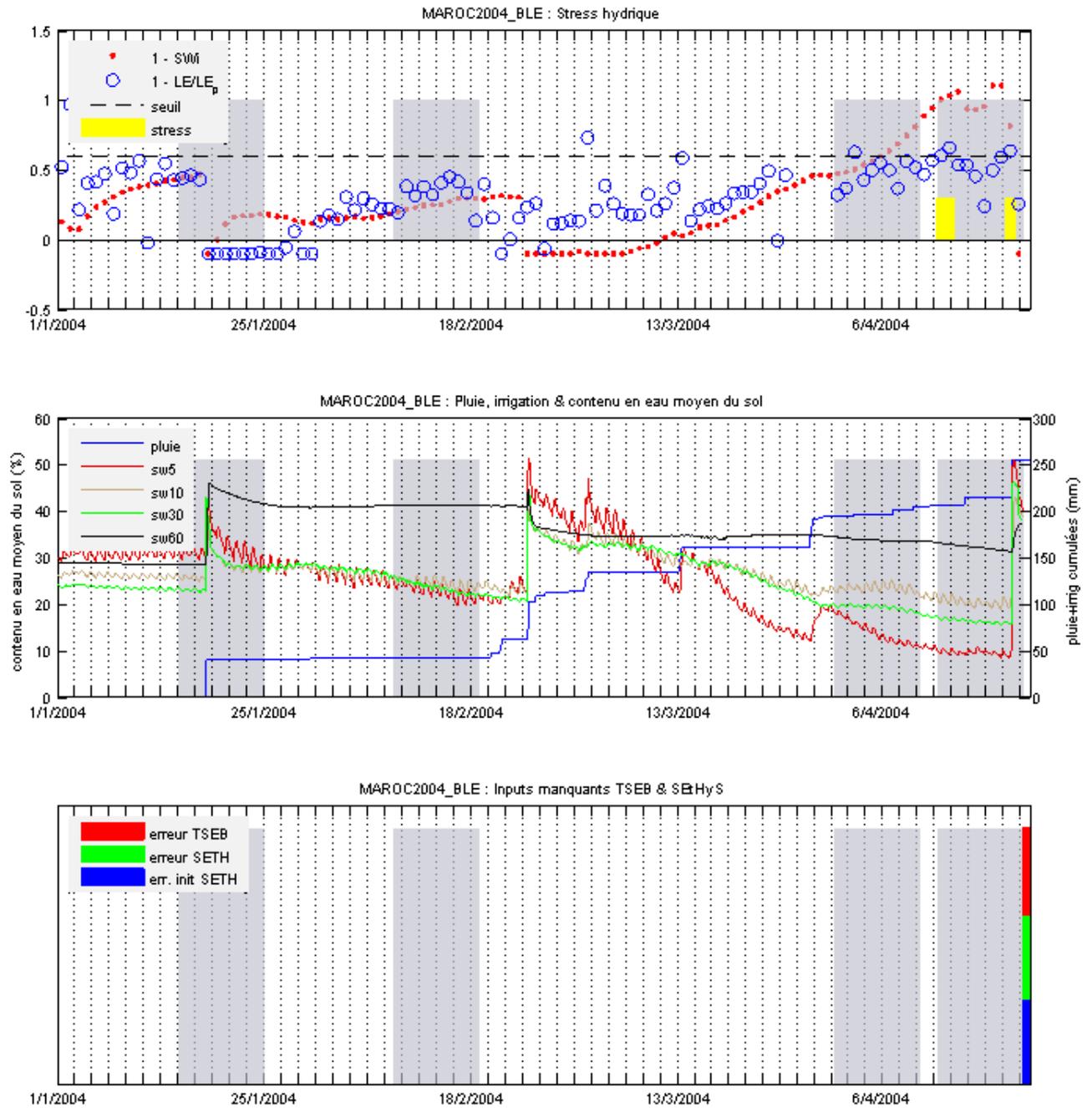


FIGURE 14 – Synthèse des données du cycle culturel de Blé de Sidi Rahal 2004 (partie2)

B Publication : Estimating evapotranspiration with thermal infrared data over agricultural landscapes : Comparison of a simple energy budget model and a SVAT model

**ESTIMATING EVAPOTRANSPIRATION WITH THERMAL INFRARED DATA OVER
AGRICULTURAL LANDSCAPES: COMPARISON OF A SIMPLE ENERGY BUDGET MODEL
AND A SVAT MODEL**

G. Bigeard^{1,2}, B. Coudert^{1,2}, J. Chirouze¹, S. Er-Raki³, G. Boulet^{1,3}, L. Jarlan^{1,4}

¹*CESBIO, Toulouse, France*

²*Université Paul Sabatier, Toulouse, France*

³*IRD, Institut National Agronomique de Tunisie, Tunis, Tunisia*

⁴*Université Cadi Ayyad, Marrakech, Morocco*

Draft to be submitted to Hydrology and Earth System Sciences

April 2015

Abstract

The overall purpose of our work was to estimate landscape evapotranspiration fluxes over agricultural areas thanks to Thermal Infra-Red (TIR) imagery relying on two approaches of increasing complexity and input data needs : a Surface Energy Balance (SEB) model, TSEB, used directly at the landscape scale (resolution $\geq 1\text{km}$) with TIR forcing and the aggregation of a Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer (SVAT) model, SEtHyS, run at high resolution ($\sim 100\text{m}$), constrained by assimilation of TIR data. SEB models are driven with remotely sensed data while SVAT model can be calibrated or constrained by remote sensing to perform water and energy balance at small catchment scale or landscape units. Within this preliminary study, we compared models skills thanks to large *in situ* database covering different crops, stress conditions and climat. We discussed domains of validity and quantified the possible loss of performance resulting from realistic errors on inputs (forcing and model parameters) due to scaling effects. The *in situ* data set came from 3 sites in southern France and in Morocco. On average, models provide half-hourly averaged estimations of latent heat flux (LE) with a RMSE of around 55W/m^2 for TSEB and 47W/m^2 for SEtHyS, and estimations of sensible heat flux (H) with a RMSE of around 29W/m^2 for TSEB and 38W/m^2 for SEtHyS. TSEB was shown to be more flexible and requires one single set of parameters; however its domain of validity is limited leading to low performances on rising vegetation and stressed vegetation. An in-depth study of the Priestley-Taylor key parameter was carried out, emphasizing its diurnal cycle and an optimal value to improve flux partition (values of 1.5 and 1.3 for south-western France and Morocco, respectively). SEtHyS is valid in more cases, however in compensation it required a finer parameters tuning and a better knowledge of surface and vegetation. This study participates to lay the ground for exploring the complementarities between instantaneous and continuous dynamic evapotranspiration mapping monitored with TIR data.

Keyword: Evapotranspiration, SEB, SVAT, TIR data, intercomparison

Abstract	2
1. Introduction	4
2. Data and methods.....	6
2.1 Models description	6
2.1.1 The two-source energy budget.....	6
2.1.2 TSEB	7
2.1.3 SEtHyS	8
2.2 Sites description and <i>data</i>	10
2.3 Assessing the model skills	11
3. Models skills by crops and phenological stages.....	12
4. Sensitivity analyses to inputs and parameters	14
4.1 Overview	14
4.2 Intercomparison of SAFRAN and <i>in situ</i> meteorological data.....	15
4.3 Sensitivity analysis to meteorological inputs.....	15
4.4 Sensitivity analysis to vegetation forcing inputs.....	16
4.5 Sensitivity analysis to radiative temperature for TSEB	17
4.6 Sensitivity analysis to water inputs and soil water content for SEtHyS.....	17
4.7 Cross sensitivity analyses of models through linkage of radiative temperature and SWC	18
4.8 Main results of parameter sensitivity analysis before landscape spatial distribution	19
5. Discussions	22
5.1 Influence of the parameters sets for model spatialization	22
5.2 A deeper look at the α_{PT} parameter for spatialization	23
6. Summary and Conclusions	25
Acknowledgments	27
References.....	28
Tables	33
Figures	36

1. Introduction

Exchange of water at the soil-vegetation-atmosphere interface is of the highest importance for weather forecasting and for climate (Shukla and Mintz, 1982) regarding both hydrology, as a keyword of catchment water balance (Milly, 1994), and agronomy, for irrigation scheduling (Allen et al., 1998). Despite the abundant literature on the subject, there is no consensual approach for its spatialized estimation, and the contribution of evapotranspiration (ET) to the global hydrologic cycle remains uncertain (Jasechko et al., 2013). There are several *in situ* techniques available to measure ET (Allen et al., 2011) but most suffered from a lack of spatial representativeness, which prevent them from being a sustainable solution for regional applications, especially for agricultural landscape where spatial heterogeneity -in terms of farming and technical itineraries including moisture conditions- was high. By contrast, remote sensing offers an attractive alternative through the synoptic and repeated view it could provide. Indeed, even if evapotranspiration is not directly observable from space, remote sensing data in different parts of the electromagnetic spectrum is related to the characteristics of the land surface governing the evapotranspiration process.

Within this context, several approaches combining remote sensing data and more or less sophisticated land surface models were put forward for the regional monitoring of ET (Courault et al., 2005), from the most basic approaches modulating evaporative demand through an empirical coefficient (the “crop coefficient”; Allen et al., 1998), to the complex and physically-based Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer (SVAT) scheme that requires a large number of inputs. In-between, the surface energy balance (SEB), constrained by thermal-infrared radiative temperature models, has been gaining influence over the last decade (Choi et al., 2009; Chirouze et al., 2014). Several authors intercompared the SEB-based approaches for mapping evapotranspiration surface temperature data with noticeable discrepancies in estimate accuracy (see Zhan et al., 1996; French et al., 2005; Timmermans et al., 2007; Timmermans et al., 2011). Kalma et al. (2008) reviewed the different methods to estimate surface evapotranspiration based on surface temperature derived from remote sensing data with similar accuracies on average. Some authors (Franks et al., 1999; Schuurmans et al., 2003; Meijerink et al., 2005; Crow et al., 2005) discussed the complementarities between simple instantaneous SEB and more complex SVAT modeling approaches to improve surface turbulent fluxes estimations due to their sufficiently independent modeling errors.

Nevertheless both methodologies, SEB or SVAT-based, were rarely compared in literature (Crow et al., 2005) due to the different underlying diagnostic or prognostic equations of the models, according to the distinct purposes of the approaches in terms of temporal and/or spatial resolutions of evapotranspiration estimates.

Either based on SVAT or SEB models, the estimation of surface evapotranspiration implies dealing with the method-model complexity issue, and with the partial knowledge to document or constrain them. This has mainly to do with the features of satellites TIR sensors resolutions. Remotely sensed TIR data are available either at high spatial resolution and low temporal frequency or vice versa. McCabe and Wood (2006) have showed how spatial resolution of TIR data used as input in SEB method impacted the spatial variation of flux estimates. The lack of knowledge on scaling effects when fluxes are intercompared at the same scales using aggregation or disaggregation methods, was pointed out by several authors (Kustas et al., 2003; Kustas et al., 2004; Norman et al., 2003).

Within this context, the overall purpose of our work is to compare two methodologies in order to estimate spatially distributed evapotranspiration on agricultural landscapes at high (~100m), intermediate (~1km) and low (~4km) spatial resolutions. Approaches are based on the use of TIR data, a SEB model and a more complex SVAT model. This study specifically focuses on the comparison of the TSEB model (Norman et al., 1995) and the SEtHyS SVAT model (described in Coudert et al., 2006). The more specific purpose is twofold as followed: (1) accuracy assessment through the confrontation of both methodologies to a large *in situ* database acquired in the South West of France and in Morocco with a detailed discussion on the domain of validity of the model; (2) a comprehensive sensitivity analysis to uncertainties in terms of inputs and parameters and a discussion on the selection strategy of the parameter set.

After briefly introducing data sets and both models (Section 2), the analysis of the models skills is presented (section 3). Then, emphasis is laid on sensitivity analysis results (Section 4) and on discussions related to parameters and inputs (section 5). Finally, conclusions and perspectives are drawn in Section 6.

2. Data and methods

2.1 Model description

First of all, we will introduce the formulation of the two-source energy balance, which is common to both models. Then, differences in the solving method and associated assumptions, together with differences in flux parameterization, will be briefly reminded in the following paragraphs.

2.1.1 *The two-source energy budget*

In the two-source energy balance, latent and sensible fluxes arise from soil and vegetation. It is a set of five equations made of two equations of continuity (1) and three equations of energy conservation (2), as follows:

$$\begin{aligned} H &= H^{soil} + H^{vegetation} \\ LE &= LE^{soil} + LE^{vegetation} \end{aligned} \tag{1}$$

$$\begin{aligned} Rn^{soil} &= H^{soil} + LE^{soil} + G \\ Rn^{vegetation} &= H^{vegetation} + LE^{vegetation} \end{aligned} \tag{2}$$

$$Rn = LE + H + G$$

By replacing the flux expression given in Shuttleworth and Wallace (1985), this system now becomes a set of five equations with six unknowns, namely: vegetation temperature $T^{vegetation}$, soil temperature T^{soil} , canopy-space temperature T^{canopy} and the corresponding air water pressure $e^{vegetation}$, e^{soil} and e^{canopy} . The next steps of the classical solving of a two-source energy balance system are to express T^{canopy} as a function of $T^{vegetation}$ and T^{soil} thanks to the continuity equation in H and $T^{vegetation}$ as a function of T^{soil} using the

energy budget of vegetation. In addition, the conduction flux G is related to the vertical temperature gradient in the soil. The solving method consists in the linearization of the equations of the previous system. The basic differences between approaches is that for SVATs models, soil temperatures at different depths are prognostic variables tightly linked to water mass balance, whilst radiative temperature is a forcing input for the SEB models used to infer $T^{vegetation}$ and T^{soil} as detailed below.

2.1.2 TSEB

The TSEB model relies on several assumptions and approximation to avoid the T^{soil} prognostic variable. First, it is forced by a radiometric surface temperature T^{rad} so that soil and vegetation temperature contribute to T^{rad} in proportion to the fraction of the radiometer view (f_{θ}) that is occupied by each component, thus adding a sixth equation to the system above:

$$T^{rad} = \left[f_{\theta} \cdot T^{vegetation^4} + (1 - f_{\theta}) \cdot T^{soil^4} \right]^{1/4} \quad (3)$$

The available energy at the soil surface assuming an extinction coefficient of 0.45 is computed as follows:

$$R_n^{soil} = R_n \cdot e^{(-0.45 \cdot LAI)} \quad (4)$$

The conduction flux in the soil is expressed as a function of the available energy at the soil surface R_n^{soil} , thus avoiding the need for a complete temperature vertical profile:

$$G = \Gamma \cdot R_n^{soil} \quad (5)$$

with Γ an empirical coefficient equal to 0.35 (Choudhury et al., 1987).

Finally, the resolution of this set of equations relies on the (strong) assumption that, most of the time, vegetation transpires at a potential rate. The Priestley Taylor equation gives a first estimation of canopy transpiration (Norman et. al, 1995; Eq. 12):

$$LE^{vegetation} = \alpha_{PT} \cdot f_c \cdot \frac{\Delta}{\Delta + \gamma_P} \cdot Rn^{vegetation} \quad (6)$$

α_{PT} is the Priestley Taylor parameter, f_c the green vegetation fraction cover, Δ the slope of the saturation vapor pressure versus temperature curve and γ_P the psychrometer constant.

$H^{vegetation}$ is then computed as the residual of the vegetation energy balance (Eq. 2). $T^{vegetation}$ is derived from $H^{vegetation}$; T^{soil} from Eq. 3; H^{soil} is computed from T^{soil} and LE^{soil} as a residual of the soil energy balance (Eq. 2). Should LE^{soil} be found negative, meaning that there is condensation on the soil surface, which is very unlikely during the day, then the assumption of a vegetation transpiring at the potential rate is bypassed.

LE^{soil} will be set to zero and a new $LE^{vegetation}$ value will be computed. Likewise should $LE^{vegetation}$ be found negative, LE will be set to zero. Further details on the resolution are given in French (2001; see his Fig. 2.6 p. 39). Compared to the initial formulation of the TSEB model (Norman et al., 1995), a more physically-based parameterization for the divergence of R_n described in Kustas & Norman 1999 was adopted. In agreement with Li et al. (2005), the series layout (Norman et al., 1995) of resistance was found to provide more accurate results (not shown) and less sensitivity in the case of sparse canopy (i.e. for low LAI), and is thus preferred to the parallel version in this study. The parameter sets used for TSEB are summarized in Table 2.

2.1.3 SETHyS

The SETHyS -French acronym for *Suivi de l'Etat Hydrique des Sols* or monitoring of the hydric condition of the soils-SVAT model physics and the main parameterizations are described and discussed in Coudert et al. (2006). The model belongs to the "two sources, two layers" SVAT models. Actually, the water and energy budget is solved for the vegetation and soil sources and the soil representation is based on the force-restore Deardorff formalism (Deardorff, 1978). The model needs atmospheric and radiative forcing and surface biophysical parameters as inputs. It calculates the energy and water exchanges between surface and atmosphere, and simulates the

evolution of surface state variables –soil and canopy temperatures, air temperature and specific humidity within the canopy, as well as surface and root zone soil water content. The surface system is composed of the soil and the vegetation canopy, each one being characterized by a set of biophysical parameters. The heat and water transfer calculation within the continuum soil-vegetation-atmosphere is based on a resistance concept. The resistance network is made of four nodes: the reference height for the low atmospheric weather forcing; inside the vegetation at the displacement height plus the roughness length; just above ground at the soil roughness length; and, at ground level. The aerodynamic resistances -above and inside vegetation canopy- are determined with the wind speed profile description inside the canopy from Shuttleworth and Wallace (1985) and Lafleur and Rouse (1990). The evapotranspiration calculation takes into account partition between free water in the canopy and the rest of the leaves (Monteith, 1963; Deardorff, 1978) and is based on the stomatal resistance for “big leaf” model from Collatz et al. (1991). The vegetation photosynthesis and stomatal resistance parameterizations are the same of the SiB model (Sellers et al., 1996). The water and thermal budget for the soil layer are time-dependent and follows the force-restore formalism with modification introduced by Bernard et al. (1986) for surface and root zone evolution water contents. The hydrodynamic soil properties to calculate water diffusivity are given by Genuchten (1980). The water and energy budget is solved with residual ground heat flux conduction, compared to the TSEB model. Finally, the radiative transfer model included in the model for TIR domain (François et al., 2002) allows simulating brightness temperature and radiative temperature as output, and thus gives option for constraining the model with TIR data (Coudert and Ottlé, 2007; Coudert et al., 2008).

The SEtHyS model requires a set of about 20 parameters. For the purpose of this study, the model is calibrated at local scale for various agricultural crops at different phenological stages. The objective was to study the continuity and evolution of the parameter values with regards to evolution of surface conditions (plant phenology and soil properties), so as to have specific sets of parameters handy, and quantify errors associated to the model landscape distribution. The stochastic Multi-objective Calibration Iterative Procedure MCIP (Demarty et al., 2004; Demarty et al., 2005) has been implemented with five cost functions, in order to minimize RMSE between simulations and measurements at half-hourly time intervals for H and LE fluxes, surface brightness temperature (T_B), net global radiation (R_n), and root zone soil water content (SWC). The large experimental data set of both instrumented sites in South West of France and Morocco (CESBIO worksites) is used (Béziat et al., 2009).

2.2 Sites description and data

All necessary data to run, calibrate and evaluate models was collected over 3 agricultural sites sampling 2 different climates (temperate and semi-arid) and 7 cultures cycles from seedling to harvest (wheat *Triticum aestivum* L., sunflower *Helianthus annuus* L. and corn *Zea mays* L.), which enable us to characterize all phenological states and contrasted weather forcing. Table 1 summarizes existing cultures and climates per site. Auradé (43.50°N, 1.24°E) and Lamasquère (43.50°N, 1.11°E) experimental sites are located near Toulouse in south-western France and are part of the “SudOuest” project led by CESBIO. Both experimental sites are under influence of temperate climate. They mainly differ by management practices (rotations of cultures and irrigation), soil properties and topography. Complete description of site features and data sets are presented in Béziat et al. (2009). Sidi Rahal (31.67°N, 7.60°W) experimental site is located in the Haouz plain in central Morocco and is part of the “Sud-Med” project (Chehbouni et al., 2008). It is part of an irrigated agricultural area under influence of a semi-arid climate. More information about site and dataset are described in Duchemin et al. (2006). Geographical localization of experimental sites are shown in Figure 1.

Each experimental station collected standard meteorological data at a half-hourly time step intervals: Global incoming shortwave and longwave radiation (R_g and R_a), wind speed (u_a), air temperature (T_a), atmospheric pressure (P_a), relative humidity (R_h) and rainfall. Components of the net radiation (R_n) were measured using a CNR1 radiometer (Kipp and Zonen, Delft, NL). Land surface temperature (LST) was computed from the same sensor. As CNR1 measures data on the 5-50 μ m bandwidth, a correction based on integration of Planck’s equation was applied. Sensible (H) and latent (LE) heat fluxes were measured continuously using Eddy-Covariance (EC) systems (Moncrieff et al., 1997; Aubinet et al., 2000). Fluxes were processed with classical EC filters and corrections (Béziat et al., 2009). Accuracy on flux estimates is expected to range between 10% and 30% (Eugster et al., 1997; Wilson et al., 2002). Soil heat flux (G) was sampled using heat flux plates located at depths ranging from 5cm to 1m. Fluxes were adjusted to take into account the top soil transient heat storage fluctuations.

Automatic measurements were then complemented by vegetation sample. Vegetation height (h) and green Leaf Area Index (LAI) were collected periodically along crop cycles. Green LAI was determined from destructive

measurements with a LiCor planimeter (LI3100, LiCor, Lincoln, NE, USA). Sampled data were interpolated using Piecewise cubic Hermite algorithm. In order to obtain estimation of fraction of green (fg), total LAI (green + yellow LAI) was extrapolated from green LAI data, applying a linear decrease starting at LAI^{max} and ending at harvest with a value of $LAI^{total} = 0.8 \times LAI^{max}$. Canopy height (h_c) was deduced from $LAI(h_c)$ relations linked to phenology and based on *in situ* observations. This methodology provides estimations of h_c with a MAPD of 30%.

In order to assess the potential loss of accuracy of meteorological inputs at the landscape scale and impact on model predictions, SAFRAN reanalysis data (Quintana-Segui et al. 2008) are used within this study. SAFRAN is based on an optimal interpolation between a background obtained from Météo France's Numerical Weather Prediction Model (ALADIN) and weather station observations, except for precipitation relying on the ground station network only and for the incoming radiation fluxes (downwelling surface shortwave and longwave) computed from Ritter and Geleyn's radiation scheme (1992). Data was kindly provided by Météo France.

2.3 Assessing the model skills

Specific periods of interests were identified to assess the model skills by phenological stages. These periods were chosen to be 10-day long in order to catch synoptic scale variability of the weather, as shown by Eugster et al. (1997) with the help of spectral analysis. This duration is also short enough to remain representative of a specific phenological stage. Studied periods were spread along crop cycles to cover all phenological stages and catch contrasted hydric conditions. Starting days were adjusted to optimize quantity and quality of data.

Similarly, in order to better assess the differences of model skills during stress periods, water stress is quantified using two indicators:

- the Evaporation Stress (SE, Boulet et al., 2007) related to the ratio between real and potential evapotranspirations:

$$SE = 1 - \frac{LE}{LE_{pot}} \quad (7)$$

- the Soil Wetness Index (SWI) of the root zone where 0 is for a soil water content of the root zone W_{rz} equal to the wilting point W_{wilt} and 1 equals the field capacity W_{fc} (Douville 1998, among others):

$$SWI = \frac{W_{rz} - W_{wilt}}{W_{fc} - W_{wilt}} \quad (8)$$

Cultures are in temperate area or irrigated area so most stress is found during senescence phases, when water resources are low or irrigation is stopped.

3. Models skills by crops and phenological stages

Model predictions of heat fluxes are compared to tower fluxes measurements at half-hourly and daily time steps, with a focus on performance by crops and by growth stage. A specific paragraph in the discussion section is dedicated to the analysis of models behavior during stress periods. RMSE for LE, H and Rn are displayed on Table 3 and MAPD on H and LE are displayed on Fig. 2. Biases (not shown) are very limited and ranged between -23 W/m² and +10 W/m² for both models, except during the rising phase where biases reach -47 W/m² and +43W/m² for SEtHyS and TSEB, respectively (see discussion below). Available energy is well simulated for both models with daily averaged RMSE's of 43 W/m² and 19 W/m² for TSEB and SEtHyS, respectively.

Regarding heat fluxes, a first glance at the Table 3 points out remarkable performances of the TSEB model on daily averaged values with regards to the relative simplicity of the approach compared to SEtHyS which relies on systematic parameter calibration. Both models exhibit close statistics concerning LE estimations (RMSE's of 36 VS 39 W/m² for SEtHyS and TSEB, respectively) while TSEB behaves slightly better regarding H estimations (21 VS 29 W/m²). These values are close to errors found in the literature on TSEB (Norman et al., 1995; Zhan et al., 1996;

Anderson et al., 1997; Kustas and Norman, 1999; French et al., 2005b; Diarra et al., 2013;) and also within range of expected errors from EC towers measurements (Eugster et al., 1997; Wilson et al., 2002). Half-hourly values lead to similar conclusions, except that the performance drop associated to this change of time interval is stronger for TSEB on LE than for SEtHyS.

Interestingly enough, this first analysis hides important disparities in term of LE prediction skills between growth stages. Indeed, Fig. 2 highlights some regularity in the SEtHyS skills regardless of growth stages and crops, as evidenced by the narrow group formed by the SEtHyS points. By contrast, the range of MAPD values for TSEB is much wider. In particular, limitations of the model are clearly emphasized during rising *-not displayed as out of range on the figure-* and senescence stages. During the senescence phase, these deficiencies may both be put down to stress *-see discussion below-* and to a poor partition of available energy between soil and vegetation. Indeed, the change in the radiative features of the canopy, including albedo, which occurs on senescent plants, is not taken into account by the model. By contrast, the model architecture is responsible for the poor performance during the rising phase. The computation of the roughness length to heat transfer Z_{0h} , computed indirectly from vegetation height, is no longer valid for almost bare soils encountered during the rising phase. The main consequence is abnormally high aerodynamic resistance, limiting soil sensible heat to very low values. As the available energy allowed to the vegetation canopy is very limited, vegetation sensible heat is also close to nil. The observed high MAPD of LE during the rising phase shall thus be put down to significant positive bias of TSEB predictions. To a lesser extent, SEtHyS skills are also mitigated during the rising phase. Generally, when evaporation is predominant over transpiration, more weight is given to soil transfer processes which are harder to characterize, considering the high heterogeneity of soil characteristics and the limited soil measurements available for calibration. The poor performance are more conspicuous with TSEB *-leading to estimation of H with a MAPD of 85%-* because (1) there is no description of soil water dynamics and (2) of the Priestley-Taylor approximation, which is not valid for low LAI (Priestley and Taylor 1972).

By contrast, both models tend to have better performance when vegetation is fully-developed (MAPD less than 23% for LE). The model performance by crop and growth stage is detailed on Fig. 3a and 3b, respectively, as normalized Taylor diagrams (Taylor, 2001). This diagram is a concise way to display the ratio between the variance of the model and of observed data, the correlation coefficient r and the root mean square error (RMSE) between model and observations normalized by the variance of the observed data set. The further from the point marked

“observed reference” on the abscissa axis, the higher the normalized RMSE; likewise, dots on the right (left) side of the circle cutting the ordinate axis at “observed reference” overestimates (underestimates) the observation variance. Fig. 3a and Fig. 3b point out higher normalized standard deviations for TSEB LE estimations. These noisier outputs are likely due to the instantaneous (“snapshot”) computing architecture of the model, while SEtHyS integrates fluxes on several time intervals which lead to smoother predictions of the daily cycle. This explains the drastic drops of TSEB RMSE’s on LE when going from daily to half-hourly observations already underlined above.

Finally, no significant skill differences are observed between crops, which seems to indicate that (1) the TSEB set of parameters used describes well vegetation characteristics and that (2) the SEtHyS formalism can be adapted to various crops, provided that parameters are properly calibrated. More focus on sets of parameters is given in the Discussion section. Models performs well in both climate, SEtHyS showed slightly better performances for flux estimates in France (MAPD for LE of 23% in France and 30% in Morocco), whereas TSEB showed slightly better performances for flux estimates in Morocco (MAPD for LE of 26% in France and 18% in Morocco). However differences in crop management between France and Morocco and the availability of only one crop cycle in Morocco does not allows to draw final conclusions about climate impact on model skills.

TSEB has low performances on hydric stress periods for estimation of LE (MAPD of 45%) because it has no water budget description and Priestley-Taylor approximation is only suitable for unstressed vegetation in potential conditions (Priestley and Taylor 1972). Observed LST bias resulting from stress doesn’t allow limiting LE significantly enough in the TSEB scheme. SEtHyS includes description of soil water transfers and leaf processes - in particular stomatal resistance-, and can better reproduce hydric stress impact on LE flux (MAPD of 28%).

4. Sensitivity analyses to inputs and parameters

4.1 Overview

Given the overall purpose of our research dedicated to the spatialized estimation of evapotranspiration at various scale, quantifying the loss of model skills due to deterioration of input data quality combined with change of spatial scale from the field to a heterogeneous agricultural landscape is a prerequisite. The more specific

purpose is twofold, as follows: (1) identify the most sensitive inputs and parameters and (2) quantify the expected model performances when realistic input errors are introduced.

Uncertainties on input variables have been evaluated by comparing available *in situ* data to the spatialized data set (SAFRAN, ASTER, Landsat, Formosat2). Results are presented on Table 4 and details are given in the following Sections.

4.2 Intercomparison of SAFRAN and *in situ* meteorological data

Comparison results between the 2 available meteorological stations in the South-West France and the closest SAFRAN 8-kms grid points (inversely interpolated to distance) are reported on Table 4 in terms of RMSE and biases (period 2006-2008). On average, SAFRAN behaves pretty well for air temperature and relative humidity with reasonable RMSE and biases close to nil. To a lesser extent, wind speed is also well reproduced although slightly biased. The SAFRAN skill to predict incoming radiation is less convincing: bias is low but RMSE reaches 90 W/m² (about 20% on average). This comparison corroborates the conclusions of Quintana-Seguí et al. (2008) who also highlight a strong weakness of SAFRAN in terms of incoming radiation predictions.

Besides the RMSE and biases representing averaged statistical characteristics of the difference distribution between SAFRAN and ground stations, it is also interesting to consider more extreme error values. To do so, the 1st and 9th deciles of the difference distribution are shown on Table 4 in absolute values and in percentage. The probability of occurrence of such errors is far from insignificant as 20% of the data are involved. These “extreme” errors are considered here regarding (1) the instantaneous estimates provided by the TSEB model depending on satellite overpass, leading to potential promptly errors much higher than the average; (2) the poorest quality of re-analysis in the semi-arid areas with regards to SAFRAN, because the meteorological station network may be scarcer.

4.3 Sensitivity analysis to meteorological inputs

Impact of these realistic and more extreme errors on convection fluxes predictions are shown on Fig. 4 and Fig. 5, respectively. We will hereafter focus on noise since biases are often limited on re-analysis systems thanks

to a complex system of bias reduction. On average, SEtHyS predictions are less sensitive to noisy inputs for LE than for H, whereas reverse conclusions can be drawn for TSEB. Indeed, except for wind speed, adding noise to meteorological inputs has almost no impact on SEtHyS latent heat predictions, while noise added to incoming radiation and, to a lesser extent, air temperature, deteriorates TSEB predictions with RMSE of LE simulations dropping from reference value of 55W/m^2 to nearly 60W/m^2 . Indeed, whereas the partition between latent and sensible fluxes is moderated by the slow-varying soil moisture content in SEtHyS, TSEB partition relies on measured available energy and surface temperature inputs only. By contrast, noisier wind speed, air temperature and, to a lesser extent, solar radiation, deteriorate significantly sensible heat for SEtHyS; TSEB appears, on average, less sensitive to noisy meteorological inputs for H. When considering extreme errors (Fig. 5) on meteorological forcing, the same variables are identified as the most sensitive ones: Ra, Rg and Ta for TSEB and Ra, Rg and Rh for SEtHyS. However, whilst SEtHyS performance remains acceptable despite these high errors on forcing, TSEB skills for both LE and H explode in response to incoming radiation errors in particular. Interestingly enough, incoming solar radiation can also be retrieved from satellite measurements such as MSG. In particular, a recent study by Carrer et al. (2012) points out a significant improvement of MSG derived short wave and long wave downwelling surface radiation with regards to the SAFRAN analysis system. This could represent a valuable alternative for regional assessment of evapotranspiration, particularly for the TSEB model. As a conclusion, the SEtHyS model appears more stable to uncertain meteorological inputs than TSEB.

4.4 Sensitivity analysis to vegetation forcing inputs

On one hand, errors on vegetation characteristics are much more difficult to evaluate as *in situ* measurements are time-consuming and therefore not always available at a small time interval. On the other hand, biases on satellite estimates are more likely to occur than white errors because of a detection limit of visible sensors in the case of sparse vegetation and a saturation effect when Leaf Area Index is above $3\text{ m}^2/\text{m}^2$. So here we will focus on evaluating the bias effect on SEtHyS and TSEB flux predictions (Fig. 5). On average, Claverie (2011) and Claverie et al (2012) highlight a potential bias of 20% for LAI estimated from FORMOSAT data. Interestingly enough, satellite at high spatial resolution with a high temporal repetitivity will be freely available in the next future, thanks to the Sentinel-2 constellation to be launched in 2015 and 2016. On average, TSEB and SEtHyS

sensitivity to bias on LAI remains limited. By contrast, TSEB and, to a lesser extent SEtHyS, exhibit a much higher sensitivity to bias on canopy height (h) due to erratic transfer resistances when h is too close to the height of the micrometeorological measurements. An “extreme” bias of 100% on h has been considered due to a rough estimate based on a simple relation between h and LAI adjusted with *in situ* data. As LE is computed from the residual of the energy budget in TSEB, a problem is observed on both H and LE fluxes, while only H is affected in SEtHyS (not shown).

4.5 Sensitivity analysis to radiative temperature for TSEB

The comparison between *in situ* LST measurements and retrieval from the LANDSAT7 and ASTER images yielded a maximum absolute difference of 2.2K. This error estimate is in agreement with values reported in the literature ranging from 1 to 3°C (Gillespie et al., 1998; Schmetz et al., 2002; Peres and DaCamara, 2004; Li, 2004; Liu et al., 2006; Wan, 2008; Hall et al., 1992 among others). As LST is expected to be a determining input of TSEB, an in-depth sensitivity analysis to this variable was carried out, with white noise and biases of 1, 2 and 3°C.

The results of adding errors to measured radiative temperature on TSEB fluxes prediction are shown on Fig. 6. Compared to meteorological forcing, both white noise and biases are considered here. In addition, the spatial scale mismatch between the spatial sensor operating, at best, at 90m resolution and the model predictions operating at the scale of an “agricultural unit” (potentially lower than a parcel) is likely to be important. Regarding the strong heterogeneity of agricultural landscape (in terms of crops, development stage, irrigation-induced stress, etc.), bias is also likely to be important and quite impossible to correct. Fig. 6 points out that for limited white noise up to 2°K, which may be expected from high-resolution surface temperature products, the drop of TSEB skills is small on both H and LE. By contrast, biases are much more impacting. In particular, a negative bias of 3°K could deteriorate LE RMSE from 58W/m² to 78W/m². Interestingly enough, a negative bias, that is likely to occur when the observed pixel is mostly irrigated (i.e. cold), while the agricultural unit studied lay under stress (i.e. hot) for instance, has a stronger effect than a positive bias. This is likely to occur in many cases in practice: a mixed pixel including forest and stressed field, irrigation heterogeneity within a pixel (for instance in progress irrigation within a field including gravity or center pivot system or the use of a localized sprinkler).

4.6 Sensitivity analysis to water inputs and soil water content for SEtHyS

Water inputs include rainfall and irrigation over agricultural landscape and both are difficult to assess accurately as long as the considered spatial scale exceeds one sq. km. Even in this case, a good knowledge of irrigation input at the field level requires costly field surveys, since farmers' associations or regional office responsible for irrigation water often work at a larger scale made of several plots. In addition to this potential uncertainty, the initial condition of soil water content (SWC) should also be considered uncertain as a result, for instance, from errors piling up from previous inputs. Fig. 7 shows results of sensitivity analysis to these three factors: uncertainty on input amount and timing and on SWC initial condition. Unsurprisingly, all factors had a significant impact on LE predictions. Even if input timing was correct, a bias of 1 mm with correct initial SWC deteriorated the SEtHyS skill by 5%. If the bias on input reaches 10mm and the initial SWC is negatively biased with the same level, the loss of model performance is above 25%. Considering that the total amount of an irrigation round can reach 100mm, a 10mm uncertainty is very likely to occur in practice. In addition, a negative bias on SWC impacts significantly more LE predictions than a positive bias. Indeed, going towards drier conditions may lead to stress and, as a consequence, to a drastic drop of predicted LE compared to reference. Within this context, data assimilation of surface soil moisture retrieved from spatial sensors could provide an interesting solution to improve accuracy of SWC initial conditions (Prevot et al., 1984, Demarty et al., 2005, Li et al., 2006).

By contrast, the timing, although important, has a secondary influence on model skills. Even when water input is applied 3 days late or early, the loss of LE predictions skills remain limited around 15%. Indeed, considering that agricultural landscape is often well-watered thanks to irrigation, vegetation is able, through transpiration processes, to maintain high levels of LE during long periods. The resulting dynamics of LE is relatively smooth compared to bare soil that is dominated by evaporation processes. Finally, the main conclusion is that emphasis should be laid on water amount retrieval whilst timing appears of secondary importance.

4.7 Cross sensitivity analyses of models through linkage of radiative temperature and SWC

Sensitivity of the TSEB and SEtHyS models to surface water status has to be detailed in order to compare how the models respond to a change in water conditions. The difficulty lies in the conceptual difference between both models: surface water status is an explicit input of SEtHyS while, in the TSEB model, surface radiative temperature

is supposed to contain the whole equivalent information. For the set of simulation periods, initial soil water contents (for surface and root zone) were biased in SEtHyS inputs with +/-10, +/-30 or +/-50% levels. As a consequence, simulated radiative surface temperature diverges from reference and the differences between both temperatures simulations time-series are added to the TSEB model input radiative temperature as an equivalent water bias converted in temperature. It is assumed that the SEtHyS model, used with a calibrated set of parameters, is able to simulate a realistic temperature equivalent to the water status biases. Fig. 8 shows the average variation of the temperature bias as a function of the SWC bias. As expected, temperature increases with water content deficit. Beyond the [-10% - +10%] interval, temperature and water contents biases evolve quasi linearly with a greater increment for dry conditions. On the contrary, one can expect a more rapid limitation in temperature decrease with wet conditions, when soil reaches field capacity or saturation. The consequence on evapotranspiration deviation from reference clearly shows that beyond the [-10% - +10%] interval for water content biases, the error increases also linearly with a greater increment for dry conditions. Under -20% bias, the impact on LE flux exceeds $50\text{W}/\text{m}^2$. This result is important for our purpose to spatialize models for evapotranspiration estimates, because accurate root zone and surface water content retrievals from thermal and microwave remote sensing are a real challenge over heterogeneous landscapes (Barrett and Renzullo, 2009; Hain et al., 2011).

The shift in temperature simulated by SEtHyS for -50 to +50% water contents biases does not exceed 2°K and lay therefore within the typical remotely sensed surface temperature uncertainty range. For such a temperature bias, the TSEB model evapotranspiration divergence is lower than $40\text{W}/\text{m}^2$. As a consequence, compared to the SEtHyS model, TSEB is less “reactive” to soil water contents variation. The result is critical for dry or stress conditions as previously pointed out. Actually, dryness indication can only enter the TSEB model through surface temperature because the Priestley Taylor parameter remains constant in this case, and no additional limitation of surface evapotranspiration arises as it should be.

4.8 Main results of parameter sensitivity analysis before landscape spatial distribution

The calibration results for both models TSEB and SEtHyS are described in parallel. The calibration results may be summarized as follows:

- V_{max0} for the SETHyS model clearly allows to distinguish wheat (with $110 < V_{max0} < 140 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) from sunflower and corn ($65 < V_{max0} < 100 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) for various growing or maximal plant development periods on the french worksite. The SETHyS photosynthesis module was taken from the SiB2 model (Sellers et al., 1996a). Sellers et al. (1996b) suggested a value of $100 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ in-between our calibrated values for the “agriculture biome” land-cover class. This means that the photosynthesis assimilation rate in the model has to be enhanced for the wheat class in order to match as much as possible the set of target variables (H, LE, w2, Rn, aRg). This result is consistent with the higher optimal value obtained for the TSEB α_{pr} parameter (Priestley and Taylor, 1972; Norman et al., 1995) for wheat (~ 1.5) than for corn and sunflower (~ 1.35). A more detailed discussion about this parameter will be found in the following section. Measurement of photosynthesis assimilation rate and stomatal conductance were carried out over wheat, corn and sunflower crops with a Licor 6400 gas analyzer in 2010 within the framework of the “SudOuest” project. Optimal values deduced from measurements for the V_{max0} parameter (not shown) are in perfect agreement with the previous calibration results, except for sunflower. We should suspect overestimated model inputs of LAI based on destructive measurements due to the sunflower heterogeneity at field scale, leading to V_{max0} parameter values that are lower with calibration than expected with measurements.
- The soil characteristics for the SETHyS model closely follow the type of soil encountered at the various sites. Soil water contents are contained between residual and maximal values defined by W_{resid} and W_{max} SETHyS parameters. W_{max} parameter is lower for Auradé than for Lamasquère because of lower clay content, but a noticeable evolution are found with plant growth. W_{max} is high or maximal for plant emergence or early growth especially for wheat and then decrease with plants growth and associated soil compaction. Similarly, the W_{resid} soil parameter, in particular for sunflower, gradually increases from plant emergence ($0.07 \text{ m}^3\cdot\text{m}^{-3}$) to maximal growth ($0.14 \text{ m}^3\cdot\text{m}^{-3}$) and then decreases with senescence ($0.08 \text{ m}^3\cdot\text{m}^{-3}$). As a consequence, $W_{max}-W_{resid}$ decreases with plant growth. Calibration results for root zone depth $dp2$ show that values obtained during emergence or early growth are higher than expected, except for wheat crop in Morocco. This means that, from a model calibration point of view, available water storage capacity (depending on $W_{max}-W_{resid}$ and $dp2$) is not limitative for French sites during the beginning of the crop cycle, but becomes constraining when water deficit grows between spring and summer. The hydraulic conductivity at saturation K_{sat} , exhibits also the lowest values ($< 2\cdot 10^{-7} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) for the Lamasquère

site with higher clay content and lower sand content, compared to Auradé and Morocco sites (Van Genuchten, 1980). For all sites the K_{sat} minimal values are reached during plant emergence stages and generally increase during growing periods. This result is also consistent with the root system development favoring the vertical soil water transfers.

- The F_{therm} parameter dividing the soil heat capacity is a means of limiting the ground heat conduction flux in the “force-restore” soil system. This parameter is one of the most influential parameters of the SEtHyS model. For all sites, F_{therm} is high with 1.5 to 1.7 values for plant emergence and early growth and then decreases as vegetation grows to its maximal stage of development, to reach its lowest value (nearly 1). This result is also consistent with the development of the root system which drains the upper soil horizon at plant emergence, increasing the soil porosity in agreement with the result obtained for the W_{max} parameter. Then, the soil compacts, which lead to lower porosity and higher heat capacity. A similar result is obtained with the TSEB model. Actually, RnG parameter (see Eq. 5), fixed to 0.35 by (Choudhury et al., 1987), reaches higher values (~ 0.5) over maximal vegetation development periods, increasing heat conduction flux in the soil (see Fig. 9a). The impact on the H and LE convective flux is nevertheless insignificant (less than $5W/m^2$ for averaged RMSE).
- Finally, the result on the $Kappa$ clumping factor parameter (equal to 0.45 for spherical leaf angles distribution in Eq 4) in both models needs mentioning. The 0.45 default value is acceptable for H and LE simulation except for sunflower (see Fig. 9b). Indeed, as far as sunflower is concerned, the hypothesis of spherical leaf angles distribution is less relevant even for the simple radiative transfer model included in the models, based on a turbid description of the canopy. Values close to 0.65 are more optimal according to calibration, especially for periods around maximal LAI. Such values reduce the net radiation in the soil (R_n^{soil} in Eq 4). This result has to be considered for model spatialization over the french worksites, as sunflower soil occupancy is far from negligible in that area.
- For most of the parameters, it is difficult to highlight a “climate” effect as values for French and Morocco sites are close, except for V_{max0} and α_{PT} parameters which are significantly lower for the wheat crop at the Morocco worksite. Actually, V_{max0} tends to $[40-70\mu mol.m^{-2}.s^{-1}]$ range for the SEtHyS model and α_{PT} towards 1.2 for TSEB model. This means that photosynthesis activity and associated evapotranspiration flux are limited for both models in Morocco.

- The temporal evolution of the surface albedo retrieved with calibration is also interesting. Actually, as vegetation is growing, the calibration results show a slight increase of the vegetation layer albedo and a decrease just after senescence phase, before harvest. Around maximal LAI, winter wheat albedo for the French sites obtained from calibration (~ 0.3) is slightly higher than sunflower or corn albedos (~ 0.25). Despite these overestimated values, the experimental and bibliographical values (0.22-0.23), tends to corroborate the experimental observations of daily mean albedo based on Plant Area Index presented by Ferlicoq et al. (2013).

5. Discussions

5.1 Influence of the parameters sets for model spatialization

This study is touchier for the SVAT model which has a larger number of parameters. Four calibration cases going from specific to more generic parameters sets are considered in order to evaluate the potential loss of model performance when specific calibration is not possible by lack of data: (1) specific parameters sets (hereafter named “optimal”) for each site, crop class and stages of phenology (analyzed in section 4.8); (2) more generic parameter sets depending on crop class and stage of phenology only (named hereafter “pheno+cult”); (3) if no information is available for characterizing phenology, a mean set of parameter optimal for the whole cultural crop cycle is computed (hereafter named “culture only”); (4) the last case corresponds to the “optimal” parameter set but applied to another crop class in order to take into account potential errors that are likely to occur when a land-use map is used (named “unadapted”).

Fig. 10 shows the impact of the parameter set used on the SETHyS performance (MAPD in %) to predict LE fluxes. Global results (for all crop classes and whole cultural cycles) corresponding to the label “overview” on Fig. 10 give a MAPD of 30% for the generic “culture only” set of parameters. This result does not differ much from the performance obtained with more specific sets of parameters “pheno+cult” or “optimal” giving 25% and 23% of MAPD, respectively. However, when a set of parameter from another crop class is used, MAPD reaches 58%.

A finest analysis by phenological stages indicates an overall stability of the results with the “pheno+cult” parameter set with regards to “culture only”. There are actually two exceptions: one for the vegetation senescence periods which require specific parameter sets. A mean set of parameters for the crop class increases

MAPD from 30% to 40%. The second related to crop rising periods. A generic one based only on the crop class (“culture only”) increases MAPD up to 50% compared to 45% for “pheno+cult” when taking into account the phenology.

As a conclusion, mean parameter sets associated to a specific crop without considering phenology implies only a slight decrease of the performance for growth or maximum vegetation development. By contrast, the relevance of parameter sets becomes noticeable when specific information is not available for rising and senescence periods (including potentially water stress phases). With the same purpose, a specific analysis is dedicated to the Priestley-Taylor α_{PT} key parameter of the TSEB model in the next section.

5.2 A deeper look at the α_{PT} parameter for spatialization

A first estimation of LEC canopy transpiration flux is obtained from the Priestley-Taylor approximation and depends on the fraction of green fg and α_{PT} parameters. Most studies (Norman et al., 1995; French et al., 2003; Kustas and Norman, 2000; Anderson et al., 1997; Anderson et al., 2008; Li et al., 2006; Li et al., 2008; among others) have usually used a α_{PT} value of about 1.3 for semiarid or sub-humid agricultural areas. However, this value may vary with vegetation type as mentioned in Norman et al. (1995), low values of LAI, with atmospheric demand (Anderson et al., 2008; Agam et al., 2010; Colaizzi et al., 2014) or dry air advection conditions (Kustas and Norman 1999).

Similar results have been observed in this study apart from the mean optimal value of 1.5 that is slightly higher than the usual 1.3 bibliographical value. Fig. 11 shows the influence of α_{PT} values on H and LE fluxes for wheat, corn and sunflower crops over the sites in both the South West of France and Morocco. Optimal values for irrigated wheat in Morocco (semiarid climate) and sunflower in the South-West of France (temperate climate) are in agreement with the 1.3 value. For wheat and irrigated corn in South-West of France, mean optimal values are higher and reach 1.6 for wheat.

These values are retrieved from the calibration study for midday time interval series over various surface and atmospheric conditions in order to be compared with previous studies using TSEB instantaneously for water flux mapping purpose when thermal imagery is available.

In this study, daily time series at a half-hourly time interval are simulated with TSEB and the calibration study gives that fixed optimal values keep the same above mentioned differences between vegetation types but with at

least +0.1 on the previous α_{PT} values. Actually, the α_{PT} parameter shows a diurnal cycle evolution shaped “as a reversed bell” shown on Fig. 12, with smaller values around midday time, and higher values in morning and evening when stability conditions are changing, enhancing LEC transpiration canopy flux. This is particularly outlined under clear sky conditions, when TIR data from space is most likely to be collected.

The original α_{PT} parameter is defined for a system at equilibrium with constant temperature, a condition which is particularly not met in the morning and in the evening when temperature gradients are the highest. As a consequence, such variation integrated over the diurnal cycle leads to slightly higher α_{PT} fixed optimal values for daily half-hour time interval simulations. Moreover, results indicate a decrease of RMSE by about 10% on both H and LE fluxes when optimal values at the original time interval are used instead of a fixed daily average.

Nevertheless, as more mistakes on fluxes estimation are likely to be made around midday time, when turbulent fluxes are maximal, optimal daily value of α_{PT} tends towards its value around midday, and is not much affected by increased morning and evening values.

It is also interesting to analyze the optimal α_{PT} value function of the atmospheric cloud conditions (Fig. 12) even if thermal imagery from space is not available in presence of clouds to run the TSEB model. On cloudy days, fixed daily optimal values of 1.8 to 2 (higher instantaneously) are required for optimizing H and LE fluxes enhancing again the LEC transpiration flux for such reduced atmospheric demand. The above mentioned deviations from the α_{PT} mean optimal values between vegetation types are retained but shifted with +0.4 for cloudy conditions.

As a consequence, 1.3 to 1.6 optimal values for α_{PT} parameter following vegetation types on our worksites can be proposed for TSEB model landscape spatialization. For simulation under cloudy conditions, values can be raised by +0.4 in a view to interpolate time series between satellite overpass or to run TSEB model with *in situ* or low altitude aircraft remotely sensed surface temperature. This result is of particular interest with the emergence of drone acquisitions.

An improvement of about 10% on LE flux simulation is likely to be expected taking into account these vegetation and cloudy conditions considerations on α_{PT} parameter. However, recently, Colaizzi et al. (2014) remembered that larger α_{PT} values did not mitigate the discrepancies on the evaporation (E) and transpiration (T) components of the total latent heat flux (ET). These authors have proposed a revised version of TSEB replacing the Priestley-Taylor formulation with the Penman-Monteith equation in order to better account for large variations of vapor water pressure deficits and correct the evaporation, transpiration and total LE simulations.

6. Summary and Conclusions

This study aimed to compare a “complex” SVAT model with the instantaneous energy balance model TSEB in the view of mapping distributed evapotranspiration on agricultural landscapes at different resolutions. This study focused specifically on the comparison of the TSEB model (Norman et al., 1995) with the SEtHyS SVAT model (as described in Coudert et al., 2006): (1) accuracy assessment through the confrontation model predictions to a large *in situ* database; (2) a comprehensive sensitivity analysis to uncertainties in inputs and parameters of both models potentially induced by landscape spatialization. The main results of the study can be summarized as follows:

- Both models give close statistics on LE (RMSE's of 36 VS 39 W/m² for SEtHyS and TSEB, respectively) while TSEB behaves slightly better regarding H estimations (21 VS 29 W/m²). This points out remarkable performance of the TSEB model compared to the relative simplicity of the approach, all the more so that SEtHyS parameters are finely calibrated for each cases considered (crop, phenology and site). Nevertheless, SEtHyS skills appear more stable regardless of growth stages and crops whilst limitations of the TSEB model are clearly emphasized during rising and senescence stages.
- SEtHyS predictions are also less sensitive to noisy meteorological inputs for LE than TSEB, for which performance are significantly deteriorated by noise on meteorological data, in particular for the incoming radiation. Indeed, the partition between latent and sensible fluxes is moderated by the slow-varying soil moisture content in SEtHyS, while the TSEB partition relies on measured available energy and surface temperature inputs only. When considering extreme errors on meteorological forcing, TSEB skills for both LE and H explode (still in response to incoming radiation errors in particular).
- TSEB and SEtHyS sensitivity to bias on LAI remains limited, but the model exhibits a much higher sensitivity to bias on canopy height (h) which is due to erratic transfer resistances when h is too close to the height of the micrometeorological measurements.
- The sensitivity analysis on surface temperature which is one of the more important inputs for TSEB shows that for a limited white noise up to 2°K, drop of TSEB skills is small on both H and LE. By contrast, biases are much more impacting as a negative bias of 3°K could deteriorate LE RMSE from 58W/m² to 78W/m². Similarly, the sensitivity of SEtHyS skills to uncertain water inputs and initial soil water content, specific inputs of the SEtHyS model, has also been analyzed separately. We shows that emphasis should be laid on water amount retrieval whilst timing of water supply appears of secondary importance; in particular a 10

mm negative bias on input coupled to a negatively biased initial SWC of 10% with the same level, lead to a the loss of model performance above 25%.

- A cross sensitivity analysis of the TSEB and SETHyS models to surface water status is carried out as follows: several surface temperature time series are simulated by SETHyS with initial soil water contents bias by +/- 10, +/-30 or +/-50%. The difference of surface temperature compared to a reference simulation is added as input to the TSEB model as an equivalent water bias converted in temperature. The shift in temperature simulated by SETHyS for -50 to 50% water contents biases does not exceed 2°K and is therefore within the typical remotely sensed surface temperature uncertainty range. For such a temperature bias, the TSEB model evapotranspiration divergence is lower than 20W/m² while it reaches 50W/m² for SETHyS. As a conclusion, TSEB is less “reactive” to soil water contents variation than the SETHyS model.

The sensitivity analysis and calibration study of the models for various crop, phenology, surface conditions and atmospheric forcing combinations can be used as a learning basis for model spatial distribution at the landscape scale of a small region. After checking that calibrated parameters are consistent with biophysical processes governing the hydrological functioning of the studied crops, several parameters sets for both models are considered, from site-specific, crop and phenology to average set for one crop, and skill losses have been evaluated. We show that an average parameter sets for a specific crop, without considering phenology, implies only a slight decrease of the performance of SETHyS for growth and maximum vegetation development stages. By contrast, the relevance of the parameters sets becomes noticeable when specific information is not available for rising and senescence periods (including potentially water stress periods). For TSEB, the most sensitive parameter is the Priestley-Taylor coefficient α_{PT} . Higher values than the literature have been highlighted in this study, in particular for cloudy conditions: optimal values range from 1.3 to 1.6. In addition, a more in-depth analysis points out a diurnal cycle evolution shaped “as a reversed bell” of this parameter, with smaller values around midday time and higher values in the morning and the evening. This is particularly outlined under clear sky conditions.

As a conclusion, this result completes the study of Crow et al. (2005) comparing TSEB spatialized fluxes with the TOPLATS SVAT simulations (Famiglietti and Wood, 1994; Peters-Lidard et al., 1997), giving an edge to the use of TSEB when models are spatially distributed with necessary sparse or uncertain observations (rainfall, soil characteristics, etc.). The overall performance of the TSEB model are particularly remarkable considering the lower

number of parameters and, in particular, that there is no need for water input knowledge compared to a more complex SVAT model. Nevertheless, the more in-depth sensitivity analysis points out specific conditions when performance can be very poor: during emergence and senescence phase, and when incoming solar radiation is of bad quality. SETHyS appears much more stable with regards to uncertain inputs but require a larger number of parameters. This study lays the foundation for the spatialized application of both models at different resolutions, when thermal infrared data are available for ETR estimation purposes. Based on this study, our further work deals with i) developing a methodology taking advantage of remote sensing spatial surface temperature contrasts at landscape scale for different resolutions and ii) better documenting crop phenological cycles with multi-sources radar data (Fieuzal et al., 2012 and 2013) in the SETHyS model landscape spatialization. The first perspective participates to the works for the future THIRSTY mission project of the French space agency (CNES) and the second one will take advantage of the recent SENTINEL Mission of the European Space Agency (ESA).

Acknowledgments

The authors wish to acknowledge the French Ministry of Research for funding the PhD scholarship of Guillaume Bigeard as well as USGS, NASA and JPL for providing Landsat and ASTER thermal Infrared data. This work was also partly supported by the French PNTS and TOSCA programs, the Seventh Framework Programme (*FP7*) with the SIRIUS project, the MISTRALS ENVIMED and SICMED programs and the Joint International Laboratory TREMA (<http://trema.ucam.ac.ma>) which allow collaborating with UCAM University for the application of the models on the Morocco site. Finally, the authors would like to thank M. Anderson and W. Kustas from USDA-ARS for the dissemination of the TSEB model through the community which allows such research.

References

- Agam, N., Kustas, W.P., Anderson, M.C., Norman, J.M., Colaizzi, P.D., Howell, T. a., Prueger, J.H., Meyers, T.P., Wilson, T.B., 2010. Application of the Priestley–Taylor Approach in a Two-Source Surface Energy Balance Model. *J. Hydrometeorol.* 11, 185–198.
- Allen, R.G., L., P., D., R., M., S., 1998. FAO Irrigation and Drainage n°56: Guidelines for Computing Crop Water Requirements. FAO.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Howell, T.A., Jensen, M.E., 2011. Evapotranspiration information reporting : I . Factors governing measurement accuracy. *Agric. Water Manag.* 98, 899–920.
- Anderson, M., Norman, J., Diak, G., 1997. A two-source time-integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing. *Remote Sens. Environ.* 60, 195–216.
- Anderson, M., Norman, J., Kustas, W., Houborg, R., Starks, P., Agam, N., 2008. A thermal-based remote sensing technique for routine mapping of land-surface carbon, water and energy fluxes from field to regional scales. *Remote Sens. Environ.* 112, 4227–4241.
- Aubinet, M., Grelle, A., Ibrom, A., Rannik, Ü., Moncrieff, J., Foken, T., Kowalski, A.S., Martin, P.H., Berbigier, P., Bernhofer, Ch., Clement, R., Elbers, J., Granier, A. , Grünwald, T., Morgenstern, K., Pilegaard, K., Rebmann, C., Snijders, W., Valentini, R., Vesala T., 2000. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: The EUROFLUX methodology, *Adv. Ecol. Res.*, 30, 113–175.
- Barrett, D.J. and Renzullo, L.J., 2009. On the efficacy of combining thermal and microwave satellite data as observational constraints for root-zone soil moisture estimation. *Journal Of Hydrometeorology*, Vol. 10, 1109–1126, DOI: 10.1175/2009JHM1043.1.
- Béziat, P., Ceschia, E., Dedieu, G., 2009. Carbon balance of a three crop succession over two cropland sites in South West France. *Agric. For. Meteorol.* 149, 1628–1645.
- Bernard, R., J. V. Soares, and D. Vidal-Madjar, 1986: Differential bare field drainage properties from airborne microwave observations. *Water Resour. Res.*, 22, 869–875.
- Boulet, G., Chehbouni, A., Gentine, P., Duchemin, B., Ezzahar, J., Hadria, R., 2007. Monitoring water stress using time series of observed to unstressed surface temperature difference 146, 159–172.
- Carrer, D., Lafont, S., Roujean, J.-L., Calvet, J.-C., Meurey, C., Le Moigne, P., Trigo, I.F., 2012. Incoming Solar and Infrared Radiation Derived from METEOSAT: Impact on the Modeled Land Water and Energy Budget over France. *J. Hydrometeorol.* 13, 504–520.
- Chebouni, a., Escadafal, R., Duchemin, B., Boulet, G., Simonneaux, V., Dedieu, G., Mougénot, B., Khabba, S., Kharrou, H., Maisongrande, P., Merlin, O., Chaponnière, a., Ezzahar, J., Er-Raki, S., Hoedjes, J., Hadria, R., Abourida, a., Cheggour, a., Raibi, F., Boudhar, a., Benhadj, I., Hanich, L., Benkaddour, a., Guemouria, N., Chehbouni, a. H., Lahrouni, a., Oliosio, a., Jacob, F., Williams, D.G., Sobrino, J. a., 2008. An integrated modelling and remote sensing approach for hydrological study in arid and semi-arid regions: the SUDMED Programme. *Int. J. Remote Sens.* 29, 5161–5181.
- 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. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 18, 1165–1188.
- 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. *Agric. For. Meteorol.* 149, 2082–2097.

- Choudhury, B., Idso, S., Reginato, R., 1987. Analysis of an empirical model for soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infrared-temperature based energy balance equation. *Agric. For. Meteorol.* 39, 283–297.
- Claverie, M., 2011. Estimation spatialisée de la biomasse et des besoins en eau des cultures à l'aide de données satellitales à hautes résolutions spatiale et temporelle : application aux agrosystèmes du sud-ouest de la France.
- Claverie, M., Demarez, V., Duchemin, B., Hagolle, O., Ducrot, D., Marais-Sicre, C., Dejoux, J.-F., Huc, M., Keravec, P., Béziat, P., Fieuzal, R., Ceschia, E., Dedieu, G., 2012. Maize and sunflower biomass estimation in southwest France using high spatial and temporal resolution remote sensing data. *Remote Sens. Environ.* 124, 844–857.
- Colaizzi, P. D., Agam, N., Tolck, J. A., Evett, S. R., Howell, T. A., Gowda, P. H., O'Shaughnessy, S. A., Kustas, W. P., Anderson, M. C., 2014. Two-source energy balance model to calculate E, T and LE: comparison of Priestley-Taylor and Penman-Monteith formulations and two time scaling methods. *Transactions of the ASABE*, Vol. 57(2): 479-498, DOI 10.13031/trans.57.10423.
- 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. *Agric. For. Meteorol.* 54, 107–136.
- Coudert, B., Ottlé, C., 2007. An improved SVAT model calibration strategy based on the optimisation of surface temperature temporal dynamics. *Geophys. Res. Lett.* 34, L04402.
- Coudert, B., Ottlé, C., Boudevillain, B., Guillevic, P.C., Demarty, J., 2006. Contribution of thermal infrared remote sensing data in multiobjective calibration of a dual source SVAT model. *J. Hydrometeorol.* 7, 404–420.
- Coudert, B., Ottlé, C., Briottet, X., 2008. Monitoring land surface processes with thermal infrared data: Calibration of SVAT parameters based on the optimisation of diurnal surface temperature cycling features. *Remote Sens. Environ.* 112, 872–887.
- Courault, D., Seguin, B., Olioso, A., 2005. Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data : From empirical to numerical modeling approaches. *Irrig. Drain. Syst.* 19, 223–249.
- Crow, W.T., Kustas, W.P., 2005. Utility of Assimilating Surface Radiometric Temperature Observations for Evaporative Fraction and Heat Transfer Coefficient Retrieval. *Boundary-Layer Meteorol.* 115, 105–130.
- Deardorff, J.W., 1978. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.* 83, 1889–1903.
- Demarty, J., Ottlé, C., Braud, I., Olioso, A., Frangi, J.P., Gupta, H., 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 Resour. Res.* 41, W01011.
- Diarra, A., Jarlan, L., Er-Raki, S., Le Page, M., Khabba, S., Bigeard G., Tavernier, A., Chirouze, J., Fanise, P., Moutammani, A., Ezzahar, J., Kharrou, M.H., Chehbouni, G. 2013. Characterization of evapotranspiration over irrigated crops in a semi-arid area (Marrakech, Morocco) using an energy budget model. *Procedia Environmental Sciences*, 19, 504-513.
- Douville, H., 1998. Validation and sensitivity of the global hydrologic budget in stand-alone simulations with the ISBA land-surface scheme. *Clim. Dyn.* 14, 151–172.
- Duchemin, B., Hadria, R., Erraki, S., Boulet, G., Maisongrande, P., Chehbouni, A., Escadafal, R., Ezzahar, J., Hoedjes, J.C.B., Kharrou, M.H., Khabba, S., Mougnot, B., Olioso, A., Rodriguez, J.-C., Simonneaux, V., 2006. Monitoring wheat phenology and irrigation in Central Morocco: On the use of relationships between evapotranspiration, crops coefficients, leaf area index and remotely-sensed vegetation indices. *Agric. Water Manag.* 79, 1–27.
- Eugster, W., McFadden, J.P., Chapin, F.S., 1997. A comparative approach to regional variation in surface fluxes using mobile eddy correlation towers. *Boundary-Layer Meteorol.* 293–307.

- Ferlicoq, M., Ceschia, E., Brut, A., Tallec, T., 2013. Quantifying the effect of crops surface albedo variability on GHG budgets in a life cycle assessment approach : methodology and results. EGU General Assembly 2013, held 7-12 April, 2013 in Vienna, Austria, id. EGU2013-9464.
- Fieuzal R., Baup F., Marais-Sicre C., 2012. Sensitivity of TerraSAR-X, RADARSAT-2 and ALOS satellite radar data to crop variables. Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2012 IEEE International , doi [10.1109/IGARSS.2012.6350504](https://doi.org/10.1109/IGARSS.2012.6350504).
- Fieuzal R., Baup F., Marais-Sicre C., 2013. Monitoring wheat and rapeseed by using synchronous optical and radar satellite data—from temporal signatures to crop parameters estimation. *Advances in Remote Sensing*, 2, 162–180 doi:10.4236/ars.2013.22020.
- François, C., Ottlé, C., Olioso, A., Prévot, L., Bruguier, N., Ducros, Y., 2002. Conversion of 400-1100 nm vegetation albedo measurements into total shortwave broadband albedo using a canopy radiative transfer model. *Agronomie* 22, 611–618.
- Franks, S.W., Beven, K.J., 1999. Conditioning a multiple-patch SVAT Model using uncertain time-space estimates of latent heat fluxes as inferred from remotely sensed data. *Water Resour. Res.* 35, 2751.
- French, a. ., Norman, J., Anderson, M., 2003. A simple and fast atmospheric correction for spaceborne remote sensing of surface temperature. *Remote Sens. Environ.* 87, 326–333.
- French, A. N., 2001. Scaling of surface energy fluxes using remotely sensed data. Thesis (Ph.D.). University of Maryland, College Park; Publication Number: AAI3035779; ISBN: 9780493488578; 352 p.
- French, A.N., Jacob, F., Anderson, M.C., Kustas, W.P., Timmermans, W.J., Gieske, A., Su, Z., Su, H., McCabe, M.F., Li, F., 2005. Surface energy fluxes with the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer (ASTER) at the Iowa 2002 SMACEX site (USA). *Remote Sens. Environ.* 99, 55–65.
- Gillespie, A., Rokugawa, S., Matsunaga, T., Cothorn, J.S., Hook, S., Kahle, A.B., 1998. A temperature and emissivity separation algorithm for Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) images. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 36, 1113–1126.
- Hain, C. R., W. T. Crow, J. R. Mecikalski, M. C. Anderson, and T. Holmes, 2011. An intercomparison of available soil moisture estimates from thermal infrared and passive microwave remote sensing and land surface modeling, *J. Geophys. Res.*,116, D15107, doi:10.1029/2011JD015633.
- Hall, F.G., Huemmrich, K.F., Goetz, S.J., Sellers, P.J., Nickeson, J.E., 1992. Satellite remote sensing of surface energy balance - Success, failures, and unresolved issues in FIFE. *J. Geophys. Res.* 97, 19061–19089.
- Jasechko, S., Sharp, Z.D., Gibson, J.J., Birks, S.J., Yi, Y., Fawcett, P.J., 2013. Terrestrial water fluxes dominated by transpiration. *Nature* 2–6.
- Kalma, J.D., McVicar, T.R., McCabe, M.F., 2008. Estimating Land Surface Evaporation: A Review of Methods Using Remotely Sensed Surface Temperature Data. *Surv. Geophys.* 29, 421–469.
- 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, 13– 25.
- Kustas, W.P., Norman, J.M., Anderson, M.C., French, A.N., 2003. Estimating subpixel surface temperatures and energy fluxes from the vegetation index–radiometric temperature relationship. *Remote Sens. Environ.* 85, 429–440.
- Lafleur, P.M., Rouse, W.R., 1990. Application of an energy combination model for evaporation from sparse canopies. *Agric. For. Meteorol.* 49, 135–153.
- Li, F., 2004. Deriving land surface temperature from Landsat 5 and 7 during SMEX02/SMACEX. *Remote Sens. Environ.* 92, 521–534.

- 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, 315–328.
- Li, F., Kustas, W.P., Anderson, M.C., Prueger, J.H., Scott, R.L., 2008. Effect of remote sensing spatial resolution on interpreting tower-based flux observations. *Remote Sens. Environ.* 112, 337–349.
- Li, F., Kustas, W.P., Prueger, J.H., Neale, C., Jackson, T.J., 2005. Utility of Remote Sensing – Based Two-Source Energy Balance Model under Low- and High-Vegetation Cover Conditions. *J. Hydrometeorol.* 6, 878–891.
- Liu, Y., Hiyama, T., Yamaguchi, Y., 2006. Scaling of land surface temperature using satellite data: A case examination on ASTER and MODIS products over a heterogeneous terrain area. *Remote Sens. Environ.* 105, 115–128.
- McCabe, M.F., Wood, E.F., 2006. Scale influences on the remote estimation of evapotranspiration using multiple satellite sensors. *Remote Sens. Environ.* 105, 271–285.
- Meijerink, A., Gieske, A., Vekerdy, Z., 2005. Surface energy balance using satellite data for the water balance of a traditional irrigation—wetland system in SW Iran. *Irrig. Drain. Syst.* 19, 89–105.
- Milly, P.C.D., 1994. Climate, soil water storage, and the average annual water balance. *Water Resour. Res.* 30, 2143–2156.
- Moncrieff, J.B., Massheder, J.M., Bruin, H., Elbers, J., Friborg, T., Heusinkveld, B., Kabat, P., Scott, S., Soegaard, H., Verhoef, A., 1997. A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxide. *J. Hydrol.* 188-189, 589–611.
- Monteith, J.L., 1965. Evaporation and environment, in: *Symposium of the Society of Experimental Biology*. pp. 205–224.
- 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. *Agric. For. Meteorol.* 77, 263–293.
- Peres, L.F., DaCamara, C.C., 2004. Land surface temperature and emissivity estimation based on the two-temperature method: sensitivity analysis using simulated MSG/SEVIRI data. *Remote Sens. Environ.* 91, 377–389.
- Peters-Lidard, C. D., Zion, M. S., Wood, E. F., 1997. A soil-vegetation-atmosphere transfer scheme for modeling spatially variable water and energy balance processes. *J. Geophys. Res.*, Vol. 102, Issue D4, 4303–4324.
- Prevot, L., Bernard, R., Taconet, O., Vidal-Madjar, D., Thony, J.L., 1984. Evaporation From a Bare Soil Evaluated Using a Soil Water Transfer Model and Remotely Sensed Surface Soil Moisture Data. *Water Resour. Res.* 20, 311–316.
- Priestley, C.H.B., Taylor, R.J., 1972. On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Mon. Weather Rev.* 100, 81–92.
- Quintana-Segui, P., Lemoigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canelas, C., Franchesteguy, L., Morel, S., 2008. Analysis of near surface atmospheric variables: validation of the SAFRAN analysis over France. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 47, 92–107.
- Schmetz, J., Pili, P., Tjemkes, S., Just, D., Kerkmann, J., Rota, S., Ratier, A., 2002. Supplement to An Introduction to Meteosat Second Generation (MSG). *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 83, 991–991.
- Schuermans, J.M., Troch, P.A., Veldhuizen, A.A., Bastiaanssen, W.G.M., Bierkens, M.F.P., 2003. Assimilation of remotely sensed latent heat flux in a distributed hydrological model. *Adv. Water Resour.* 26, 151–159.
- Sellers, P.J., Randall, D.A., Collatz, G.J., Berry, J.A., Field, C.B., Dazlich, D.A., Zhang, C., Collelo, G.D., Bounoua, L., 1996. A Revised Land Surface Parameterization (SiB2) for Atmospheric GCMs. Part I: Model Formulation. *J. Clim.* 9, 676–705.

- Sellers, P.J., Tucker, C.J., Collatz, G.J., Los, S.O., Justice, C.O., Dazlich, D.A., Randall, D.A., 1996. A Revised Land Surface Parameterization (SiB2) for Atmospheric GCMs. Part II: The Generation of Global Fields of Terrestrial Biophysical Parameters from Satellite Data. *J. Clim.* 9, 706–737.
- Shukla, J., Mintz, Y., 1982. Influence of Land-Surface Evapotranspiration on the Earth Climate. *Science* (80-). 215.
- Taylor, K.E., 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.* 106, 7183.
- Timmermans, W.J., Jimenez-Munoz, J.-C., Hidalgo, V., Richter, K., Sobrino, J.A., d’Urso, G., Satalino, G., Mattia, F., De Lathauwer, E., Pauwels, V.R.N., 2011. Estimation of the Spatially Distributed Surface Energy Budget for AgriSAR 2006, Part I: Remote Sensing Model Intercomparison. *IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens.* 4, 465–481.
- 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 Sens. Environ.* 108, 369–384.
- Van Genuchten, M.T., 1980. A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils¹. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 892.
- W.J. Shuttleworth, J.S. Wallace, 1985. Evaporation from Sparse Crops: an energy combination theory. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 111, 839–855.
- WAN, Z., 2008. New refinements and validation of the MODIS Land-Surface Temperature/Emissivity products. *Remote Sens. Environ.* 112, 59–74.
- Wilson, K., Goldstein, A., Falge, E., Aubinet, M., Baldocchi, D., Berbigier, P., Bernhofer, C., Ceulemans, R., Dolman, H., Field, C., Grelle, A., Ibrom, A., Law, B., Kowalski, A., Meyers, T.P., Moncrieff, J.B., Monson, R., Oechel, W., Tenhunen, J., Valentini, R., Verma, S., 2002. Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agric. For. Meteorol.* 113, 223–243.
- 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 Sens. Environ.* 4257.

Tables

<i>Site</i>	<i>Auradé</i>	<i>Lamasquère</i>	<i>Sidi Rahal</i>
Location	<i>France</i>	<i>France</i>	<i>Morocco</i>
Latitude	43.49737222°N	43.49737222°N	31.665852°N
Longitude	1.23721944°E	1.10563611°E	7.597873°W
Climate	<i>temperate</i>	<i>temperate</i>	<i>semi-arid</i>
Soil	<i>Clay loam</i>	<i>Clay</i>	<i>Clay</i>
sand[%] silt[%] clay[%]	21 47 32	12 34 54	20 34 46
Depth [m]	0.6	1	1
Slope [%]	2	0	1
2004 Culture	x	x	Wheat *
Length of cycle [days]	x	x	133
Maximum LAI [m ² /m ²]	x	x	3.76
Cumulated rain [mm]	x	x	135
Cumulated irrigation [mm]	x	x	120
2006 Culture	Wheat	Corn *	x
Length of cycle [days]	246	123	x
Maximum LAI [m ² /m ²]	3.13	3.33	x
Cumulated rain [mm]	397	132	x
Cumulated irrigation [mm]	0	148	x
2007 Culture	Sunflower	Wheat	x
Length of cycle [days]	157	271	x
Maximum LAI [m ² /m ²]	1.74	4.47	x
Cumulated rain [mm]	456	531	x
Cumulated irrigation [mm]	0	0	x
2008 Culture	Wheat	Corn *	x
Length of cycle [days]	248	175	x
Maximum LAI [m ² /m ²]	2.39	3.28	x
Cumulated rain [mm]	491	397	x
Cumulated irrigation [mm]	0	50	x

Table 1: Sites characteristic and overview of available cultures (* indicates irrigated cultures)

<i>parameter</i>	<i>litt. range</i>	<i>ref. value</i>	<i>opt. value</i>	<i>description</i>
Asoil	[0.05 - 0.35]	0.15	0.14	Soil Albedo
Aveg	[0.10 - 0.30]	0.3	0.3	Vegetation Albedo
Esoil	[0.94 - 0.97]	-	0.94	Soil Emissivity
Eveg	[0.90 - 0.99]	-	0.97	Vegetation Emissivity
Eps	[0.96 - 0.99]	-	0.96	Surface Emissivity for CNR1 Ts conversion
HeightZ0m	-	-	8	Roughness length for momentum exchanges
S	-	0.01	0.01	Leaf size
RnG	-	0.35	0.35	G=RnG*Rn
α_{PT}	[1 - 2]	1.26	1.5 - 1.3	Priestley-Taylor coefficient
Kapa	[0.3 - 0.6]	0.45	0.4	Clumping factor

Table 2: optimal parameters set obtained from sensitivity analyses and used in TSEB

		RMSE [W/m ²]					
		Rn		H		LE	
		TSEB	SEtHyS	TSEB	SEtHyS	TSEB	SEtHyS
Time resolution	<i>Overall (time step)</i>	46.5	25.7	28.9	38.0	54.7	47.1
	<i>Overall (daily av.)</i>	42.7	18.9	21.2	28.7	38.9	35.5
Phenology	<i>Rising</i>	22.1	15.3	110.2	44.1	88.3	44.0
	<i>Growth</i>	30.9	24.5	21.7	28.3	51.6	43.4
	<i>Max veg.</i>	51.1	20.2	24.6	40.8	55.5	48.1
	<i>Senescence</i>	55.0	29.4	43.5	47.3	54.0	42.1
	<i>Stress</i>	53.2	21.6	44.9	49.3	49.6	30.6
Culture	<i>Wheat</i>	49.7	29.5	32.9	37.6	49.2	45.6
	<i>Corn</i>	46.0	18.1	22.9	40.2	64.4	52.6
	<i>Sunflower</i>	39.1	27.2	27.1	35.1	49.0	39.5
Climate	<i>France (wheat)</i>	35.1	32.6	35.1	36.4	52.5	42.9
	<i>Morocco (wheat)</i>	25.6	15.2	25.6	40.8	36.3	53.4

Table 3: Intercomparison of TSEB & SEtHyS performances (RMSE), with influence of time resolution, phenological stage, culture and climate

Forcing	Source	Variables	Mean error		"Extreme" error	
			RMSE	BIAS	1st decile	9th decile
Meteo	SAFRAN	Ta [°C]	1.5	0.7	-1.5 (-10%)	1.3 (+10%)
		Ua [m/s]	1.4	-0.7	-0.65(-30%)	2.3 (+90%)
		Rh [%]	7	8	-12 (-15%)	5(+8%)
		Rg [W/m ²]	90	35	-186 (-40%)	125 (+60%)
		Ra [W/m ²]	30	14	-51 (-15%)	20 (+7%)
Vegetation	FORMOSAT	LAI [m ² /m ²]	20%		-50%	50%
		Height [m]	20%		-100%	100%
LST	ASTER	Ts [°K]	2	-	-	-

Table 4: comparison of in situ data and spatial data (SAFRAN, ASTER, and inversed NDVI)

Figures

Figure 1: Experimental sites localization in France (left) and Morocco (right)

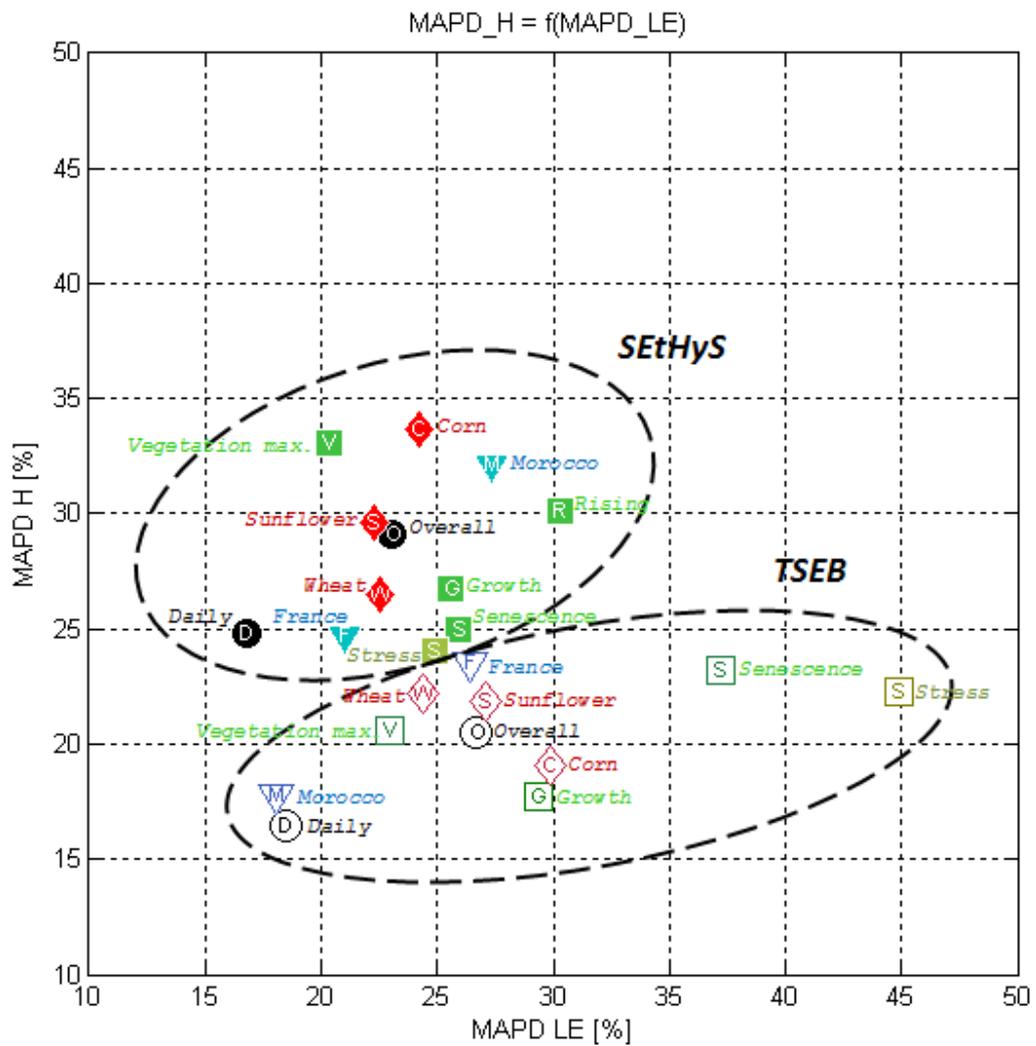


Figure 2: comparison of TSEB (hollow markers) and SETHyS (plain markers) estimations of H and LE for various time resolutions (circles), phenological stages (squares), cultures (diamonds) and climates (triangles).

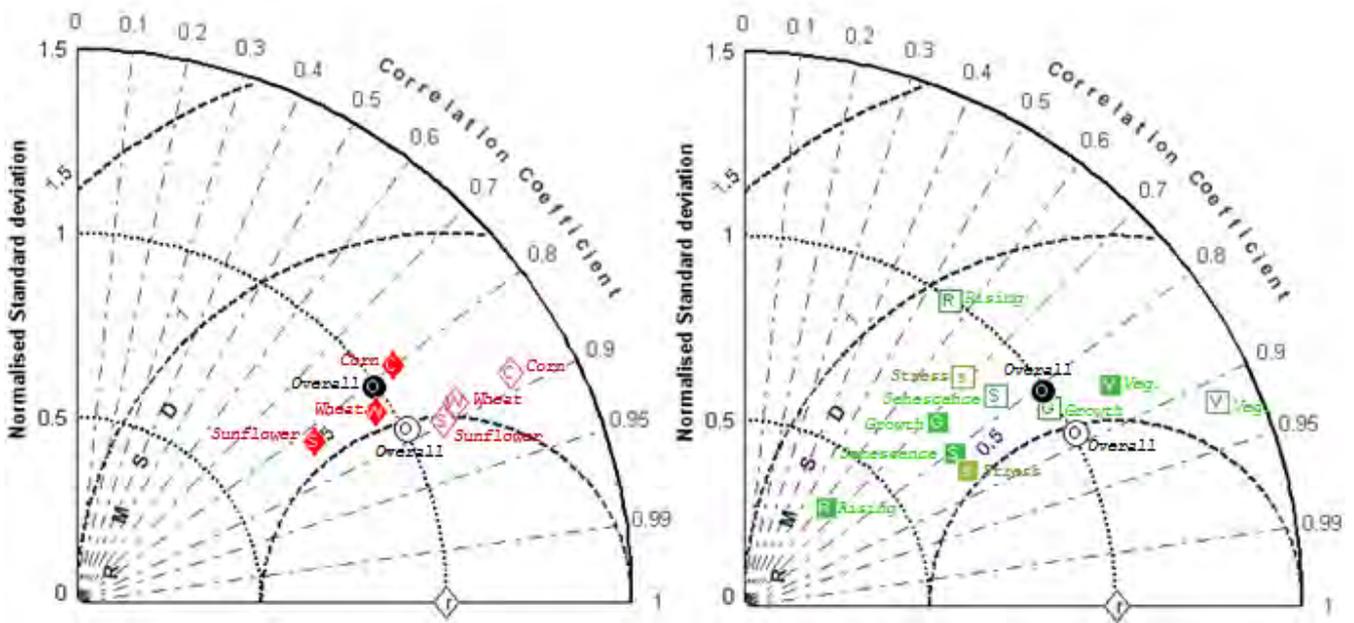


Figure 3: Taylor diagram for LE performances of TSEB(hollow markers) and SEtHyS (plain markers), for various cultures (3a) and phenological stages (3b).

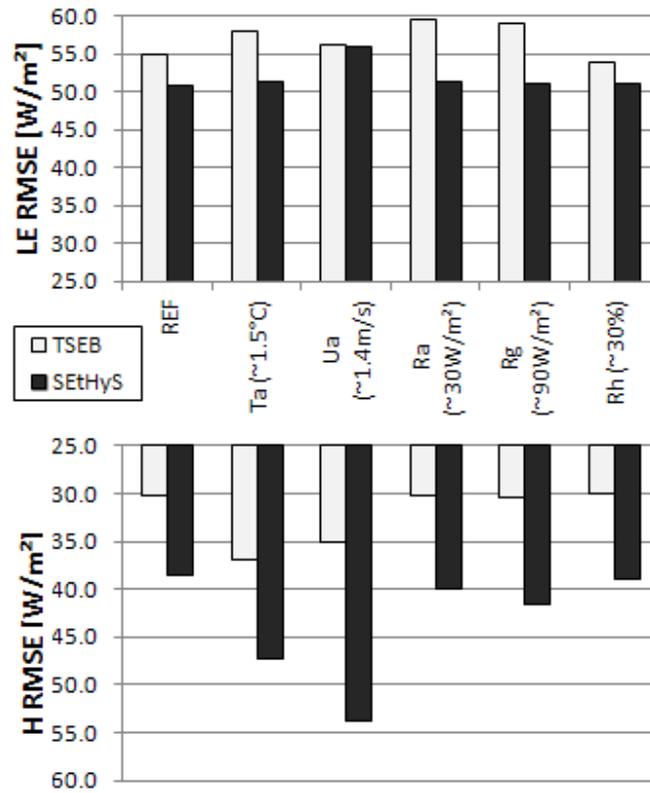


Figure 4: Sensitivity analysis (white noise) to meteorological inputs for both models and impact on estimation of H & LE

Figure 5: Sensitivity analysis to bias (top: positive; bottom: negative) in meteorological and vegetation inputs for both model.

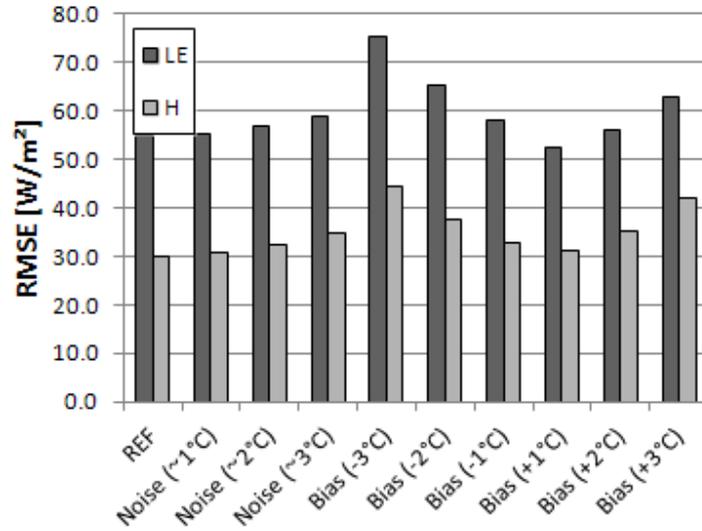


Figure 6: Sensitivity analysis to radiative temperature input for TSEB

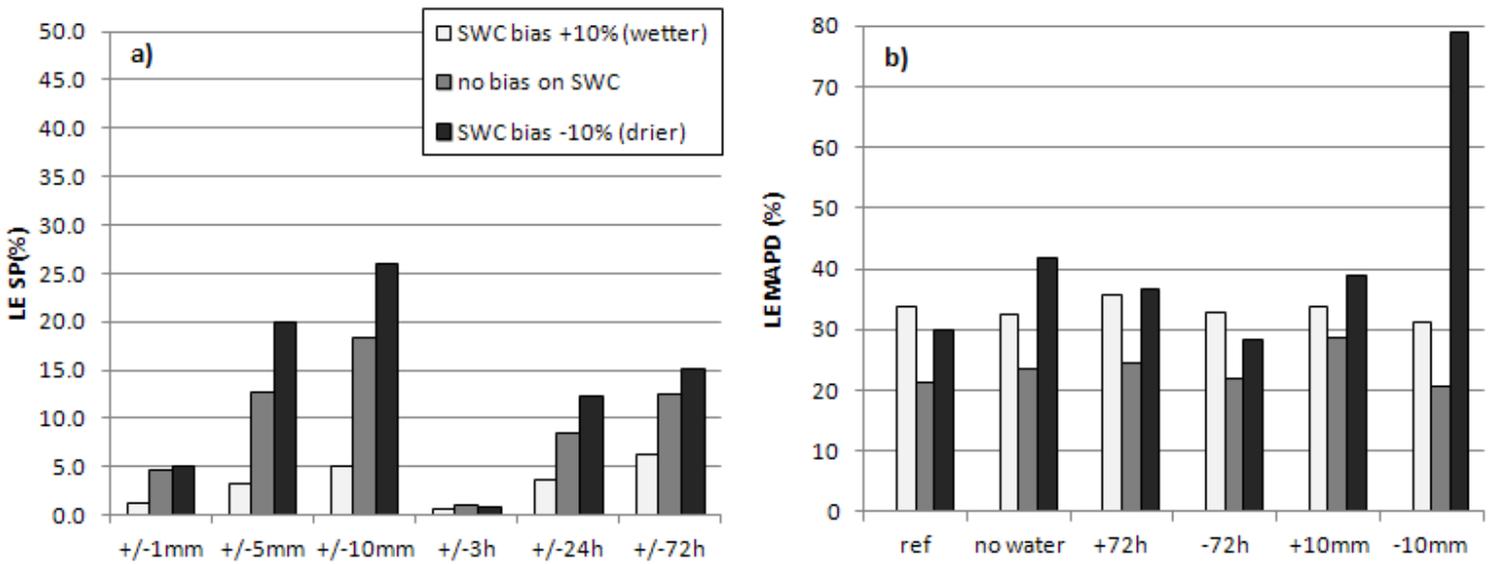


Figure 7: SEtHyS sensitivity analysis to rain and irrigation inputs, with influence of bias on Soil Water Content (SWC). SP in figure a) is defined as $SP = |LE(bias+) - LE(bias-)| / LE_{ref}$

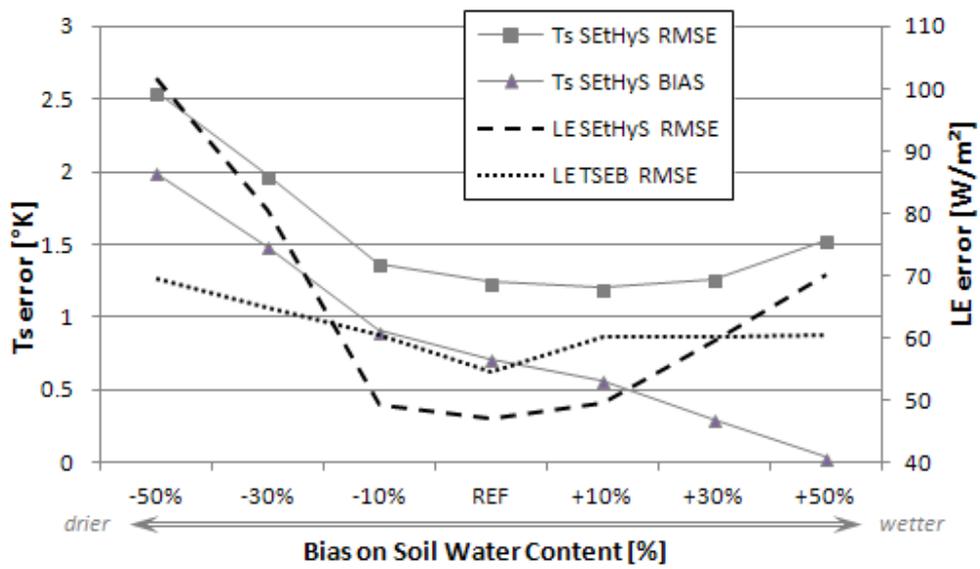


Figure 8: Error of T_s simulated by SEtHyS for various SWC, and impact on models ETR estimates. TSEB is forced with T_s estimates from SEtHyS

Figure9: Sensitivity analyses of RnG (9a) and $Kapa$ (9b) parameters in vegetation periods

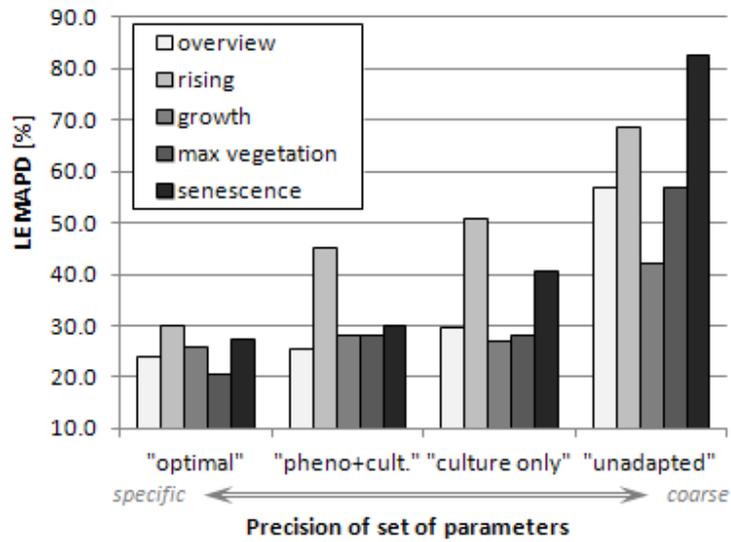


Figure10: impact of precision of set of parameters on simulated fluxes ("optimal": most accurate per 10days period), "pheno+culture.": per culture and phase of growth as used for spatialization, "culture only": per culture (when only soil occupancy is known), "unadapted": incoherent (wrong culture))

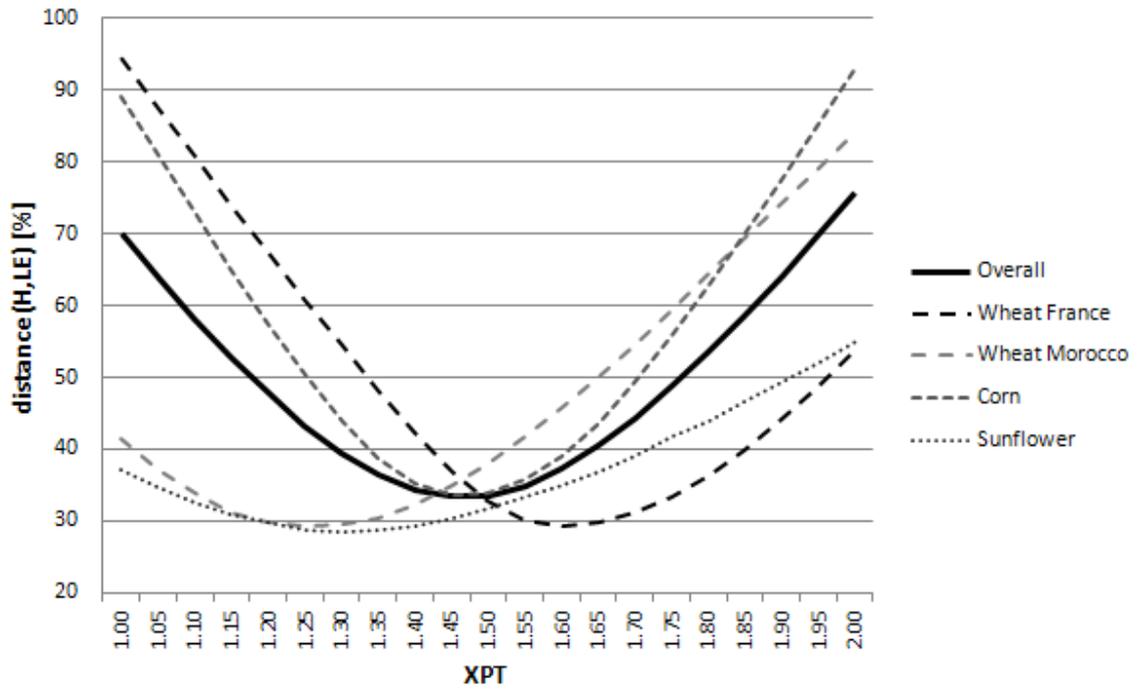


Figure 9: influence of α_{PT} value on LE and H estimates per culture

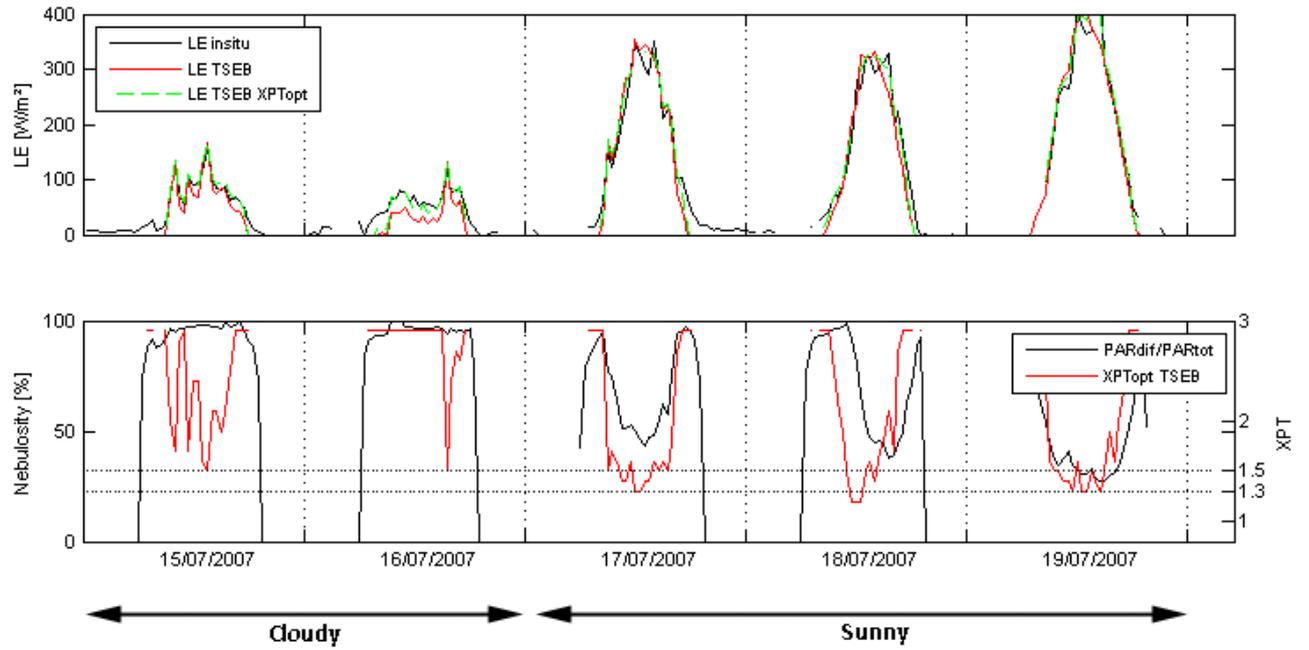


Figure 12: Influence of using optimal α_{PT} or averaged α_{PT} on LE estimates by TSEB, and influence of nebulosity on optimal α_{PT} estimates. Sample from Auradé 2006 Wheat.

C Chaîne de traitements pour les simulations spatialisées

Afin de faciliter la gestion des simulations spatialisées multi-résolutions un outil semi-automatique a été développé. Cette annexe vise à détailler la chaîne de traitements dont l'architecture est résumée dans l'organigramme figure 15.

Dans un premier temps, un ensemble de scripts, codés en MATLAB, PYTHON et IDL, permettent de traiter ou générer une partie des données spatialisées (TS, LAI, hauteur du couvert, occupation du sol, profondeur de sol, MNT, albédo, émissivité) et de les importer dans une base de données géoréférencée ARCGIS.

Dans ARCGIS, l'ensemble de ces données est projeté sur des grilles superposables de différentes résolutions correspondantes aux résolutions des satellites IRT disponibles (100m, 1000m et 4000m) qui permettront d'effectuer des simulations TSEB et des intercomparaisons pixel par pixel. En parallèle, les données (en résolution native) sont moyennées sur des entités fonctionnelles homogènes qui permettront d'effectuer des simulations avec SEtHyS. L'ensemble de ces données est formaté et exporté sous forme de matrices pour une utilisation en dehors d'ARCGIS.

Les simulations spatialisées sont alors pilotées avec MATLAB (SEtHyS est codé en C, et TSEB est codé en MATLAB) en suivant 6 grandes étapes :

1. Configuration des options et des scénarios de spatialisation et formatage des données météorologiques.
2. Simulation par entité avec SEtHyS sur la période désirée
3. Extraction des simulations par entité de SEtHyS à la date d'intérêt
4. Agrégation des simulations par entité sur les grilles de différentes résolutions
5. Simulation pixel par pixel de TSEB aux différentes résolutions imposées par les données de télédétection
6. Intercomparaison multi-résolutions des deux variables cibles principales (ET et TS) à l'aide de statistiques et graphes

Enfin, les données simulées peuvent être réinjectées dans ARCGIS pour une représentation spatialisée sous forme de carte. Les prédictions estimations de SEtHyS fournissent ainsi des cartes d'ET et de TS toutes les 30 minutes (pas de temps du forçage météo) sur l'ensemble de la période de simulation. Lorsque l'on dispose d'une image IRT, les TS peuvent être intercomparées et pourront être utilisées, dans un second temps, dans un processus d'assimilation de données dans SEtHyS visant à contraindre les trajectoires d'une ou plusieurs de ses variables pronostiques. Ces différentes TS sont aussi utilisées pour le forçage de TSEB.

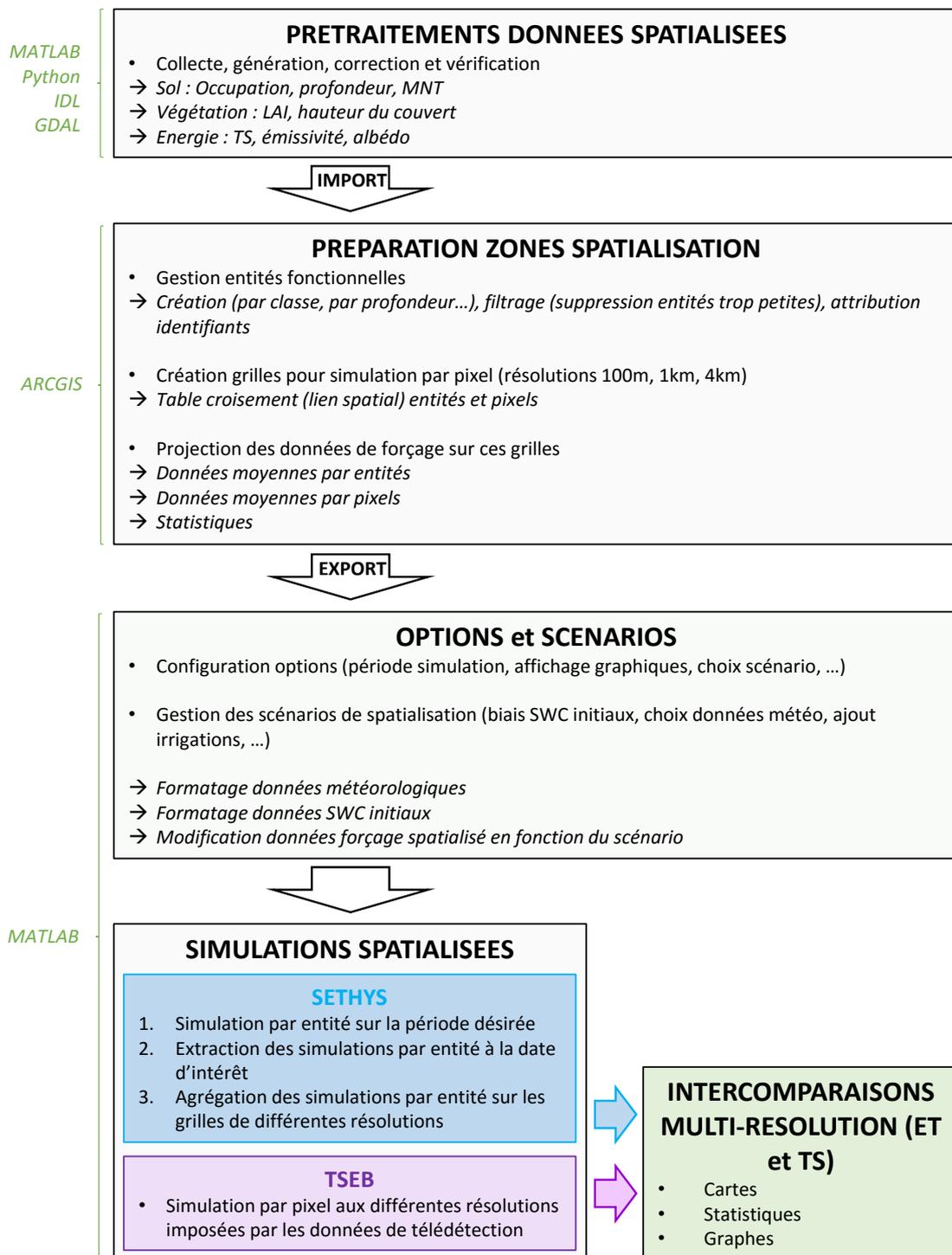


FIGURE 15 – Architecture de la chaîne de traitements pour les simulations spatialisées

D Aperçu des données de forçage spatialisé à 100m

D.1 Zone de Lamasquère

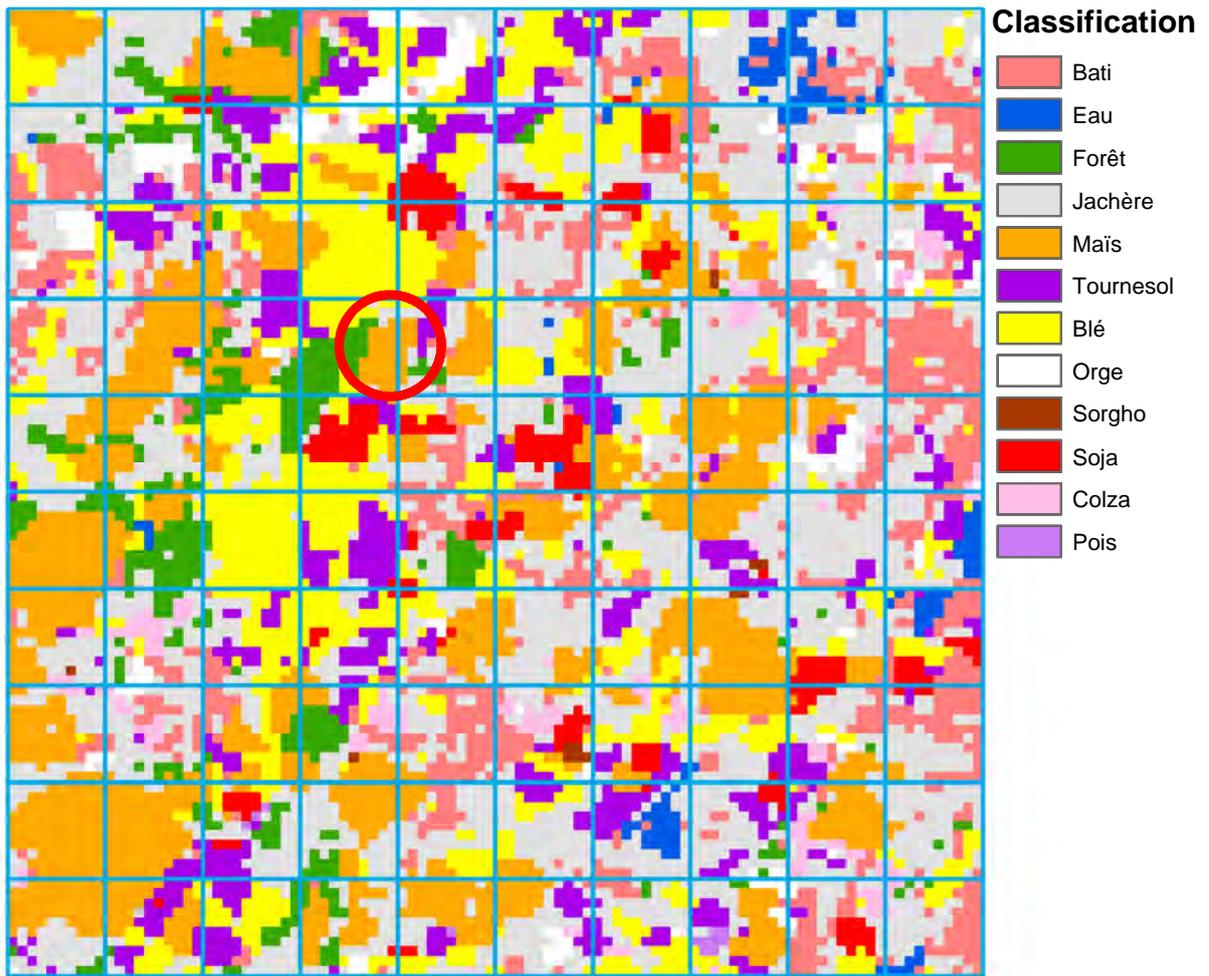


FIGURE 16 – Classification (majority analysis) à 100m de résolution sur la zone de Lamasquère

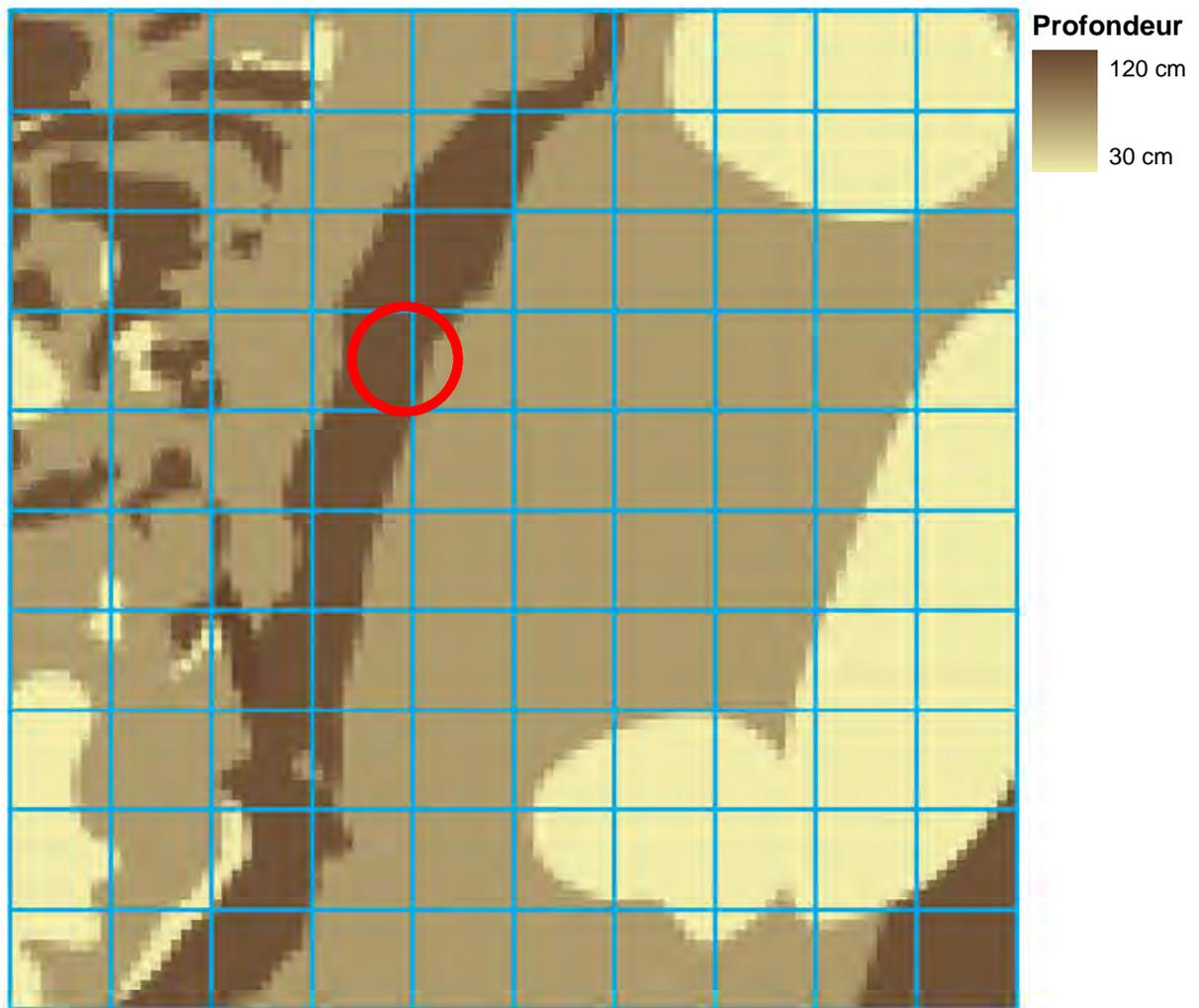


FIGURE 17 – Profondeur à 100m de résolution sur la zone de Lamasquère

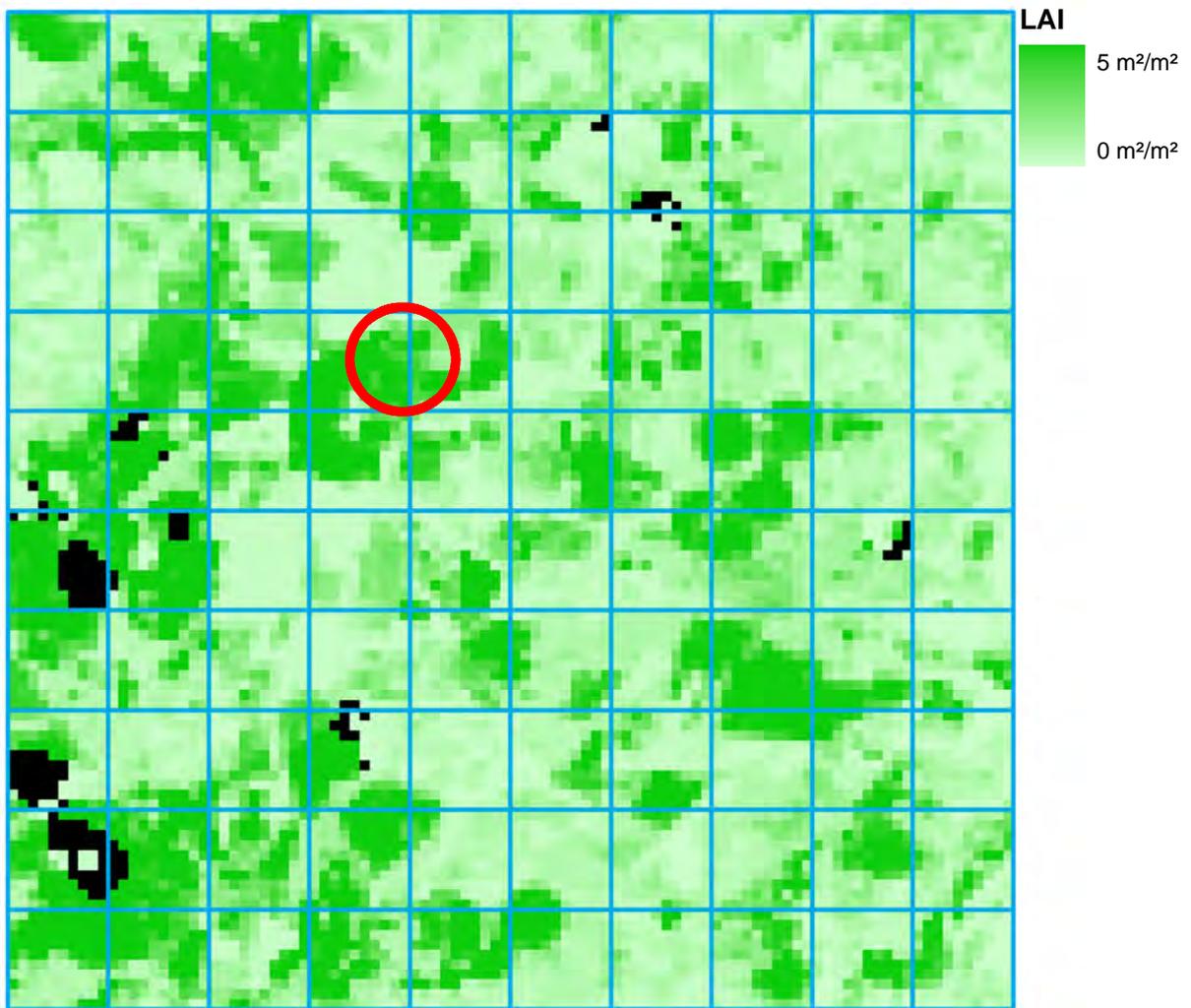


FIGURE 18 – LAI à 100m de résolution sur la zone de Lamasquère

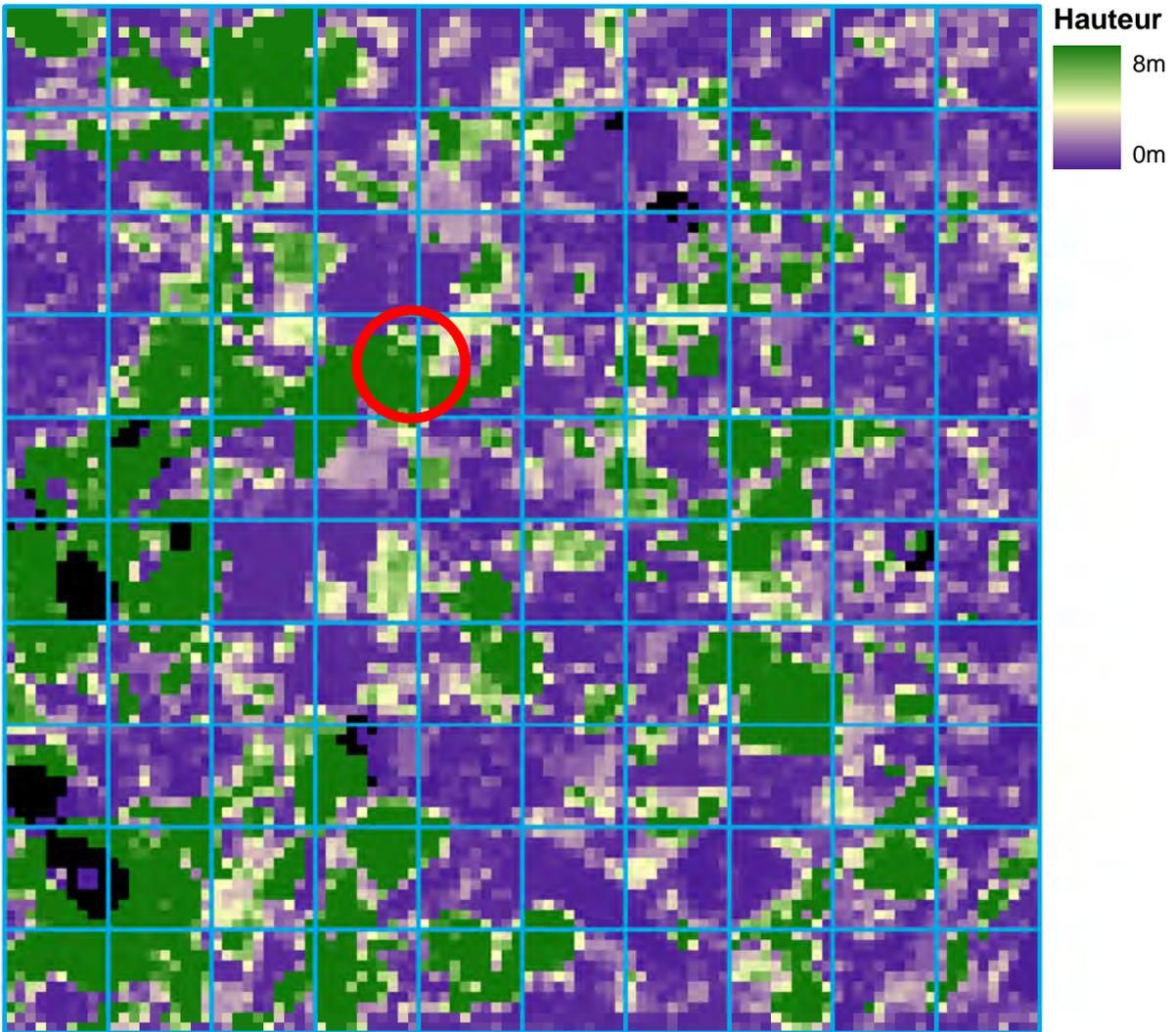


FIGURE 19 – Hauteur du couvert à 100m de résolution sur la zone de Lamasquère

D.2 Zone d'Auradé

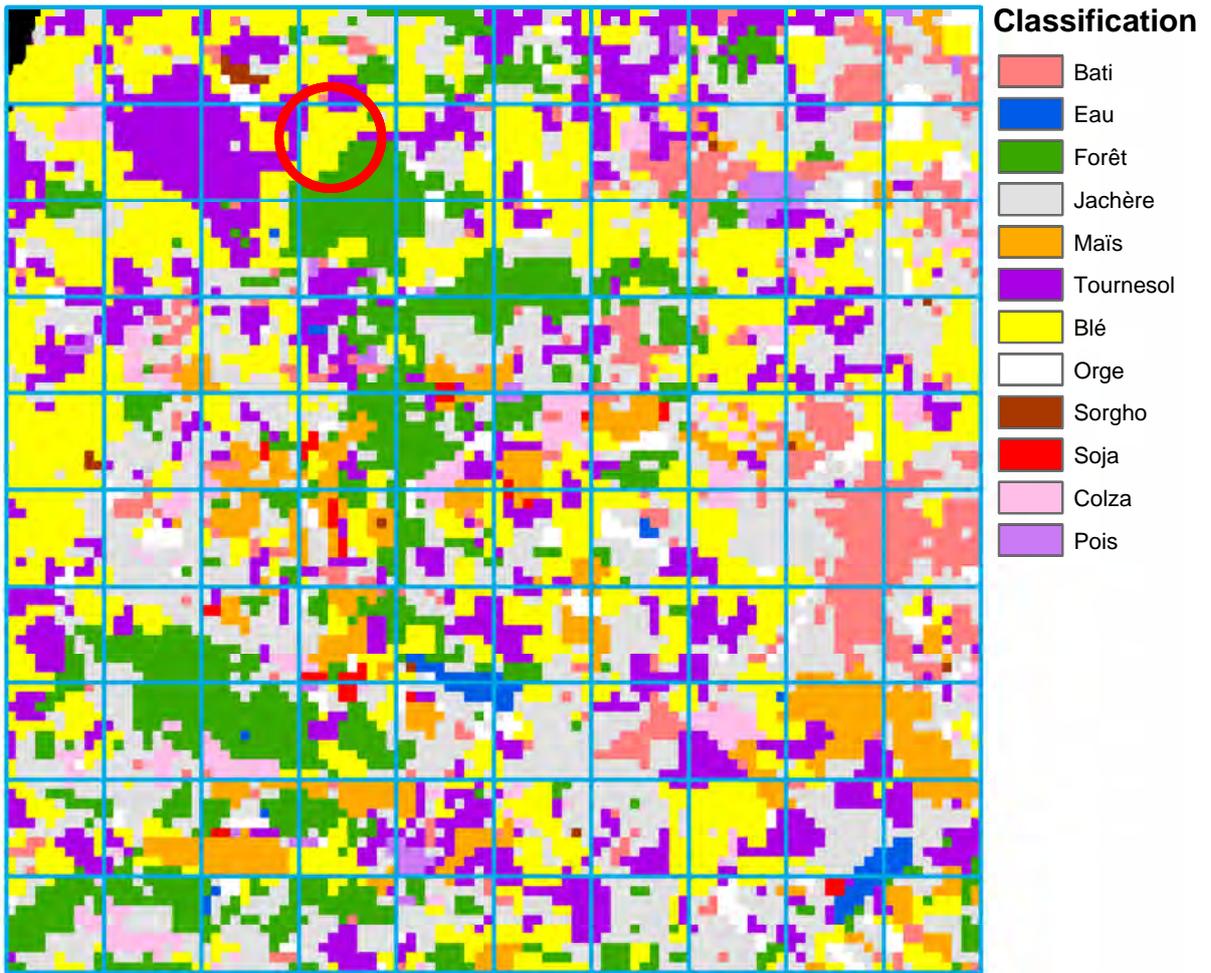


FIGURE 20 – Classification (majority analysis) à 100m de résolution sur la zone d'Auradé

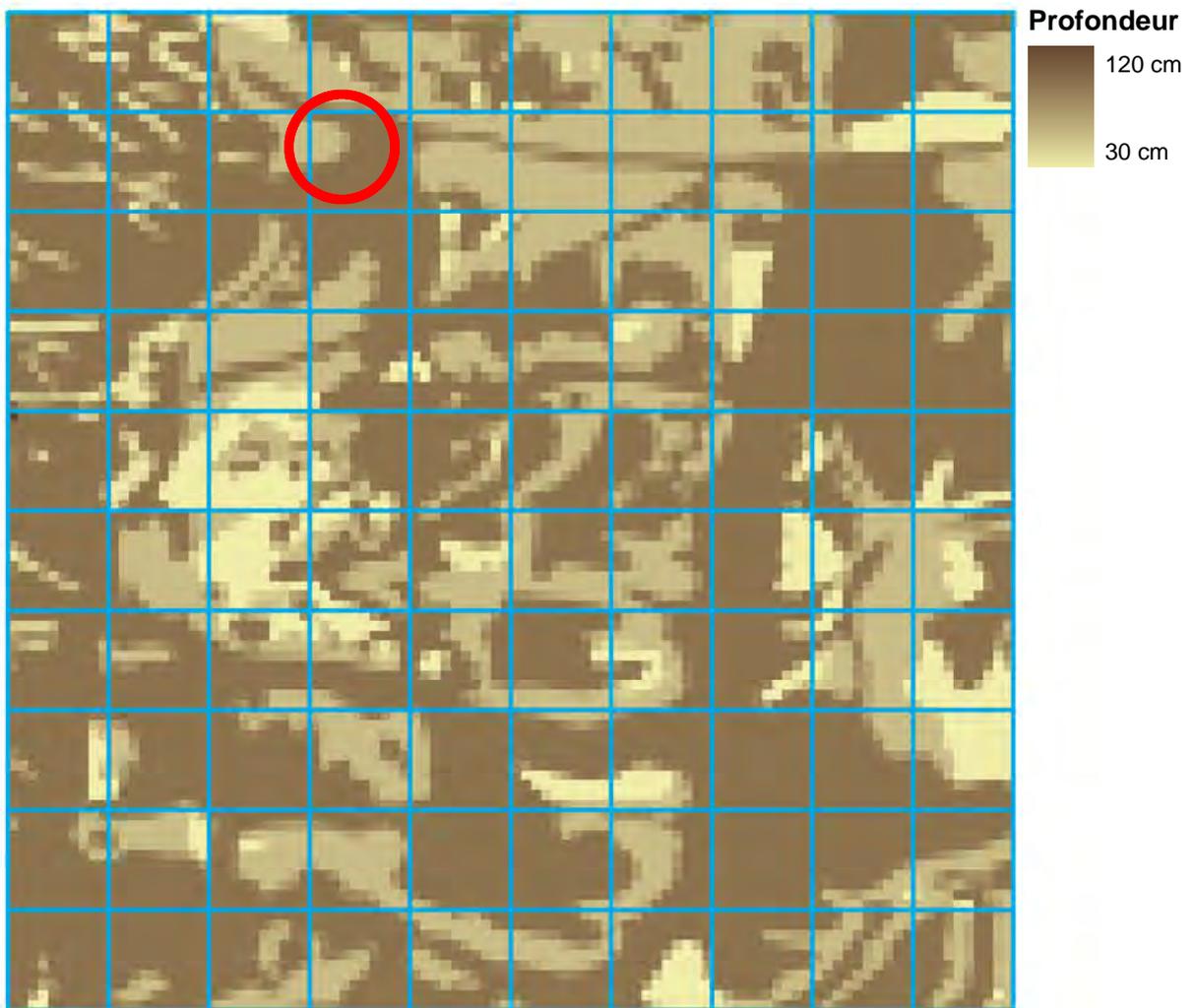


FIGURE 21 – Profondeur à 100m de résolution sur la zone d'Auradé

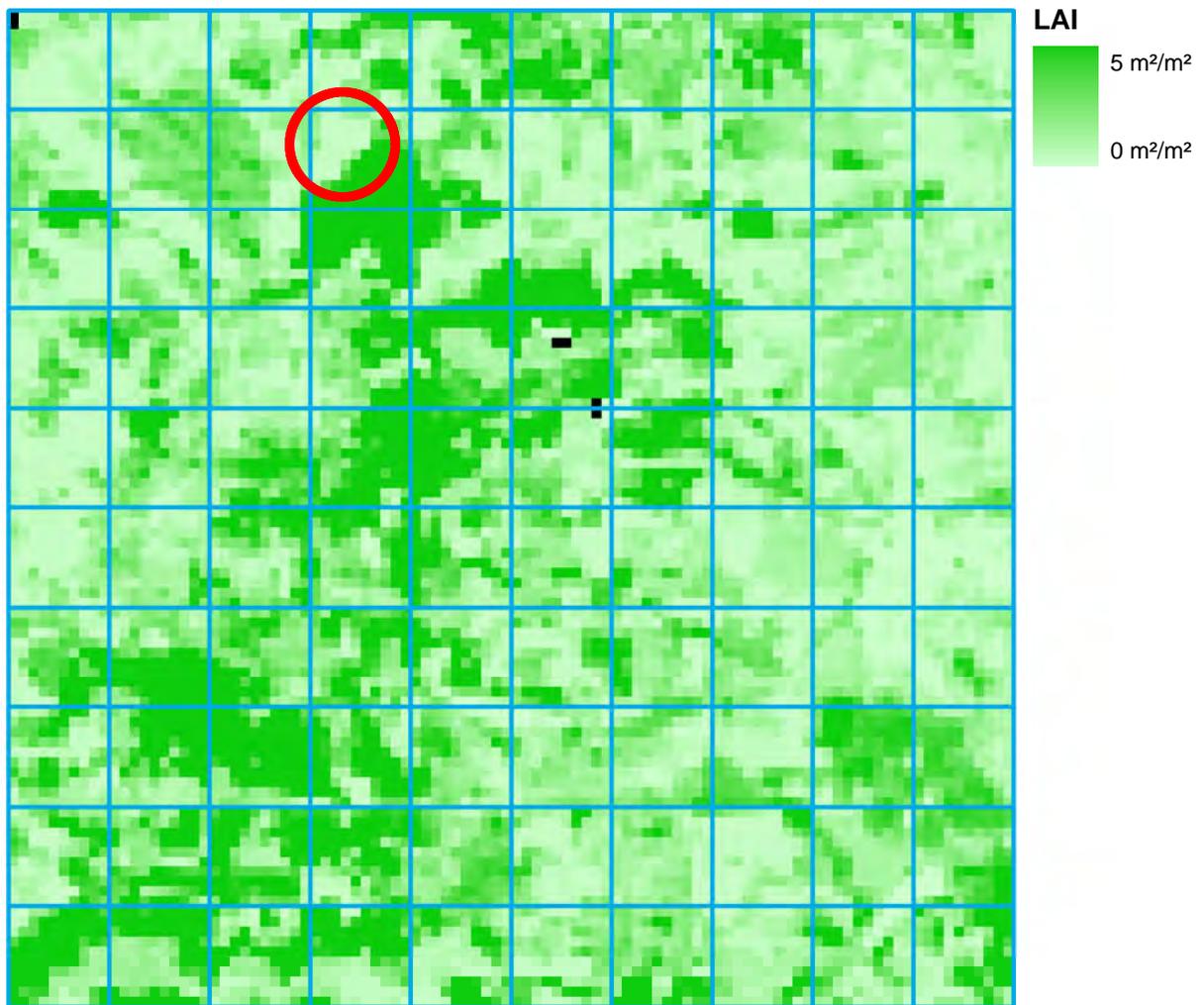


FIGURE 22 – LAI à 100m de résolution sur la zone d'Auradé

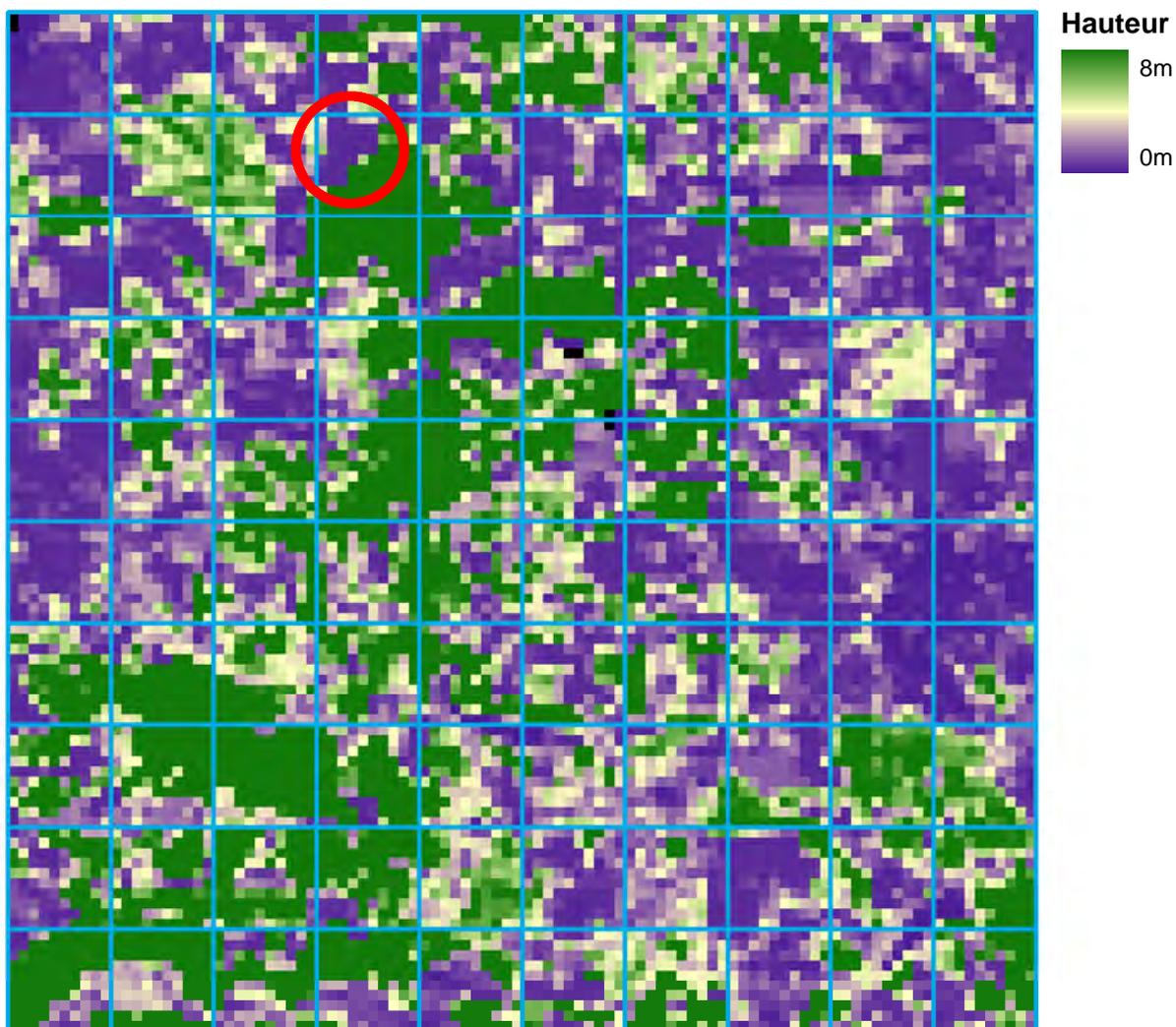


FIGURE 23 – Hauteur du couvert à 100m de résolution sur la zone d'Auradé

E Jeux de paramètres utilisés pour la spatialisation de SETHyS

L'obtention des jeux de paramètres est décrite dans la section 3.2.

	mais				tournesol				blé				blé maroc				chaume				
	lev	crois	veg	sen	lev	crois	veg	sen	lev	crois	veg	sen	lev	crois	veg	sen	lev	crois	veg	sen	
emg	0.94	0.97	0.97	0.97	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.96	0.96	0.94	0.94	0.97	0.97	0.96	0.96	0.96	0.96	
vmax	200	80	80	40	50	130	100	100	100	100	130	140	140	80	60	60	60	30	30	30	30
phc	-150	-150	-150	-150	-150	-150	-150	-150	-150	-150	-150	-150	-150	-150	-150	-150	-150	-150	-150	-150	-150
kwstr	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
biaist2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
wmax	0.45	0.45	0.42	0.42	0.45	0.45	0.42	0.42	0.45	0.45	0.42	0.42	0.45	0.45	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42
wresid	0.12	0.12	0.14	0.1	0.12	0.12	0.14	0.1	0.12	0.12	0.14	0.1	0.12	0.12	0.14	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
hacheg	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7
hacheg2	-109	-109	-109	-109	-109	-109	-109	-109	-109	-109	-109	-109	-109	-109	-109	-109	-109	-109	-109	-109	-109
nvg	1.2	1.5	1.5	2	1.2	1.5	2	2	1.2	1.2	1.3	1.7	1.2	1.2	1.3	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7
nvg1	2.12	2.12	2.12	2.12	2.12	2.12	2.12	2.12	2.12	2.12	2.12	2.12	2.12	2.12	2.12	2.12	2.12	2.12	2.12	2.12	2.12
nvg2	2.198	2.198	2.198	2.198	2.198	2.198	2.198	2.198	2.198	2.198	2.198	2.198	2.198	2.198	2.198	2.198	2.198	2.198	2.198	2.198	2.198
ksat	1E-08	1E-07	2E-07	8E-07	1E-08	5E-07	8E-07	8E-07	2E-07	2E-07	2E-07	1E-06	2E-07	2E-07	4E-07	1E-06	1E-06	1E-06	1E-06	1E-06	1E-06
a_elim	5	10	5	10	30	20	5	30	40	30	5	30	10	20	20	5	30	30	30	30	30
b_elim	50	20	10	20	40	40	10	30	35	30	20	10	25	40	5	50	10	10	10	10	10
facttherm	1.6	1.5	1	1	1.5	1	1	1	1.8	1.3	1	1.1	1.6	1.1	1.1	1.2	1	1	1	1	1
lgf	0.08	0.08	0.08	0.08	0.01	0.04	0.02	0.02	0.01	0.02	0.035	0.02	0.01	0.02	0.035	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
dp2	1000	1000	1000	1000	900	1200	1200	1200	600	1200	1200	1200	600	1000	1000	1000	300	300	300	300	300
dp1	150	150	150	150	150	150	150	150	150	150	150	150	150	150	150	150	50	50	50	50	50
wg0	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005
w20	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02
winf	0.08	0.14	0.11	0.11	0.08	0.08	0.14	0.08	0.11	0.14	0.14	0.08	0.11	0.11	0.14	0.06	0.11	0.14	0.14	0.08	0.08
wsup	0.48	0.5	0.45	0.6	0.4	0.45	0.4	0.4	0.6	0.6	0.4	0.4	0.4	0.43	0.4	0.4	0.6	0.6	0.4	0.4	0.4
alsv	0.2	0.3	0.27	0.27	0.2	0.3	0.25	0.27	0.3	0.3	0.3	0.27	0.23	0.23	0.23	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
albsec	0.3	0.3	0.25	0.25	0.23	0.3	0.23	0.23	0.3	0.3	0.25	0.25	0.23	0.3	0.23	0.23	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
albhum	0.15	0.16	0.12	0.12	0.1	0.23	0.23	0.2	0.22	0.22	0.2	0.2	0.1	0.17	0.1	0.1	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15

	jachère				générique				bati				eau				forêt				
	lev	crois	veg	sen	lev	crois	veg	sen	lev	crois	veg	sen	lev	crois	veg	sen	lev	crois	veg	sen	
emg	0.94	0.94	0.96	0.96	0.94	0.94	0.94	0.94	0.85	0.85	0.85	0.85	0	0	0	0	0.96	0.96	0.96	0.96	
vmax	100	130	140	140	100	100	100	100	10	10	10	10	0	0	0	0	110	110	110	110	
phc	-150	-150	-150	-150	-150	-150	-150	-150	-150	-150	-150	-150	0	0	0	0	-150	-150	-150	-150	
kwstr	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0	0	0	0	0.02	0.02	0.02	0.02	
biaist2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
wmax	0.45	0.45	0.42	0.42	0.45	0.45	0.42	0.42	0.2	0.2	0.2	0.2	0	0	0	0	0.5	0.5	0.5	0.5	
wresid	0.12	0.12	0.14	0.1	0.12	0.12	0.14	0.1	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0	0	0	0.07	0.07	0.07	0.07	
hacheg	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	0	0	0	0	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	
hacheg2	-109	-109	-109	-109	-109	-109	-109	-109	-109	-109	-109	-109	0	0	0	0	-110	-110	-110	-110	
nvg	1.2	1.2	1.3	1.7	1.2	1.5	1.5	2	1.2	1.2	1.2	1.2	0	0	0	0	2	2	2	2	
nvg1	2.12	2.12	2.12	2.12	2.12	2.12	2.12	2.12	2.12	2.12	2.12	2.12	0	0	0	0	2.12	2.12	2.12	2.12	
nvg2	2.198	2.198	2.198	2.198	2.198	2.198	2.198	2.198	2.198	2.198	2.198	2.198	0	0	0	0	2.198	2.198	2.198	2.198	
ksat	2E-07	2E-07	2E-07	1E-06	1E-08	2E-07	2E-07	1E-06	1E-10	1E-10	1E-10	1E-10	0	0	0	0	1E-07	1E-07	1E-07	1E-07	
a_elim	40	30	5	30	40	30	5	30	40	40	40	40	0	0	0	0	5	5	5	5	
b_elim	35	30	20	10	35	30	20	10	35	35	35	35	0	0	0	0	10	10	10	10	
facttherm	1.8	1.3	1	1.1	1.8	1.3	1	1.1	1	1	1	1	0	0	0	0	1.5	1.5	1.5	1.5	
lgf	0.01	0.02	0.035	0.02	0.01	0.02	0.035	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0	0	0	0.08	0.08	0.08	0.08	
dp2	600	1200	1200	1200	600	1200	1200	1200	100	100	100	100	0	0	0	0	1500	1500	1500	1500	
dp1	150	150	150	150	150	150	150	150	50	50	50	50	0	0	0	0	200	200	200	200	
wg0	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	0	0	0	0	0.5	0.5	0.5	0.5	
w20	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	0	0	0	0	0.5	0.5	0.5	0.5	
winf	0.11	0.14	0.14	0.08	0.11	0.14	0.14	0.08	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0	0	0	0.15	0.15	0.15	0.15	
wsup	0.6	0.6	0.4	0.4	0.6	0.6	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0	0	0	0	0.45	0.45	0.45	0.45	
alsv	0.3	0.3	0.3	0.27	0.3	0.3	0.3	0.27	0.3	0.3	0.3	0.3	0	0	0	0	0.25	0.25	0.25	0.25	
albsec	0.3	0.3	0.25	0.25	0.3	0.3	0.25	0.25	0.2	0.2	0.2	0.2	0	0	0	0	0.29	0.29	0.29	0.29	
albhum	0.22	0.22	0.2	0.2	0.22	0.22	0.2	0.2	0.15	0.15	0.15	0.15	0	0	0	0	0.16	0.16	0.16	0.16	

TABLE 1 – Jeux de paramètres utilisés pour la spatialisation de SETHyS

Acronymes

ABL	Atmospheric Boundary Layer	LAI	Leaf Area Index
ALADIN	Atmospheric Boundary Layer	LANDSAT	LAND remote sensing SATellite
ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer	LMO	Longueur de Monin-Obukhov
CA31	Chambre d'Agriculture 31	LSA SAF	Land Surface Analysis Satellite Applications Facility
CACG	Compagnie d'Aménagement des Coteaux de Gascogne	LST	Land Surface Temperature
CESBIO	Centre d'Etudes de la BIOSphère	LSM	Land Surface Model
CLA	Couche Limite Atmosphérique	MAPD	Mean Absolute Percent Difference
CNES	Centre National d'Etudes Spatiales	MCIP	Multi-objective Calibration Iterative Process
CRAMP	Chambre Régionales d'Agriculture de Midi-Pyrénées	MIR	Moyen Infra Rouge
EC	Eddy-Covariance	MNT	Modèle Numérique de Terrain
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts	MODIS	MOderate-resolution Imaging Spectroradiometer
EOS	Earth Observing System	MSG	Météosat Seconde Génération
ET	Evapotranspiration	NASA	National Aeronautics and Space Administration
ETP	Evapotranspiration Potentielle	NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
ETR	Evapotranspiration Réelle	NIR	Near Infra Red
FOV	Field Of View	OGM	Organisme Génétiquement Modifié
IGN	Institut Géographique National	ONU	Organisation des Nations Unies
INED	Institut National d'Etudes Démographiques	PAR	Rayonnement Photosynthétiquement Actif
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change	PIR	Proche Infra Rouge
IR	Infra Rouge	RMSD	Root Mean Square Deviation
IRT	Infra Rouge Thermique	RMSE	Root Mean Square Error
ISBA	Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere	RS-SVAT	Remote Sensing SVAT
ICARE	Interactive CAnopy Radiation Exchange	S-SEBI	Simplified Surface Energy Balance Index
GIEC	Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat	SAFRAN	Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques de la Neige
		SAT	Sonic Anemometer-Thermometer

SEB	Bilan d'Énergie en Surface	TSEB	Two-Sources Energy Balance
SEB-4S	Surface Energy Balance 4 Sources	THIRSTY	Thermal InfraRed SpaTial sYstem
SEBS	Surface Energy Balance System	TIR	Thermal Infra Red
SEBAL	Surface Energy BALance	TOA	Top Of Atmosphere
SEtHyS	Suivi de l'Etat Hydrique des Surfaces	TOC	Top Of Canopy
SiB	Simple Biosphere model	TS	Température de Surface
SiSPAT	Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer	VIS	VISible
SMOS	Soil Moisture Ocean Salinity	UPS	Université Paul Sabatier
SI	Stress Index	UMR	Unité Mixte de Recherche
SO	Sud-Ouest	USDA	United States Department of Agriculture
SVA	Sol-Végétation-Atmosphère	USGS	United States Geological Survey
SVAT	Transfert Sol-Végétation-Atmosphère	WEB-SVAT	Water Energy Balance SVAT
SWI	Soil Wetness Index		

Liste des symboles

Symbole	description	unité
A'	constante intrinsèque aux propriétés moléculaires de l'air	$m^{-1}.s^{1/2}$
a_{Elim}, b_{Elim}	paramètres pour l'évaporation limite du sol	-
$b(\theta)$	fonction de trou directionnelle	-
$B(\lambda, T)$	luminance spectrale du corps noir	$W.m^{-2}.sr^{-1}.m^{-1}$
C_a	capacité calorifique volumique de l'air	$J.K^{-1}.m^{-3}$
C_e	capacité calorifique volumique de l'eau	$J.K^{-1}.m^{-3}$
C_m	capacité calorifique volumique de la matière minérale	$J.K^{-1}.m^{-3}$
C_o	capacité calorifique volumique de la matière organique	$J.K^{-1}.m^{-3}$
c_p	capacité calorifique massique isobare de l'air	$J.kg^{-1}.K^{-1}$
c_s	capacité calorifique massique du sol	$J.kg^{-1}.K^{-1}$
$C(w)$	capacité capillaire	m^{-1}
D_v	coefficient de diffusion de l'eau vapeur dans l'air	$m^2.s^{-1}$
D_{vT}	coefficient de diffusion de vapeur d'eau associé au gradient thermique	$m^2.s^{-1}$
D_{vh}	coefficient de diffusion isotherme de vapeur d'eau	$m^2.s^{-1}$
$D(w)$	diffusivité hydrique	$m^2.s^{-1}$
d	hauteur de déplacement	m
d_1	$\sqrt{\pi} \times$ la profondeur d'atténuation de l'onde thermique journalière pour la couche de surface	m
d_2	$\sqrt{\pi} \times$ la profondeur d'atténuation de l'onde thermique journalière pour la couche racinaire	m
d'_1	épaisseur de la couche de surface affecté par le cycle diurne de l'humidité de surface	m
d'_2	profondeur de sol au delà de laquelle le flux vertical d'eau est négligeable	m
dp_1	épaisseur de la couche de surface dans SEtHyS	m
dp_2	épaisseur de la couche racinaire dans SEtHyS	m

Symbole	description	unité
E_g	taux d'évaporation du sol	$m.s^{-1}$
E_{lim}	évaporation limite du sol	$W.m^{-2}$
E_{tr}	taux de transpiration	$m.s^{-1}$
e	pression partielle de vapeur d'eau dans l'air	Pa
$e_{sat}(T)$	pression de vapeur saturante	Pa
F_{therm}	facteur thermique corrigeant l'inertie thermique du sol dans SETHyS	$J.m^{-3}.K^{-1}$
g	accélération de la pesanteur	$m.s^{-2}$
G	flux de conduction de la chaleur dans le sol	$W.m^{-2}$
H	flux de chaleur sensible	$W.m^{-2}$
H_t	charge hydraulique totale	m
h	hauteur du couvert	m
h_g	paramètre d'échelle de la courbe de rétention de l'eau dans le sol (selon Van Genuchten)	m
h_p	charge de pression matricielle	m
k	constante de Von Karman ($\simeq 0.4$)	-
$K_{ac}(z)$	diffusivité turbulente dans le couvert	$m.s^{-1}$
K_m, K_h, K_v	coefficients de diffusivité turbulente associés à τ , H et LE	$m.s^{-1}$
$K(w)$	conductivité hydraulique	$m.s^{-1}$
K_{sat}	conductivité hydraulique à saturation	$m.s^{-1}$
LAI	Leaf Area Index	$m^2.m^{-2}$
LE	flux de chaleur latente	$W.m^{-2}$
LMO	longueur de Monin-Obukhov	m
l_f	dimension de la feuille dans la direction du vent	m
l_{gf}	largeur des feuilles (dans SETHyS)	m
m_{VG}	paramètre de forme de la courbe de rétention de l'eau dans le sol (selon Van Genuchten)	-
$NDVI$	Normalized Difference Vegetation Index	-
n_{VG}	paramètre de forme de la courbe de rétention de l'eau dans le sol (selon Van Genuchten)	-
$n(LAI)$	coefficient d'atténuation pour le profil de vitesse et de diffusivité turbulente au sein du couvert	-
P_{hc}	potentiel hydrique "semi-critique"	m
Pr	taux de précipitation	$m.s^{-1}$
q	humidité spécifique de l'air	$kg.kg^{-1}$
q_l	flux d'eau liquide	$m.s^{-1}$
q_v	flux d'eau vapeur	$m.s^{-1}$

Symbole	description	unité
$R_{at\downarrow}(\lambda)$	luminance spectrale atmosphérique émise vers la surface	$W.m^{-2}.sr^{-1}.m^{-1}$
$R_{CL\downarrow}$	rayonnement courtes longueurs d'onde descendant	$W.m^{-2}$
$R_{CL\uparrow}$	rayonnement courtes longueurs d'onde montant	$W.m^{-2}$
$R_{GL\downarrow}$	rayonnement grandes longueurs d'onde descendant	$W.m^{-2}$
$R_{GL\uparrow}$	rayonnement grandes longueurs d'onde montant	$W.m^{-2}$
R_g	rayonnement solaire global incident au niveau de la surface	$W.m^{-2}$
R_n	rayonnement net (énergie disponible en surface)	$W.m^{-2}$
RST	résistance stomatique	$s.m^{-1}$
r'	facteur de partition entre la couche racinaire et la couche superficielle	-
r_a, r'_a	résistances aérodynamiques	$s.m^{-1}$
r_{as}	résistance aérodynamique dans le couvert	$s.m^{-1}$
r_{CL}	résistance de couche limite foliaire	$s.m^{-1}$
r_s	résistance de surface	$s.m^{-1}$
t	temps	s
T	température	K
T_a	température de l'air au niveau	K
T_{av}	température de surface aérodynamique	K
T'_{av}	température de surface aérodynamique pour les flux de chaleur	K
$T_B(\lambda)$	température de brillance spectrale	K
T_m	température moyenne journalière de la surface du sol	m
T_g	température de la couche superficielle de sol	K
$T_{RAD}(\Theta)$	température radiométrique directionnelle	
$T_{sol}(z, t)$	température du sol	K
T_{st}	température de surface thermodynamique	K
T_{sr}	température de surface radiométrique	K
T_v	température de la végétation	K
T_{2_0}	température profonde de sol dans l'état initial	K
$u_{ac}(z)$	vitesse horizontale du vent dans le couvert	$m.s^{-1}$
u	module du vent	$m.s^{-1}$
u^*	vitesse de frottement	$m.s^{-1}$
V_{max_0}	capacité photosynthétique maximale des feuilles (Rubisco)	$\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$
w	humidité volumique	$m^3.m^{-3}$
w_g	humidité volumique de la couche de surface du sol	$m^3.m^{-3}$
w_{g_0}	humidité volumique de la couche de surface du sol dans l'état initial	$m^3.m^{-3}$

Symbole	description	unité
w_2	humidité volumique de la couche racinaire	$m^3.m^{-3}$
w_{2_0}	humidité volumique de la couche racinaire dans l'état initial	$m^3.m^{-3}$
w_{inf}	humidité de surface en deça de laquelle $\alpha_{sol} = \alpha_{sec}$	-
w_{sup}	humidité de surface au dessus de laquelle $\alpha_{sol} = \alpha_{hum}$	-
w_{resid}	humidité volumique résiduelle du sol	$m^3.m^{-3}$
w_{sat} ou w_{max}	humidité volumique du sol à saturation	$m^3.m^{-3}$
z	coordonnée verticale	m
z_g	charge de gravité	m
z_0	hauteur de rugosité aérodynamique pour la quantité de mouvement	m
z'_0	hauteur de rugosité aérodynamique pour les transferts de chaleur	m
z_{0s}	hauteur de rugosité aérodynamique du sol nu	m
z_r	niveau atmosphérique de référence	m
α_s	albédo de surface	-
α_{sec}	albédo du sol sec	-
α_{hum}	albédo du sol humide	-
α_{sol}	albédo du sol nu	-
α_{sv}	albédo de la végétation	-
ϵ_a	émissivité des basses couches de l'atmosphère	-
$\epsilon_{ci}(\theta)$	émissivité directionnelle du couvert végétal pour l'entité i	-
ϵ_s	émissivité de surface	-
$\epsilon_{s\lambda}$	émissivité spectrale de surface	-
ϵ_g	émissivité du sol nu	-
ϵ_v	émissivité de la végétation	-
ϵ_J^{SG}	émissivité directionnelle de surface (Simulé Globale) pour le pixel J	-
ϵ_{co}	émissivité directionnelle du couvert	-
γ	constante psychrométrique	$hPa.K^{-1}$
λ	longueur d'onde	m
λ_g	conductivité thermique de la couche de surface	$W.m^{-1}.K^{-1}$
λ_2	conductivité thermique de la couche racinaire	$W.m^{-1}.K^{-1}$
λ_s	conductivité thermique du sol	$W.m^{-1}.K^{-1}$
Λ_s	coefficient dépendant de la texture du sol pour le calcul de la conductivité thermique du sol	$J.m^{-2}.K^{-1}.s^{-1/2}$

Symbole	description	unité
Ω	clumping factor	
θ_a	fraction volumique de l'air	$m^3.m^{-3}$
θ_e	fraction volumique de l'eau	$m^3.m^{-3}$
θ_m	fraction volumique de matière minérale	$m^3.m^{-3}$
θ_o	fraction volumique de matière organique	$m^3.m^{-3}$
θ	angle zénithal	rad
ρ_a	masse volumique de l'air	$kg.m^{-3}$
ρ_l	masse volumique de l'eau liquide	$kg.m^{-3}$
ρ_v	masse volumique de l'eau vapeur	$kg.m^{-3}$
ρ_s	masse volumique du sol	$kg.m^{-3}$
ρ_g	masse volumique de la couche de surface du sol	$kg.m^{-3}$
ρ_2	masse volumique de la zone racinaire	$kg.m^{-3}$
σ	constante de Stefan-Boltzmann	$W.m^{-2}.K^{-4}$
σ_f	facteur d'écran hémisphérique	-
τ	flux de quantité de mouvement	$kg.m^{-1}.s^{-2}$
$\tau_{to}(\theta)$	transmittance directionnelle montante du couvert	-
ω	pulsation diurne	s^{-1}
$\omega_{to}(\theta)$	fraction du rayonnement émis vers le haut par la végétation	-

Liste des figures

I.1	Schéma du cycle de l'eau (source : USGS).	3
I.2	Impact du changement climatique sur les ressources en eau d'un bassin versant (source : Ressources Naturelles Canada 2008).	5
I.3	L'évapotranspiration, une variable à l'interface entre le cycle de l'eau, le cycle du carbone et les échanges d'énergie de surface	6
I.4	Quelques approches de modélisation des échanges de surface de différents degrés de complexité	9
I.5	Approches pour l'estimation de l'ET aux différentes résolutions	10
II.1	Interactions à l'interface SVA, bilans énergétique et hydrique	16
II.2	Quelques modèles SVAT et leurs degrés de complexité	25
II.3	Algorithme de résolution du bilan d'énergie de TSEB	27
II.4	Agencement des résistances en série	29
II.5	Description du modèle TSEB	35
II.6	Description du modèle SEtHyS	35
III.1	Situation géographique des sites expérimentaux d'Auradé et Lamasquère	45
III.2	Triangle de texture du sol pour les 3 parcelles expérimentales (classification USDA)	47
III.3	Situation géographique du site expérimental R3 de Sidi Rahal	48
III.4	Transmittance de l'atmosphère pour des longueurs d'onde allant des UV aux micro-ondes (source NASA)	52
III.5	Représentation de la loi de Planck sur la bande spectrale [1-30 μ m] et pour des températures allant de 0 à 100°C	56
III.6	Grille SAFRAN sur la zone d'étude du Sud-Ouest, avec les stations in-situ d'Auradé (AUR) et Lamasquère (LAM). Le numéro de chaque point de grille correspond à son identifiant dans la base de données SAFRAN	60
IV.1	Comparaison des estimations de H et LE pour TSEB (marqueurs creux) et SEtHyS (marqueurs pleins), en fonction de la résolution temporelle (cercles), du stade phénologiques (carrés), de la culture (losanges) et du climat (triangles).	72

IV.2	Diagramme de Taylor des performances d'estimation de LE pour TSEB (marqueurs creux) et SEtHyS (marqueurs pleins), pour différentes cultures (gauche) et stades phénologiques (droite).	74
IV.3	Diagramme de Taylor des performances d'estimation de LE pour TSEB (marqueurs creux) et SEtHyS (marqueurs pleins), pour différentes cultures (gauche) et stades phénologiques (droite).	75
IV.4	Analyse de sensibilité (bruit blanc) aux données météorologiques et aux caractéristiques de la végétation pour les 2 modèles pour l'estimation de LE (haut) et H (bas)	77
IV.5	Analyse de sensibilité (biais) aux entrées météorologiques et de végétation pour les 2 modèles et pour une erreur moyenne avec un biais positif (haut) ou négatif (bas)	78
IV.6	Analyse de sensibilité (biais) aux entrées météorologiques et de végétation pour les 2 modèles et pour une erreur maximale avec un biais positif (haut) ou négatif (bas)	79
IV.7	Analyse de sensibilité de TSEB à la Ts pour H et LE	80
IV.8	Analyse de sensibilité de SEtHyS aux entrées d'eau (pluie et irrigation) avec l'influence d'un biais sur le SWC.	80
IV.9	Méthodologie utilisée pour l'analyse de sensibilité croisée des 2 modèles	81
IV.10	Erreur de la Ts simulée par SEtHyS pour différentes valeurs de contenus en eau du sol, et impact sur les estimation d'ET des modèles. TSEB est forcé avec les Ts estimées par SEtHyS	81
IV.11	Influence de la valeur de α_{PT} sur H et LE par culture	86
IV.12	Influence de la précision des jeux de paramètres utilisé avec SEtHyS	87
V.1	Aperçu de la classification et des 2 grilles (10*10km) de simulation autour des sites expérimentaux d'Auradé et de Lamasquère	94
V.2	Evolution du rapport h/LAI et estimation de la hauteur de végétation au cours du cycle cultural du tournesol (parcelle expérimentale d'Auradé cultivée en tournesol en 2007)	96
V.3	Evolution de la TS mesurée insitu la matinée du 24 juillet 2006	98
V.4	Intercomparaison des TS haute résolution LANDSAT7 et ASTER sur les zones d'Auradé et Lamasquère	98
V.5	Intercomparaison des TS moyenne résolution MODIS, LANDSAT7 et ASTER sur la zone d'Auradé	99
V.6	Evolution des contenus en eau moyen sur le site de Lamasquère en juillet 2006	100
V.7	Intercomparaison des simulations de LE et TS pour l'ensemble des pixels de la zone Lamasquère	102
V.8	Carte d'occupation du sol	105
V.9	Carte d'évapotranspiration simulée par SEtHyS	106
V.10	Carte d'évapotranspiration simulée par TSEB avec un forçage ASTER	107
V.11	Carte de la température de surface simulée par SEtHyS	108
V.12	Carte de la température de surface mesurée par ASTER	109

V.13	Intercomparaison des simulations de LE de SEtHyS et TSEB par classe pour les pixels purs de la zone Lamasquère	110
V.14	Intercomparaison de la TS simulée par SEtHyS avec les données ASTER par classe pour les pixels purs de la zone Lamasquère	111
V.15	Intercomparaison des simulations de LE et TS sur la zone Lamasquère à moyenne résolution (1000m)	113
V.16	Intercomparaison des simulations de LE et TS sur la zone Lamasquère à basse résolution (4000m)	113
V.17	Impact de la prise en compte de la profondeur de sol sur la zone d'Auradé	114
V.18	Impact de l'utilisation du forçage météorologique SAFRAN sur la zone d'Auradé	116
V.19	Impact d'un biais de +20% sur les contenus en eau de la zone de Lamasquère	117
V.20	Impact d'un biais de -20% sur les contenus en eau de la zone de Lamasquère	117
V.21	Carte des irrigations obtenues avec la méthode absolue	120
V.22	Histogramme des quantités d'irrigation inversées avec la méthode absolue	120
V.23	Carte des irrigations obtenues avec la méthode relative	121
V.24	Histogramme des quantités d'irrigation inversées avec la méthode relative	121
V.25	LE mesurée et simulée sur le pixel de la station <i>in-situ</i> de Lamasquère	122
1	Synthèse des données du cycle cultural de Blé d'Auradé 2006 (partie1)	134
2	Synthèse des données du cycle cultural de Blé d'Auradé 2006 (partie2)	135
3	Synthèse des données du cycle cultural de Tournesol d'Auradé 2007 (partie1)	136
4	Synthèse des données du cycle cultural de Tournesol d'Auradé 2007 (partie2)	137
5	Synthèse des données du cycle cultural de Blé d'Auradé 2008 (partie1)	138
6	Synthèse des données du cycle cultural de Blé d'Auradé 2008 (partie2)	139
7	Synthèse des données du cycle cultural de Maïs de Lamasquère 2006 (partie1)	140
8	Synthèse des données du cycle cultural de Maïs de Lamasquère 2006 (partie2)	141
9	Synthèse des données du cycle cultural de Blé de Lamasquère 2007 (partie1)	142
10	Synthèse des données du cycle cultural de Blé de Lamasquère 2007 (partie2)	143
11	Synthèse des données du cycle cultural de Maïs de Lamasquère 2008 (partie1)	144
12	Synthèse des données du cycle cultural de Maïs de Lamasquère 2008 (partie2)	145
13	Synthèse des données du cycle cultural de Blé de Sidi Rahal 2004 (partie1)	146
14	Synthèse des données du cycle cultural de Blé de Sidi Rahal 2004 (partie2)	147
15	Architecture de la chaine de traitements pour les simulations spatialisées	194
16	Classification (majority analysis) à 100m de résolution sur la zone de Lamasquère	196
17	Profondeur à 100m de résolution sur la zone de Lamasquère	197
18	LAI à 100m de résolution sur la zone de Lamasquère	198
19	Hauteur du couvert à 100m de résolution sur la zone de Lamasquère	199
20	Classification (majority analysis) à 100m de résolution sur la zone d'Auradé	201
21	Profondeur à 100m de résolution sur la zone d'Auradé	202

22	LAI à 100m de résolution sur la zone d'Auradé	203
23	Hauteur du couvert à 100m de résolution sur la zone d'Auradé	204

Liste des tableaux

II.1 Paramètres de TSEB et valeurs standard	34
III.1 Caractéristiques des parcelles expérimentales et informations sur le climat, le sol et les cultures. L'arrosoir indique les cultures irriguées.	46
III.2 Récapitulatif des satellites, de leurs bandes spectrales, résolutions spatiales et revisites.	51
III.3 Récapitulatif des images IRT haute résolution disponibles sur la période 2006-2008	59
III.4 Erreurs attendues sur les données spatialisées	64
IV.1 Intercomparaison statistique des performances d'estimation de H et LE pour TSEB et SEtHyS (RMSE, MAPD et BIAS) en fonction de la résolution temporelle, du stade phénologique, de la culture et du climat.	70
IV.2 Intercomparaison statistique des performances d'estimation de Rn et G pour TSEB et SEtHyS (RMSE, MAPD et BIAS) en fonction de la résolution temporelle, du stade phénologique, de la culture et du climat.	70
V.1 Statistiques sur les classes d'occupation du sol pour les grilles d'Auradé (à l'Ouest) et Lamasquère (à l'Est). La grille présentée est celle de 1km de résolution correspondant à la résolution de MODIS	95
1 Jeux de paramètres utilisés pour la spatialisation de SEtHyS	205

Table des matières

Résumé	v
Abstract	vii
Remerciements	ix
Sommaire	x
I Introduction générale	1
1 Contexte général	2
1.1 L'eau sur les surfaces terrestres	2
1.1.1 Répartition et quantité	2
1.1.2 Le cycle de l'eau	2
1.1.3 Importance de l'évapotranspiration	3
1.2 Le réchauffement climatique et l'augmentation de la pression anthropique	4
1.3 Enjeux et développement durable	4
2 Contexte scientifique	5
2.1 L'apport du spatial et de la télédétection	6
2.2 Les approches de modélisation	8
3 Objectifs et plan de la thèse	10
II Modélisation des transferts d'énergie et d'eau à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère	13
1 Bilan d'énergie en surface	15
1.1 Le bilan radiatif	16
1.1.1 Les lois du rayonnement électromagnétique	16
i La loi de Planck	16
ii La loi de Stefan-Boltzmann	17
1.1.2 Bilan radiatif à l'interface SVA	18
1.2 Les échanges conductifs	19
1.3 Les échanges convectifs	19
2 Bilan hydrique	21

3	Modélisation des échanges de surface	23
3.1	Approches	23
3.2	Modèles utilisés	24
3.3	Bilan d'énergie double source	26
3.4	Le modèle TSEB	26
3.4.1	Principes	27
i	Rayonnement net R_n	28
ii	Flux de chaleur sensible H	28
iii	Résistance aérodynamique R_A	29
iv	Résistance au transfert de chaleur au dessus du sol R_S	29
v	Résistance totale de la couche limite de surface de végéta- tion R_X	30
vi	Flux de chaleur latente LE	30
vii	Flux de conduction dans le sol G	31
3.4.2	Algorithme de résolution du bilan d'énergie et du système d'équation .	31
3.4.3	Détail de la résolution du bilan d'énergie et du système d'équation pour l'agencement résistif en série	31
3.4.4	Paramètres et entrées	34
3.5	Le modèle SEtHyS	34
3.5.1	Bilan radiatif	34
3.5.2	Expression des flux de chaleur	36
3.5.3	Équations des variables pronostiques	38
3.5.4	Paramètres et entrées	39
3.5.5	La méthode d'étalonnage MCIP	39

III Mesures *in-situ* et spatialisées de l'évapotranspiration et des variables biophysiques associées

		41
1	Introduction	43
2	Zones d'études	44
3	Dispositifs expérimentaux de mesures <i>in-situ</i>	44
3.1	Sites d'Auradé et Lamasquère	44
3.2	Site R3 de Sidi Rahal	47
3.3	Mesure des caractéristiques de la végétation	47
3.4	Mesures météorologiques	49
3.5	Mesure de l'humidité du sol et du flux de chaleur dans le sol	49
3.6	Mesure de l'évapotranspiration	49
3.7	Synthèse et vue d'ensemble des données <i>in-situ</i> par cycle cultural	50
4	Données de télédétection	50
4.1	Données de télédétection dans le domaine visible	53

4.1.1	FORMOSAT-2	53
4.1.2	Données de végétation	53
4.1.3	Cartes occupation des sols	53
4.2	Mesure de la TS dans le domaine IRT	54
4.2.1	Physique de la mesure de LST par télédétection	54
4.2.2	radiomètre CNR1	55
4.2.3	LANDSAT	56
4.2.4	ASTER	57
4.2.5	MODIS	57
4.2.6	MSG	58
4.2.7	Le projet THIRSTY	58
4.3	Etat des lieux des dates et images IRT disponibles	58
5	Autres données spatialisées	58
5.1	Données météorologiques spatialisées : SAFRAN	58
5.2	Données pédologiques	60
5.2.1	Profondeur et texture	60
5.2.2	Modèle numérique de terrain	61
6	Outils de traitements	61
7	Estimation de l'incertitude des données spatialisées	61
7.1	Incertainitude sur les données météorologiques	61
7.2	Incertainitude sur les données de végétation	62
7.3	Incertainitude sur les entrées d'eau	62
7.4	Incertainitude sur la température de surface	62
IV Intercomparaison <i>in-situ</i> des modèles TSEB et SEtHyS		65
1	Introduction	67
2	Aspects méthodologiques	68
2.1	Détermination des périodes d'études	68
2.2	Détermination des périodes de stress hydrique	68
2.3	Synthèse et vue d'ensemble des données <i>in-situ</i> par cycle cultural	69
3	Synthèse des performances	69
3.1	Vue d'ensemble	69
3.2	Impact du stade phénologique	71
3.3	Impact de la culture	73
3.4	Impact du climat	73
3.5	Impact du stress hydrique	76
4	Analyses de sensibilité aux entrées	76
4.1	Analyses de sensibilité du forçage météorologique	76
4.2	Analyses de sensibilité du forçage végétation	77

4.3	Analyses de sensibilité à la TS pour TSEB	78
4.4	Analyses de sensibilité aux intrants d'eau et aux contenus en eau du sols pour SEtHyS	79
4.5	Analyses de sensibilité croisée des deux modèles au travers du lien entre la TS et le contenu en eau du sol	81
5	Analyse de sensibilité des paramètres des modèles	83
5.1	Paramètres contrôlant la transpiration du couvert végétal	83
5.2	Paramètres liés au transfert d'eau dans le sol	84
5.3	Paramètres liés au transfert radiatif	85
5.4	Compléments sur le paramètre α_{PT}	86
5.5	Influence de la "précision" des jeux de paramètres	87
6	Discussions complémentaires	88
6.1	Critique des mesures EC <i>in-situ</i> et des méthodes de fermeture du bilan d'énergie	88
6.2	Amélioration apportée par la prise en compte du LAIvert	89
7	Conclusion, critiques et perspectives	89
V	Étude spatialisée	91
1	Développement d'un outil pour l'étude spatialisée multi-résolutions	93
2	Analyses et traitements complémentaires de la base de données spatialisée	93
2.1	Présentation	93
2.2	Analyse et statistiques de la carte d'occupation des sols	95
2.3	Création des grilles multi-résolutions	96
2.4	Données végétation	96
2.5	Données IRT	97
2.5.1	Correction atmosphérique et en émissivité des données LANDSAT7	97
2.5.2	Méthodologie de correction temporelle de l'image LANDSAT7	97
2.5.3	Intercomparaison multi-résolutions des données IRT du 24 juillet 2006	98
3	Méthodes de spatialisation des modèles	99
3.1	Détermination des « entités fonctionnelles »	99
3.2	Détermination et choix des jeux de paramètres de SEtHyS	100
3.3	Initialisation des contenus en eau du sol	100
4	Intercomparaisons des simulations spatialisées de TSEB et SEtHyS	101
4.1	Overview	101
4.2	zone de Lamasquère	102
4.2.1	Analyse de l'estimation de l'ET	102
i	Observations générales	102
ii	Analyse par classe	103
4.2.2	Analyse de l'estimation de la TS	104
i	Commentaires généraux	104

ii	Analyse par classe	104
4.3	zone d'Auradé	104
4.4	Impact de la résolution spatiale	112
4.5	Bilan	112
5	Impacts de scénarii types sur la spatialisation	114
5.1	Impact de la prise en compte de la profondeur de sol	114
5.2	Impact de l'utilisation des données météorologiques SAFRAN	115
5.3	Impact de biais sur les contenus en eau initiaux	116
6	Proposition d'une méthode relative pour l'inversion de quantités d'irrigation à partir des données TS	118
6.1	Méthode absolue	118
6.2	Méthode relative	118
6.3	Résultats	119
7	Conclusion, critiques et perspectives	119
VI	Conclusion générale et perspectives	125
1	Synthèse de l'étude préliminaire <i>in-situ</i>	126
2	Synthèse de l'étude spatialisée	127
3	Perspectives	128
Annexes		131
A	Synthèse et vue d'ensemble des données <i>in-situ</i> par cycle cultural	133
B	Publication : Estimating evapotranspiration with thermal infrared data over agricultural landscapes : Comparison of a simple energy budget model and a SVAT model	148
C	Chaine de traitements pour les simulations spatialisées	193
D	Aperçu des données de forçage spatialisé à 100m	195
D.1	Zone de Lamasquère	195
D.2	Zone d'Auradé	200
E	Jeux de paramètres utilisés pour la spatialisation de SETHyS	205
Acronymes		207
Liste des symboles		209
Liste des figures		218
Liste des tableaux		219
Table des matières		219
Bibliographie		226

Bibliographie

- Nurit Agam, William P. Kustas, Martha C. Anderson, John M. Norman, Paul D. Colaizzi, Terry A. Howell, John H. Prueger, Tilden P. Meyers, and Tim B. Wilson. Application of the Priestley–Taylor Approach in a Two-Source Surface Energy Balance Model. *Journal of Hydrometeorology*, 11(1) : 185–198, feb 2010. ISSN 1525-755X. doi : 10.1175/2009JHM1124.1. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2009JHM1124.1>. 86
- Richard G. Allen. Using the FAO-56 dual crop coefficient method over an irrigated region as part of an evapotranspiration intercomparison study. *Journal of Hydrology*, 229(1-2) :27–41, mar 2000. ISSN 00221694. doi : 10.1016/S0022-1694(99)00194-8. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169499001948>. 24
- Richard G. Allen, Luis S. Pereira, Dirk Raes, and Martin Smith. Crop evapotranspiration—Guidelines for computing crop water requirements—FAO Irrigation and drainage paper 56. *FAO, Rome*, pages 1–15, 1998. URL http://www.engr.scu.edu/~emaurer/classes/ceng140_{_}watres/handouts/FAO_{_}56_{_}Evapotranspiration.pdf. 8
- Richard G. Allen, Masahiro Tasumi, and Ricardo Trezza. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC)—Model. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 133(4) :380–394, aug 2007. ISSN 0733-9437. doi : 10.1061/(ASCE)0733-9437(2007)133:4(380). URL [http://ascelibrary.org/doi/abs/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2007\)133:4\(380\)](http://ascelibrary.org/doi/abs/10.1061/(ASCE)0733-9437(2007)133:4(380)). 23
- Donny M. A. Aminou, Bernard Jacquet, and Frederick Pasternak. <title>Characteristics of the Meteosat Second Generation (MSG) radiometer/imager : SEVIRI</title>. pages 19–31, dec 1997. doi : 10.1117/12.298084. URL <http://proceedings.spiedigitallibrary.org/proceeding.aspx?articleid=932561>. 58
- Martha C. Anderson, John M. Norman, Tilden P. Meyers, and George R. Diak. An analytical model for estimating canopy transpiration and carbon assimilation fluxes based on canopy light-use efficiency. *Agricultural and Forest Meteorology*, 101(4) :265–289, apr 2000. ISSN 01681923. doi : 10.1016/S0168-1923(99)00170-7. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0168192399001707>. 26

- Martha C. Anderson, William P. Kustas, and John M. Norman. Upscaling and downscaling—A regional view of the soil–plant–atmosphere continuum. *Agronomy Journal*, 95(6) :1408–1423, 2003. ISSN 00021962. URL <https://www.crops.org/publications/aj/abstracts/95/6/1408><http://agron.scijournals.org/cgi/content/abstract/95/6/1408>. 26
- Martha C. Anderson, John M. Norman, William P. Kustas, Fuqin Li, John H. Prueger, and John R. Mecikalski. Effects of Vegetation Clumping on Two–Source Model Estimates of Surface Energy Fluxes from an Agricultural Landscape during SMACEX. *Journal of Hydrometeorology*, 6(6) :892–909, dec 2005. ISSN 1525-755X. doi : 10.1175/JHM465.1. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JHM465.1>. 28
- Martha C. Anderson, John M. Norman, John R. Mecikalski, Jason A. Otkin, and William P. Kustas. 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*, 112 (D10) :D10117, may 2007. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2006JD007506. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2007/2006JD007506.shtml>. 86
- Martha C. Anderson, William P. Kustas, John M. Norman, Christopher R. Hain, John R. Mecikalski, L. Schultz, M. P. González-Dugo, C. Cammalleri, G. D’Urso, A. Pimstein, and F. Gao. Mapping daily evapotranspiration at field to continental scales using geostationary and polar orbiting satellite imagery. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(1) :223–239, jan 2011. ISSN 1607-7938. doi : 10.5194/hess-15-223-2011. URL <http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/15/223/2011/>. 26
- MC Anderson, JM Norman, and GR Diak. A two-source time-integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 60(2) :195–216, may 1997. ISSN 00344257. doi : 10.1016/S0034-4257(96)00215-5. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425796002155><http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425796002155>. 25, 71
- M Aubinet, A Grelle, A Ibrom, U Rannik, J Moncrieff, T Foken, A S Kowalski, P H Martin, P Berbigier, C Bernhofer, R Clement, J Elbers, A Granier, T Grunwald, K Morgenstern, K Pilegaard, C Rebmann, W Snijders, R Valentini, and T Vesala. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests : The EUROFLUX methodology. *Advances In Ecological Research*, 30(C) :113–175, 2000. ISSN 00652504. doi : 10.1016/S0065-2504(08)60018-5. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/B7CT4-4S9FXK6-7/2/58452452609b17bb0c0af17c132209f9>. 50
- Marc Aubinet. Eddy covariance CO₂ flux measurements in nocturnal conditions : An analysis of the problem. *Ecological Applications*, 18(6) :1368–1378, sep 2008. ISSN 10510761. doi : 10.1890/06-1336.1. URL <http://www.esajournals.org/doi/abs/10.1890/06-1336.1>. 50
- Simon Baillarin, Patrick Gigord, and Olivier Hagolle. Automatic Registration of Optical Images, a Stake for Future Missions : Application to Ortho-Rectification, Time Series and Mosaic Products.

In *IGARSS 2008 - 2008 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, pages II–1112–II–1115. IEEE, 2008. ISBN 978-1-4244-2807-6. doi : 10.1109/IGARSS.2008.4779194. URL <http://ieeexplore.ieee.org/lpdocs/epic03/wrapper.htm?arnumber=4779194>. 53

Dennis Baldocchi. A comparative study of mass and energy exchange over a closed C3 (wheat) and an open C4 (corn) canopy : I. The partitioning of available energy into latent and sensible heat exchange. *Agricultural and Forest Meteorology*, 67(3-4) :191–220, jan 1994. ISSN 01681923. doi : 10.1016/0168-1923(94)90003-5. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0168192394900035>. 86

JT Ball. *An analysis of stomatal conductance*. PhD thesis, Stanford, 1988. URL <http://dge.stanford.edu/publications/berry/AnnRev2012/1988Ball.pdf>. 38

Brian W. Barrett, Edward Dwyer, and Pádraig Whelan. Soil Moisture Retrieval from Active Spaceborne Microwave Observations : An Evaluation of Current Techniques. *Remote Sensing*, 1(3) :210–242, jul 2009. ISSN 2072-4292. doi : 10.3390/rs1030210. URL <http://www.mdpi.com/2072-4292/1/3/210/>. 82

W.G.M. Bastiaanssen, M. Menenti, R.A. Feddes, and A.A.M. Holtslag. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. *Journal of Hydrology*, 212-213 :198–212, dec 1998. ISSN 00221694. doi : 10.1016/S0022-1694(98)00253-4. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169498002534>. 23

L. A. Bastidas, H. V. Gupta, S. Sorooshian, W. J. Shuttleworth, and Z. L. Yang. Sensitivity analysis of a land surface scheme using multicriteria methods. *Journal of Geophysical Research*, 104(D16) : 19481, aug 1999. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/1999JD900155. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/1999JD900155>. 40

F. Baup, R. Fieuzal, C. Marais-Sicre, J-F. Dejoux, V. le Dantec, P. Mordelet, M. Claverie, O. Hagolle, A. Lopes, P. Keravec, E. Ceschia, A. Mialon, and R. Kidd. MCM'10 : An experiment for satellite multi-sensors crop monitoring from high to low resolution observations. In *2012 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, pages 4849–4852. IEEE, jul 2012. ISBN 978-1-4673-1159-5. doi : 10.1109/IGARSS.2012.6352527. URL <http://ieeexplore.ieee.org/lpdocs/epic03/wrapper.htm?arnumber=6352527>. 128

François Becker and Zhao-Liang Li. Temperature-independent spectral indices in thermal infrared bands. *Remote Sensing of Environment*, 32(1) :17–33, apr 1990. ISSN 00344257. doi : 10.1016/0034-4257(90)90095-4. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0034425790900954>. 27

François Becker and Zhao Liang Li. Surface temperature and emissivity at various scales : Definition, measurement and related problems. *Remote Sensing Reviews*, 12(3-4) :225–253, jan 1995. ISSN

0275-7257. doi : 10.1080/02757259509532286. URL <http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/02757259509532286>. 54

R. Bernard, J. V. Soares, and D. Vidal-Madjar. Differential Bare Field Drainage Properties From Airborne Microwave Observations. *Water Resources Research*, 22(6) :869–875, jun 1986. ISSN 00431397. doi : 10.1029/WR022i006p00869. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/WR022i006p00869>. 37

Pierre Béziat, Eric Ceschia, and Gérard Dedieu. Carbon balance of a three crop succession over two cropland sites in South West France. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149(10) :1628–1645, oct 2009. ISSN 01681923. doi : 10.1016/j.agrformet.2009.05.004. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S016819230900118X>. 44, 48, 50

Chandrakant M. Bhumralkar. Numerical Experiments on the Computation of Ground Surface Temperature in an Atmospheric General Circulation Model. *Journal of Applied Meteorology*, 14(7) : 1246–1258, oct 1975. ISSN 0021-8952. doi : 10.1175/1520-0450(1975)014<1246:NEOTCO>2.0.CO;2. URL [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0450\(1975\)014<1246:NEOTCO>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0450(1975)014<1246:NEOTCO>2.0.CO;2). 38

R. Bindlish, William P. Kustas, Andrew N. French, George R. Diak, and John R. Mecikalski. Influence of near-surface soil moisture on regional scale heat fluxes : model results using microwave remote sensing data from SGP97. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(8) :1719–1728, 2001. ISSN 01962892. doi : 10.1109/36.942550. URL <http://ieeexplore.ieee.org/lpdocs/epic03/wrapper.htm?arnumber=942550>. 24, 26, 86

Jean-Noël Biraben. L'évolution du nombre des hommes. *POPULATION ET SOCIÉTÉS, bulletin mensuel d'information de l'Institut national d'études démographiques*, 394, 2003. URL <http://www.ined.fr/fichier/s{ }rubrique/211/publi{ }pdf1{ }pop{ }et{ }soc{ }français{ }394.fr.pdf>. 4

AK Blackadar. Modeling the nocturnal boundary layer. In *Proceedings of the Third Symposium on Atmospheric Turbulence, Diffusion and Air Quality.*, number Proceedings of the Third Symposium on Atmospheric Turbulence, Diffusion and Air Quality, pages 46–49, Raleigh, 1976. American Meteorological Society. 38

Gilles Boulet, A. Chehbouni, P. Gentine, Benoît Duchemin, J. Ezzahar, and R. Hadria. Monitoring water stress using time series of observed to unstressed surface temperature difference. *Agricultural and Forest Meteorology*, 146(3-4) :159–172, oct 2007. ISSN 01681923. doi : 10.1016/j.agrformet.2007.05.012. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0168192307001487>. 68

I Braud, AC Dantas-Antonino, M Vauclin, J.L. Thony, and P. Ruelle. A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification. *Journal of Hydrology*, 166(3-4) :

213–250, apr 1995. ISSN 00221694. doi : 10.1016/0022-1694(94)05085-C. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/002216949405085C>. 24

Nadine Brisson and Frédéric Levraut. *Changement climatique, agriculture et forêt en France : simulations d'impacts sur les principales espèces. Le Livre Vert du projet CLIMATOR*. 2010. URL http://www.cerfacs.fr/~page/publications/livre{}_vert{}_climator/livre{}_vert{}_climator.pdf. 4

D. Brunt. Notes on radiation in the atmosphere. I. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 58(247) :389–420, sep 1932. ISSN 00359009. doi : 10.1002/qj.49705824704. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/qj.49705824704>. 18

W Brutsaert. *Evaporation into the Atmosphere : Theory, History and Applications*, volume 1. Springer, 1982. ISBN 9027712476. 29

Wilfried Brutsaert. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resources Research*, 11(5) :742–744, oct 1975. ISSN 00431397. doi : 10.1029/WR011i005p00742. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/1975/WR011i005p00742.shtml><http://doi.wiley.com/10.1029/WR011i005p00742>. 18

Toby N. Carlson and David A. Ripley. On the relation between NDVI, fractional vegetation cover, and leaf area index. *Remote Sensing of Environment*, 62(3) :241–252, dec 1997. ISSN 00344257. doi : 10.1016/S0034-4257(97)00104-1. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425797001041>. 97

D. Carrer, S. Lafont, J.-L. Roujean, J.-C. Calvet, C. Meurey, P. Le Moigne, and I. F. Trigo. Incoming Solar and Infrared Radiation Derived from METEOSAT : Impact on the Modeled Land Water and Energy Budget over France. *Journal of Hydrometeorology*, 13(2) :504–520, apr 2012. ISSN 1525-755X. doi : 10.1175/JHM-D-11-059.1. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JHM-D-11-059.1>. 61

Fabio Castelli, Dara Entekhabi, and Enrica Caporali. Estimation of surface heat flux and an index of soil moisture using adjoint-state surface energy balance. *Water Resources Research*, 35(10) :3115–3125, oct 1999. ISSN 00431397. doi : 10.1029/1999WR900140. URL <http://www.agu.org/journals/wr/wr9910/1999WR900140/pdf/1999WR900140.pdf>. 24

Jaouad Chadli. Mise en place d ' une chaine de traitement de données Landsat 5 & 7 dans la bande thermique. Technical report, 2011. 97

A. Chehbouni, R. Escadafal, Benoit Duchemin, Gilles Boulet, Vincent Simonneaux, G. Dedieu, B. Mougnot, S. Khabba, H. Kharrou, P Maisongrande, Olivier Merlin, A. Chaponniere, J. Ezzahar, S. Er-Raki, J. Hoedjes, R. Hadria, A. Abourida, A. Cheggour, F. Raibi, A. Boudhar, I. Benhadj, L. Hanich, A. Benkaddour, N. Guemouria, A.H. Chehbouni, A. Lahrouni, Albert Oliosio, Frédéric Jacob, D.G.

- Williams, and J.A. Sobrino. An integrated modelling and remote sensing approach for hydrological study in arid and semi-arid regions : the SUDMED Programme. *International Journal of Remote Sensing*, 29(17-18) :5161–5181, 2008. ISSN 01431161. doi : 10.1080/01431160802036417. URL <http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/01431160802036417>. 47
- F. Chen, K.E. Mitchell, and J. Schaake. Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations. *Journal of Geophysical Research*, 101(1) :7251–7268, 1996. URL <ftp://ftp.biosfera.dea.ufv.br/users/francisca/Franciz/papers/Chenet.al.JGR1996.pdf>. 24
- J. Chirouze, G. Boulet, L. Jarlan, R. Fieuzal, J. C. Rodriguez, J. Ezzahar, S. Er-Raki, G. Bigeard, O. Merlin, J. Garatuza-Payan, C. Watts, and G. Chehbouni. Inter-comparison of four remote sensing based surface energy balance methods to retrieve surface evapotranspiration and water stress of irrigated fields in semi-arid climate. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 10(1) : 895–963, jan 2013. ISSN 1812-2116. doi : 10.5194/hessd-10-895-2013. URL <http://www.hydrol-earth-syst-sci-discuss.net/10/895/2013/>. 24
- J. Chirouze, G. Boulet, L. Jarlan, R. Fieuzal, J. C. Rodriguez, J. Ezzahar, S. Er-Raki, G. Bigeard, O. Merlin, J. Garatuza-Payan, C. Watts, and G. Chehbouni. 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, mar 2014. ISSN 1607-7938. doi : 10.5194/hess-18-1165-2014. URL <http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/18/1165/2014/>. 9, 11, 25
- Minha Choi, William P. Kustas, Martha C. Anderson, Richard G. Allen, Fuqin Li, and Jeppe H. Kjaersgaard. 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, dec 2009. ISSN 01681923. doi : 10.1016/j.agrformet.2009.07.002. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0168192309001671>. 11, 24
- Bhaskar J. Choudhury, Nicolo E. DiGirolamo, Joel Susskind, Wayne L. Darnell, Shashi K. Gupta, and Ghassem Asrar. A biophysical process-based estimate of global land surface evaporation using satellite and ancillary data II. Regional and global patterns of seasonal and annual variations. *Journal of Hydrology*, 205(3-4) :186–204, mar 1998. ISSN 00221694. doi : 10.1016/S0022-1694(97)00149-2. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169497001492>. 3
- B.J Choudhury, S Idso, and R Reginato. Analysis of an empirical model for soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infrared-temperature based energy balance equation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 39(4) :283–297, apr 1987. ISSN 01681923. doi : 10.1016/0168-1923(87)90021-9. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0168192387900219>. 31, 85

- Martin Claverie, Valérie Demarez, Benoît Duchemin, Olivier Hagolle, Danielle Ducrot, Claire Marais-Sicre, Jean-François Dejoux, Mireille Huc, Pascal Keravec, Pierre Béziat, Remy Fieuzal, Eric Ceschia, and Gérard Dedieu. Maize and sunflower biomass estimation in southwest France using high spatial and temporal resolution remote sensing data. *Remote Sensing of Environment*, 124 :844–857, sep 2012. ISSN 00344257. doi : 10.1016/j.rse.2012.04.005. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425712001678>. 53
- P D Colaizzi, Nurit Agam, J A Tolk, S R Evett, T A Howell, P H Gowda, S A O’Shaughnessy, W P Kustas, and M C Anderson. Two-source energy balance model to calculate E, T, and ET : Comparison of Priestley-Taylor and Penman-Monteith formulations and two time scaling methods. *Transactions of the ASABE*, 57 :479–498, 2014. doi : 10.13031/trans.57.10423. 87
- Paul D. Colaizzi, William P. Kustas, Martha C. Anderson, Nurit Agam, Judy A. Tolk, Steven R. Evett, Terry A. Howell, Prasanna H. Gowda, and Susan A. O’Shaughnessy. Two-source energy balance model estimates of evapotranspiration using component and composite surface temperatures. *Advances in Water Resources*, 50 :134–151, dec 2012. ISSN 03091708. doi : 10.1016/j.advwatres.2012.06.004. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0309170812001546>. 86
- GJ Collatz, JT Ball, C Grivet, and JA Berry. Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration : a model that includes a laminar boundary layer. *Agricultural and Forest Meteorology*, 54 :107–136, 1991. doi : 10.1016/0168-1923(91)90002-8. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0168192391900028>. 37, 38
- GJ Collatz, M Ribas-Carbo, and JA Berry. Coupled Photosynthesis-Stomatal Conductance Model for Leaves of C4 Plants. *Australian Journal of Plant Physiology*, 19(5) :519, 1992. ISSN 0310-7841. doi : 10.1071/PP9920519. URL <http://www.publish.csiro.au/?paper=PP9920519>. 37
- Benoit Coudert. *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*. PhD thesis, Université de Versailles Saint Quentin, 2006. 40, 71
- Benoit Coudert, Catherine Ottlé, Brice Boudevillain, Jérôme Demarty, and Pierre Guillevic. Contribution of Thermal Infrared Remote Sensing Data in Multiobjective Calibration of a Dual-Source SVAT Model. *Journal of Hydrometeorology*, 7(3) :404–420, jun 2006. ISSN 1525-755X. doi : 10.1175/JHM503.1. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JHM503.1>. v, vii, 11, 24
- Benoit Coudert, C Otle, B. Boudevillain, C. Guerin, B. de Solan, D. Boisgontier, O. Deudon, J. Testud, E. Moreau, E. Lebouar, and A. Oliso. Use of geostationary satellite thermal infrared data to monitor surface exchanges at local scale over heterogeneous landscape : Application to meteosat 8 data. In *2007 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, pages 4386–4389. IEEE, 2007. ISBN 978-1-4244-1211-2. doi : 10.1109/IGARSS.2007.4423825.

URL [http://ieeexplore.ieee.org/xpls/abs_{_}all.jsp?arnumber=4423825](http://ieeexplore.ieee.org/xpls/abs/_all.jsp?arnumber=4423825)
<http://ieeexplore.ieee.org/lpdocs/epic03/wrapper.htm?arnumber=4423825>. 24, 25, 40

Benoit Coudert, Catherine Ottlé, and Xavier Briottet. Monitoring land surface processes with thermal infrared data : Calibration of SVAT parameters based on the optimisation of diurnal surface temperature cycling features. *Remote Sensing of Environment*, 112(3) :872–887, mar 2008. ISSN 00344257. doi : 10.1016/j.rse.2007.06.024. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425707003926>. 24, 25, 40

P. Crebassol, J.-P. Lagouarde, and S. Hook. Thirsty thermal infrared spatial system. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, pages 3021 – 3024, Quebec city, 2014. IEEE. doi : <http://dx.doi.org/10.1109/IGARSS.2014.6947113>. 7

W. T. Crow. Multiobjective calibration of land surface model evapotranspiration predictions using streamflow observations and spaceborne surface radiometric temperature retrievals. *Journal of Geophysical Research*, 108(D23) :4725, 2003. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2002JD003292. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2002JD003292>. 24

Wade T. Crow and Eric F. Wood. remotely sensed soil brightness temperature imagery into a land surface model using ensemble Kalman filtering : A case study based on ESTAR measurements during. *Advances in Water Resources*, 26(2003) :137–149, 2003a. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S030917080200088X>. 24

Wade T Crow and Eric F Wood. The assimilation of remotely sensed soil brightness temperature imagery into a land surface model using Ensemble Kalman filtering : a case study based on ESTAR measurements during SGP97. *Advances in Water Resources*, 26(2) :137–149, feb 2003b. ISSN 03091708. doi : 10.1016/S0309-1708(02)00088-X. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S030917080200088X>. 24

Wade T. Crow, Fuqin Li, and William P. Kustas. Intercomparison of spatially distributed models for predicting surface energy flux patterns during SMACEX. *Journal of hydrometeorology*, 6 :941–953, 2005. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/JHM468.1>. 8, 9, 23, 25, 83, 90, 125

Aiguo Dai. Drought under global warming : a review. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, 2(1) :45–65, jan 2011. ISSN 17577780. doi : 10.1002/wcc.81. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/wcc.81>. 44

DeA de Vries. *Thermal properties of soils*, volume 1. Amsterdam, New Holland, 382p, 1963. 38

J. W. Deardorff. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research*, 83(C4) :1889, 1978. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/JC083iC04p01889. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/1978/JC083iC04p01889.shtml>. 34, 37, 38

- J Demarty, C Ottlé, I Braud, A Olioso, J.P Frangi, L.A Bastidas, and H.V Gupta. Using a multiobjective approach to retrieve information on surface properties used in a SVAT model. *Journal of Hydrology*, 287(1-4) :214–236, feb 2004. ISSN 00221694. doi : 10.1016/j.jhydrol.2003.10.003. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169403004177>. 40
- Jerome Demarty, Catherine Otle, Christophe Francois, Isabelle Braud, and Jean-Pierre Frangi. Effect of aerodynamic resistance modelling on SiSPAT-RS simulated surface fluxes. *Agronomie*, 22(6) :641–650, sep 2002. ISSN 0249-5627. doi : 10.1051/agro:2002052. URL <http://www.edpsciences.org/10.1051/agro:2002052>. 40
- Jerome Demarty, Catherine Ottlé, Isabelle Braud, Albert Olioso, Jean Pierre Frangi, Hoshin V. Gupta, and Luis A. Bastidas. 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, 2005. ISSN 0043-1397. doi : 10.1029/2004WR003695. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2005/2004WR003695.shtml>. 40
- Paul A Dirmeyer, Xiang Gao, Mei Zhao, Zhichang Guo, Taikan Oki, and Naota Hanasaki. *The second Global Soil Wetness Project (GSWP-2) : Multi-model analysis and implications for our perception of the land surface*, volume 185. Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies, 2005. 3
- A. J. Dolman, L. Tolck, R. Ronda, J. Noilhan, C. Sarrat, A. Brut, B. Pignatelli, P. Durand, A. Butet, N. Jarosz, Y. Brunet, D. Loustau, E. Lamaud, F. Miglietta, B. Gioli, V. Magliulo, M. Esposito, C. Gerbig, S. Körner, P. Glademard, M. Ramonet, P. Ciais, B. Neininger, R. W. A. Hutjes, J. A. Elbers, R. Macatangay, O. Schrems, G. Pérez-Landa, M. J. Sanz, Y. Scholz, G. Facon, E. Ceschia, and P. Beziat. The CarboEurope Regional Experiment Strategy. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(10) :1367–1379, oct 2006. ISSN 0003-0007. doi : 10.1175/BAMS-87-10-1367. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/BAMS-87-10-1367>. 129
- H. Douville. Validation and sensitivity of the global hydrologic budget in stand-alone simulations with the ISBA land-surface scheme. *Climate Dynamics*, 14(3) :151–172, mar 1998. ISSN 0930-7575. doi : 10.1007/s003820050215. URL <http://www.springerlink.com/openurl.asp?genre=article&id=doi:10.1007/s003820050215>. 68
- J. Dozier. A generalized split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from space. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34(4) :892–905, jul 1996. ISSN 01962892. doi : 10.1109/36.508406. URL <http://ieeexplore.ieee.org/lpdocs/epic03/wrapper.htm?arnumber=508406>. 55
- Benoît Duchemin, R. Hadria, S. Erraki, Gilles Boulet, P. Maisongrande, A. Chehbouni, R. Escadafal, J. Ezzahar, J.C.B. Hoedjes, M.H. Kharrou, S. Khabba, B. Mougenot, Albert Olioso, J.-C. Rodriguez, and Vincent Simonneaux. Monitoring wheat phenology and irrigation in Central Morocco : On

the use of relationships between evapotranspiration, crops coefficients, leaf area index and remotely-sensed vegetation indices. *Agricultural Water Management*, 79(1) :1–27, jan 2006. ISSN 03783774. doi : 10.1016/j.agwat.2005.02.013. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0378377405001046>. 45, 48

Y. ; Durand, E. ; Brun, L. ; Mérindol, G. ; Guyomarc'h, B. ; Lesaffre, and E. Martin. A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Annals of Glaciology*, 18 :65–71, 1993. 58

S Er-Raki, A Chehbouni, N Guemouria, B Duchemin, J Ezzahar, and R Hadria. Combining FAO-56 model and ground-based remote sensing to estimate water consumptions of wheat crops in a semi-arid region. *Agricultural Water Management*, 87(1) :41–54, 2007. ISSN 03783774. doi : 10.1016/j.agwat.2006.02.004. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S037837740600045X>. 45

Werner Eugster, J.P. McFadden, and F.S. Chapin. A comparative approach to regional variation in surface fluxes using mobile eddy correlation towers. *Boundary-Layer Meteorology*, pages 293–307, 1997. URL <http://www.springerlink.com/index/V83P5125Q4G68741.pdf>. 50, 68, 71

J. S. Famiglietti and E. F. Wood. Multiscale modeling of spatially variable water and energy balance processes. *Water Resources Research*, 30(11) :3061–3078, nov 1994. ISSN 00431397. doi : 10.1029/94WR01498. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/94WR01498>. 83, 90

G. D. Farquhar, S. Caemmerer, and J. A. Berry. A biochemical model of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C₃ species. *Planta*, 149(1) :78–90, jun 1980. ISSN 0032-0935. doi : 10.1007/BF00386231. URL <http://link.springer.com/article/10.1007/BF00386231><http://link.springer.com/10.1007/BF00386231>. 38

Morgan ; Ferlicoq, Eric ; Ceschia, Aurore ; Brut, and Tiphaine Tallec. Quantifying the effect of crops surface albedo variability on GHG budgets in a life cycle assessment approach : methodology and results. In *EGU General Assembly*, Vienna, 2013. COPERNICUS. 85

Rémy Fieuzal, Frédéric Baup, and Claire Marais-Sicre. Monitoring Wheat and Rapeseed by Using Synchronous Optical and Radar Satellite Data—From Temporal Signatures to Crop Parameters Estimation. *Advances in Remote Sensing*, 02(02) :162–180, 2013. ISSN 2169-267X. doi : 10.4236/ars.2013.22020. URL <http://www.scirp.org/journal/PaperDownload.aspx?DOI=10.4236/ars.2013.22020>. 97, 101, 129

Thomas Foken. The energy balance closure problem : An overview. *Ecological Applications*, 18(6) : 1351–1367, sep 2008. ISSN 1051-0761. doi : 10.1890/06-0922.1. URL <http://www.esajournals.org/doi/abs/10.1890/06-0922.1>. 50, 71

C François. The potential of directional radiometric temperatures for monitoring soil and leaf temperature and soil moisture status. *Remote Sensing of Environment*, 80(1) :122–133, apr 2002. ISSN

00344257. doi : 10.1016/S0034-4257(01)00293-0. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425701002930>. 25, 28, 34

Stewart W. Franks and Keith J. Beven. Conditioning a multiple-patch SVAT Model using uncertain time-space estimates of latent heat fluxes as inferred from remotely sensed data. *Water Resources Research*, 35(9) :2751, 1999. ISSN 0043-1397. doi : 10.1029/1999WR900108. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/1999/1999WR900108.shtml>. 9

Andrew N. French. *Scaling of surface energy fluxes using remotely sensed data*. PhD thesis, University of Maryland, 2001. URL <http://adsabs.harvard.edu/abs/2001PhDT.....103F..31>

Andrew N. French, Thomas J. Schmugge, William P. Kustas, Kaye L. Brubaker, and John Prueger. Surface energy fluxes over El Reno, Oklahoma, using high-resolution remotely sensed data. *Water Resources Research*, 39(6) :n/a–n/a, jun 2003. ISSN 00431397. doi : 10.1029/2002WR001734. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2002WR001734>. 103

Andrew N. French, Frédéric Jacob, Martha C. Anderson, William P. Kustas, Wim J. Timmermans, A. Gieske, Z. Su, H. Su, Matthew F. McCabe, and Fuqin Li. 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, 2005a. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6V-4GP1VM2-3/2/8b4703da73ae386884eea21078865f92>. 11, 24, 25, 71

Andrew N. French, Frédéric Jacob, Martha C. Anderson, William P. Kustas, Wim J. Timmermans, A. Gieske, Z. Su, H. Su, Matthew F. McCabe, and Fuqin Li. 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, 2005b. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6V-4GP1VM2-3/2/8b4703da73ae386884eea21078865f92>. 11

Yanchun Gao and Di Long. Intercomparison of remote sensing based models for estimation of evapotranspiration and accuracy assessment based on SWAT. *Hydrological Processes*, 4869(July) :4850–4869, 2008. doi : 10.1002/hyp. URL <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/hyp.7104/abstract>. 24, 25

Pierre Gentine, Dara Entekhabi, Abdelghani Chehbouni, Gilles Boulet, and Benoît Duchemin. Analysis of evaporative fraction diurnal behaviour. *Agricultural and Forest Meteorology*, 143(1-2) :13–29, mar 2007. ISSN 01681923. doi : 10.1016/j.agrformet.2006.11.002. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S016819230600339X>. 24

MT Van Genuchten. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America ...*, 44 :892–898, 1980. URL <https://dl.sciencesocieties.org/publications/sssaj/abstracts/44/5/SS0440050892>. 38, 84

- Pierre Gevaert. *Alerte aux vivants et à ceux qui veulent le rester : pour une renaissance agraire*. Paris, ellébore edition, 2006. 5
- Allan Gillespie, S. Rokugawa, T. Matsunaga, J.S. Cothern, Simon Hook, and A.B. Kahle. A temperature and emissivity separation algorithm for Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) images. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(4) :1113–1126, jul 1998. ISSN 01962892. doi : 10.1109/36.700995. URL <http://ieeexplore.ieee.org/lpdocs/epic03/wrapper.htm?arnumber=700995>. 55, 62
- J Goudriaan. *Crop micrometeorology : a simulation study*. PhD thesis, Wageningen, NL, Wageningen, 1977. URL <http://edepot.wur.nl/166537>. 30
- Samuel N. Goward, Jeffrey G. Masek, Darrel L. Williams, James R. Irons, and R.J. Thompson. The Landsat 7 mission. *Remote Sensing of Environment*, 78(1-2) :3–12, oct 2001. ISSN 00344257. doi : 10.1016/S0034-4257(01)00262-0. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425701002620>. 57
- John Grace. Some effects of wind on plants. In *Grace, J., Ford, E, D., Jarvis, P, G ed (s). Plants and their atmospheric environment [21st Symp. Brit. Ecol. Soc., Edinburgh 1979] Blackwell : Oxford, etc*, pages 31–56, 1981. 30
- Pierre C. Guillevic, Jeffrey L. Privette, Benoit Coudert, Michael A. Palecki, Jerome Demarty, Catherine Ottlé, and John A. Augustine. Land Surface Temperature product validation using NOAA’s surface climate observation networks—Scaling methodology for the Visible Infrared Imager Radiometer Suite (VIIRS). *Remote Sensing of Environment*, 124 :282–298, sep 2012. ISSN 00344257. doi : 10.1016/j.rse.2012.05.004. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425712002076>. 40
- Gérard Guyot. *Climatologie de l’environnement*. Dunod, 1999. ISBN 2100044419. 85
- O. Hagolle, G. Dedieu, B. Mougenot, V. Debaecker, B. Duchemin, and A. Meygret. Correction of aerosol effects on multi-temporal images acquired with constant viewing angles : Application to Formosat-2 images. *Remote Sensing of Environment*, 112(4) :1689–1701, apr 2008. ISSN 00344257. doi : 10.1016/j.rse.2007.08.016. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425707004130>. 53
- O. Hagolle, M. Huc, D. Villa Pascual, and G. Dedieu. A multi-temporal method for cloud detection, applied to FORMOSAT-2, VEN μ S, LANDSAT and SENTINEL-2 images. *Remote Sensing of Environment*, 114(8) :1747–1755, aug 2010. ISSN 00344257. doi : 10.1016/j.rse.2010.03.002. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425710000908>. 53
- Christopher R. Hain, Wade T. Crow, John R. Mecikalski, Martha C. Anderson, and Thomas Holmes. An intercomparison of available soil moisture estimates from thermal infrared and passive microwave remote sensing and land surface modeling. *Journal of Geophysical Research*, 116(D15) :1–18,

aug 2011. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2011JD015633. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2011/2011JD015633.shtml>. 26, 82

Christopher R. Hain, Wade T. Crow, Martha C. Anderson, and John R. Mecikalski. An ensemble Kalman filter dual assimilation of thermal infrared and microwave satellite observations of soil moisture into the Noah land surface model. *Water Resources Research*, 48(11) :n/a–n/a, nov 2012. ISSN 00431397. doi : 10.1029/2011WR011268. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2011WR011268>. 24

Forrest G Hall, Karl F Huemmrich, Scott J Goetz, Piers J Sellers, and Jaime E Nickeson. Satellite remote sensing of surface energy balance - Success, failures, and unresolved issues in FIFE. *Journal of Geophysical Research*, 97(D17) :19061–19089, 1992. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/1992/92JD02189.shtml>. 62

A. Henderson-Sellers, P. Irannejad, K. McGuffie, and A.J. Pitman. Predicting land-surface climates-better skill or moving targets? *Geophysical Research Letters*, 30(14) :1777, 2003. ISSN 0094-8276. doi : 10.1029/2003GL017387. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2003/2003GL017387.shtml>. 25

Soufiane Idbraim. *Méthodes d'extraction de l'information spatiale et de classification en imagerie de télédétection : Applications à la cartographie thématique de la région d'Agadir (Maroc)*. PhD thesis, Université Toulouse III - Paul Sabatier, 2009. URL <http://thesesups.ups-tlse.fr/553/>. 53

IPCC. Climate Change 2007 : An Assessment of the Intergovernmental Panel on Climate Change. (November), 2007. 4

IPCC. Climate Change 2014 : Mitigation of Climate Change. (April), 2014. URL <http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg3/>. 4

Scott Jasechko, Zachary D Sharp, John J Gibson, S Jean Birks, Yi Yi, and Peter J Fawcett. Terrestrial water fluxes dominated by transpiration. *Nature*, 496(7445) :347–50, apr 2013. ISSN 1476-4687. doi : 10.1038/nature11983. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/23552893>. 3

Y H Kerr, P Waldteufel, J P Wigneron, J Martinuzzi, J Font, and M Berger. Soil moisture retrieval from space : the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) mission, 2001. ISSN 01962892. URL <http://ieeexplore.ieee.org/lpdocs/epic03/wrapper.htm?arnumber=942551>. 7

Yann H Kerr, Philippe Waldteufel, Jean-Pierre Wigneron, Steven Delwart, François Cabot, Jacqueline Boutin, Maria-Jose Escorihuela, Jordi Font, Nicolas Reul, Claire Gruhier, Silvia Enache Juglea, Mark R Drinkwater, Achim Hahne, Manuel Martin-Neira, and Susanne Mecklenburg. The SMOS Mission : New Tool for Monitoring Key Elements of the Global Water Cycle. *Proceedings of the IEEE*, 98(5) :666–687, may 2010. ISSN 0018-9219. doi : 10.1109/JPROC.2010.2043032. URL <http://ieeexplore.ieee.org/lpdocs/epic03/wrapper.htm?arnumber=5446359>. 7

- Kipp & Zonen. CNR1 Net Radiometer Instruction Manual. URL <http://s.campbellsci.com/documents/us/manuals/cnr1.pdf>. 55
- William Kustas and Martha Anderson. Advances in thermal infrared remote sensing for land surface modeling. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149(12) :2071–2081, dec 2009. ISSN 01681923. doi : 10.1016/j.agrformet.2009.05.016. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0168192309001439>. 9, 25
- William P. Kustas and John M. Norman. A two-source approach for estimating turbulent fluxes using multiple angle thermal infrared observations. *Water Resources Research*, 33(6) :1495–1508, 1997. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/1997/97WR00704.shtml>. 25, 86
- William P. Kustas and John M. Norman. 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, apr 1999. ISSN 01681923. doi : 10.1016/S0168-1923(99)00005-2. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0168192399000052><http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0168192399000052>. 28, 31, 71
- William P. Kustas and John M. Norman. Evaluating the effects of subpixel heterogeneity on pixel average fluxes. *Remote Sensing of Environment*, 342(February 1999) :327–342, 2000. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425799000814>. 28, 86
- W.P Kustas, B.J Choudhury, M.S Moran, R.J Reginato, R.D Jackson, L.W Gay, and H.L Weaver. Determination of sensible heat flux over sparse canopy using thermal infrared data. *Agricultural and Forest Meteorology*, 44(3-4) :197–216, jan 1989. ISSN 01681923. doi : 10.1016/0168-1923(89)90017-8. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0168192389900178>. 18
- Jean-pierre Lagouarde, Michel Bach, José A Sobrino, Gilles Boulet, Xavier Briottet, Selma Cherchali, Benoit Coudert, Isabelle Dadou, Gérard Dedieu, Philippe Gamet, Olivier Hagolle, Frédéric Jacob, Françoise Nerry, Albert Olioso, Catherine Ottlé, Jean-louis Roujean, and Guy Fargant. The MISTI-GRI thermal infrared project : scientific objectives and mission specifications. *International Journal of Remote Sensing*, 34(9-10) :3437–3466, may 2013. ISSN 0143-1161. doi : 10.1080/01431161.2012.716921. URL <http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/01431161.2012.716921>. 7, 58
- Fuqin Li. Deriving land surface temperature from Landsat 5 and 7 during SMEX02/SMACEX. *Remote Sensing of Environment*, 92(4) :521–534, sep 2004. ISSN 00344257. doi : 10.1016/j.rse.2004.02.018. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425704001877>. 62
- Fuqin Li and William P. Kustas. Utility of remote sensing-based two-source energy balance model under low-and high-vegetation cover conditions. *Journal of ...*, pages 878–891, 2005. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JHM464.1>. 88

- Yuanbo Liu, Tetsuya Hiyama, and Yasushi Yamaguchi. Scaling of land surface temperature using satellite data : A case examination on ASTER and MODIS products over a heterogeneous terrain area. *Remote Sensing of Environment*, 105(2) :115–128, nov 2006. ISSN 00344257. doi : 10.1016/j.rse.2006.06.012. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425706002379>. 62
- K. G. McNaughton and B. J. J. M. Hurk. A "Lagrangian" revision of the resistors in the two-layer model for calculating the energy budget of a plant canopy. *Boundary-Layer Meteorology*, 74(3) :261–288, may 1995. ISSN 0006-8314. doi : 10.1007/BF00712121. URL <http://link.springer.com/10.1007/BF00712121>. 30
- A. Meijerink, A. Gieske, and Z. Vekerdy. Surface energy balance using satellite data for the water balance of a traditional irrigation—wetland system in SW Iran. *Irrigation and Drainage Systems*, 19(1) :89–105, mar 2005. ISSN 0168-6291. doi : 10.1007/s10795-005-4348-4. URL <http://www.springerlink.com/index/10.1007/s10795-005-4348-4>. 9
- O. Merlin, J. Chirouze, A. Olioso, G. Chehbouni, and G. Boulet. A self-calibrated four-source surface energy balance model to estimate crop evapotranspiration and water deficit from optical data (SEB-4S). *Agricultural and Forest Meteorology*, Submitted, 2013. 23
- K.E. Mitchell, Dag Lohmann, and Paul R. Houser. multi-institution North American Land Data Assimilation System (NLDAS) : Utilizing multiple GCIP products and partners in a continental distributed hydrological. *J. Geophys. ...*, 2004. URL <http://www.emc.ncep.noaa.gov/mmb/nldas/LDAS8th/LDASdocs/MitchellNLDAS.pdf>. 25
- Patrick Le Moigne. escription de l'analyse des champs de surface sur la france par le système SAFRAN. Technical report, Centre national de recherches météorologiques, Météo-France, 2002. 58
- A. S. Monin and A. M. Obukhov. Osnovnye zakonomernosti turbulentnogo pere-meshivaniya v prizemnom sloe atmosfery (Basic Laws of Turbulent Mixing in the Atmosphere Near the Ground). *Trudy geofiz. inst. AN SSSR*, 24((151)) :163–187, 1954. 20
- Yechezkel Mualem. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 12(3) :513–522, jun 1976. ISSN 00431397. doi : 10.1029/WR012i003p00513. URL <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/WR012i003p00513/full>. 38
- J. Noilhan and J.-F. Mahfouf. The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global and Planetary Change*, 13(1-4) :145–159, jun 1996. ISSN 09218181. doi : 10.1016/0921-8181(95)00043-7. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0921818195000437>. 24
- Norman, Kustas, and Humes. 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, dec 1995a. ISSN 01681923. doi : 10.1016/0168-1923(95)02265-Y. URL

<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/016819239502265Y>. v, vii, 10, 23, 26, 29, 85, 86

John M. Norman, M. Divakarla, and N.S. Goel. Algorithms for extracting information from remote thermal-IR observations of the earth's surface. *Remote Sensing of Environment*, 51(1) :157–168, jan 1995b. ISSN 00344257. doi : 10.1016/0034-4257(94)00072-U. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/003442579400072U>. 71

Albert Olioso, Habiba Chauki, Dominique Courault, and Jean-Pierre Wigneron. Estimation of Evapotranspiration and Photosynthesis by Assimilation of Remote Sensing Data into SVAT Models. *Remote Sensing of Environment*, 68(3) :341–356, jun 1999. ISSN 00344257. doi : 10.1016/S0034-4257(98)00121-7. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425798001217>. 24

ONU. *World Population Prospects : Sex and Age Distribution of the World Population*. 2004. 4

Ludovic Oudin. *Recherche d'un modele d'evapotranspiration potentielle pertinent comme entree d'un modele pluie-debit global*. PhD thesis, ENGREF Paris, 2004. 3

Alice Outwater. *Water : a natural history*. H-Environment, New York, basic book edition, 1997. 2

Leonardo F Peres and Carlos C DaCamara. Land surface temperature and emissivity estimation based on the two-temperature method : sensitivity analysis using simulated MSG/SEVIRI data. *Remote Sensing of Environment*, 91(3-4) :377–389, 2004. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6V-4CBDFJD-1/2/d98f3af097368d8e98e37c6124733be9>. 62

C. D. Peters-Lidard, M. S. Zion, and E. F. Wood. A soil-vegetation-atmosphere transfer scheme for modeling spatially variable water and energy balance processes. *Journal of Geophysical Research*, 102(D4) :4303, feb 1997. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/96JD02948. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/96JD02948>. 83, 90

A.J. Pitman, A. Henderson-Sellers, C.E. Desborough, Z.-L. Yang, F. Abramopoulos, A. Boone, R.E. Dickinson, N. Gedney, R. Koster, E. Kowalczyk, Dennis P. Lettenmaier, Xu Liang, J.-F. Mahfouf, J. Noilhan, J. Polcher, W. Qu, A. Robock, C. Rosenzweig, C.A. Schlosser, A.B. Shmakin, J. Smith, M. Suarez, D. Verseghy, P. Wetzel, Eric F. Wood, and Y. Xue. Key results and implications from phase 1(c) of the Project for Intercomparison of Land-surface Parametrization Schemes. *Climate Dynamics*, 15(9) :673–684, sep 1999. ISSN 0930-7575. doi : 10.1007/s003820050309. URL <http://www.springerlink.com/openurl.asp?genre=article&id=doi:10.1007/s003820050309>. 25

L Prandtl. Report on investigation of developed turbulence. *NACA Report TM-1231*, 1925. URL <http://naca.central.cranfield.ac.uk/reports/1949/naca-tm-1231.pdf>. 20

C. H. B. Priestley and R. J. Taylor. On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Monthly Weather Review*, 100(2) :81–92, feb 1972. 242

1972. ISSN 0027-0644. doi : 10.1175/1520-0493(1972)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2. URL [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493\(1972\)100{ }3C0081{ }3A0TAOSH{ }3E2.3.CO{ }3B2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493(1972)100{ }3C0081{ }3A0TAOSH{ }3E2.3.CO{ }3B2)<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493{ }281972{ }29100{ }3C0081{ }3A0TAOSH{ }3E2.3.CO{ }3B2>. 30, 73, 76
- Z. Qin, A. Karnieli, and P. Berliner. A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel-Egypt border region. *International Journal of Remote Sensing*, 22(18) :3719–3746, jan 2001. ISSN 0143-1161. doi : 10.1080/01431160010006971. URL <http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/01431160010006971>. 97
- P. Quintana-Seguí, P. Le Moigne, Y. Durand, E. Martin, F. Habets, M. Baillon, C. Canellas, L. Franchis-teguy, and S. Morel. Analysis of Near-Surface Atmospheric Variables : Validation of the SAFRAN Analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(1) :92–107, jan 2008. ISSN 1558-8424. doi : 10.1175/2007JAMC1636.1. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2007JAMC1636.1>. 58, 61
- Bodo Ritter and Jean-Francois Geleyn. A Comprehensive Radiation Scheme for Numerical Weather Prediction Models with Potential Applications in Climate Simulations. *Monthly Weather Review*, 120 (2) :303–325, feb 1992. ISSN 0027-0644. doi : 10.1175/1520-0493(1992)120<0303:ACRSFN>2.0.CO;2. URL [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493\(1992\)120<0303:ACRSFN>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493(1992)120<0303:ACRSFN>2.0.CO;2). 59
- G.J. Roerink, Z. Su, and M. Menenti. 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, jan 2000. ISSN 14641909. doi : 10.1016/S1464-1909(99)00128-8. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1464190999001288>. 23
- V.V. Salomonson, D.L. Toll, and W.T. Lawrence. Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer [modis] And Observations Of The Land Surface. In *[Proceedings] IGARSS '92 International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, pages 549–551. IEEE. ISBN 0-7803-0138-2. doi : 10.1109/IGARSS.1992.576766. URL <http://ieeexplore.ieee.org/lpdocs/epic03/wrapper.htm?arnumber=576766>. 57
- T. J. Sauer, J. M. Norman, C. B. Tanner, and T. B. Wilson. Measurement of heat and vapor transfer at the soil surface beneath a maize canopy using source plates. *Agric. For. Meteorol.*, 75 :161–189, 1995. 30
- Johannes Schmetz, Paolo Pili, Stephen Tjemkes, Dieter Just, Jochen Kerkmann, Sergio Rota, and Alain Ratier. Supplement to An Introduction to Meteosat Second Generation (MSG). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83(7) :991–991, jul 2002. ISSN 0003-0007. doi :

10.1175/BAMS-83-7-Schmetz-1. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/BAMS-83-7-Schmetz-1>. 62

J.M. Schuurmans, P.A. Troch, A.A. Veldhuizen, W.G.M. Bastiaanssen, and M.F.P. Bierkens. Assimilation of remotely sensed latent heat flux in a distributed hydrological model. *Advances in Water Resources*, 26(2) :151–159, feb 2003. ISSN 03091708. doi : 10.1016/S0309-1708(02)00089-1. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0309170802000891>. 9

PJ Sellers, JA Berry, GJ Collatz, C.B. Field, and F.G. Hall. Canopy reflectance, photosynthesis, and transpiration. III. A reanalysis using improved leaf models and a new canopy integration scheme. *Remote Sensing of Environment*, 42(3) :187–216, dec 1992. ISSN 00344257. doi : 10.1016/0034-4257(92)90102-P. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/003442579290102P><http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/003442579290102P>. 37, 38

P.J. Sellers, D.A. Randall, and G.J. Collatz. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I : Model formulation. *Journal of...*, 1996a. URL [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442\(1996\)009%7B3C0676%7D3AARLSPF%7D3E2.0.CO%7B3B2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442(1996)009%7B3C0676%7D3AARLSPF%7D3E2.0.CO%7B3B2). 24, 37, 83

P.J. Sellers, C.J. Tucker, and G.J. Collatz. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part II : The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from satellite. *Journal of...*, 1996b. URL [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442\(1996\)009%7B3C0706%7D3AARLSPF%7D3E2.0.CO%7B3B2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442(1996)009%7B3C0706%7D3AARLSPF%7D3E2.0.CO%7B3B2). 83, 100

W. James Shuttleworth and J S Wallace. Evaporation from sparse crops-an energy combination theory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111(469) :839–855, aug 1985. ISSN 00359009. doi : 10.1002/qj.49711146910. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/qj.49711146910>. 15, 37

JV Soares, R Bernard, O Taconet, D. Vidal-Madjar, and A. Weill. Estimation of bare soil evaporation from airborne measurements. *Journal of Hydrology*, 99(3-4) :281–296, may 1988. ISSN 00221694. doi : 10.1016/0022-1694(88)90054-6. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0022169488900546>. 37

José A. Sobrino, Juan C. Jiménez-Muñoz, and Leonardo Paolini. Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5. *Remote Sensing of Environment*, 90(4) :434–440, apr 2004. ISSN 00344257. doi : 10.1016/j.rse.2004.02.003. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425704000574>. 97, 98

Z. Su. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 6(1) :85–100, 2002. URL <http://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00304651/>. 23

- Karl E Taylor. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research*, 106(D7) :7183, apr 2001. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2000JD900719. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2001/2000JD900719.shtml>. 73
- A. S. Thom. Momentum, mass and heat exchange of vegetation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 98(415) :124–134, jan 1972. ISSN 00359009. doi : 10.1002/qj.49709841510. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/qj.49709841510>. 15, 20
- W J Timmermans, Juan-Carlos Jimenez-Munoz, V Hidalgo, K Richter, J A Sobrino, G D’Urso, G Satalino, F Mattia, E De Lathauwer, and V R N Pauwels. Estimation of the Spatially Distributed Surface Energy Budget for AgriSAR 2006, Part I : Remote Sensing Model Intercomparison. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 4(2) :465–481, jun 2011. ISSN 1939-1404. doi : 10.1109/JSTARS.2010.2098019. URL http://ieeexplore.ieee.org/xpls/abs/_all.jsp?arnumber=5680923<http://ieeexplore.ieee.org/lpdocs/epic03/wrapper.htm?arnumber=5680923>. 24, 25
- Wim J. Timmermans, William P. Kustas, Martha C. Anderson, and Andrew N. French. 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, jun 2007. ISSN 00344257. doi : 10.1016/j.rse.2006.11.028. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425706005013>. 11, 24, 25
- Isabel F. Trigo, Carlos C. Dacamara, Pedro Viterbo, Jean-Louis Roujean, Folke Olesen, Carla Barroso, Fernando Camacho-de Coca, Dominique Carrer, Sandra C. Freitas, Javier García-Haro, Bernhard Geiger, Françoise Gellens-Meulenberghs, Nicolas Ghilain, Joaquín Meliá, Luis Pessanha, Niilo Siljamo, and Alirio Arboleda. The Satellite Application Facility for Land Surface Analysis. *International Journal of Remote Sensing*, 32(10) :2725–2744, may 2011. ISSN 0143-1161. doi : 10.1080/01431161003743199. URL <http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/01431161003743199>. 26
- Jan Diek van Mansvelt. Vers une agriculture renouvelable et durable. Agriculture biologique : d’une avant-garde marginale au fer de lance d’une agriculture d’avenir. *Revue Tiers Monde*, 33(130) :311–328, 1992. URL <http://www.jstor.org/stable/23591680>. 5
- Dean Vickers, Mathias Göckede, and Beverly E. Law. Uncertainty estimates for 1-h averaged turbulence fluxes of carbon dioxide, latent heat and sensible heat. *Tellus B*, 62(2) :87–99, apr 2010. ISSN 02806509. doi : 10.1111/j.1600-0889.2009.00449.x. URL <http://www.tellusb.net/index.php/tellusb/article/view/16515>. 50, 71
- Z Wan. New refinements and validation of the MODIS Land-Surface Temperature/Emissivity products. *Remote Sensing of Environment*, 112(1) :59–74, jan 2008. ISSN 00344257. doi : 10.1016/j.rse.2006.06.026. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425707003665>. 62

- Liu Weidong, F. Baret, Gu Xingfa, Tong Qingxi, Zheng Lanfen, and Zhang Bing. Relating soil surface moisture to reflectance. *Remote Sensing of Environment*, 81(2-3) :238–246, aug 2002. ISSN 00344257. doi : 10.1016/S0034-4257(01)00347-9. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425701003479>. 82
- PJ Wetzel and J.-T. Chang. Evapotranspiration from nonuniform surfaces : A first approach for short-term numerical weather prediction. *Monthly weather review*, 116 :600–621, 1988. URL <http://cat.inist.fr/?aModele=afficheN&cpsidt=7827724>. 37
- Kell Wilson, Allen Goldstein, Eva Falge, Marc Aubinet, Dennis Baldocchi, Paul Berbigier, Christian Bernhofer, Reinhart Ceulemans, Han Dolman, Chris Field, Achim Grelle, Andreas Ibrom, B.E Law, Andy Kowalski, Tilden P. Meyers, John B. Moncrieff, Russ Monson, Walter Oechel, John Tenhunen, Riccardo Valentini, and Shashi Verma. Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, 113(1-4) :223–243, dec 2002. ISSN 01681923. doi : 10.1016/S0168-1923(02)00109-0. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0168192302001090>. 50, 71
- Eric F. Wood, Dennis P. Lettenmaier, and Xu Liang. The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes (PILPS) Phase 2 (c) Red–Arkansas River basin experiment : : 1. Experiment description. *Global and Planetary ...*, pages 115–135, 1998. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0921818198000447>. 24
- Y. Yamaguchi, A.B. Kahle, H. Tsu, T. Kawakami, and M. Pniel. Overview of Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(4) :1062–1071, jul 1998. ISSN 01962892. doi : 10.1109/36.700991. URL <http://ieeexplore.ieee.org/lpdocs/epic03/wrapper.htm?arnumber=700991>. 57
- Patrice Ogou Yapo, Hoshin Vijai Gupta, and Soroosh Sorooshian. Multi-objective global optimization for hydrologic models. *Journal of Hydrology*, 204(1-4) :83–97, jan 1998. ISSN 00221694. doi : 10.1016/S0022-1694(97)00107-8. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169497001078>. 40
- X. Zhan, William P. Kustas, and K.S. Humes. An intercomparison study on models of sensible heat flux over partial canopy surfaces with remotely sensed surface temperature. *Remote Sensing of Environment*, 4257(96), 1996. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425796000491>. 24, 25, 29, 71