



Influence de l'hydrologie souterraine sur la modélisation du climat à l'échelle régionale et globale

Aurélien Campoy

► To cite this version:

Aurélien Campoy. Influence de l'hydrologie souterraine sur la modélisation du climat à l'échelle régionale et globale. Sciences de la Terre. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2013. Français. NNT: . tel-00934826

HAL Id: tel-00934826

<https://theses.hal.science/tel-00934826>

Submitted on 22 Jan 2014

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

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

**THÈSE DE DOCTORAT DE
L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE**

Spécialité

SCIENCES DE LA TERRE

École Doctorale Géosciences et Ressources Naturelles

Présentée par

Aurélien Campoy

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR de l'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

Sujet de la thèse :

**Influence de l'hydrologie souterraine sur la modélisation
du climat à l'échelle régionale et globale**

soutenue le 21 juin 2013

devant le jury composé de :

M. Roger GUERIN	Président
Mme Françoise GUICHARD	Rapportrice
Mme Catherine OTTLÉ	Rapportrice
Mme. Patricia DE ROSNAY	Examinatrice
M. Pierre RIBSTEIN	Examineur
Mme Agnès DUCHARNE	Directrice de thèse
M. Frédéric HOURDIN	Co-directeur de thèse
Mme Frédérique CHERUY	Co-directrice de thèse

Remerciements

En premier lieu, je remercie chaleureusement ma directrice de thèse Agnès DUCHARNE pour toute la confiance qu'elle m'a accordée au cours de ces 3 ans et demi. Je la remercie de m'avoir guidé avec passion et intelligence tout en me laissant faire mes propres choix. Son encadrement fut pour moi un privilège. Je remercie Frédéric HOURDIN qui m'a fait faire mes premiers vrais pas dans le monde de la recherche, merci pour toutes ses contributions malgré son emploi du temps chargé, merci également d'avoir alimenté cette thèse de sa bonne humeur. Un grand merci aussi à Frédérique CHERUY avec qui j'ai pris beaucoup de plaisir à travailler, merci pour sa gentillesse, sa motivation et sa richesse intellectuelle qui ont accompagné tous nos échanges.

En second lieu je remercie les autres membres de mon jury de thèse. Je remercie Catherine OTTLE et Françoise GUICHARD pour avoir accepté d'être les rapportrices de cette thèse, ainsi que Patricia De ROSNAY pour avoir expertisé mon travail. Je remercie également Pierre RIBSTEIN pour avoir mis à contribution son recul scientifique et humain afin que cette thèse se concrétise. Je remercie également Roger GUERIN pour avoir été membre de mon jury, je le remercie de s'être intéressé à ma problématique et d'avoir mis à disposition son savoir faire et ses étudiants pour contribuer aux travaux de recherches.

Je remercie ensuite les membres de mon comité de thèse. Emmanuel LEDOUX pour son expertise hydrogéologique, Andrée TUZET pour ses conseils rédactionnels, et bien sûr Jan POLCHER sans qui mon travail de compréhension du modèle ORCHIDEE n'aurait pas pu avancer aussi vite.

Tout ce travail n'aurait pas eut lieu sans Katia LAVAL qui fut la première à m'ouvrir les portes du Laboratoire de Météorologie Dynamique en 2007 lors d'un stage co-encadré avec Matthieu GUIMBERTEAU.

Merci à François BAUDIN de m'avoir accueilli dans son école doctorale, merci également à Dovy TRISTANI pour tous ses conseils. Merci à Nora ROGER et Valerie GIRARD de m'avoir aidé au cours des nombreuses épreuves administratives de ma vie de doctorant.

Je remercie Jean Charles DUPONT et Martial HAEFFELIN ainsi que toute l'équipe SIRTa pour leur sympathie et leur disponibilité sur le site lors des nombreuses mesures terrains. Je remercie par la même occasion Julien THIESSON, Pauline KESSOURI, Amine DHEMAIED et Remi VALOIS pour avoir participé aux mesures et à l'encadrement des étudiants lors de la campagne géophysique ainsi que Emmanuel De LAURE qui m'a accueilli dans son laboratoire d'étude du sol de l'école des ponts et chaussées.

Je remercie aussi les ingénieurs et informaticiens du monde de l'IPSL qui m'ont appris à manier la ligne de commande et à discuter avec des supercalculateurs. Je n'aurais jamais pu mener toutes mes expériences numériques sans leurs enseignements et leur patience face à mon ignorance initiale.

Je remercie ensuite toutes les personnes qui ont rempli ma vie au laboratoire Sisyphe. Un énorme merci à Chen YAN avec qui nous nous sommes serrés les coudes et qui m'a remotivé durant les périodes de doutes. Merci aussi à ma petite soeur de thèse Claire MAGAND, pour son soutien et les nombreux échanges que nous avons pu avoir dès son arrivée.

Merci à Gracieuse PAGET-BLANC qui m'a donné confiance en mes capacités rédactionnelles.

Merci à ma famille et mes amis pour leur confiance et leur amour qui m'ont permis d'être l'homme que je suis aujourd'hui.

Je sais déjà qu'une personne lira ces remerciements en disant "tu m'as oublié", mais non, merci pour tout à TOI aussi.

Enfin merci à tout ceux qui liront cette thèse et grâce à qui mon travail prendra de l'importance.

Je dédie cette thèse à mes petits frères Baptiste et Maxime afin de leur rappeler qu'il faut aller jusqu'au bout de ce que l'on entreprend.

Table des matières

1	Introduction	1
1.1	L'eau sur Terre	1
1.1.1	L'eau essentielle à la vie	1
1.1.2	Énigme du cycle de l'eau	3
1.1.3	Répartition de l'hydrosphère sur Terre	6
1.1.4	Thermodynamique de l'eau	7
1.1.5	Cycle de l'eau et cycle énergétique	9
1.2	Modélisation du cycle de l'eau	14
1.2.1	Les modèles numériques	14
1.2.2	Modélisation du climat	16
1.2.3	Les modèles de surface	17
1.2.4	Eau souterraine et modèles de surface	20
1.3	Problématique de la thèse	22
2	Le modèle de surface continentale ORCHIDEE	25
2.1	Principe général	25
2.1.1	Découpage en sous-modules	25
2.1.2	Discretisation, maillage et PFT	28
2.1.3	Partitionnement de l'énergie en surface	30
2.2	Les modules hydrologiques de SECHIBA	32
2.2.1	Deux hydrologies	32
2.2.2	Les composantes du bilan d'eau	34
2.2.3	L'hydrologie bicouche	35
2.2.4	L'hydrologie multicouche	36
2.3	Développement de l'hydrologie multicouche	40
2.3.1	Résistance du sol à l'évaporation	41
2.3.2	Vers un fonctionnement "bucket"	43
2.3.3	Imposer une nappe	44
2.3.4	Changement de la discrétisation verticale	45
2.4	Les différentes utilisations possibles d'ORCHIDEE	49
2.4.1	Forcé	49
2.4.2	Couplé global	50
2.4.3	Zoomé guidé	51

3	Le site d'évaluation du SIRTÀ	53
3.1	Présentation générale	53
3.2	Caractérisation du plateau de Saclay	54
3.2.1	Cadre géologique	54
3.2.2	Mesures géophysiques autour du SIRTÀ	58
3.3	Mesures d'humidité au SIRTÀ	62
3.3.1	Présentation des mesures	62
3.3.2	Correction des mesures d'humidité	63
3.4	Caractérisation du sol	67
3.4.1	Porosité du sol	67
3.4.2	Granulométrie	68
3.4.3	Perméabilité	69
3.5	Conclusion	71
4	Modélisations régionales	75
4.1	Introduction	75
4.2	Évaluation de différentes configurations LMDZOR	76
4.3	Response of land surface fluxes and precipitation to different soil bot- tom hydrological conditions in a general circulation model	79
4.3.1	Introduction	79
4.3.2	The land surface model ORCHIDEE	81
4.3.3	Simulation and evaluation design	86
4.3.4	Results	90
4.3.5	Conclusions	104
4.4	Conclusions	107
5	Sensibilité du climat à l'hydrologie	109
5.1	Modélisations globales	109
5.1.1	Les projections climatiques	109
5.1.2	Le changement climatique considéré	110
5.2	Présentation des simulations	111
5.2.1	Configuration des expériences	111
5.2.2	Forçages océaniques	113
5.2.3	Les configurations de sol testées	116
5.2.4	Récapitulatif des simulations	118
5.3	Résultats	118
5.3.1	A l'échelle globale	118
5.3.2	Définition des régions climatiques	124
5.3.3	Analyse des régions	130
5.4	Conclusion	135
6	Conclusions et perspectives	137

A	Combined influence of atmospheric physics and soil hydrology on the simulated meteorology at the SIRTa	139
A.1	Introduction	140
A.2	SIRTa testbed for climate model evaluation	142
A.2.1	Instrumented site and observational data set	142
A.2.2	Variables used in this study	143
A.3	The LMDZ climate model	144
A.3.1	Overview	144
A.3.2	Two turbulence/convection/clouds parametrizations	144
A.3.3	Two soil hydrology parametrizations	146
A.3.4	Simulation design with stretched grid and nudging	146
A.3.5	Numerical experiments	147
A.4	Results	147
A.4.1	Interest of NZ configuration for parametrization evaluation	147
A.4.2	Seasonal and diurnal cycle of near surface meteorological variables	148
A.5	Discussion	150
A.5.1	Summer biases	150
A.5.2	Winter results	153
A.6	Conclusion and perspectives	154
B	Liste des notations	169
	Bibliographie	171

Introduction

Sommaire

1.1	L'eau sur Terre	1
1.1.1	L'eau essentielle à la vie	1
1.1.2	Énigme du cycle de l'eau	3
1.1.3	Répartition de l'hydrosphère sur Terre	6
1.1.4	Thermodynamique de l'eau	7
1.1.5	Cycle de l'eau et cycle énergétique	9
1.2	Modélisation du cycle de l'eau	14
1.2.1	Les modèles numériques	14
1.2.2	Modélisation du climat	16
1.2.3	Les modèles de surface	17
1.2.4	Eau souterraine et modèles de surface	20
1.3	Problématique de la thèse	22

1.1 L'eau sur Terre

1.1.1 L'eau essentielle à la vie

Bien que l'origine de la vie sur Terre soit aujourd'hui encore le sujet de nombreux débats, il existe un consensus scientifique selon lequel la vie telle que nous la connaissons ne peut apparaître que sur une planète disposant d'eau liquide en quantité conséquente. La présence d'eau liquide sur une planète n'est certainement pas une condition suffisante, mais elle nous apparaît tout de même nécessaire à la vie telle que nous la connaissons puisqu'elle représente en effet une part très importante de la masse des organismes vivants connus.

Ainsi les astronomes définissent pour chaque système planétaire la zone "habitable" comme la région où une planète serait capable d'accueillir l'eau sous sa phase liquide. Cette région est fonction, entre autres, de la masse de l'étoile associée et de la distance à celle-ci (Figure 1.1). Il faudrait ajouter aux conditions nécessaires à la présence de vie quelques caractéristiques astronomiques telle que la position de l'étoile du système par rapport à sa galaxie afin que ladite planète habitable ne reçoive pas trop régulièrement d'astéroïdes exterminateurs capables de stopper le processus d'évolution de la vie. Jupiter et Saturne, qui représentent plus de 90% de

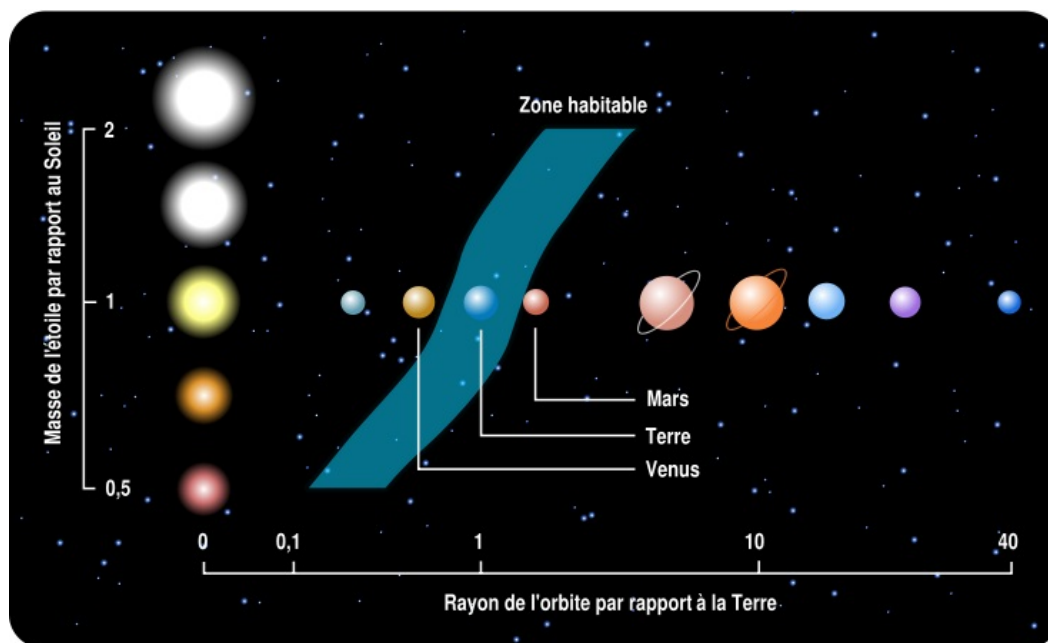


FIGURE 1.1 – Représentation de la zone "habitable" définie comme la zone où une planète est susceptible d'accueillir l'eau sous sa phase liquide, et donc la vie.

la masse des planètes de notre système sont à ce titre essentiels pour la protection de notre planète. Leurs masses captent en effet une bonne part des astéroïdes et comètes traversant le système solaire.

Ces dernières années, quelques rares planètes lointaines observées par les astronomes sont candidates à être dans la zone "habitable" de leur système. Mais dans notre système solaire la Terre est la seule planète à se situer dans la zone "habitable". Elle se distingue visuellement des autres planètes du système par ses étendues d'eau liquide qui en font sa couleur si distincte vue depuis l'espace. Mais l'eau n'y est pas uniquement présente sous forme liquide.

On nomme hydrosphère la totalité de l'eau présente sur Terre. Rigoureusement, cette quantité est légèrement variable au cours du temps, en raison d'une perte d'hydrogène atmosphérique vers l'espace et d'un apport de la part des météorites. Néanmoins, face à la grandeur de l'hydrosphère, ces flux peuvent être négligés et on peut considérer la quantité d'eau totale sur Terre constante depuis quelques milliards d'années.

La biosphère, qui regroupe l'ensemble des êtres vivants sur la planète, se révèle dépendante en plusieurs points de l'hydrosphère. L'eau compose en moyenne 60% de la masse des animaux et 75% de celle des végétaux. Elle est d'une part

un besoin primaire ; de nombreux écosystèmes locaux sont le résultat d'équilibres fragiles reposant sur cette ressource. Mais l'eau peut aussi être dévastatrice, ses flots extrêmes étant capables d'emporter des villes entières et de remodeler le paysage, redéfinissant ainsi les caractéristiques des écosystèmes, contraints de s'adapter à leur nouvel environnement.

Comprendre le fonctionnement de cette hydrosphère est un enjeu majeur pour protéger notre environnement. La connaissance de systèmes hydrologiques permet de cibler les efforts pour protéger les réserves en eaux pérennes et en tirer bénéfice tout en assurant leur renouvellement.

1.1.2 Énigme du cycle de l'eau

Le besoin primaire que représente l'eau, et la volonté de l'homme à survivre aux aléas climatiques, ont poussé chaque civilisation à la stocker pour ne pas être vulnérables à ses aléas. Que ce soit pour leur consommation en boisson, en irrigation ou encore pour leur hygiène, les réserves d'eau exploitées par l'homme durent être alimentées en permanence pour satisfaire ses demandes. Mais les sources alimentant ces réserves n'étant pas toujours continues, l'homme fut poussé à comprendre le cycle de l'eau dans son ensemble.

On imagine que les observateurs de l'antiquité se sont trouvés face à trois grandes interrogations en observant les mouvements d'eau :

- D'où vient l'eau des sources et des rivières ?
- D'où proviennent les eaux de la pluie ?
- Si toutes les rivières vont à la mer, pourquoi ne se remplit-elle pas ?

Les philosophes grecs proposèrent de nombreux mécanismes pour répondre à ces questions. Leur vision sphérique du globe leur permit de concevoir un cycle continu de l'hydrologie et donc un recyclage des eaux de mer vers les sources, justifiant le niveau fixe de la mer.

Une première théorie, portée par Platon puis Aristote, pose l'hypothèse d'une réserve d'eau souterraine (le Tartare) alimentée par les eaux de mer. Le bilan hydrique de cette théorie est bouclé en imaginant que l'eau de mer s'infiltrait sous les continents. Une remontée des eaux souterraines vers les sources les plus élevées sous l'effet de la chaleur émanant du centre de la Terre était imaginée. Un mécanisme qui reste mal décrit et non approuvé à ce jour. Néanmoins cette théorie exploite déjà le fait que l'eau en s'évaporant sous l'effet de la chaleur s'élève, bien que le mécanisme d'évaporation ne soit pas clairement exploité. Cette vision du cycle de l'eau, qualifiée de "*per ascensum*", est décrite par Aristote :

«... Toutes les eaux communiquent entre elles par des canaux souterrains, et toutes ont leur principe et leur source dans ce qu'on appelle le Tartare, masse d'eau placée

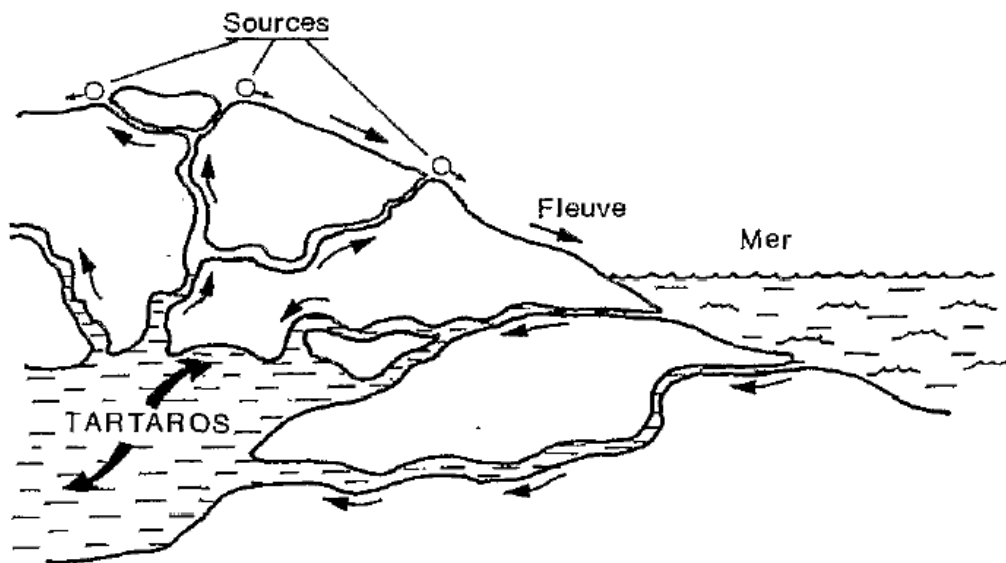


FIGURE 1.2 – L'origine des sources et rivières selon Platon [L'Hôte 1990]

au centre (de la Terre)... C'est cette eau primordiale et initiale qui est la cause d'écoulement de chaque courant, en raison de sa perpétuelle agitation, car elle n'a pas de base, mais elle oscille toujours autour du centre. Son mouvement de montée et de descente est ce qui emplit les cours d'eau...»

Cette vision antique du cycle de l'eau continentale fut probablement influencée par le contexte hydrogéologique particulier de la Grèce. Cette région est en effet riche en réseaux karstiques, mais nous savons aujourd'hui qu'elle n'est pas représentative de l'ensemble des régions continentales. Bien que la remontée des eaux du Tartare reste mal expliquée, les philosophes grecs ont essayé de justifier le caractère saisonnier des cours d'eau dont le débit augmente durant les périodes hivernales via l'oscillation du Tartare.

La seconde théorie grecque au sujet du cycle de l'eau, qualifiée de "*per descensum*", accorde un rôle majeur à la composante atmosphérique comme en témoigne aussi Aristote :

«... l'eau, élevée par le soleil, et retombée en pluie, s'amasse sous la terre, d'où elle s'écoule comme d'un grand réservoir qui est, soit unique pour toutes les rivières, soit particulier à chacune d'elles. Aucune eau ne s'engendre : c'est l'eau, qui rassemblée dans des réceptacles de ce genre forme le grand débit des rivières. De là vient aussi que les rivières coulent plus abondamment en hiver qu'en été, et que certaines sont intarissables et d'autres intermittentes... »

Ce dernier modèle du cycle de l'eau (complété sur la figure 1.3) est très proche de celui approuvé aujourd'hui (e.g. [Oki & Kanae 2006] et [Trenberth *et al.* 2007]). On ne peut pas attribuer de point d'origine à ce cycle, mais si on considère l'océan comme son point de départ, le moteur principal qui achemine l'eau aux rivières est bien l'évaporation des eaux en surface comme nous allons le voir en section 1.1.5.

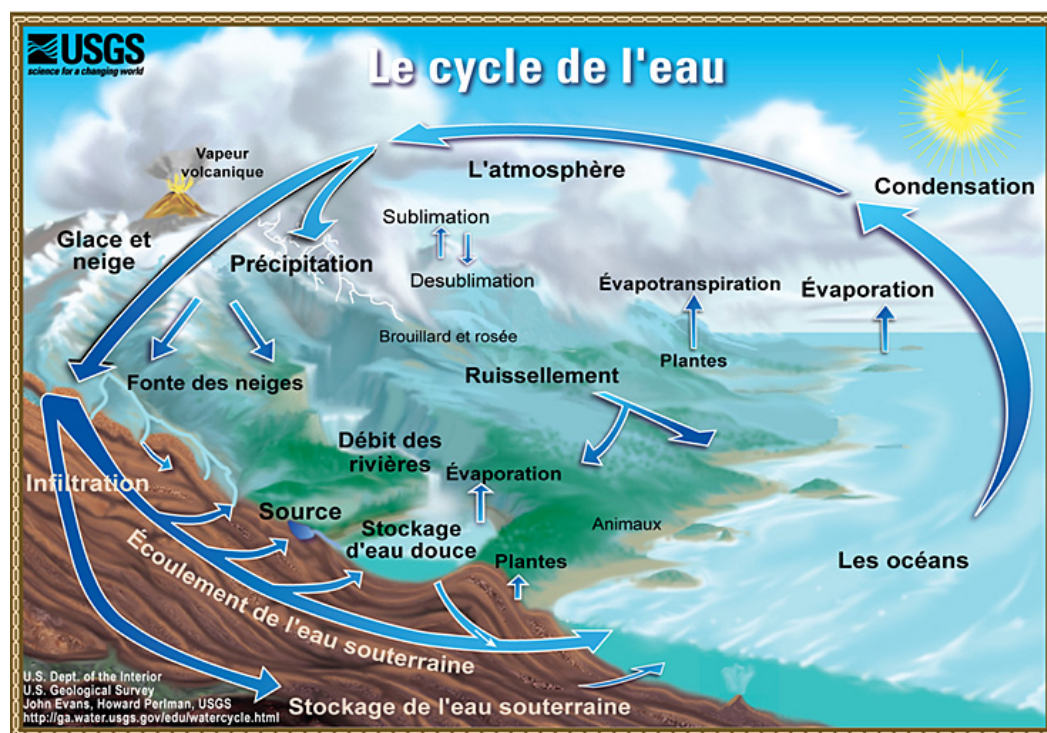


FIGURE 1.3 – Principaux flux associés au cycle de l'eau (<http://ga.water.usgs.gov>)

Le milieu souterrain contribue bien au cycle de l'eau comme l'avait supposé Platon, mais en sens inverse de celui qu'il avait imaginé puisque les écoulements souterrains alimentent globalement les océans et non l'inverse. Avec nos connaissances actuelles, il nous paraît impossible de concevoir un modèle de Platon (Figure 1.2) réaliste à une échelle globale. Cependant, on comprend qu'il ait put être difficile de réfuter ce modèle pour une raison essentielle, qui complique toujours l'étude du sous-sol : le souterrain ne nous est pas visible.

En effet, les profondeurs du sous-sol n'ont été vues que par des forages ponctuels et des méthodes de prospections indirectes. Généralement, plus on s'enfonce dans le sol, et plus notre connaissance de celui-ci diminue. Une vision générale du sous-sol à un instant, comme il est possible d'en avoir de l'atmosphère à l'aide de satellite, n'est pas possible aujourd'hui, malgré les progrès de la gravimétrie spatiale qui

réalise des mesures à grande échelle. Ainsi la quantification de nos ressources en eau souterraine et de leur recharge est souvent le résultat de mesures indirectes en réalisant un bilan d'eau sur une unité hydrologique. A l'échelle globale, on est ainsi amené à caractériser l'hydrosphère dans son ensemble ainsi que les flux d'eau entre chacune de ses unités.

1.1.3 Répartition de l'hydrosphère sur Terre

La caractérisation de l'eau sur l'ensemble de la planète permet petit à petit de comprendre les processus de circulation à grande échelle. On peut découper l'hydrosphère en quelques principaux réservoirs qui se distinguent par leur localisation, par la phase majoritaire sous laquelle l'eau est présente, ou encore selon la qualité de l'eau (salée/douce). Comme le montre le graphique 1.4, les océans contiennent plus de 95% de l'eau sur Terre et recouvrent ainsi la planète d'une couche liquide continue occupant plus des 2/3 de la surface terrestre.

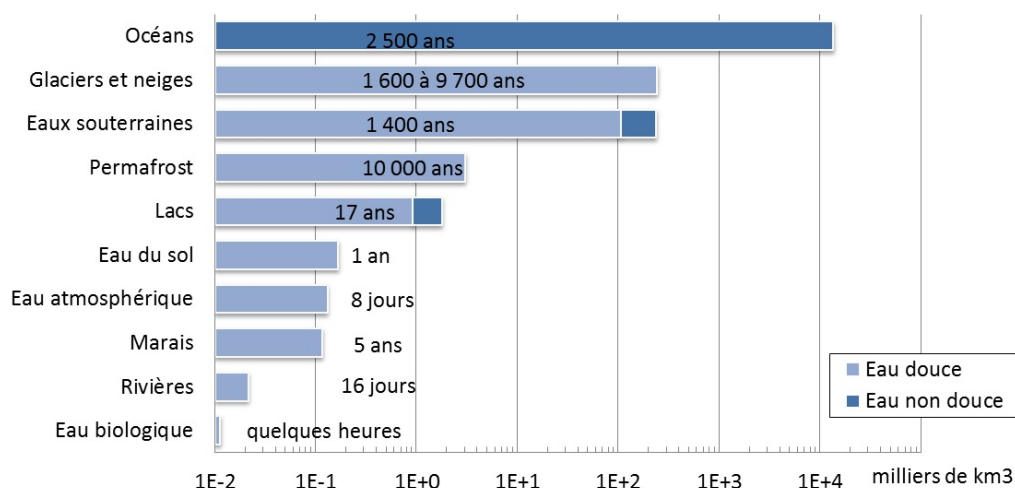


FIGURE 1.4 – Répartition de l'eau sur Terre et temps de résidence associés (d'après [Shiklomanov *et al.* 2003])

Les temps de résidence affichés sur cette figure sont le résultat du rapport entre le volume de chaque compartiment et les flux entrant ou sortant qui y sont associés. La période sur laquelle ce calcul est fait doit être suffisamment longue pour que la stationnarité domine les fluctuations, ce qui n'est pas le cas par exemple pour l'atmosphère sur quelques jours. Lorsque le système est à l'équilibre, on peut prendre indistinctement les flux entrant ou sortant qui sont alors égaux. Ceci ne sera donc pas vrai si on fait ce calcul sur plusieurs années pour les glaciers et calottes polaires dont le stock total diminue actuellement. Si on considère ces

réservoirs, la somme des flux entrant y est donc inférieure à la somme des flux sortant, la fonte des glaces étant accentuée par un réchauffement global.

La moindre modification significative de la répartition de l'eau sur Terre peut avoir des effets inattendus si l'on n'intègre pas un raisonnement global du système climatique. L'eau possède en effet des caractéristiques thermodynamiques fortes qui, conjuguées à sa présence dans l'ensemble des sphères géophysiques, en font un agent de transport énergétique incontournable de la machine climatique terrestre. Une modification de la distribution de l'hydrosphère est associée à une variation des flux d'eau entre chacune des ses composantes, notamment celui associé aux précipitations. Or c'est à ces flux, qui renouvellent la qualité des réserves en eau, que les écosystèmes sont vulnérables.

Ces dernières années, les scientifiques se sont massivement prononcés au sujet du climat des prochaines décennies. Dans le quatrième rapport de groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) [IPCC 2007], l'impact des gaz à effet de serre anthropiques sur le climat est mis en évidence. En perturbant la composition de l'atmosphère et donc ses caractéristiques thermiques, ces gaz entraînent un réchauffement global des surfaces terrestres. Si il est important, un tel réchauffement pourrait conduire à une modification de l'ensemble des flux hydriques sur Terre, l'eau étant comme nous allons le voir extrêmement liée au cycle énergétique (section 1.1.5). Un réchauffement climatique global a ainsi un impact fort sur l'hydrosphère dans son ensemble [Seneviratne *et al.* 2006].

1.1.4 Thermodynamique de l'eau

Historiquement, l'eau est une référence dans l'étude des températures et on s'est appuyé sur ses caractéristiques pour décrire le monde qui nous entoure, un degré Celsius ($^{\circ}\text{C}$) étant défini comme un centième de l'écart de température entre le point de fusion et le point de vaporisation sous pression atmosphérique de référence. Le Kelvin (K) a quant à lui été introduit comme une échelle de mesure égale à celle des Celsius mais translatée pour que son origine corresponde au zéro absolu. 1 K est aujourd'hui défini comme $1/273.16$ de la différence de température entre le zéro absolu (0K) et la température du point triple de l'eau (donc 273.16 K ou encore 0.01°C , cf Figure 1.5).

La température d'un volume d'eau traduit l'énergie thermique qui y est stockée. Les changements d'état correspondent pour l'eau à des sauts d'énergie interne qui vont modifier l'organisation au sein des molécules. En passant d'un état organisé vers un état désorganisé (solide $\rightarrow$ liquide $\rightarrow$ vapeur), l'eau est ainsi capable de stocker de l'énergie thermique sous une autre forme. Cette énergie peut être libérée lors d'un changement d'état inverse.

L'énergie nécessaire à un changement d'état n'est pas la même selon le changement considéré ainsi que de la pression et de la température associées. Comme le montre la figure 1.5, à chaque couple de pression et température correspond un état.

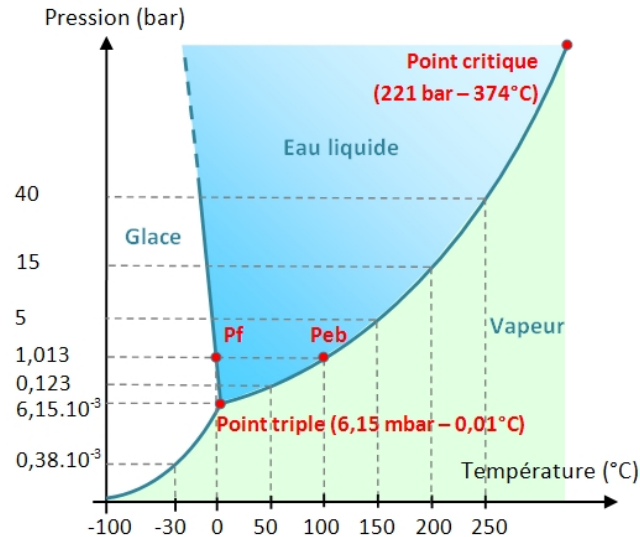


FIGURE 1.5 – Diagramme des phases de l'eau

Si sous une pression de 1 atm , on fait chauffer de l'eau liquide, l'énergie thermique que l'on transfère vers l'eau va la faire monter en température jusqu'à atteindre son point d'ébullition. Une fois la température d'ébullition atteinte, l'énergie supplémentaire que l'on impose à ce volume d'eau sera utilisée pour changer l'eau liquide en vapeur. Atteindre la température d'ébullition n'est cependant pas nécessaire pour évaporer un volume d'eau. Le bond d'énergie est plus important et l'évaporation moins efficace mais possible lorsqu'un volume d'eau reçoit de l'énergie.

Si on considère maintenant un volume de sol chauffé par les rayons du soleil, la quantité d'énergie thermique qu'il contient augmente, et donc sa température aussi, selon la capacité thermique du sol. Si ce volume de sol contient de l'eau liquide, cette eau va participer au stockage d'énergie. Pour un même volume de sol, la présence d'eau fait augmenter la capacité thermique de ce volume, puisque la capacité de l'eau s'ajoute à celle du sol. La capacité thermique volumétrique d'un sol sec peut ainsi passer de $10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$ à $3 \cdot 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$ lorsqu'il devient saturé en eau. Le sol chauffera moins rapidement pour une même quantité d'énergie stockée. Mais l'eau en s'évaporant quitte le sol et est transportée plus loin par l'atmosphère. Ainsi l'évaporation permet au sol de dissiper de l'énergie et donc de moins chauffer sous les rayons du soleil.

Cette vapeur s'élève dans l'atmosphère par des processus convectifs atmosphé-

riques et diffusifs. La concentration en vapeur dans l'air possède un maximum, définie par la pression de vapeur saturante qui est aussi fonction de la température et de la pression de l'air qui l'accueille. Au delà de cette concentration maximale, l'eau se condense sur les surfaces solides ou autour de noyaux de condensation que constituent les aérosols et autres poussières atmosphériques. Les condensations de la vapeur dans l'atmosphère à l'origine des précipitations ne sont généralement pas dues à une augmentation de la quantité de vapeur, mais plutôt à une baisse de la température de l'air qui la contient, entraînant une baisse de l'humidité à saturation. La condensation étant un changement de phase au cours de laquelle l'eau perd de l'énergie interne, ce phénomène revient à un transfert d'énergie depuis les molécules d'eau vers les autres molécules d'air.

1.1.5 Cycle de l'eau et cycle énergétique

Le planète Terre reçoit à sa surface un flux d'énergie solaire moyen d'environ 342W/m^2 . Si on considère que la température moyenne à la surface de la Terre ne varie pas, ce flux d'énergie solaire est compensé par un rayonnement tellurique vers l'espace. Le figure 1.6 présente cette équilibre à l'échelle globale.

Mais le flux d'énergie solaire à l'entrée du système Terre-atmosphère n'est pas homogène en tout point. Puisqu'il dépend au premier ordre de l'angle entre les rayons du soleil et la normale à la surface terrestre, la sphéricité de la Terre implique une variation de ce flux qui dépend au premier ordre de la latitude considérée. Ce flux subit également des variations diurnes, dues à la rotation de la Terre sur elle-même, et saisonnière, en raison de l'inclinaison de son axe de rotation par rapport au plan de l'écliptique. Les variations inter-annuelles, sur plusieurs milliers d'années, dues à la précession de cet axe qui entraîne des variations de son obliquité (cycle de Milankovitch), sont suffisamment importantes pour être intégrées aux mécanismes des périodes glaciaires [Petit *et al.* 1999].

Aux variations temporelles de l'angle zénithal, se rajoutent des variations spatiales dues à la forme quasi sphérique du globe. Les régions tropicales reçoivent ainsi plus d'énergie solaire que les régions polaires.

Toute l'énergie solaire arrivant au sommet de l'atmosphère (courbe rouge sur la figure 1.7) n'est pas absorbée par le système terrestre : environ 30% est réfléchi, définissant ainsi l'albédo terrestre moyen. Cette réflexion est due aux propriétés optiques de l'atmosphère (notamment des nuages) et des surfaces terrestres. L'énergie solaire captée par le système terrestre n'est donc pas la même en tout point (courbe bleue sur la figure 1.7).

L'apport d'énergie solaire est compensé par la Terre qui émet de l'énergie sous forme de rayonnement infrarouge. Ce rayonnement dépend de la température en

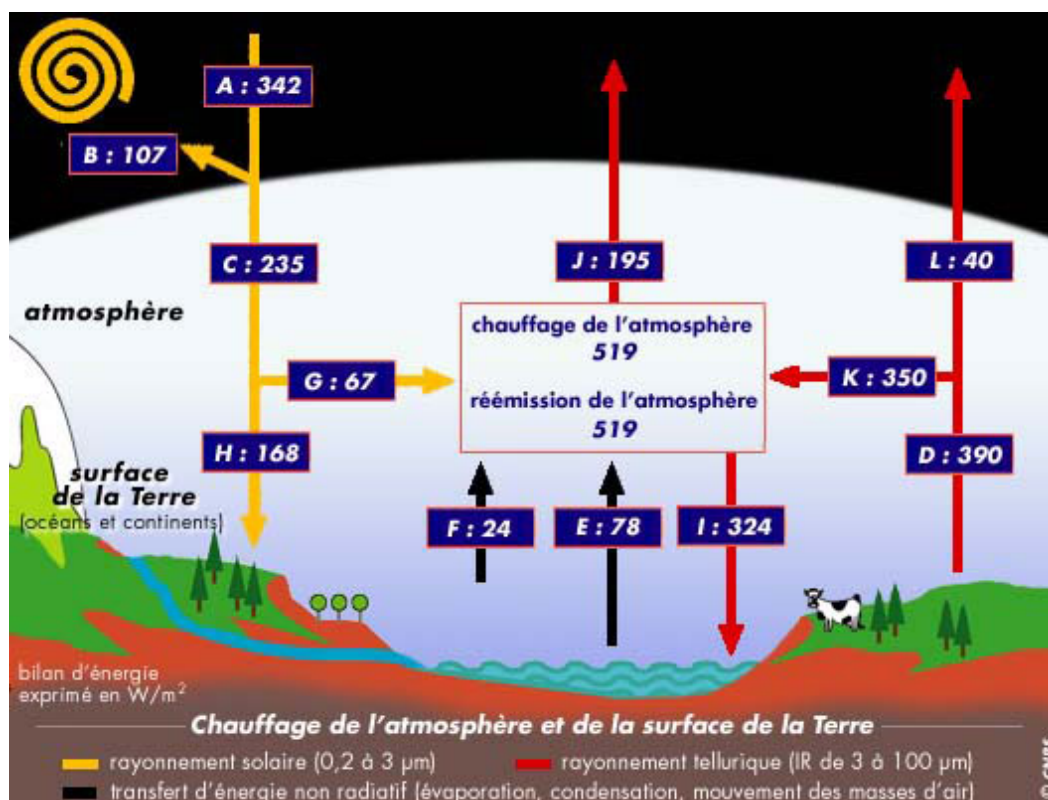


FIGURE 1.6 – Schéma simplifié des différents termes composant l'équilibre énergétique du système terre-atmosphère. Ces termes sont moyennés sur l'année et sur l'ensemble de la Terre. (A,B,C,G,H) : termes radiatifs dans le domaine de longueur d'onde solaire (SW) ; (D,K,L,I,J) : termes radiatifs dans l'infrarouge tellurique (IR) ; (E,F) termes non radiatifs respectivement transfert d'énergie latente et sensible. Valeurs extraites du rapport du GIEC 2001. (www.cnrs.fr).

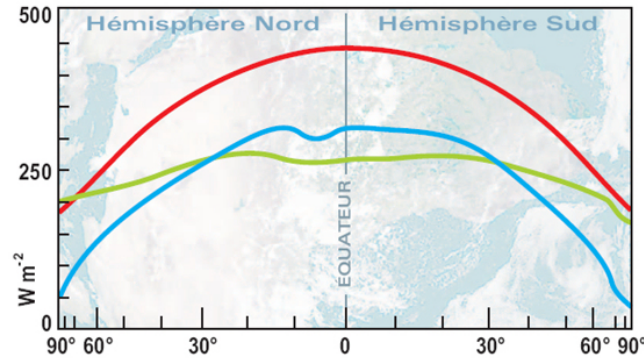


FIGURE 1.7 – En rouge : rayonnement solaire arrivant au sommet de l’atmosphère. En bleu : énergie absorbée par la surface une fois la partie réfléchie déduite. En vert rayonnement infrarouge vers l’espace. L’échelle de l’axe des latitudes a été choisie de façon à ce que l’espacement entre deux cercles de latitude soit proportionnel à la surface terrestre entre ces latitudes. D’après [Gill 1982]

surface selon la loi de Stephan Boltzman (courbe verte sur la figure 1.7). Pour que la température de la Terre soit à l’équilibre, la quantité totale d’énergie solaire absorbée par la planète doit être égale à l’énergie réémise vers l’espace après avoir traversée l’atmosphère. Cet équilibre n’est pas vérifié en chaque latitude (figure 1.7) mais en moyenne sur le globe. L’énergie en excès des régions équatoriales entraîne une circulation des fluides atmosphériques et océaniques pour répartir cette énergie depuis l’équateur vers les pôles (Figure 1.8).

Les forêts et océans qui dominent les régions tropicales évaporent de grandes quantités d’eau. L’air chauffé en surface s’élève au sein des cellules de Hadley (figure 1.8). En altitude, l’air humide se refroidit et l’humidité à saturation passe ainsi sous l’humidité de l’air et la condensation se déclenche. Cette bande de latitude qui accueille les vents ascendants de la cellule de Hadley est nommée Zone de Convergence Inter Tropicale (ZCIT). C’est le long de cette bande que l’on observe le maximum de précipitations. La cellule de Hadley se boucle par des régimes descendants au niveau des tropiques qui permettent d’exporter de l’énergie sous forme potentielle. L’air, dont la température froide provenant des hautes altitudes n’a pas permis de stocker de vapeur d’eau, devient particulièrement sec en se réchauffant sous l’effet de l’augmentation de pression lors de la subsidence. C’est dans ces régions que les déserts se sont étendus. Les cellules de Hadley (en fait double car il en existe une de chaque côté de l’équateur) sont associées à d’autres cellules qui contribuent à répartir cette énergie.

Aux pôles, on retrouve également des cellules convectives, dites polaires, dont le fonctionnement est comparables aux cellules de Hadley. Entre les cellules de Hadley

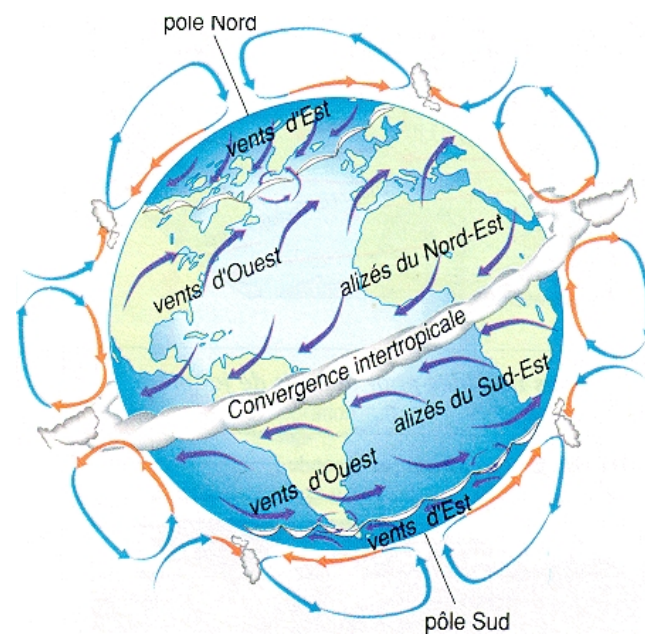


FIGURE 1.8 – Représentation des cellules convectives méridiennes de grande échelle. Les flèches qui représentent ces cellules utilisent le rouge et le bleu pour représenter respectivement la partie chaude et froide de chaque cellule. La zone de convergence intertropicale y est représentée par des nuages. Entre les cellules polaires et équatoriales (ou de Hadley) figurent les cellules de Ferrel, moins stables que les précédentes, mais qui délimitent également une zone de convergence des précipitations au niveau des moyennes latitudes.

et polaires est intercalé un troisième type de cellules, dites de Ferrel, entraînées par les mouvements des premières cellules. Ces cellules sont bien moins stables, leurs mouvements n'étant pas le résultat de contrastes aussi marqués que pour les cellules de Hadley ou polaires. Les cellules de Ferrel, installées sur les régions tempérées, conduisent ainsi à un climat bien plus variable. Cette variabilité du climat est aussi accentuée par la forte saisonnalité de l'ensoleillement (dû à l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre) qui règne sur ces régions.

L'atmosphère n'est pas le seul fluide géophysique à participer à la régulation de l'énergie sur Terre. Les océans y jouent également un rôle considérable (figure 1.9). La circulation océanique est non seulement activée par le maximum d'énergie reçu dans les régions équatoriales qui contraste avec les régions polaires, mais aussi par les différences de salinité qui conduisent à des différences de densité qui s'ajoutent à celles induites par les différences de température, l'eau liquide se dilatant sous l'effet de la chaleur. Il s'agit donc d'une circulation thermo-haline. Les eaux provenant de l'équateur ont ainsi tendance à circuler en surface, l'eau chaude étant moins dense que l'eau froide pour une même salinité. La compréhension globale de la circulation océanique nécessite aussi de tenir compte des blocages créés par la forme des continents et des embouchures de fleuves et des fontes de glace dont l'eau douce contraste avec l'eau salée des océans, notamment en Atlantique nord (Figure 1.9).

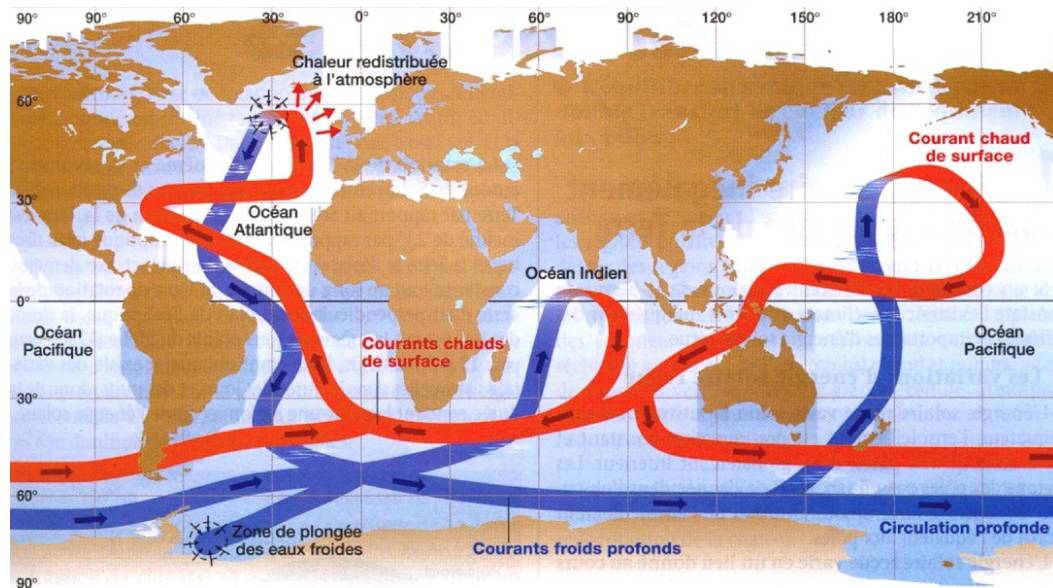


FIGURE 1.9 – Schématisation de la circulation océanique globale

Les océans représentent la majeure partie de l'eau sur Terre (graphique 1.4).

Ils sont ainsi capables de stocker de grandes quantités d'énergie et jouent un rôle tampon sur le climat. De plus, la forme des continents contraint les circulations océaniques (figure 1.9) et influence grandement le climat de certaines régions, comme par exemple celui de l'Atlantique nord qui bénéficie d'une circulation océanique préférentielle, le Gulf Stream, qui transporte de grandes quantités de chaleur.

La mise en évidence de ces circulations est double. D'une part les observations (notamment satellites), de plus en plus nombreuses, de plus en plus référencées, confirment les mécanismes décrits. D'autre part, les modèles théoriques de circulation proposés ont été confirmés lors de nombreuses expériences de modélisation numérique.

1.2 Modélisation du cycle de l'eau

1.2.1 Les modèles numériques

Notre époque bénéficie des découvertes passées, comme le diagramme des phases de l'eau (Figure 1.5) Il existe aussi aujourd'hui un grand nombre de modèles mathématiques permettant de décrire et d'anticiper le monde qui nous entoure.

Ces modèles sont bien souvent simplifiés dans des contextes idéalisés où l'on est amené à fixer certaines variables. Le cas réel rajoute généralement une complexité aux lois idéales puisque de plus en plus de variables se doivent d'intervenir. Chaque nouvelle relation trouvée entre différentes variables simplifie alors le problème du cas réel en diminuant le degré de liberté du système modélisé.

Bien que nous ayons en main de nombreux modèles mathématiques pour décrire notre environnement, une fois combinés entre eux les modèles conduisent à des formes analytiques parfois bien trop complexes. Représenter des événements à l'aide de simples calculs à la main devient vite limité. Aussi l'outil informatique est une aide précieuse. En convertissant les modèles mathématiques en langages informatiques, il devient possible de coupler par le calcul un grand nombre de processus grâce à des modèles numériques que les ordinateurs actuels sont capables d'exécuter.

Bien qu'un ordinateur soit de conception humaine, il est capable d'exécuter rapidement plus de calculs qu'aucun homme n'aurait le temps de réaliser au cours de sa vie. Néanmoins, l'outil informatique a des limites qu'il est important de garder à l'esprit lors d'une modélisation :

- Un ordinateur ne manipule pas un ensemble de nombres dense comme celui des nombres réels.
- Un ordinateur possède une vitesse d'exécution mesurable.

Le premier point est la conséquence directe du concept de base des processeurs et des supports de mémoires numériques. Ce concept repose sur un raisonnement binaire qui ne permet pas de représenter la densité du corps des nombres réels. La densité des nombres réels se traduit par le théorème selon lequel : *entre deux nombres réels distincts, il en existe un troisième distinct de ces deux premiers*. La moyenne des deux premiers nombres de ce théorème étant une preuve d'existence du troisième.

En informatique ce théorème ne peut être respecté. Les nombres manipulés sont le résultat d'une transformation bijective d'un ensemble fini de nombres, ordonnés et codés en binaire, vers un ensemble de nombres réels, généralement centré en zéro. La mémoire accordée à chaque nombre, est ainsi exprimée en *Bit* qui désigne la puissance de 2 correspondant à la taille de l'espace de départ de la bijection. L'ensemble d'arrivée, contenu dans celui des nombres réels, n'est donc pas dense, il possède un maximum et un plus petit nombre positif différent de zéro. Un modélisateur doit donc choisir dès le départ la précision avec laquelle il souhaite simuler un événement.

Discrétiser l'espace et le temps en fonction de la précision numérique souhaitée permet de pallier le problème de densité de l'ensemble des nombres utilisés. Cela permet souvent de linéariser un problème et d'approcher des dérivées par taux d'accroissement entres points de discrétisation successifs. Néanmoins la discrétisation a une conséquence directe sur les temps de calcul, plus la discrétisation est fine et plus le nombre total de calcul à réaliser est important. Les modélisateurs déterminent ainsi la discrétisation de l'espace et du temps en fonction de la précision nécessaire pour modéliser un processus. Ils tiennent aussi compte de la précision numérique et de la capacité d'exécution des ordinateurs utilisés.

Tous les modèles représentent donc des processus dans un domaine fini. Le nombre de processus mis en jeu est lui aussi fini. Les processus sont choisis en fonction de leur degré d'implication dans les calculs de modélisation. Un processus peut parfois avoir un fort coût numérique pour un résultat infime.

Il est par exemple inutile de modéliser précisément les phénomènes de convection au sein du manteau du soleil tout en modélisant simultanément l'atmosphère terrestre. Si on souhaitait étudier l'effet de variations solaires sur le climat, nous utiliserions probablement un modèle solaire et terrestre mais pas simultanément puisque l'atmosphère terrestre n'aura pas de conséquences sur l'activité solaire. Les résultats d'une première simulation avec un modèle solaire alimenteraient un modèle atmosphérique en lui indiquant quelle quantité d'énergie solaire il reçoit. On dira qu'il n'y a pas de rétroaction entre les deux modèles, l'échange de données est à sens unique.

La modélisation est aujourd'hui un domaine très actif et de nombreux modèles existent. Le temps caractéristique de chaque processus détermine souvent si un

modèle doit ou non intégrer ce processus. Deux modèles distincts traitent parfois des domaines voisins. Si l'échange à l'interface de ces deux domaines a lieu dans un seul sens, les résultats de l'un peuvent alimenter les simulations de l'autre. Mais si des échanges significatifs ont lieu à cette interface dans les deux sens, les deux modèles peuvent bénéficier d'un couplage qui consiste à les faire fonctionner simultanément sur une période commune.

Les modèles, limités dans le nombre de processus pris en compte, sont ainsi alimentés en informations aux limites de leur domaine. Ces informations peuvent provenir d'autres modèles, d'observations, ou être des cas idéaux pour tester le modèle. De plus, lorsqu'un modèle a pour but de modéliser une évolution dans le temps, il nécessite un état initial.

La modélisation d'événements dans le temps nécessite aussi une discrétisation de cet axe. Comme attendu, la durée du phénomène modélisé conditionne le temps de calcul de l'expérience numérique. Le choix des processus représentés sera donc fonction de leurs implications au cours de la période modélisée. Les variations de la précession de l'axe de rotation de la Terre ne sont ainsi pas prises en compte si on modélise le climat sur une année.

1.2.2 Modélisation du climat

La modélisation climatique fait intervenir de nombreux domaines des sciences de la Terre et de l'environnement. Un grand nombre de disciplines doivent être mises en interaction pour modéliser fidèlement le climat terrestre. Les connaissances de chacune de ces disciplines sont intégrées dans des modèles numériques pouvant être couplés entre eux lors de simulations communes. Chaque équipe de modélisation d'une discipline est ainsi susceptible de contribuer à une modélisation globale du climat. Le regroupement de ces modèles numériques par couplage pour représenter le système terrestre est aujourd'hui nommé modèle de climat global ou *global climate model* (GCM). Les GCM terrestres sont composés de différents modèles intervenant à différentes échelles de temps.

Les Modèles de Circulation Générale Atmosphérique (AGCM) sont ceux qui se sont développés en premier au cours des années 70. Bénéficiant d'une informatique fleurissante, les AGCM furent rapidement capables de représenter des structures atmosphériques comparables aux images satellites. Ces AGCM ont d'abord utilisé des représentations très simplifiées des surfaces terrestres et océaniques, la pertinence des mouvements atmosphériques modélisés étant le premier verrou technique rencontré.

Mais améliorer les performances de ces AGCM a rapidement nécessité de tenir compte des circulations océaniques qui contribuent également au transport d'énergie de l'équateur vers les pôles (section 1.1.5). Ainsi se sont développés

les Modèles Généraux de Circulation Océanique (OGCM). L'élaboration de ces modèles, comme bien souvent dans le domaine de la modélisation, se fait en *off-line*, c'est à dire sans être couplé à un AGCM, mais en imposant des conditions aux limites à l'interface atmosphère/océan. Ce n'est qu'une fois un OGCM opérationnel en *off-line* qu'il est couplé à un AGCM. Ce type de couplage a permis de quantifier dans quelle mesure les océans participent au transport énergétique de l'équateur vers les pôles qui régulent le climat (section 1.1.5). Cette participation au transport de chaleur est aujourd'hui estimée équivalente à celle de l'atmosphère ([Trenberth & Caron 2001] [Vonder Haar & Oort 1973]), ce qui justifie l'intérêt d'utiliser un OGCM en modélisation climatique.

Le couplage AGCM/OGCM permet de représenter les grandes caractéristiques du climat et sa variabilité. Mais il n'est pas suffisant pour simuler fidèlement les climats continentaux, notamment les variations locales mesurées par les sites météorologiques terrestres. Ainsi, une fois les OGCM pris en compte, les GCM ont intégré des modèles spécifiques aux surfaces continentales : les modèle de surface continentale ou *Land Surface Model* (LSM), qui sont chargés de modéliser les flux énergétiques et hydriques à l'interface sol/atmosphère permettant entre autres une meilleure prise en compte de l'hydrologie continentale. L'impact des LSM au sein des GCM sera plus important dans l'hémisphère nord qui accueille 67% des terres émergées, tandis que près de 30% des terres émergées de l'hémisphère sud sont concentrés en Antarctique et généralement représentées par un modèle de banquise spécifique aux calottes polaires.

1.2.3 Les modèles de surface

Par rapport aux surfaces océaniques, les surfaces continentales disposent généralement de moins d'eau pour satisfaire la demande évaporative de l'atmosphère. Comme nous l'avons vu dans la section 1.1.4, l'eau contenue dans le sol a un impact potentiel fort sur les températures du sol. Le contrôle de l'évaporation des surfaces continentales par végétation et la quantité d'eau disponible, et son impact sur l'atmosphère proche de la surface justifient une représentation de plus en plus complexe des surfaces continentales.

Les LSM interviennent sur le bilan hydrique et énergétique de chaque élément de surface modélisé (figure 1.10). La discrétisation des surfaces continentales peut avoir lieu de différentes manières. Les modèles hydrologiques régionaux privilégient un découpage naturel en bassin versant et bénéficient généralement de données caractérisant les bassins versant modélisés. Cependant les données nécessaires à la calibration d'un modèle régional ne sont pas disponibles sur l'ensemble du globe.

La modélisation globale de toutes les surfaces continentales opte ainsi pour une discrétisation spatiale rectangulaire régulière des continents. Cela permet d'avoir

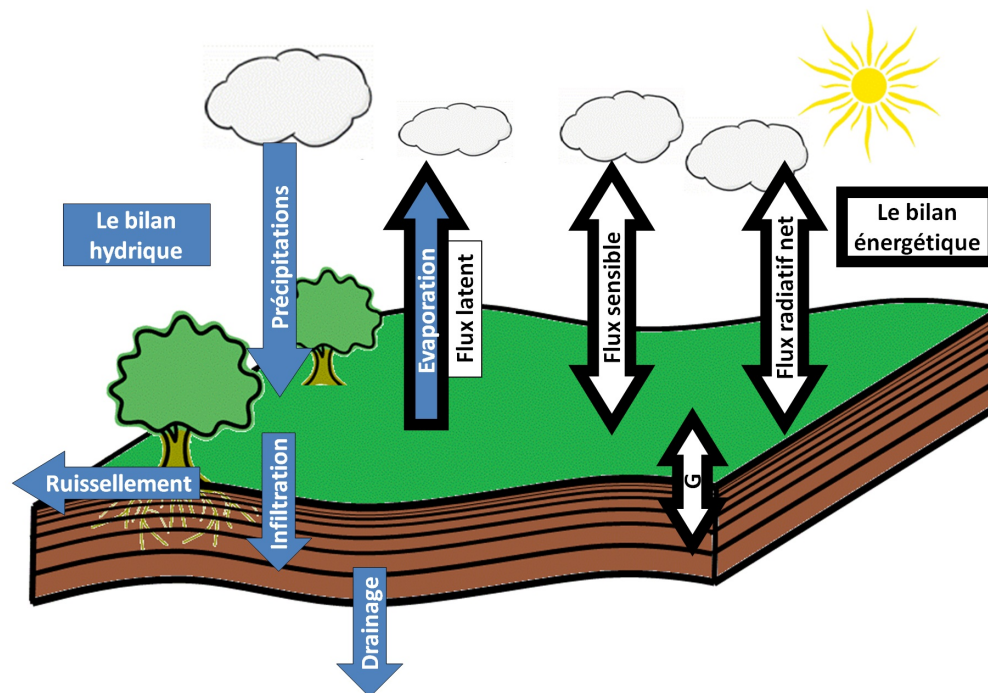


FIGURE 1.10 – Schéma des principaux flux hydriques et énergétiques modélisés dans LSM. Les flux participant au bilan hydrique sont étiquetés sur fond bleu, ceux participant au bilan énergétique sur fond blanc. Les processus liés à la neige ainsi qu'à la rosée ne sont pas représentés ici.

le même type d'hypothèses et le même degré d'approximations en chaque point continental. Cela permet également de simplifier le couplage avec un modèle atmosphérique qui utilise également des mailles rectangulaires. Dans un premier temps, ces "pixels" continentaux étaient de type "bucket" (ou seau d'eau) [Manabe 1969], c'est à dire un réservoir d'eau représentant le sol dont la quantité d'eau varie au fil des précipitations. L'évaporation permise par ce type de modèle est alors directement fonction de la quantité d'eau disponible dans laquelle elle est prélevée. Aucun drainage à la base de ces réservoirs n'est représenté. Le ruissellement en surface est de type "tout ou rien", il a lieu lorsque le réservoir sol est saturé. Ce type de LSM est qualifié de première génération par [Sellers *et al.* 1997].

La prise en compte de la végétation a été un axe de développement des LSM. La diversité et l'évolution de la végétation peuvent être prises en charge par un modèle indépendant, ou être intégrées à un LSM. Le couvert végétal peut avoir un impact hydrologique fort à l'interface sol/atmosphère. Par exemple, selon le type de végétation en place, les racines sont capables d'accéder à l'eau stockée en profondeur

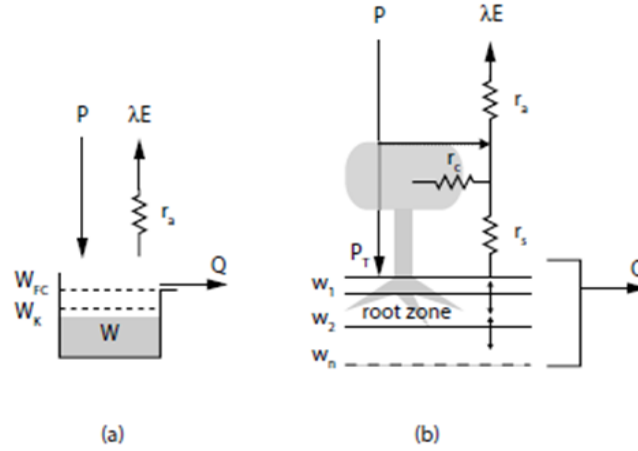


FIGURE 1.11 – Représentation des processus hydrologiques dans (a) un LSM de première génération (type bucket) et (b) de deuxième génération (type SVAT), d'après [Sellers *et al.* 1997] et repris par [Gascoin 2009]. P_T : pluie au sol, r_A : résistance aérodynamique, r_s : résistance à l'évaporation du sol nu, r_C : résistance stomatique et/ou de canopée, w_i : humidité dans la $i^{\text{ème}}$ couche de sol.

et de l'utiliser pour permettre aux plantes de transpirer vers l'atmosphère. Dans les régions tempérées, la capacité d'un LSM à stocker les précipitations des périodes de pluies pour les rendre disponibles à la végétation en période sèche peut conditionner le bilan hydrique en surface, donc le bilan énergétique et la météorologie qui en résultent. Les LSM qui intègrent la prise en compte d'une végétation interagissant avec le sol et l'atmosphère font partie de la famille des Sol Végétation Atmosphère Transfert (SVAT), ou LSM de deuxième génération, qui regroupe aujourd'hui la plupart des LSM.

Les LSM se sont aussi complexifiés en représentant plusieurs réservoirs hydrauliques superposés et en paramétrant des échanges d'eau entre ces réservoirs. Ce concept a permis de représenter l'évolution de l'eau dans le sol, les réservoirs souterrains étant alors déconnectés de l'atmosphère tandis que les précipitations sont d'abord stockées dans les réservoirs superficiels lorsqu'elles s'infiltrent. Prendre en compte ce type de processus permet de mieux caractériser le ruissellement lors de fortes précipitations.

L'emploi de ces réservoirs d'eau superposés nécessite de définir des caractéristiques telles que leur contenu maximal, et les vitesses d'échange en eau entre les réservoirs voisins. Avec un grand nombre de réservoirs, et donc une discrétisation de plus en plus fine, il devient possible de caractériser les échanges hydriques verticaux à l'aide de l'équation de [Richards 1931] ([Abramopoulos *et al.* 1988], [De Rosnay *et al.* 2002a], [Liang *et al.* 2003]). Cette équation permet alors de s'appuyer sur les propriétés hydrauliques (perméabilité et diffusivité) du sol pour

définir les vitesses d'infiltration et de diffusion de l'eau dans le sol. La résolution numérique de cette équation au sein d'un **LSM** est détaillée dans la section 2.2.4.

Cette approche commence à être adoptée par de nombreux **LSM** et l'on observe aujourd'hui une transition vers des modèles de type Richards, notamment en France, à l'Institut Pierre Simon Laplace (**IPSL**) et à Météo France, où les **LSM** respectifs disposent d'une version Richards, de conception postérieure à une version plus classique de trois réservoirs sol superposés (ISBA-3L et ISBA-DF pour Météo France [Vergnes 2012] et ORCHIDEE *bicouche* et *multicouche* pour l'IPSL, développés en chapitre 2).

Les variables modélisées avec l'approche Richards ont plus de sens physique et sont mesurables sur le terrain. Cette approche permet ainsi d'utiliser des cartes globales de description du sol. Reposer sur des bases plus physiques permet de représenter avec plus de réalisme l'hydrodynamique du sol, c'est à dire la dynamique des stocks et flux d'eau dans le sol. L'utilité de l'approche Richards au sein de **GCM** commence à s'affirmer et sera explorée au cours de cette thèse.

1.2.4 Eau souterraine et modèles de surface

Comme nous l'avons vu, les **LSM** ont été initialement développés en vue d'être couplés aux **AGCM**. L'atmosphère étant fortement sensible aux conditions d'humidité du sol proche de la surface, les **LSM** tentent de modéliser la zone non saturée (**ZNS**) qui s'étend de la surface au toit de la première nappe rencontrée dans le sol. Bien souvent, l'étendue de la **ZNS** modélisée par les **LSM** est fixe dans l'espace et le temps, la profondeur d'une nappe n'étant pas toujours modélisée.

Les **LSM** caractérisent donc un flux d'eau à la base de leur sol, nommé drainage, fonction des hypothèses propres à chaque **LSM**. Par manque d'observations globales, les **LSM** sont souvent contraints d'utiliser des conditions limites arbitraires. Le drainage libre, qui revient à considérer que la nappe est suffisamment profonde pour ne plus influencer l'humidité du sol (ce qui serait le cas dans environ 70% des surfaces continentales selon [Fan *et al.* 2013]), est une condition limite couramment utilisée. Les drainages obtenus en couplant un **AGCM** et un **LSM** peuvent alimenter un Modèle de Nappe (**MN**) qui détermine l'évolution des eaux souterraines [Fan & Miguez-Macho 2010]. Dans ce type de configuration, aucune rétroaction de la nappe modélisée par le **MN** sur l'humidité du sol modélisée par le **LSM** n'est possible.

Ne pas tenir compte de ce type de rétroaction est justifié pour de nombreuses régions où la première nappe rencontrée dans le sol est profonde et donc déconnectée de la surface. Si la nappe est proche de la surface, des remontées capillaires sont capables de soutenir l'humidité du sol proche de la surface et entraînent des impacts

sur les échanges avec l'atmosphère. Ce type de relation a été mis en évidence en réalisant un couplage nappe-sol-atmosphère ([York *et al.* 2002]) qui révèle qu'une nappe connectée à la ZNS peut effectivement soutenir l'évaporation en période sèche. D'une manière générale, le couplage d'un aquifère à une colonne de sol peut se révéler important pour la ZNS [Gulden *et al.* 2007a] [Lo & Famiglietti 2010].

Bien que la représentation des aquifères et des circulations associées sur l'ensemble du globe reste difficile, par manque d'observations, [Fan *et al.* 2007] [Miguez-Macho *et al.* 2007] [Anyah *et al.* 2008] ont introduit un modèle de nappe dans GCM, révélant que l'impact d'une nappe sur GCM peut être important dans certaines régions, notamment dans les zones dites de transition où des régions en excès d'énergie (donc où l'évaporation est limitée par l'eau disponible) et des régions abondantes en eau de surface (donc où l'évaporation est limitée par l'énergie disponible) sont voisines. Les précipitations dans ces régions semblent de plus sensibles à la position des nappes comme le montre [Lo & Famiglietti 2011].

Un LSM représentant la ZNS via l'équation de Richards semble propice à un couplage avec une nappe, puisque selon la méthode de résolution de Richards, les colonnes de sol peuvent être capables de modéliser à la fois la ZNS et la zone saturée lorsque celle-ci est suffisamment haute. La position d'une nappe se formant dans la ZNS sera alors fonction du drainage à la base des colonnes de sol modélisées.

La méthode de résolution numérique de l'équation de Richards conditionne le niveau d'équilibre de nappe modélisé [Zeng & Decker 2009]. Mais la dépendance des remontées capillaires à la méthode de résolution semble aussi importante que celle des remontées capillaires aux caractéristiques hydrologiques en conditionnant le flux (dans les deux sens) à la base du sol [Fan & Miguez-Macho 2010]. Bien que la prise en compte de l'eau souterraine (sous le LSM) dépende de la méthode de résolution de Richards et le type de sol considéré, elle doit agir sur la condition limite du LSM en prescrivant un drainage libre si la nappe est suffisamment profonde, un drainage nul si un niveau imperméable est rencontré, ou encore une remontée d'eau par le fond si la nappe est suffisamment proche de la surface.

Les eaux souterraines sont donc susceptibles d'avoir un impact fort sur les résultats d'un LSM et d'un AGCM lorsqu'ils sont couplés. Bien que l'observation du milieu souterrain à l'échelle globale reste compliquée avec les outils actuels, la prise en compte des eaux souterraines dans les LSM semble un axe prometteur pour améliorer le réalisme de LSM.

1.3 Problématique de la thèse

Les AGCM ont eu besoin des LSM pour perfectionner leurs simulations, évitant ainsi les problèmes de conditions limites hydrauliques sur les surfaces continentales. Ce problème n'est en réalité pas résolu, il est reporté aux LSM qui sont amenés à faire des hypothèses hydrauliques sous leurs limites inférieures, tout comme l'ont fait les AGCM lorsqu'ils n'étaient pas couplés à un LSM.

Le couplage avec un modèle de nappe éliminerait ces hypothèses, mais beaucoup de question se posent avant d'appliquer cette méthode à l'échelle globale. De plus, une description détaillée des aquifères continentaux sur tout le globe serait nécessaire pour y parvenir. Tenir compte des nappes phréatiques lors d'une simulation couplée AGCM-LSM n'a probablement pas d'impact pour plusieurs régions du globe, principalement lorsque la nappe est profonde, déconnectée de la surface et n'a pas d'influence sur l'évaporation et le climat. Pour les régions dites de transition, c'est à dire limitées d'une part par l'énergie nécessaire à l'évaporation, et d'autre part par les eaux disponibles en surface, le rôle des nappes peut y être bien plus important.

Dans l'histoire de l'évolution des GCM, la prise en compte des processus hydrogéologiques n'a pas été jugée prioritaire. Nous montrons dans cette thèse, à l'aide du modèle couplé de l'IPSL que les GCM sont arrivés à un point de maturité suffisant pour justifier une prise en compte des interactions nappe-surface.

Dans le chapitre 2, nous présentons le LSM ORCHIDEE qui possède la particularité de posséder deux versions d'hydrologie de surface dont une représente les flux d'eau au sein des premiers mètres de sol via l'équation de Richards. Nous développerons cette version afin de tenir compte de divers contextes hydrologiques en vue d'un couplage avec le modèle atmosphérique LMDZ.

Pour valider notre démarche, nous utiliserons des données de mesures atmosphériques et du sol collectées au site instrumenté du SIRTa que nous détaillons dans le chapitre 3. Ce site présente la particularité d'être situé au dessus d'une nappe qui, comme nous le verrons, a un impact fort sur les échanges en eau et en énergie avec la surface.

Le chapitre 4 présente les résultats de simulations régionales couplées LMDZ-ORCHIDEE et centrées sur le SIRTa. Ces résultats ont abouti à la rédaction de deux articles au cours de cette thèse. Le premier confronte différentes versions de LMDZ et de ORCHIDEE aux données du SIRTa. Le deuxième article propose différentes hypothèses hydrologiques, notamment la prise en compte d'une nappe comme au SIRTa. Ces tests sont rendus possibles grâce aux développements de la version d'ORCHIDEE utilisant l'équation de Richards exposées en chapitre 2. Les résultats obtenus dans ce chapitre 4 sont en accord avec ceux du chapitre 3.

Le chapitre 5 est une expérience de sensibilité du climat à différentes configuration d'hydrologie du sol, toujours à l'aide de simulations couplées LMDZ-ORCHIDEE. Nous étudierons également la réponse du climat à un doublement des concentrations atmosphériques en CO₂ selon la configuration de sol considérée. Les résultats seront discutés à l'échelle globale et régionale.

Le modèle de surface continentale ORCHIDEE

Sommaire

2.1 Principe général	25
2.1.1 Découpage en sous-modules	25
2.1.2 Discrétisation, maillage et PFT	28
2.1.3 Partitionnement de l'énergie en surface	30
2.2 Les modules hydrologiques de SECHIBA	32
2.2.1 Deux hydrologies	32
2.2.2 Les composantes du bilan d'eau	34
2.2.3 L'hydrologie bicouche	35
2.2.4 L'hydrologie multicouche	36
2.3 Développement de l'hydrologie multicouche	40
2.3.1 Résistance du sol à l'évaporation	41
2.3.2 Vers un fonctionnement "bucket"	43
2.3.3 Imposer une nappe	44
2.3.4 Changement de la discrétisation verticale	45
2.4 Les différentes utilisations possibles d'ORCHIDEE	49
2.4.1 Forcé	49
2.4.2 Couplé global	50
2.4.3 Zoomé guidé	51

2.1 Principe général

2.1.1 Découpage en sous-modules

ORganizing Carbon and Hydrology In Dynamics EcosystEms (**ORCHIDEE**) est le modèle de surface du **GCM** de l'**IPSL**. Comme de nombreux autres, le modèle **ORCHIDEE** est découpé en sous-modules parmi lesquels nous distinguons :

- le module **STOMATE** : qui modélise les processus biochimiques aux surfaces continentales comme la photosynthèse et l'évolution de la phénologie qui ont un impact fort sur la transpiration. Ce module permet également la modélisation de cycles biogéochimiques continentaux [Viovy 1996].

- le module LPJ : qui traite l'évolution dynamique de la végétation, donc les variations d'occupation des sols qui peuvent être observées sur quelques années lors de changements climatiques globaux, voire même locaux [Sitch *et al.* 2003].
- le module SECHIBA : qui décrit les bilans d'eau et d'énergie en surface résultant d'échanges entre le sol, la végétation et l'atmosphère ; le partitionnement de l'évaporation ainsi que celui des précipitations y sont notamment traités [Ducoudré *et al.* 1993].
- un module de routage : un sous module de SECHIBA qui superpose au maillage d'ORCHIDEE un réseau hydrographique pour acheminer les écoulements sortant de chaque maille vers les océans grâce à un principe de cascades de réservoirs [Ngo-Duc *et al.* 2007].

Bien que les modules STOMATE et LPJ permettent une meilleure prise en compte des processus impliquant la végétation, ces modules impliquent aussi une complexité plus importante des résultats, due aux interactions des processus du continuum sol-végétation-atmosphère. Afin d'isoler les processus propres à l'hydrologie de surface, ORCHIDEE sera utilisé tout au long de cette thèse en activant uniquement le module SECHIBA. Dans une telle configuration, l'occupation du sol par la végétation et son évolution dans le temps sont fournis par des cartes d'occupations issues de la carte IGBP [Belward *et al.* 1999] interpolées sur le maillage d'ORCHIDEE comme l'explique [Verant *et al.* 2004]. L'évolution de la phénologie (bourgeonnement, floraison, sénescence des feuilles) est contraint de suivre un cycle saisonnier moyen imposé au pas de temps journalier. Le tableau 2.1 récapitule l'ensemble des cartes de description globale des surfaces continentales qu'utilise ORCHIDEE pour caractériser chacune de ses mailles.

Type de carte	Variable	Filiation	Résolution	Références
Végétation	Type de vegetation dominant dans la classification Olson	IGBP DISCover map	5km x 5km 1 year	[Loveland <i>et al.</i> 2000]
LAI	LAI mensuel par PFT d'ORCHIDEE	USGS global land-cover	1° x 1° Monthly, 1year	[Loveland <i>et al.</i> 2000]
Sol	Type de sol dominant par pixel dans la classification texturale	FAO Soil Map of the World	5' x 5'	[Reynolds <i>et al.</i> 1999]
Pente	Pente moyenne du pixel	Etopo2v1	15' x 15'	Etopo2v1 (2001)
Bassins	Numéro de bassin, direction d'écoulement et indice topographique moyen	Combinaison de cartes	0.5° x 0.5°	[Vörösmarty <i>et al.</i> 2000] ; [Oki <i>et al.</i> 1999]
Irrigation et plaines d'inondation	Pourcentage de pixel susceptible d'être inondé ou irrigué	Carte GLWD	0.5° x 0.5°	[Lehner & Doll 2004]

TABLE 2.1 – Synthèse des cartes de description des surfaces continentales utilisées pour les simulations de cette thèse.

2.1.2 Discrétisation, maillage et PFT

Le modèle ORCHIDEE est un modèle de surface qui discrétise les surfaces continentales en un maillage rectangulaire où est modélisé l'ensemble des variables traitées. La discrétisation horizontale typique adoptée par ORCHIDEE est de l'ordre de quelques kilomètres à quelques centaines de kilomètres. Chaque maille possède ses propres caractéristiques de surface telles que l'albédo ou encore la rugosité aérodynamique. Bon nombre de ces caractéristiques dépendent de la présence du couvert végétal qui interagit avec le sol et l'atmosphère. Ces caractéristiques varient dans le temps en fonction du type de végétation présent sur la maille.

ORCHIDEE regroupe l'ensemble des végétations possibles en ensembles de végétations appelés Plant Functional Type (PFT). Un PFT n'a pas pour vocation de représenter une végétation particulière, mais plutôt un groupe de végétations aux caractéristiques communes. A ce jour, ORCHIDEE distingue 13 PFT récapitulés dans le tableau 2.2. La structure et la persistance du feuillage dans le temps, ainsi que le type de photosynthèse¹, sont autant de raisons de regrouper des végétations sous un même PFT. Le premier PFT, celui du sol nu, permet de définir les caractéristiques du sol en absence de végétation.

Plusieurs PFT peuvent coexister sur une même maille, mais ne peuvent pas se superposer. L'aire de chaque maille est donc soit associée à une unique PFT, soit partagée entre plusieurs PFT. On définit pour une maille les fractions de chaque PFT qui y est présente. Cette fraction est le rapport entre la surface occupée par un PFT et la surface totale de la maille. Les PFT recouvrant l'intégralité d'une maille, la somme des fractions de PFT est égale à 1.

L'évolution des fractions de PFT peut être activée ou désactivée selon la configuration dans laquelle ORCHIDEE est utilisé. Lorsque les modules STOMATE et LPJ sont activés, les Leaf Area Index (LAI) de chaque PFT ainsi que leurs fractions dans chaque maille sont modélisées par ORCHIDEE. Une autre configuration d'ORCHIDEE permet de n'activer que le module SECHIBA, isolant ainsi les processus liés à l'hydrologie et au bilan d'énergie. Pour cela, il est nécessaire d'avoir à disposition des cartes d'occupation des sols converties en fractions de PFT d'ORCHIDEE. Ces cartes (récapitulées dans le tableau 2.1) peuvent être mises à jour en cours de simulation pour contrôler les évolutions de végétation indépendamment du comportement hydrologique de la maille. L'évolution de la LAI peut aussi être imposée en lui prescrivant un cycle saisonnier, toujours indépendamment du comportement hydrologique.

1. Les schémas de photosynthèse C3 et C4 décrivent des processus où les produits de la réduction du carbone sont des molécules à 3 (resp. 4) atomes de carbone. Le schéma en C4 est une évolution du schéma primitif en C3 développée par les plantes des climats tropicaux.

TABLE 2.2 – Caractéristiques des **PFT** disponibles dans ORCHIDEE. $h(m)$: hauteur moyenne de la végétation ; $LAI(-)$: indice foliaire soit la surface moyenne du feuillage par unité de surface au sol, pour les végétations caduques le LAI varie entre les deux valeurs données entre parenthèses ; $r_s(s.m^{-1})$ résistance structurale ; $c(m^{-1})$ coefficient de décroissance exponentielle du profil racinaire ; a_{VI} et $a_{PIR}(-)$: respectivement les albédos dans les gammes des rayonnements visibles et proches infrarouge ; Tile : classe hydrologique.

	Type	Sous type	h	LAI	r_s	c	a_{VI}	a_{PIR}	Tile
1	Sol-nu		0	0	0	5	0	0	1
2	Arbres feuillus	persistant	30	8	25	0,8	0,04	0,2	2
3	Arbres feuillus	caduque	30	(0/8)	25	0,8	0,06	0,22	2
4	Arbres résineux	persistant	20	4	25	1	0,06	0,22	2
5	Arbres feuillus	persistant	20	4,5	25	0,8	0,06	0,22	2
6	Arbres feuillus	caduque	20	(0/4,5)	25	0,8	0,06	0,22	2
7	Arbres résineux	persistant	15	4	25	1	0,06	0,22	2
8	Arbres feuillus	caduque	15	(0/4,5)	25	1	0,06	0,22	2
9	Arbres résineux	caduque	15	(0/4)	25	0,8	0,06	0,22	2
10	Prairies	caduque C3	0.5	(0/2)	2,5	4	0,1	0,3	3
11	Prairies	caduque C4	0.6	(0/2)	2	4	0,1	0,3	3
12	Cultures	caduque C3	1.0	(0/2)	2	4	0,1	0,3	3
13	Cultures	caduque C4	1.0	(0/2)	2	4	0,1	0,3	3

2.1.3 Partitionnement de l'énergie en surface

Comme nous l'avons vu en introduction, le bilan radiatif conditionne la température à la surface du sol. Cette température est le résultat d'un équilibre énergétique, synthétisé par une équation de flux à la surface du sol qui répartit à chaque instant le rayonnement reçu :

$$R_{net} = H_E + H_S + H_G \quad (2.1)$$

où :

- R_{net} est la somme des flux radiatifs du domaine visible (VI) et infra-rouge (IR) incidents soustraite à ceux émis ou réfléchis par la surface,
- H_E est le flux de chaleur latente, qui est la somme de l'évapotranspiration E et de la sublimation S pondérées respectivement par les chaleurs latentes d'évaporation L_E et de sublimation de l'eau L_S ($H_E = L_E.E + L_S.S$, mais le sujet de thèse ne portant pas sur les processus neigeux, la sublimation sera souvent négligée au cours de ce manuscrit),
- H_S le flux de chaleur sensible, qui traduit l'échange de chaleur au cours du temps entre la surface et l'atmosphère par diffusion et convection dû à la différence de température entre ces deux milieux.
- et H_G le flux de chaleur diffusif dans le sol.

La figure 1.6 fournit un ordre de grandeur moyen de ces termes : $R_{net} = 102 \text{ W.m}^{-2}$, $H_E = 78 \text{ W.m}^{-2}$ et $H_S = 24 \text{ W.m}^{-2}$. Le terme H_G n'est pas représenté car nul sur la figure 1.6 puisqu'on y affiche uniquement des moyennes annuelles en considérant que la température à la surface de la Terre est à l'équilibre sur une année, et que le flux géothermique en profondeur (en réalité de quelques mW.m^{-2}) est nul.

Le terme R_{net} contient quatre principales composantes :

$$R_{net} = R_{VI}^\downarrow + R_{RI}^\downarrow - R_{VI}^\uparrow - R_{IR}^\uparrow \quad (2.2)$$

Les termes incidents $R_{VI}^\downarrow$ et $R_{RI}^\downarrow$ correspondent respectivement au rayonnement solaire visible qui traverse l'atmosphère et au rayonnement IR émis par l'atmosphère (incluant donc l'effet de serre). Au cours d'un pas de temps, ces flux sont donc des contraintes pour ORCHIDEE (Figure 2.1).

ORCHIDEE intervient dans le calcul des flux montants $R_{VI}^\uparrow$ et $R_{IR}^\uparrow$. Les caractéristiques de chaque maille déterminent dans quelle mesure les flux descendant sont réfléchis. Cette réflexion est conditionnée par la végétation occupant la maille, l'humidité du sol en surface ainsi que par la couverture de neige, et par son âge si cette dernière est présente. Toutes ces caractéristiques interviennent dans le calcul des coefficients de réflexion : l'albédo de surface ou coefficient moyen de réflexion du rayonnement solaire (en moyenne de l'ordre de 30% pour la surface terrestre); et émissivité de la surface ou coefficient moyen d'absorption du rayonnement

infrarouge (de l'ordre de 98%, donc une réflexion de 2%).

ORCHIDEE détermine aussi la quantité de rayonnement infrarouge émis par les surface continentales vers l'atmosphère. Le flux correspondant est déterminé en appliquant la loi de Stefan-Boltzmann (en σT^4) et est intégré au terme général $R_{IR}^\uparrow$.

Une fois les caractéristiques de la surface connues, déterminer R_{net} n'a pas un coût numérique élevé pour ORCHIDEE. La qualité des cartes de description de surface utilisées par ORCHIDEE peut ainsi avoir un impact important sur l'ensemble des résultats, notamment sur la température de sol. Mais au delà de la valeur moyenne des paramètres contrôlant le rayonnement net, leur évolution dans le temps a tout autant d'importance pour modéliser fidèlement les processus énergétiques. L'évolution de ces paramètres d'un pas de temps à l'autre fait parfois intervenir de nombreux processus. Notamment celle de l'humidité du sol (que nous détaillons en section 2.2.4) qui conditionne l'évolution de la végétation et qui intervient également dans le partitionnement du rayonnement net en surface (Equation 2.1) en modifiant l'albédo du sol [Gascoin *et al.* 2009].

L'état hydrique général de chaque maille détermine la partitionnement de l'énergie en surface, notamment le partage du rayonnement en flux de chaleur latente et sensible. Pour connaître quelle est la part du flux latent, ORCHIDEE se base sur le calcul de l'évaporation potentielle, celle qui aurait lieu au dessus d'une surface d'eau, c'est à dire lorsque l'évaporation n'est pas limité par l'eau en surface. En fonction des conditions hydriques de chaque maille, ORCHIDEE limite cette évaporation potentielle pour fournir l'évaporation réelle. Différentes formulations permettent de déterminer l'évaporation potentielle notamment celle de [Budyko 1956] :

$$E_{pot} = \frac{\rho}{r_a} (q_{sat}(T_S) - q_{air}) \quad (2.3)$$

où , q_{air} est l'humidité spécifique de l'air (kg.kg^{-1}), $q_{sat}(T_S)$ est l'humidité spécifique de l'air saturé à la température T_S de la surface qui évapore (kg.kg^{-1}).

ORCHIDEE utilise cette formulation pour déterminer l'évaporation réelle totale. Cette évaporation réelle est la combinaison de quatre principaux flux évaporatifs :

- l'évaporation de l'eau sur la canopée,
- la transpiration des végétaux,
- l'évaporation des plaines d'inondation et autres eaux de surface.
- l'évaporation du sol nu, qui a la particularité de se baser sur une correction de l'équation 2.3 selon [Milly 1992] ([De Rosnay 1999], page 161)

Ce partitionnement de l'évaporation emploie un raisonnement comparable à un circuit de résistances électriques (similaire à celui présenté sur la figure 1.11.b), où chaque flux évaporatif est représenté par une résistance fonction des variables d'état définies pour chaque processus impliqué. Ce schéma implique une préférence

pour la transpiration végétale lorsque la végétation est présente et n'est pas en situation de stress hydrique, la résistance du sol à l'évaporation étant généralement plus forte que celle de l'évapotranspiration. D'un point de vue général, ORCHIDEE limite l'évaporation potentielle E_{pot} pour déterminer E . L'ensemble des processus intervenant dans le partitionnement de l'évaporation forme la conductance générale de la surface à l'évaporation β définie comme le rapport entre évaporation réelle et potentielle :

$$\beta = E/E_{pot} \quad (2.4)$$

β traduit le fait que l'évaporation potentielle est freinée par les résistances stomatiques et l'état hydrique du sol. Au premier ordre, la limitation de l'évaporation ($\beta < 1$) donc du flux de chaleur latente, entraîne un excès d'énergie en surface qui est réparti à travers les autres composantes de l'équation 2.1. Le contrôle du bilan énergétique en surface par β implique un impact fort de ce dernier sur les modélisations atmosphériques. L'élaboration d'une représentation réaliste des flux de surface au sein d'ORCHIDEE est entre autre motivée par cette sensibilité.

Pour y parvenir, ORCHIDEE organise les calculs de chaque pas de temps selon la chronologie présentée sur le diagramme de la figure 2.1. En début de pas de temps, ORCHIDEE reçoit des informations provenant de l'atmosphère et met à jour si besoin l'état de la végétation en place (calculé par STOMATE et LPJ s'ils sont activés, sinon prescrits). ORCHIDEE utilise ensuite les caractéristiques de la végétation et l'état hydrique de chaque maille pour y déterminer le partitionnement de l'énergie que nous venons de décrire. Le bilan d'eau réalisé dans chaque maille, qui assure la conservation de l'eau dans le modèle, est ainsi conditionné par le bilan d'énergie qui précède.

2.2 Les modules hydrologiques de SECHIBA

2.2.1 Deux hydrologies

Schématisation des EChanges Hydriques à l'Interface Biosphère-Atmosphère (SECHIBA), qui fait aujourd'hui partie d'ORCHIDEE, a été développé au LMD par [Ducoudré *et al.* 1993] pour représenter les flux évaporatifs. Plusieurs éléments furent apportés ensuite au modèle dans le but d'intégrer la représentation hydrologique à l'interface sol-végétation atmosphère.

Son principe initial reposait sur un fonctionnement de type *bucket* [Manabe 1969], c'est à dire un unique réservoir d'eau en surface qui se remplit par les précipitations et se vide uniquement par évaporation, en cas de saturation du réservoir un écoulement de surface ce produit pour évacuer les précipitations excédantes. La dépendance des AGCM à la disponibilité des eaux en surface (section 1.2.4) a motivé, entre autres, le développement d'ORCHIDEE.

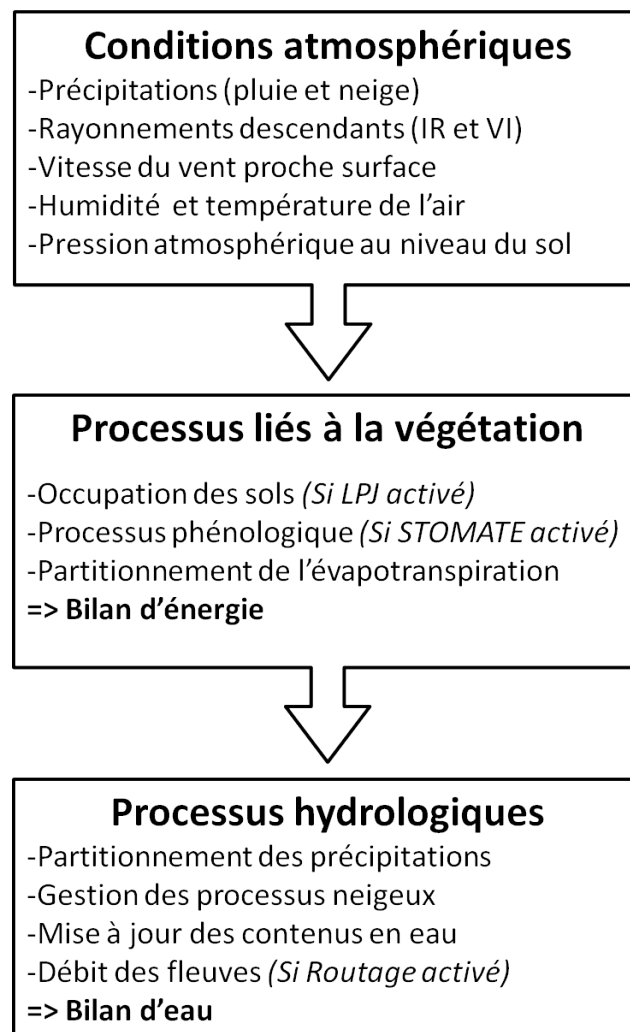


FIGURE 2.1 – Chronologie des calculs réalisés par ORCHIDEE au cours d'un pas de temps.

Le principe *bucket* a ainsi été couplé à une couche superficielle qui apparaît lors de précipitations [Choisnel 1977]. Cette couche superficielle est drainée vers la couche inférieure [Ducharne *et al.* 1998]. Cette première approche a permis d’obtenir une distribution de l’eau dans le sol selon la profondeur. L’intégration d’un profil vertical racinaire a bénéficié de cette distribution pour permettre à la transpiration végétale de puiser sa source distinctement dans les deux couches du modèle (lorsque la couche superficielle est présente) [De Rosnay & Polcher 1998].

Nous nommerons *bicouche* cette première version de l’hydrologie d’ORCHIDEE dans la suite de ce manuscrit. Intégrée à ORCHIDEE, l’hydrologie *bicouche* a participé à différentes inter-comparaisons de modèle (PILPS [Pitman 2003], ALMIP [Boone *et al.* 2009]) et est intégrée au GCM de l’IPSL. L’hydrologie *bicouche* bénéficie de nombreuses études et est couramment couplée à un modèle atmosphérique.

Une seconde approche hydrologique a commencé à se développer il y a une quinzaine d’années. Ce concept, aujourd’hui intégré à ORCHIDEE en tant que module hydrologique optionnel, remplace celui de l’hydrologie *bicouche* s’il est activé. Cette nouvelle approche consiste à résoudre les phénomènes de diffusion d’eau dans les sols en appliquant l’équation de [Richards 1931] à une description plus précise des surfaces continentales. Ce module se distingue du *bicouche* de part sa discrétisation plus fine du sol selon la verticale grâce à une multitude de couches superposées, nous nommerons ce module *multicouche* dans la suite du manuscrit.

2.2.2 Les composantes du bilan d’eau

ORCHIDEE considère différents réservoirs d’eau au sein de chacune de ses mailles. Celui formé par la surface des feuilles (canopée) est alimenté par les précipitations. Les précipitations atteignant le sol, additionnées aux écoulements depuis la canopée (through fall) constituent le terme P_{sol} . Comme indiqué sur la figure 1.10, ce flux est ensuite réparti en différents flux. S’il n’y a ni précipitation solide, ni variation du stock de neige, l’équation du bilan d’eau en surface s’écrit :

$$P_{sol} = E_{Sol} + R_S + I \quad (2.5)$$

où R_S est le ruissellement des précipitations en surface, I l’infiltration dans le sol.

Comme nous le verrons dans la section 2.3.1, dans le cas de l’hydrologie *multicouche*, l’évaporation E_{Sol} est le résultat de différents processus. Lorsque les précipitations et eaux de surfaces ne peuvent satisfaire ce flux, l’eau est prélevée au réservoir sol. Lorsque P_{sol} excède E_{Sol} , ORCHIDEE caractérise la part d’eau ruisselant en surface (R_S), le reste s’infiltrant dans le sol (I). Ce partage dépend de la capacité du sol à accueillir des infiltrations en surface. Avec l’hydrologie multicouche il est obtenu en modélisant la vitesse du front d’infiltration (selon [Green & Ampt 1911]) sur un pas de temps numérique, cette vitesse est fonction de la perméabilité du sol. En fonction de la pente caractéristique de

chaque maille, une part des eaux non infiltrées, qui ruisselle donc en surface, est resoumise au processus d'infiltration au pas de temps suivant. ([dOrgeval *et al.* 2008]).

ORCHIDEE modélise une épaisseur de sol finie entre la surface et une profondeur fixée. On associe à cette épaisseur de sol une hauteur d'eau W qui correspond à la hauteur de la lame d'eau équivalente contenue dans le sol modélisé. Ce contenu évolue en fonction de l'infiltration en surface I , de l'évaporation du sol E_{Sol} , de la transpiration des végétaux T_R et, s'il existe, du drainage considéré à la base du sol D . Si on note dW la variation de W au cours d'un pas de temps dt , où l'ensemble des flux hydriques sont constants, on obtient la relation :

$$dW/dt = (I - T_R - E_{Sol} - D) \quad (2.6)$$

où I et D sont considérés positifs vers le bas.

La répartition verticale du contenu en eau W a un impact fort sur le partitionnement de l'évaporation puisqu'il agit sur les résistances à l'évapotranspiration, c'est à dire T_R et E_{sol} . Pour un même contenu total en eau, différentes répartitions verticales de ce contenu peuvent conduire à différentes situations. Si le sol est proche de la saturation en surface, ou si l'eau du sol est principalement accumulée dans la zone racinaire, l'évaporation du sol et la transpiration qui en découlent ne seront pas les mêmes.

Comme nous allons le voir, la capacité d'ORCHIDEE à modéliser l'évolution de l'eau dans le sol selon la verticale conditionne ainsi le réalisme des résultats obtenus, notamment d'un point de vue saisonnalité.

2.2.3 L'hydrologie bicouche

L'hydrologie *bicouche* représente les deux premiers mètres de profondeur du sol à l'aide de deux couches superposées. La première couche en surface, dite superficielle est d'épaisseur variable. Elle apparait lors de précipitations. Son contenu est drainé vers la couche plus profonde. La couche superficielle disparaît lorsqu'elle ne contient plus d'eau.

Chaque colonne de sol peut contenir un maximum de 300 cm d'eau par m² de surface. Lorsque le contenu en eau total dans le sol dépasse la capacité au champ, le ruissellement de surface et le drainage se déclenchent et représentent respectivement 5% et 95% de l'écoulement total. Ces proportions ont été introduites en se basant sur celles obtenues par le module *multicouche*, [Ducharne *et al.* 1998] ayant montré l'intérêt de paramétrer un drainage à la base du sol de l'hydrologie *bicouche*.

Aucun développement du module *bicouche* n'est proposé dans cette thèse, mais il sera utilisé pour évaluer les performances du module *multicouche*. En effet

l'hydrologie *bicouche* bénéficie d'une "maturité numérique" bien plus importante puisqu'elle est utilisée depuis plus longtemps que l'hydrologie *multicouche*. Elle bénéficie de plus à un plus grand nombre d'inter-comparaisons de [LSM](#). Sa participation à de nombreux projets internationaux témoigne du fait que le module *bicouche* est bien connue et est donc un excellent point de comparaison pour tester l'hydrologie *multicouche*.

Nous utiliserons également une version du module *bicouche* qui représente un sol profond de 4 m. Comme nous le verrons dans le chapitre 5, augmenter la profondeur de sol, et donc augmenter la réserve utile en eau, permet de maintenir l'évapotranspiration des régions tropicales, notamment en Amazonie.

2.2.4 L'hydrologie multicouche

Le module *multicouche* a été implanté la première fois au sein d'ORCHIDEE lors de la thèse [\[De Rosnay 1999\]](#). On y utilise l'équation de Fokker-Planck avec terme source, obtenue en combinant l'équation de *Darcy* étendue aux milieux non-saturés (exprimée en fonction de la teneur en eau) avec celle de continuité appliquée à l'eau :

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta(z, t)}{\partial t} &= -\frac{\partial Q(z, t)}{\partial z} - S(z, t) \\ &= \frac{\partial}{\partial z} (D(\theta(z, t)) \frac{\partial \theta(z, t)}{\partial z} - K(\theta(z, t)) - S(z, t) \end{aligned} \quad (2.7)$$

où

t	Temps	[s]
z	Profondeur, positive vers le bas	[m]
θ	Humidité volumétrique du sol	[m ³ .m ⁻³]
Q	débit d'eau	[m ³ .m ⁻² .s ⁻¹]
S	Terme d'extraction racinaire	[m ³ .m ⁻³ .s ⁻¹]
K	Conductivité hydraulique du sol ou perméabilité	[m.s ⁻¹]
D	Diffusivité hydraulique du sol	[m ² .s ⁻¹]

θ est ici considéré homogène selon le plan horizontal au sein de chaque maille ORCHIDEE.

L'équation 2.7 est résolue numériquement par ORCHIDEE avec un pas de temps de 30 min. La dimension verticale est quant à elle discrétisée sur N profondeurs $z_{i \in \llbracket 1:N \rrbracket}$ (Figure 2.2). Ainsi pour un instant t donné, $\theta(z, t) \setminus z \in [0 : z_{max}]$ est approximée à l'aide de la suite $(\theta)_{i \in \llbracket 1:N \rrbracket}^t$; z_{max} étant la profondeur totale du sol modélisé par ORCHIDEE, qui vaut elle dans la version *multicouche* 2 m .

La construction de θ sous forme d'une suite à deux variables permet l'emploi de

matrices réelles et le recours aux outils algébriques associés. Au cours de la résolution de l'équation 2.7, nous adoptons une réflexion en unité de surface (les volumes seront parfois exprimés en épaisseur par m^2 donc en m ou $\text{m}^3.\text{m}^{-2}$), et nous considérons différemment :

- L'interface entre l'atmosphère et la surface. Elle est occupée par le premier point de calcul. Le flux d'eau à travers cette interface Q_0 , considéré positif vers le bas, peut contenir le terme d'évaporation du sol nu, l'infiltration étant déjà été intégrée à ce stade (voir [dOrgeval *et al.* 2008]).
- Les $N - 1$ interfaces entre les N points de calcul. Nous y considérons les flux $Q_{i \in \llbracket 1 : (N-1) \rrbracket}$ qui doivent satisfaire l'équation 2.7.
- L'interface à la base de la colonne de sol, occupée par le dernier point de calcul, ou nous considérons le flux d'eau Q_N que nous nommons ici drainage.

Ces $N + 1$ interfaces définissent ainsi N couches de sols auxquelles nous associons les contenus en eau $W_{i \in \llbracket 1 : N \rrbracket}$ exprimés par unité de surface, donc en mètres (Figure 2.2).

La relation entre les contenus W_i et les flux Q_i au cours d'un pas de temps de longueur Δt s'écrit alors : $\forall i \in \llbracket 1 : N \rrbracket$,

$$W_i^{t+\Delta t} - W_i^t = (\omega.(Q_{i-1}^{t+\Delta t} - Q_i^{t+\Delta t}) + (1 - \omega).(Q_{i-1}^t - Q_i^t)).\Delta t \quad (2.8)$$

Δt	Durée du pas de temps	[s]
ω	Pondération entre t et $t + \Delta t$	[s]
$W_{i \in \llbracket 1 : N \rrbracket}^t$	Contenu volumique en eau de chaque couche	$[\text{m}^3.\text{m}^{-2}]$
$Q_{i \in \llbracket 0 : N \rrbracket}^t$	Flux aux interfaces	$[\text{m}^3.\text{s}^{-1}.\text{m}^{-2}]$

Les tests réalisés par [De Rosnay 1999] ont conduit à fixer $\omega = 1$, et donc à utiliser un schéma implicite, pour des raisons de stabilité numérique.

$W_{i \in \llbracket 1 : N \rrbracket}^t$ est déterminée en intégrant θ sur chaque épaisseur de couche, θ étant considérée linéaire entre deux valeurs successives de $\theta_{t,i \in \llbracket 1 : N \rrbracket}$ (Figure 2.2) :

$$\begin{aligned} W_1^t &= \int_{z_2/2}^{z_1=0} \theta(z, t) dz &= \frac{\Delta z_2}{8} (3\theta_1^t + \theta_2^t) \\ \forall i \in \llbracket 2 : N - 1 \rrbracket : \\ W_i^t &= \int_{(z_i + z_{i+1})/2}^{(z_{i-1} + z_i)/2} \theta(z, t).dz &= \frac{\Delta z_i}{8} (\theta_{i-1}^t + 3\theta_i^t) + \frac{\Delta z_{i+1}}{8} (3\theta_i^t + \theta_{i+1}^t) \\ W_N^t &= \int_{z_N = z_{max}}^{(z_{N-1} + z_N)/2} \theta(z, t).dz &= \frac{\Delta z_N}{8} (\theta_{N-1}^t + 3\theta_N^t) \end{aligned} \quad (2.9)$$

Ainsi construite, W_i^t est ainsi une combinaison linéaire du triplet $(\theta_{i-1}^t; \theta_i^t; \theta_{i+1}^t)$,

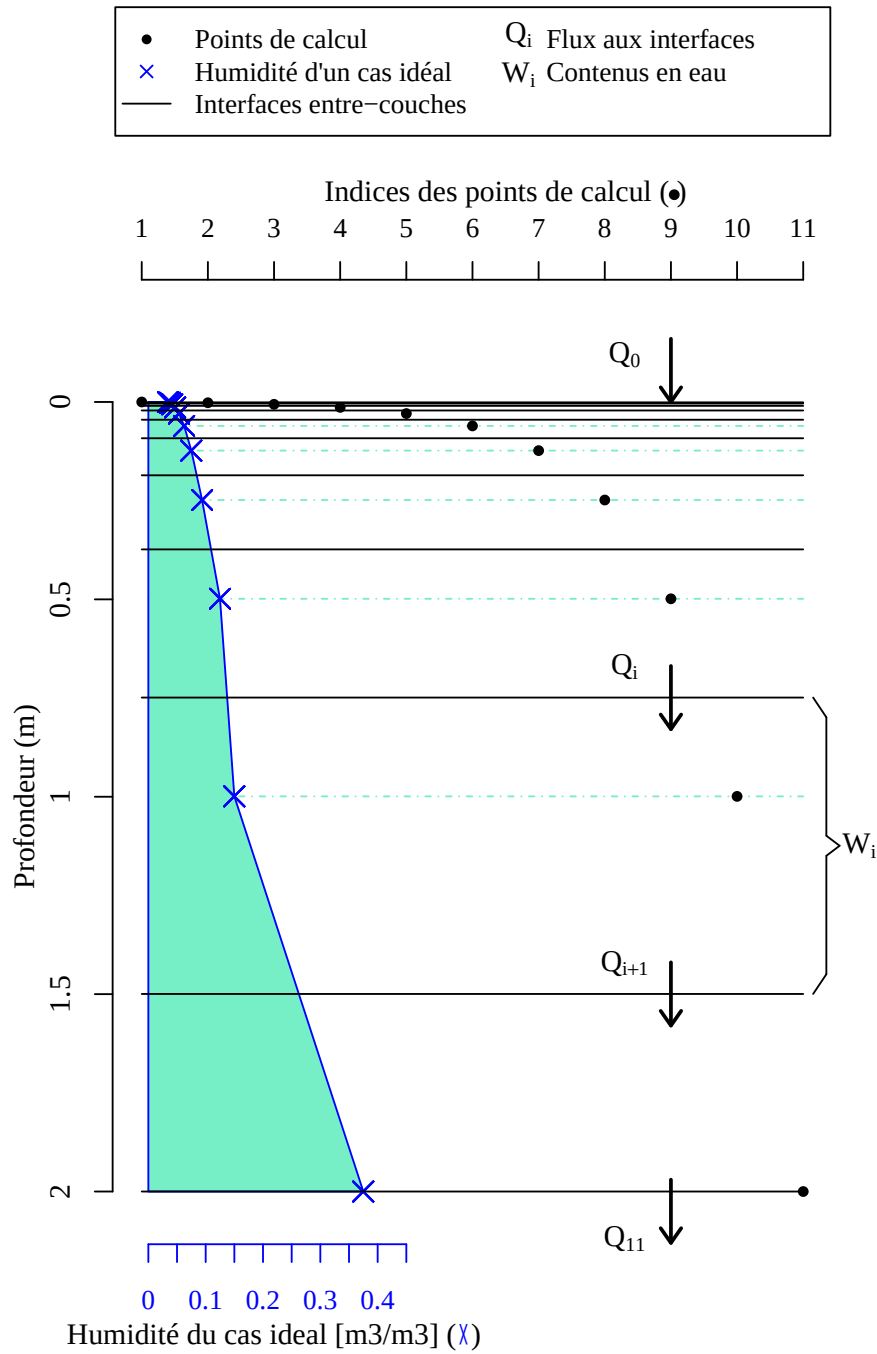


FIGURE 2.2 – Discretisation du sol selon la profondeur en 11 points de calcul, représentés par des points noirs dont l'abscisse (en haut) définit l'indice et l'ordonnée (à gauche) la profondeur. Les croix bleues désignent un cas idéal d'humidité du sol, l'abscisse (en bas) de ces croix donne l'humidité correspondante, qui est ici faible en surface et plus élevée en profondeur. Le polygone bleu-ciel fournit une représentation du contenu en eau intégré selon la verticale.

TABLE 2.5 – Paramètres hydrauliques des trois classes texturales utilisées dans ORCHIDEE : humidité à saturation, humidité résiduelle et perméabilité

Paramètre	Unité	Sables limoneux	Limons	Argiles limoneuses
θ_s	$\text{m}^3.\text{m}^{-3}$	0.41	0.43	0.41
θ_r	$\text{m}^3.\text{m}^{-3}$	0.065	0.078	0.095
K_s	$\text{mm}.\text{d}^{-1}$	1060.8	249.6	62.4

sauf pour $i = 1$ et $i = N$ qui concernent des doublets.

Lors de la résolution de 2.8, Q_0^t (l'évaporation du sol nu) est connu pour le pas de temps en cours, on rappelle que l'infiltration est traitée séparément. Q_N^t quant à lui est assimilé à un drainage libre :

$$Q_N^t = K(\theta_N^t) \quad (2.10)$$

Cette considération diffère de l'hydrologie *bicouche* pour laquelle aucun drainage n'est considéré à la base du sol.

Pour $i \in \llbracket 2 : N - 1 \rrbracket$, Q_i^t est déduit de l'équation 2.7 :

$$Q_i^t = -D(\theta(t, z_i)) \frac{\partial \theta(t, z_i)}{\partial z} + K(\theta(t, z_i)) \quad (2.11)$$

Afin de résoudre en bloc l'équation 2.8 à l'aide d'une inversion de matrice tridiagonale, Q_i^t est construit avec la même linéarité que possède W_i^t vis à vis de $(\theta_{i-1}^t; \theta_i^t; \theta_{i+1}^t)$. Pour cela, $\partial \theta(t, z_i) / \partial z$ est approché dans l'équation 2.8 par le taux d'accroissement des points de calcul adjacents à l'interface considérée ($i - 1$ et i), qui sont à équidistance de ladite interface (Figure 2.2). Le terme $\partial \theta(t, z_i) / \partial z$ est ainsi une combinaison linéaire de $(\theta_{i-1}^t; \theta_i^t)$. Cette linéarité doit être conservée une fois les fonctions hydrauliques $K(\theta)$ et $D(\theta)$ prises en compte.

Dans ORCHIDEE, ces fonctions hydrauliques dépendent de la texture de sol considéré. Elle sont déduites du modèle de [Mualem 1976]-[Van Genuchten 1980]. Mais ce modèle, en accord avec des mesures sur plusieurs échantillons de sol, fournit des relations fortement non-linéaires (figure 2.3). Ainsi ORCHIDEE approche $K(\theta)$ et $D(\theta)$ par des fonctions continues par morceaux, calées à une discrétisation de l'intervalle $[\theta_r; \theta_s]$, par défaut en 50 plus petits intervalles réguliers. La linéarité selon $(\theta_{i-1}^t; \theta_i^t; \theta_{i+1}^t)$ souhaitée dans l'équation 2.8 implique que les fonctions hydrauliques utilisées soient linéaires par morceaux pour K et constantes par morceaux pour D .

Pour $i \in \llbracket 2 : N - 1 \rrbracket$, on associe D et K dans l'équation 2.11 à la moyenne arithmétique des fonctions décrites ci-dessus correspondant aux valeurs de θ au

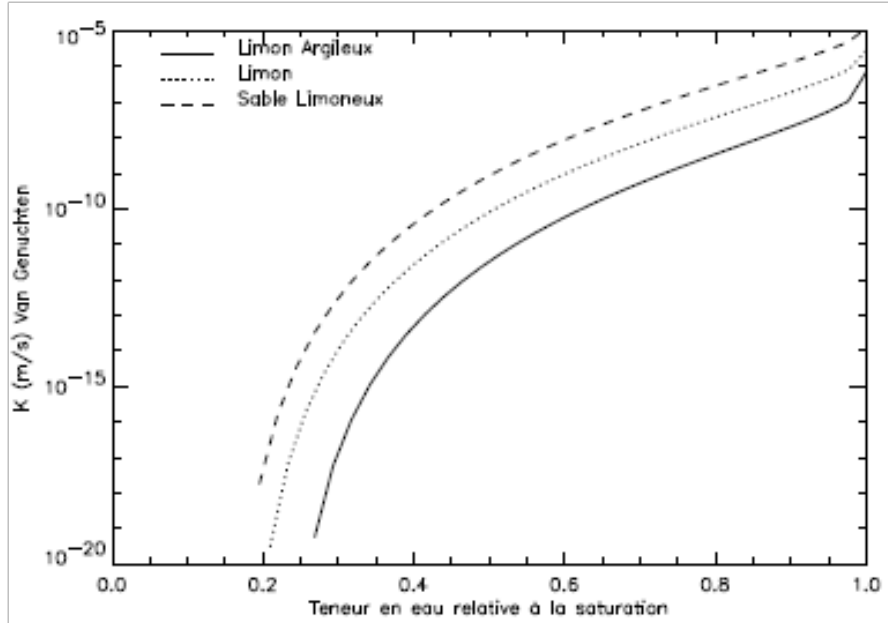


FIGURE 2.3 – Conductivité hydraulique en fonction de la teneur relative en eau (θ/θ_S) représenté par les fonctions de [Van Genuchten 1980] pour les trois textures de sol proposés par ORCHIDEE (d’après [De Rosnay 1999])

point au-dessus et en-dessous de l’interface considérée (schéma centré). Pour $i = N$, seule la fonction K est utilisée (Equation 2.10) et ne nécessite pas de faire de moyenne arithmétique, le dernier point de calcul étant confondu avec l’interface la plus profonde (Figure 2.2). Q_0 quant à lui ne nécessite pas l’emploi de K et de D puisqu’il est connu à ce stade de la résolution.

Ainsi les équations 2.8 et 2.11 possèdent la linéarité souhaitée pour résoudre le système d’équation 2.8 qui contrôle l’évolution de θ d’un pas de temps à l’autre.

2.3 Développement de l’hydrologie multicouche

Le premier verrou technique de la thèse fut de rendre opérationnel le module *multicouche*. En effet, les engagements du groupe ORCHIDEE vis à vis de différents programmes en cours ont canalisé l’énergie des ingénieurs de l’IPSL sur le module *bicouche* au détriment du module *multicouche* qui n’a été que trop peu compilé et utilisé depuis la thèse de Tristan d’Orgeval (2007).

Plusieurs versions circulaient alors entre chercheurs et thésards conduisant à un flou général sur le contenu du module *multicouche*. Un grand nettoyage et plusieurs corrections de bugs informatiques furent nécessaires avant de rendre le module *multicouche* fonctionnel dans les différentes configurations

que nous présenterons en section 2.4. Toutes ces modifications sont désormais incluses dans la version principale d'ORCHIDEE distribuée par l'IPSL (<http://orchidee.ipsl.jussieu.fr>) et documentée par le groupe ORCHIDEE (<http://dods.ipsl.jussieu.fr/orchidee/DOXYGEN/documentation.pdf>).

2.3.1 Résistance du sol à l'évaporation

L'avantage d'employer un schéma de diffusion pour traiter l'évolution de l'humidité selon la profondeur est de l'utiliser pour déterminer la résistance à l'évaporation du sol nu. On caractérise en effet le rapport entre l'évaporation potentielle cumulée au cours du pas temps et la quantité maximale d'eau que le sol peut libérer par le haut, compte tenu de sa perméabilité et de sa diffusivité.

Au cours d'un pas de temps numérique, le module hydrologique entre en action une fois déterminé le partitionnement de l'énergie entre les différents flux d'évaporation (Figure 2.1). Le module hydrologique doit donc respecter les flux d'eau prescrits par le bilan d'énergie, y compris donc l'évaporation du sol nu. Cette évaporation du sol est retirée à l'eau rajoutée par le haut en cas d'infiltration. L'eau qu'il reste à extraire est ensuite prélevée aux couches de sol les plus superficielles où l'eau est disponible.

Cette extraction d'eau due à l'évaporation du sol nu cumulée sur un pas de temps est la première étape du module hydrologique. La seconde consiste à poursuivre l'infiltration d'eau non consommée par l'évaporation. Cette étape d'infiltration a été introduite dans ORCHIDEE par [dOrgeval *et al.* 2008]. Elle représente l'évolution d'un front d'infiltration dans le sol. La capacité du sol à infiltrer les eaux de surface dépend alors de sa perméabilité, et elle détermine la part d'eau qui ruisselle en surface.

Ce n'est qu'une fois les apports et extractions d'eau par le haut appliqués à la colonne de sol que le schéma de diffusion décrit en section 2.2.4 est appelé. C'est au cours de ce schéma que le drainage à la base du sol est déterminé (Equation 2.10) et que la transpiration en fonction du profil racinaire est soustraite au contenu de chaque couche. L'hydrologie du sol est donc bouclée une fois les humidités du sol mises à jour, l'ensemble des flux hydriques de la figure 1.10 ayant été traité.

Historiquement, le module profitait de ce schéma pour évaluer l'évaporation du sol nu au pas de temps suivant. Ce test consistait à déterminer le flux maximum que l'on peut imposer au sommet de la colonne sans conduire à des humidités inférieures à l'humidité minimale permise (humidité résiduelle). Mais suite à différentes modifications du code informatique d'ORCHIDEE, ce test, par souci de ne pas perturber le bilan d'eau, semblait entraîner des oscillations numériques fatales pour l'exécution informatique. Nous l'avons donc repensé et déplacé hors du

pas de temps tout en conservant son sens physique.

Désormais, c'est une fois l'hydrologie du sol complétée que le module va profiter de la connaissance de l'ensemble des variables hydrologiques pour tester l'évaporation du sol nu. Le schéma de diffusion est considéré sur un nouveau pas de temps "virtuel" de même durée en supposant que :

- les infiltrations en surface sont nulles
- l'extraction racinaire est nulle
- le sol est au même état hydrique qu'à la fin du dernier pas de temps.
- l'évaporation du sol en surface (flux Q_0 sur la figure, négatif puisqu'il s'agit d'une extraction) est l'évaporation potentielle (equation 2.3)

Si suite à cette nouvelle "intégration virtuelle" du schéma de diffusion, l'humidité du sol conserve des valeurs supérieures à l'humidité résiduelle, c'est que le sol est capable de satisfaire pleinement l'évaporation potentielle. Si en revanche l'humidité du sol passe sous son humidité résiduelle, c'est qu'il n'en était pas capable. Le schéma de diffusion est alors appelé une nouvelle fois dans les mêmes conditions "virtuelles", mais cette fois ci, plutôt que d'imposer une condition limite de flux en surface, on impose une condition limite d'état : l'humidité au premier point de calcul, celui en surface, est fixée à l'humidité résiduelle du sol. Le flux Q_0 en surface résultant de ce schéma est ensuite déduit par bilan de masse. Ce flux est considéré comme le flux maximal d'eau que le sol est capable de fournir pour l'évaporation en surface.

Une fois ces intégrations virtuelles réalisées, ORCHIDEE détermine le rapport entre l'évaporation du sol nu qui vient d'être calculée et l'évaporation potentielle résultante (ce rapport est inférieur à 1 si il a fallu utiliser une condition limite d'état en surface). Ce rapport, comparable à la conductance β de l'équation 2.6, est sauvegardé pour le pas de temps suivant, au cours duquel le partitionnement de l'évaporation sera fonction dudit rapport.

Le schéma numérique est donc maintenant appelé trois fois :

1. pour le pas de temps
2. pour tester l'évaporation potentielle
3. pour évaluer l'évaporation maximale du sol (si point 2. impossible).

Avant la correction on ne l'appelait que deux fois (2. et 3. intégrés à 1.) Le couplage à un modèle atmosphérique (détaillé en 2.4.2) n'aurait pas été possible sans cette correction.

2.3.2 Vers un fonctionnement "bucket"

Une des grandes différences entre les modules hydrologiques *bicouche* et *multicouche* est la paramétrisation de drainage. Dans le module *bicouche* le drainage est associé à 95% du ruissellement total lorsqu'il existe, le reste étant associé au ruissellement en surface. Le ruissellement total ne se déclenche que lorsque le contenu total en eau dépasse celui de la capacité au champ. Dans le module *multicouche*, un drainage libre est défini à la base du sol (Equation 2.10). Ces deux modules ont donc des raisonnements opposés, bien que l'on ne puisse pas trancher pour l'une ou l'autre des considérations de drainage à l'échelle globale. Néanmoins celle du module *multicouche* propose une approche dotée de plus de sens physique que celle du *bicouche*.

Notons qu'avant les travaux de [Ducharne *et al.* 1998], aucun drainage à la base du sol n'était paramétré dans SECHIBA. Un drainage nul reviendrait à supposer un fond imperméable à l'eau à la base du sol (donc ici à 2 m). Cette hypothèse n'est bien sûr pas représentative de l'ensemble des surfaces continentales. Mais l'hypothèse du drainage libre appliquée par le module *multicouche* ne semble pas nécessairement plus représentative de l'échelle globale. Le drainage libre découle de l'équation de flux (Equation 2.11) telle qu'elle se simplifie si l'humidité est constante sous le dernier niveau du sol modélisé. Cela revient à considérer que la nappe est placée à l'infini sous toutes les surfaces continentales et qu'elle n'interagit pas avec l'humidité du sol proche de la surface.

Les différences obtenues en employant alternativement le module *bicouche* puis *multicouche* peuvent ainsi non seulement provenir des différences dues à la discrétisation verticale de ces deux modules, mais aussi du drainage qui n'existe que dans la version *multicouche*. Or ce flux détermine l'évolution du contenu total en eau dans le sol, donc dans la zone racinaire, indispensable à la transpiration des végétaux.

La version *multicouche* permet grâce à un facteur F , choisi par l'utilisateur, qui pondère le drainage à la base du sol :

$$Q_N = F.K(\theta_N) \quad (2.12)$$

Lorsque $F = 1$, sa valeur par défaut, on retrouve le drainage libre. Si $F = 0$, on a un drainage nul, tout comme dans le module *bicouche* et dans les modèles du type *bucket*. Faire varier F entre ces deux valeurs ($0 < F < 1$) permet d'avoir des drainages intermédiaires. Présent dans le module *multicouche* depuis son origine, il n'avait pas fait l'objet de tests de sensibilité. Son utilisation fut possible grâce à un raffinement de la résolution verticale, comme nous le détaillons en section 2.3.4.

2.3.3 Imposer une nappe

Plusieurs tests avec un drainage nul ($F = 0$) ont révélé la capacité du module *multicouche* à modéliser épisodiquement une nappe. Suite à de fortes précipitations, l'eau s'accumule au-dessus du niveau perméable et conduit à un sol saturé en eau. Mais le niveau de cette nappe ne peut être maintenu en période sèche, les remontées capillaires depuis la zone saturée vers la surface faisant rapidement baisser le niveau de la nappe, jusqu'à sa disparition.

Le niveau d'une nappe est en réalité le résultat d'un équilibre entre recharge et vidange de la nappe à des échelles spatiales parfois très larges. Des circulations horizontales au sein des aquifères répartissent l'eau infiltrée dans les zones en excès de recharge. Or, même si le module *multicouche* peut conduire à un sol saturé, les circulations horizontales d'eau au sein de la nappe ne sont pas modélisées entre les mailles, chaque maille étant hydrauliquement déconnectée de ses mailles voisines.

Pour maintenir le niveau d'une nappe dans la version *multicouche*, il serait judicieux de paramétrer des circulations horizontales, tout comme l'ont fait [Miguez-Macho *et al.* 2007]. Nous proposons néanmoins un moyen simple de tester l'effet d'une nappe sans chercher à connaître son niveau d'équilibre. Nous imposons simplement une zone saturée sans engendrer de coûts numériques importants.

La hauteur (ou profondeur du toit) de la nappe z_{wt} est choisie par l'utilisateur. La seule modification apportée au module hydrologique *multicouche* pour maintenir une zone saturée est placée suite à la résolution de l'équation 2.7. L'ensemble des points de calcul en dessous de z_{wt} sont rapportés à la saturation si ce n'est pas déjà le cas.

Ainsi les remontées capillaires depuis la nappe vers la surface ont lieu selon l'équation de Fokker-Plank (Equation 2.7) en début de pas de temps. Cette remontée peut assécher partiellement la zone saturée qui présente alors un déficit en eau par rapport au niveau de nappe souhaité. Ce déficit est comblé sur tous les niveaux voulus saturés, en modélisant une remontée d'eau depuis le fond de la colonne de sol. Cette remontée d'eau revient à considérer un drainage négatif à la base du sol.

La méthode décrite ci-dessus ne permet pas de décrire finement la position d'une nappe puisqu'on ne peut l'imposer que sur les points de calcul de la discrétisation verticale. Or, comme le montre la figure 2.2 les deux derniers points de calcul sont distants de 1 m, ce qui ne permet pas beaucoup de positions de nappe sous 1 m de profondeur. Modifier la profondeur totale de sol modélisé, et affiner la discrétisation verticale permettront plus de choix de positions de nappe à imposer.

2.3.4 Changement de la discrétisation verticale

Une discrétisation inadaptée

La discrétisation verticale du sol par défaut proposée par le module *multicouche* sur 11 niveaux (Figure 2.2) a été paramétrée lors de la thèse de [De Rosnay 1999]. Le choix de cette discrétisation repose sur une étude de sensibilité au nombre de noeuds de calcul en utilisant toujours une répartition géométrique (de raison 2 comme sur la figure 2.2) [De Rosnay *et al.* 2000]. Cette étude montre une dégradation des flux de surface à la résolution verticale lorsqu'elle est grossière en surface. [De Rosnay *et al.* 2000] justifient cette dépendance à la discrétisation en raison des forts gradients d'humidité rencontrés lorsque la discrétisation est grossière. En augmentant le nombre de points de calcul, et donc en affinant la résolution, le partitionnement des flux de surface converge vers une solution considérée comme idéale.

Le choix de 11 points de calcul distribués géométriquement selon la profondeur (conduisant à une épaisseur de 1 mm pour la première couche) permet un bon compromis entre coût numérique et performance du module *multicouche* à reproduire le même partitionnement des flux de surface que lorsqu'il est utilisé avec une discrétisation plus fine. Depuis cette étude, la discrétisation verticale du module *multicouche* n'a pas été remise en question. De plus, de nombreux processus qui ont depuis intégré ORCHIDEE ont été explorés et paramétrés avec cette discrétisation sur 11 niveaux. Notamment la paramétrisation de l'infiltration des eaux de pluie dans le sol ([dOrgeval *et al.* 2008]) et la résistance du sol nu à l'évaporation (revue en section 2.3.1).

Au cours de cette thèse, les premiers tests de fond imperméable ($F = 0$ dans l'équation 2.10) ont mis à l'épreuve les possibilités de cette discrétisation sur 11 niveaux. En utilisant cette discrétisation avec un fond imperméable, l'eau s'accumule logiquement dans la dernière couche. La diffusion de l'eau entre les couches de sol doit alors homogénéiser l'humidité forte de la dernière couche avec celle du dessus (l'avant dernière) si son humidité est plus faible. Mais face aux épaisseurs de ces deux dernières couches (0.5 et 0.75 m) et au pas de temps employé, les flux d'eau diffusifs n'homogénéisent pas rapidement l'humidité entre les deux dernières couches, conduisant à de forts gradients d'humidité en profondeur.

La situation où la dernière couche est beaucoup plus humide que l'avant dernière aboutit à des flux d'eau irréalistes, le schéma de diffusion étant centré, c'est à dire que les valeurs de K et D à l'interface de deux couches est la moyenne des valeurs des deux couches. Ces flux d'eau irréalistes sont alors capables au cours d'un pas de temps de vider littéralement l'eau de la dernière couche au profit de l'avant dernière couche. Le gradient s'inverse alors et implique à nouveau des flux d'eau irréalistes au pas de temps suivant qui vont cette fois-ci vider l'avant dernière couche au profit de la dernière. L'enchaînement décrit ci-dessus a été observé avec le module *multicouche* en imposant un fond imperméable et

en utilisant la discrétisation sur 11 niveaux (Figure 2.2). Des oscillations numériques de l'humidité du sol en profondeur, qui alterne entre humidité résiduelle et à saturation d'un pas de temps à l'autre, s'installent (Figure 2.5 en haut à droite).

Nouvelle discrétisation verticale

Les problèmes numériques rencontrés en imposant un flux nul au fond de la colonne de sol révèlent une limite du schéma centré utilisé pour résoudre l'équation 2.8. Une restructuration complète de la méthode de résolution de l'équation 2.7, en utilisant notamment un raisonnement des paramètres K et D par l'amont, permettraient certainement d'éliminer ces problèmes numériques.

L'ampleur des problèmes numériques et donc des gradients irréalistes qui en découlent, est fonction des vitesses caractéristiques de l'élément modélisé (ici l'eau), conditionnées dans notre contexte par la perméabilité à saturation du sol (tableau 2.5). Mais ces problèmes sont aussi le résultat des dimensions spatiales obtenues avec la discrétisation sur 11 niveaux, conjuguées au pas de temps avec lequel ORCHIDEE est utilisé. Ainsi, pour un même pas de temps, une discrétisation plus fine au fond du sol permet effectivement de supprimer les gradients irréalistes en profondeurs lorsqu'on impose un flux nul.

Nous avons ainsi pu contourner la difficulté de modifier la condition limite au fond du sol en augmentant la discrétisation de sol. Cette méthode est aussi rencontrée dans le modèle Richards (modèle SiSPAT, [Varado *et al.* 2006]) où de brusques variations de perméabilité sont présentes au sein du sol modélisé pour représenter des variations de faciès géologiques. Autour de ces interfaces, la discrétisation doit aussi être affinée. Dans le modèle *multicouche*, réduire le flux à la base du sol revient justement à considérer une variation de faciès.

Mais affiner la discrétisation verticale d'ORCHIDEE peut poser problème si on considère la condition Courant-Friedrichs-Lewy (CFL) qui suggère que la vitesse de l'élément modélisé ne doit pas lui permettre de traverser plusieurs nœuds spatiaux au cours d'un pas de temps. Ce qui se traduit par l'équation

$$u\Delta t/\Delta x < 1 \quad (2.13)$$

où u est la vitesse de l'élément, Δt est le pas de temps et Δx le pas d'espace. Si on considère comme vitesse maximale la perméabilité du sol le plus perméable proposé par ORCHIDEE (tableau 2.5 : $u = K_s = 1,2 \cdot 10^{-5} m/s$) et son pas de temps classique $\Delta t = 1800s$, la condition CFL suggère de ne pas utiliser une discrétisation inférieure à 2.2 cm.

Néanmoins, la discrétisation sur 11 niveaux conduit à une distance de 0.2cm entre les deux premiers points de calcul, une distance qui double à chaque niveau, donc

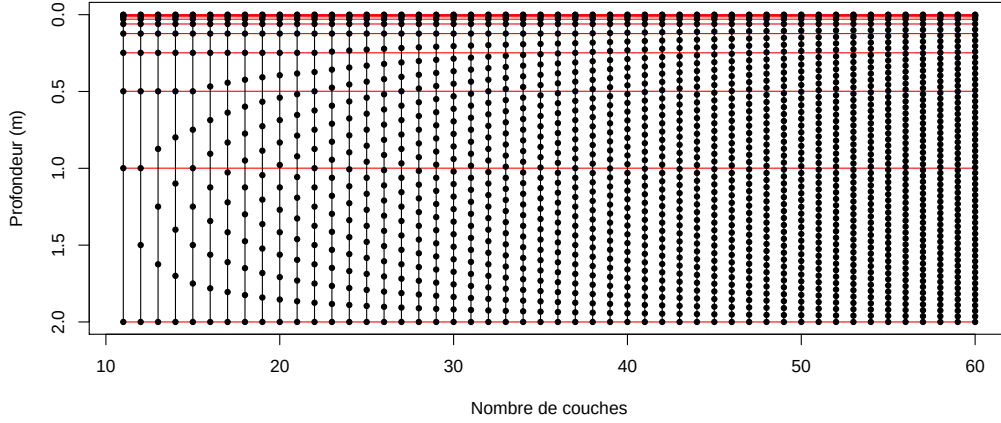


FIGURE 2.4 – Position des points de calcul (points noir) selon la verticale (axe de ordonnées) en fonction du nombre de points (axe des abscisses) pour différentes discrétisations (lignes verticales noires). La première discrétisation représentée est celle sur 11 niveaux, les lignes rouges correspondent à cette première discrétisation.

qui ne dépasse 2.2 *cm* qu'entre le 5ème et 6ème points. La condition CFL n'est donc pas respectée en surface, si on considère K_s comme vitesse, mais rappelons que cette valeur n'est atteinte qu'à saturation, et qu'elle décroît rapidement pour des valeurs plus faible d'humidité (figure 2.3). De plus, les infiltrations en surfaces, qui peuvent conduire à une saturation, sont traitées selon le principe [Green & Ampt 1911] et indépendant de la discrétisation spatiale [dOrgeval *et al.* 2008].

Le choix de la discrétisation en surface y a été fait pour répondre au besoin de partitionnement des flux échangés avec l'atmosphère ([De Rosnay *et al.* 2000]) et nous ne remettons pas en cause ces choix. Nous veillons même à conserver cette discrétisation en surface, d'autant plus qu'elle n'est pas impliquée dans nos problèmes numériques rencontrés en profondeur. Nous avons donc choisi d'affiner la discrétisation verticale uniquement en profondeur afin de ne pas modifier le comportement du module *multicouche* en surface.

La nouvelle disposition des points de calcul (Figure 2.4 n'est plus uniquement géométrique. On fixe la profondeur de transition entre géométrique et linéaire de telle sorte que cette profondeur soit la plus grande possible tout en maintenant des écarts toujours croissants entre points de calcul. La figure 2.4 présente différentes configurations en fonction du nombres de points de calcul utilisé. Une discrétisation plus fine en profondeur permet également d'imposer une nappe avec plus de précision comme nous l'avons expliqué en section 2.3.3.

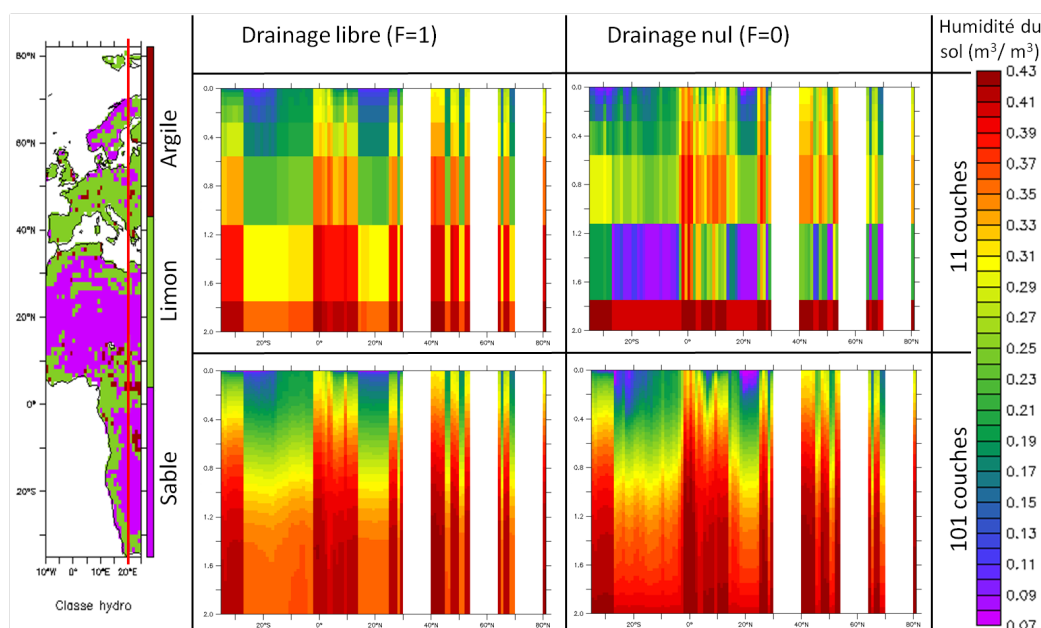


FIGURE 2.5 – (à gauche) positionnement de la coupe étudiée à droite (en rouge) sur la carte des textures de sol utilisée par ORCHIDEE. (à droite) pour la discrétisation sur 11 niveaux et 101 niveaux, résultat de l'humidité moyenne mensuelle obtenue au bout d'un mois de simulations avec les forçages WATCH et deux conditions limites ($F = 1$ et 0) Les quatre graphiques utilisent la même échelle de couleur (à droite) pour représenter l'humidité du sol en fonction de la verticale (axe des ordonnées) et de la latitude le long du profil en rouge à gauche (axe des abscisses). L'état hydraulique initial pour chaque maille est une colonne de sol saturée en eau. Les résultats obtenus au bout d'un mois de simulations sont comparables pour les deux discrétisations verticales si on considère le drainage libre, mais des valeurs irréalistes sont obtenues dans le cas d'un drainage nul avec la discrétisation sur 11 niveaux (dernier niveau à saturation et avant dernier à résiduelle), corrigées par la configuration sur 101 niveaux.

2.4 Les différentes utilisations possibles d'ORCHIDEE

Comme présenté en figure 2.1, pour réaliser une simulation, ORCHIDEE doit recevoir des informations provenant de l'atmosphère. Dans cette thèse, ces informations peuvent avoir différentes origines, ce qui définit différentes configurations d'ORCHIDEE

2.4.1 Forcé

Les informations atmosphériques peuvent provenir de données météorologiques qui sont souvent le résultat de modèles qui intègrent des observations pour homogénéiser les données observées sur un maillage régulier. Ces données sont appelées forçages atmosphériques et le mode de simulation appelé *forcé* ou *offline* puisque qu'ORCHIDEE n'interagit avec aucun autre modèle. Le forçage est imposé au modèle qui en retour simule les flux de surface et aucune rétroaction de la surface vers l'atmosphère n'est possible. Les variables atmosphériques nécessaires à ORCHIDEE sont récapitulées dans le tableau 2.6.

TABLE 2.6 – Récapitulatif des différentes variables atmosphériques reçues par ORCHIDEE en configuration forcé

Nom	Description	Unités
Ta	Température de l'air à 2 m	K
qa	Humidité spécifique de l'air à 2 m	$kg.kg^{-1}$
W_N	Vitesse du vent à 10 (composante Nord)	$m.s^{-1}$
W_E	Vitesse du vent à 10 (composante Est)	$m.s^{-1}$
Psurf	Pression de surface	Pa
SWdown	Rayonnement descendant de courtes longueurs d'onde (VI)	$W.m^{-2}$
LWdown	Rayonnement descendant de grandes longueurs d'onde (IR)	$W.m^{-2}$
P_{liq}	Pluies	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
P_{neige}	Neige	$kg.m^{-2}.s^{-1}$

ORCHIDEE dispose d'un algorithme qui désagrège les forçages atmosphériques avec un pas de temps de 30 min. Dans ce type de simulation, les limites géographiques de la zone modélisée sont fonctions des forçages disponibles. Le forçage peut ainsi ne contenir les données atmosphériques que d'un point (pour une simulation dite 0-D) ou les avoir sur un maillage horizontal (pour une simulation 2-D) qui recouvre un pays ou l'ensemble des continents pour une simulation globale.

Cette configuration a été utilisée à de nombreuses reprises au cours de cette thèse, notamment lors de la validation de certains développements telle que la nouvelle discrétisation verticale du sol. Les forçages SAFRAN ([Vidal *et al.* 2010]) permettent des résolutions sur un maillage régulier de 8 km sur toute la France ces

cinquante dernières années. Les forçages NCC ([Ngo-Duc *et al.* 2005]) fournissent quant à eux des données sur l'ensemble des continents pour tout le XX^{ème} siècle avec une résolution de 0.5°.

2.4.2 Couplé global

Comme nous l'avons déjà évoqué, ORCHIDEE peut aussi être couplé avec un modèle atmosphérique. L'ensemble des données atmosphériques est alors prescrit par le modèle atmosphérique à ORCHIDEE dont les flux de surface qui en découlent alimentent à leur tour le modèle atmosphérique, permettant ainsi des rétroactions entre le sol, la végétation et l'atmosphère. Ce type d'utilisation est appelé *couplée*. La configuration couplée entre le modèle atmosphérique LMDZ et ORCHIDEE, nommée LMDZOR, est une configuration basique distribuée par l'IPSL.

LMDZ est le modèle atmosphérique développé depuis une trentaine d'années au Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) [Hourdin *et al.* 2006]. Deux versions sont utilisées au cours de cette thèse :

- La version standard (SP) ou LMDZ5A : une version robuste et bien connue au LMD car utilisée depuis plusieurs années. Cette version est utilisée dans les chapitres 4 et 5.
- La nouvelle version (NP) ou LMDZ5B : une version qui bénéficie d'une meilleure représentation de la couche limite atmosphérique, des processus nuageux et de la convection profonde. Cette version est utilisée dans la section 4.2

Plus de détails sont exposés en section A.3.1 ainsi que dans [Hourdin *et al.* 2012] et [Rio *et al.* 2012].

LMDZ nécessite de représenter l'atmosphère sur le globe terrestre entier. Le maillage horizontal d'ORCHIDEE, à travers lequel le couplage avec LMDZ est fait, doit donc recouvrir l'ensemble des surfaces continentales. Les surfaces océaniques quant à elles sont contraintes de suivre des forçages dits océaniques. Ces forçages incluent la température de surface des océans ainsi que la distribution de la glace de mer au pas de temps mensuel. Ces données sont essentielles à la configuration LMDZOR puisqu'elle ne contient pas de modèle océanique. La configuration LMDZOR ne peut donc représenter de rétroaction entre les océans ni avec l'atmosphère, ni avec l'hydrologie continentale via les débits des fleuves.

Le maillage horizontal est conditionné par les résolutions proposées par LMDZ. Dans cette thèse, nous utilisons notamment la résolution régulière 96x95x39 (latitude x longitude x niveaux verticaux) qui conduit à des mailles de l'ordre de 300x300 km² sur la France. Cette configuration a été utilisée pour obtenir des simulations du changement climatique du un doublement du CO₂ atmosphérique à partir de la fin du XX^{ème} siècle (Chapitre 5).

2.4.3 Zoomé guidé

La configuration zoomée guidée (ZG) est une configuration LMDZOR particulière qui est plus largement décrite dans le chapitre 4. Le maillage horizontal y est resserré autour d'un point pour modéliser plus finement une région en particulier. Un maillage de 48x32 est alors suffisant puisque seule une région du globe est discrétisée finement, réduisant ainsi considérablement les temps de calcul.

Nous avons utilisé le zoom proposé par [Coindreau *et al.* 2007] sur l'Europe de l'ouest qui conduit à une résolution de 120 km sur la France, et plusieurs centaines de kilomètres à l'autre bout du globe (figure 2.6). Sur les mailles les plus grosses, LMDZ ne peut avoir les mêmes performances que sur les plus petites mailles. LMDZ y est donc guidé, c'est à dire contraint de suivre en température et en vent les réanalyses ERA-Interim sur les mailles les plus grosses. Plus la maille considérée est grande, plus le forçage atmosphérique y est important. Dans ce type de configuration, LMDZ est quasiment libre de guidage au centre du zoom.

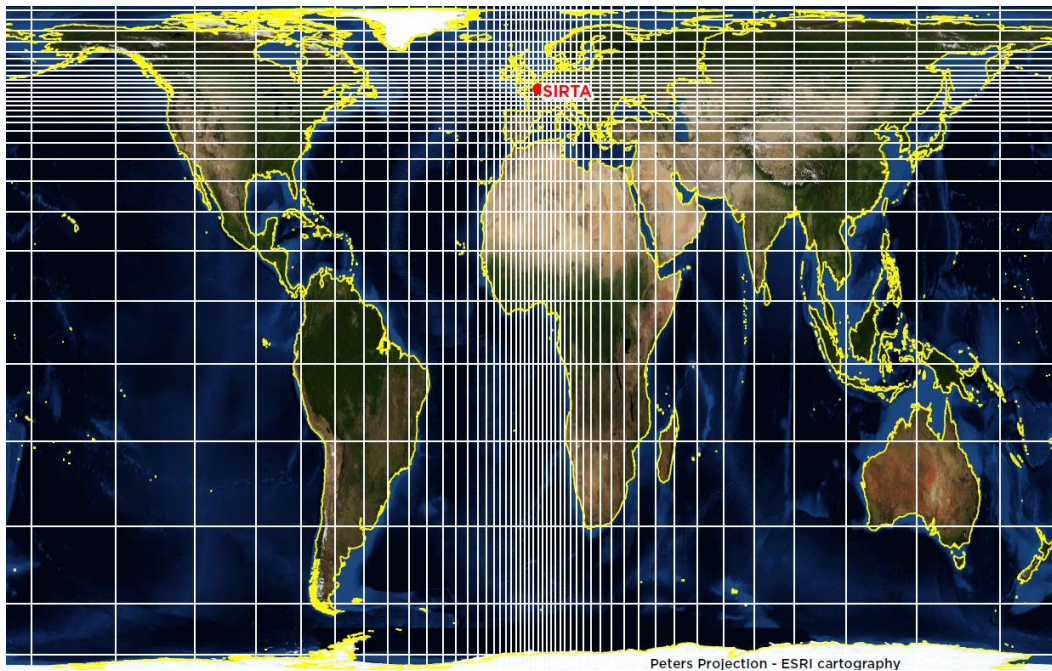


FIGURE 2.6 – Représentation du maillage zoomé utilisé dans le chapitre 4 et dans [Coindreau *et al.* 2007]

Ainsi, LMDZ modélise une région avec des conditions limites aux bords qui ne sont pas aussi brutales que si on imposait des forçages météorologiques aux limites atmosphériques de la région. La région qui fait l'objet du zoom est ainsi

modélisée dans un contexte qui lui permet de bénéficier d'analyses atmosphériques et océaniques pour permettre à LMDZ de reproduire la synoptique de grande échelle. La zone d'étude reste néanmoins sensible aux conditions de surface et les rétroactions avec l'atmosphère restent possibles au centre du zoom comme l'ont montré [Coindreau *et al.* 2007] et comme nous le verrons dans le chapitre 4.

[Coindreau *et al.* 2007] ont utilisé les données du SIRTa (le site d'observation météorologique de l'IPSL en région parisienne présenté dans le chapitre 3) pour les comparer à des simulations zoomées guidées (chapitre 4). Dans cette étude de sensibilité des températures de l'air proche de la surface, les simulations approchant au mieux des mesures du SIRTa sont celles avec une humidité du sol constante. Contrairement au modèle *bicouche* dans cette étude, forcer l'humidité du sol à une valeur fixe permet de soutenir l'évaporation en été, réduisant ainsi le biais chaud par rapport au Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique (SIRTa).

Depuis cette étude, des mesures d'humidité du sol sont disponibles. Nous allons présenter ces nouvelles mesures dans le chapitre 3, et nous montrerons dans le chapitre 4 que la prise en compte des caractéristiques hydrologiques que ces mesures révèlent au SIRTa a permis de réduire les biais observés par [Coindreau *et al.* 2007].

Le site d'évaluation du SIRTa

Sommaire

3.1	Présentation générale	53
3.2	Caractérisation du plateau de Saclay	54
3.2.1	Cadre géologique	54
3.2.2	Mesures géophysiques autour du SIRTa	58
3.3	Mesures d'humidité au SIRTa	62
3.3.1	Présentation des mesures	62
3.3.2	Correction des mesures d'humidité	63
3.4	Caractérisation du sol	67
3.4.1	Porosité du sol	67
3.4.2	Granulométrie	68
3.4.3	Perméabilité	69
3.5	Conclusion	71

3.1 Présentation générale

Le **SIRTa** est un site d'expérimentation national dédié à la recherche sur les processus physiques associés au cycle de vie des nuages. Situé sur le plateau de Palaiseau, le **SIRTa** a été créé par l'**IPSL** sur le campus de l'école Polytechnique.

Construit en 2000, il a depuis collecté un grand nombre de mesures co-localisées à l'aide d'instruments de télédétection active et passive. Le **SIRTa** mesure, entre autres, l'état de l'atmosphère proche de la surface (température, humidité de l'air, précipitation...), les flux de chaleur sensible et latent à partir de mesure d'anémomètre sonique, les flux radiatifs, ainsi que les caractéristiques des nuages et des aérosols observables depuis le site (tableau 3.1).

L'ensemble des mesures collectées permet de reconstruire une image de la colonne atmosphérique vue depuis le SIRTa, comme illustrée en figure 3.1 au moment de l'éruption du volcan Eyjafjöll.

2. <http://www.ipsl.fr/Actualites/Actualites-scientifiques/Observation-du-nuage-du-volcan-islandais-Eyjafjoell-par-les-chercheurs-de-l-IPSL>

TABLE 3.1 – Description des variables disponibles au SIRT

Variable	units	Description
tas	K	Température moyenne de l'air à 2 m
hurs	%	Humidité relative à 2 m
pr	kg.m ⁻² .s ⁻¹	Précipitation (liquide + solide)
hfss	W.m ⁻²	Flux de chaleur sensible
hfls	W.m ⁻²	Flux de chaleur latente
rlds	W.m ⁻²	Flux IR descendant
rlus	W.m ⁻²	Flux IR montant
rsds	W.m ⁻²	Flux VI descendant
rsus	W.m ⁻²)	Flux VI montant
rldscs	W.m ⁻²	Flux IR descendant, ciel clair
rsdscs	W.m ⁻²	Flux VI descendant, ciel clair
sfcwind	m.s ⁻¹	Vent à 10 m
clt	%	Fraction nuageuse totale
cbh	m	Hauteur de la couche limite
hum	m ³ .m ⁻³	Humidité du sol entre 5 et 50 cm

Le SIRT donne accès à de longues séries d'observations de processus physiques dans l'atmosphère. Il offre un cadre d'étude unique pour valider un GCM en climat tempéré. Comme nous l'avons exposé en introduction, les conditions hydrogéologiques des régions tempérées sont susceptibles d'avoir un impact fort sur les échanges entre le sol et l'atmosphère, notamment si une nappe est proche de la surface.

Ainsi nous situons dans la section 3.2 le contexte hydrogéologique, notamment à l'aide de mesures géophysiques qui ont été menées au cours de cette thèse. Ces mesures révèlent la présence d'une nappe perchée à faible profondeur sur le site du SIRT. Des mesures d'humidité du sol associées à tant de mesures atmosphériques sont des données rares et précieuses que peu de sites d'observations proposent. Dans la section 3.3 nous présentons les mesures d'humidité du SIRT et les corrections qu'il a été nécessaire de réaliser pour exploiter ces mesures. La section 3.4 présente plusieurs mesures de sol que nous avons également réalisées au cours de cette thèse pour comprendre les données d'humidité du sol.

3.2 Caractérisation du plateau de Saclay

3.2.1 Cadre géologique

Le plateau de Saclay, sur lequel se situe le SIRT, culmine à une altitude moyenne de 150 à 165 m. Il est délimité au Nord par la Bièvre qui s'écoule du

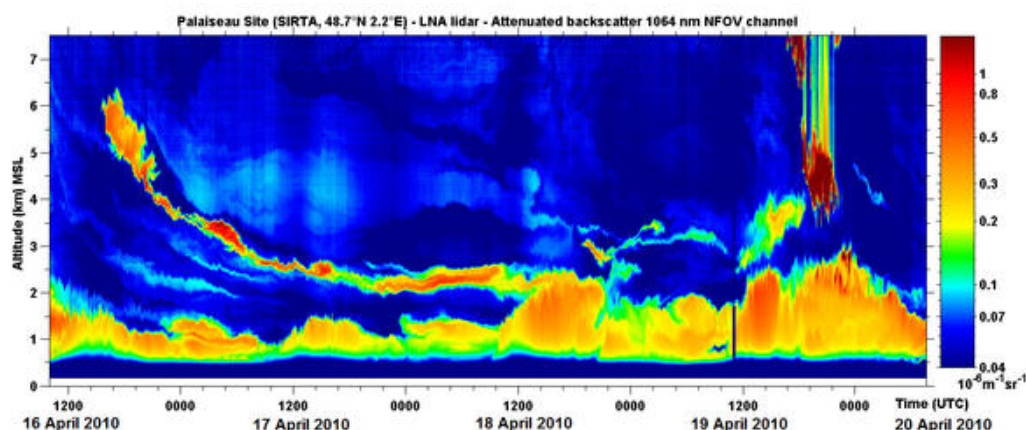


FIGURE 3.1 – Distribution verticale d’aérosols mesurée par le SARTA du 16 au 20 Avril 2010 suite à l’éruption du volcan islandais Eyjafjoell. Le panache de cendres consécutif à l’éruption est visible le 16 avril à partir de 15h vers 6 km d’altitude puis descend au cours du temps. Un second panache, vraisemblablement d’origine volcanique, est également visible autour de 3 km d’altitude en fin de soirée du 18 avril 2010²

NO au SE, et au Sud par l’Yvette qui s’écoule d’Est en Ouest. Ces cours d’eau entaillent le plateau sur 50 à 100 m de profondeur. Les cartes géologiques du BRGM concernant la plateau de Palaiseau (feuilles Rambouillet (n°218) et Corbeil (n°219), synthèse harmonisée sur la figure 3.2 (a)) fournissent des informations sur les affleurements du plateau.

Le plateau est recouvert de limon sur sa partie supérieure. Ces limons sont propices à l’agriculture comme en atteste la forte densité de cultures sur le plateau (figure 3.2 (b)). La présence de sables de Fontainebleau sur une bonne partie des versants du plateau laisse supposer qu’ils constituent une formation épaisse. Intercalées entre la couche de limon et de sable, des traces d’argile à meulière sont régulièrement présentes en quantité notable sur les affleurements du plateau. Mais la présence fréquente d’éboulis et l’urbanisation de la zone limitent l’observation des transitions entre les différentes formations.

Le plateau de Palaiseau a été l’objet d’une étude menée par le BRGM en 1999. Cette étude visait à modéliser la contamination en radio-éléments du milieu souterrain par l’activité du Commissariat à l’Energie Atomique et aux énergies alternatives (CEA) situé sur le plateau. Elle intègre des données de forages et de campagnes sismiques, elle permet de caractériser les formations géologiques présentes au sein du plateau (Figure 3.3).

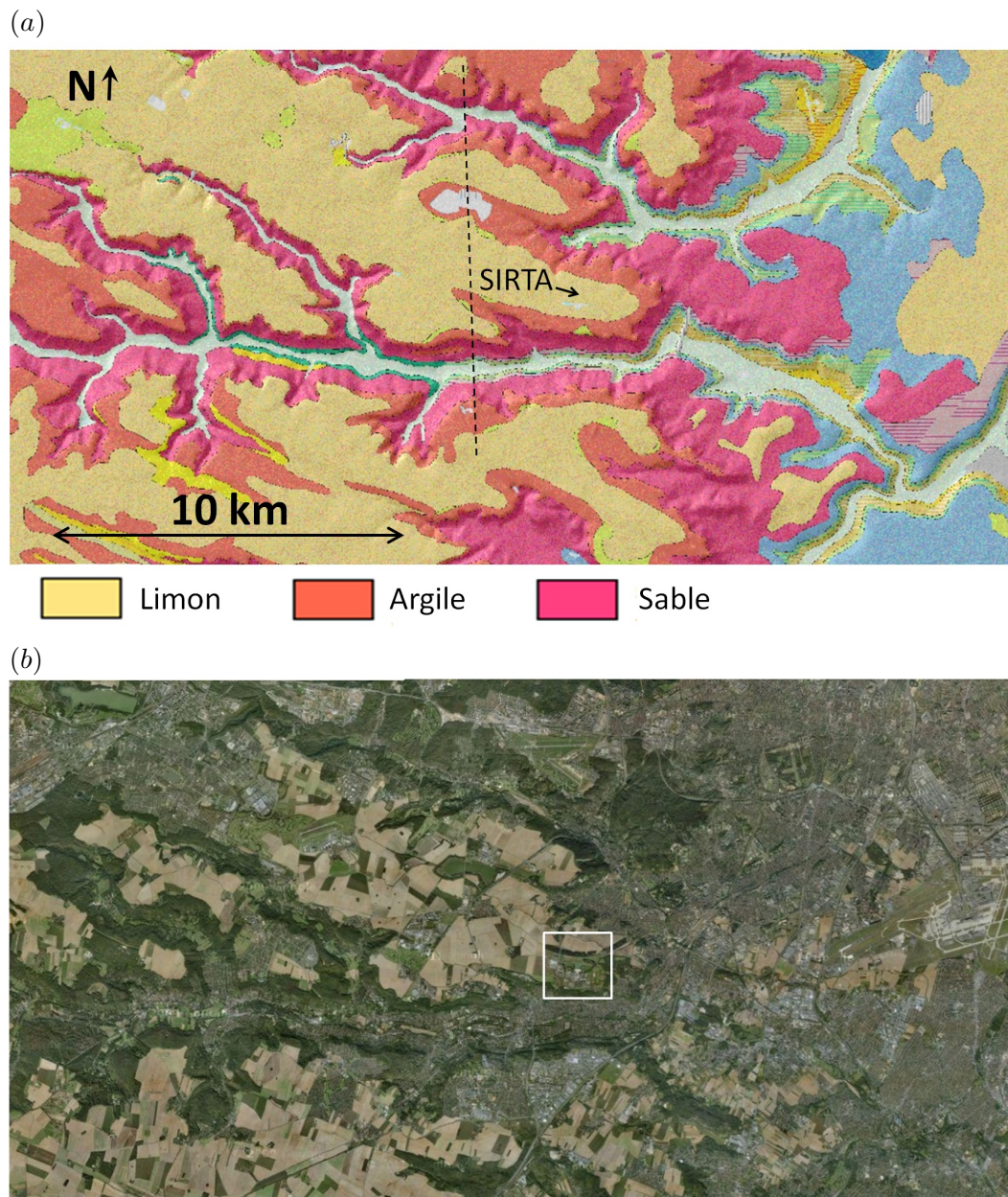


FIGURE 3.2 – (a) Carte géologique 1/50000 harmonisée (BRGM), la coupe de la figure 3.3 y est représentée en pointillés noirs ; (b) Images satellite (Google)

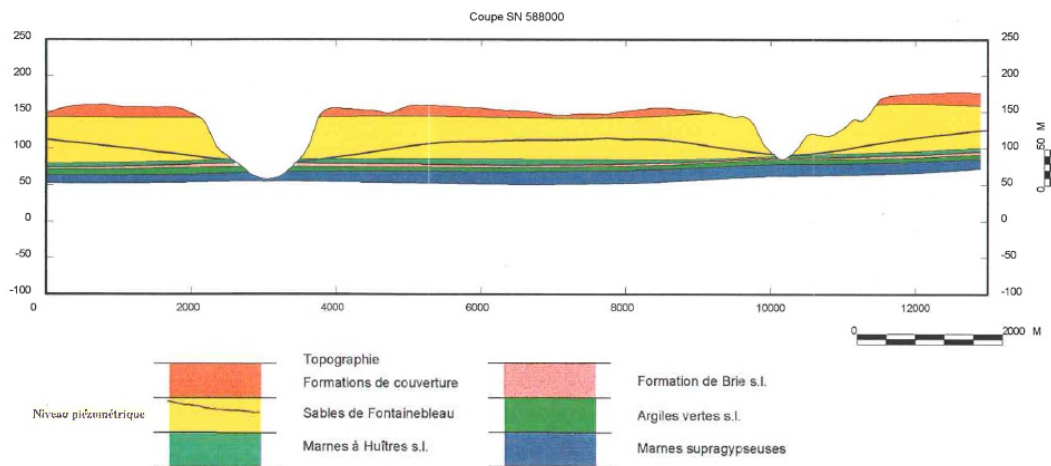


FIGURE 3.3 – Coupe géologique Nord-Sud du plateau de Palaiseau, la position de cette coupe figure en pointillés noirs sur la carte de la figure 3.2 (d'après [Vernoux *et al.* 1999])

Sur la figure 3.3, l'appellation "formations superficielles" regroupe les limons de plateau, les sables argileux de Lozère et les argiles à meulière de Montmorency. Ces dernières représenteraient une formation de 1 à 6 m d'épaisseur. La géomorphologie de cette formation n'est pas connue précisément et sa continuité sur l'ensemble du plateau n'est pas vérifiée. Néanmoins elle est susceptible de contenir localement une nappe perchée au dessus de l'aquifère des sables de Fontainebleau sous-jacents qui contient la nappe phréatique principale du plateau de Palaiseau.

Ces caractéristiques particulières ont historiquement fait du plateau de Saclay un site propice à l'agriculture comme peuvent en témoigner les vestiges de fermes gauloises découvertes depuis peu³. L'hydrologie du plateau de Palaiseau proche de la surface a permis aux Gaulois de développer une agriculture sans moyen d'irrigation complexe. Nos ancêtres ont rapidement compris les possibilités de récupération d'eau que permet le plateau de Palaiseau, et un vaste réseau de rigole a été développé au XVII^{ème} siècle pour alimenter en eau les fontaines du château de Versailles comme peuvent en témoigner les étangs de Saclay.

Le contexte géologique semble donc propice à la présence d'une nappe perchée à faible profondeur sous le SIRT. Proche du site, une dépression naturelle accueillait un marécage qui a été réaménagé lors des travaux du campus de l'école polytechnique en un lac aux contours bien connus des polytechniciens. Ce lac est

3. <http://www.essonne.fr/culture-sports-loisirs/politique-culturelle/archeologie/archeologie/archives-mots-et-chantiers-archeo/une-ferme-gauloise-de-la-tene-moyenne-a-palaiseau>



FIGURE 3.4 – Photographie aérienne du Lac de l'école Polytechnique. La position du SIRT y est matérialisée par un point jaune

alimenté, entre autres, par les eaux de pluie ruisselant sur les surface bituminées du campus. Les travaux de fondation des bâtiments du campus rencontrèrent de nombreux blocs de meulière inclus dans leur argile qui durent être excavés. Entreposé un temps à l'opposé du lac, un de leurs vestiges se tient aujourd'hui face au lac artificiel, rappelant le remaniement qu'a subi ce site.

Bien que ce lac soit "jeune" à l'échelle des événements hydrologiques extrêmes, il n'a jamais débordé de son rivage. Son niveau peut parfois monter suite à de fortes précipitations, mais il semble avoir un niveau maximum au delà duquel il déverse son excédent dans le sol capable de l'infiltrer.

3.2.2 Mesures géophysiques autour du SIRT

Le SIRT, visible sur les figure 3.4 et 3.2, possède la particularité d'être à proximité d'un lac. Nous avons caractérisé le sol autour du SIRT à l'aide de méthodes géophysiques pour tenter d'en savoir plus sur le régime hydraulique souterrain auquel le SIRT est soumis et qui est observé par les sondes

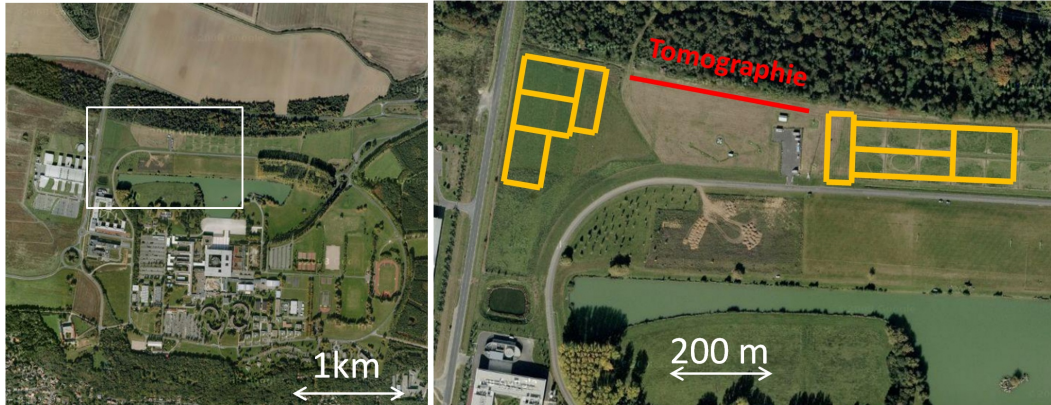


FIGURE 3.5 – À gauche : zoom de la photo aérienne présentée sur la figure 3.2 (b) ; à droite : implantation des mesures géophysiques sur un zoom de la photo de gauche

d'humidité. L'ensemble des mesures présentées dans cette section a été collecté lors de deux stages de terrain des élèves de l'école d'ingénieur Polytech Paris-UPMC.

3.2.2.1 Tomographie électrique

Les méthodes de mesures géophysiques dites électriques consistent à réaliser des mesures de résistivité du sol. Ces mesures sont obtenues à l'aide d'un quadripôle électrique.

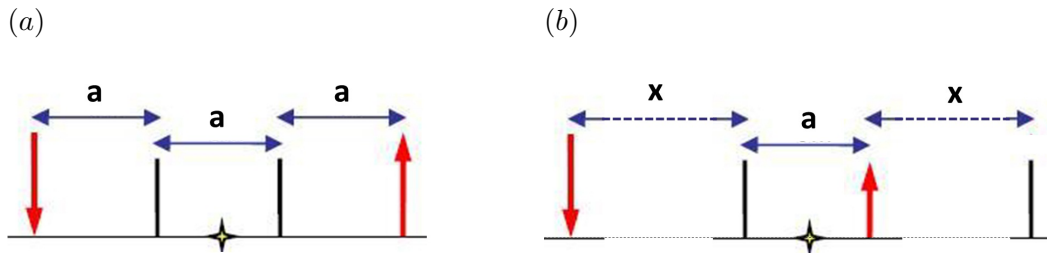


FIGURE 3.6 – Géométries de quadripôles couramment utilisées en géophysique : (a) Dispositif Wenner Alpha ; (b) Dispositif pôle-pôle (où $a \ll x$)

La géométrie d'un quadripôle caractérise, en fonction de la résistivité électrique du milieu prospecté, le volume de sol intervenant dans la mesure de résistivité. Plus un quadripôle est grand, plus sa mesure est représentative d'un vaste milieu.

Une tomographie électrique est obtenue en réalisant un grand nombre de mesures de résistivité apparente du sol. Ces mesures sont réalisées à l'aide d'un

trainé d'électrodes reliées à un processeur qui sélectionne les quadripôles de mesure. La géométrie d'un quadripôle formé par quatre électrodes détermine une profondeur d'investigation : plus les électrodes sont distantes les unes des autres, plus leur mesure est représentative d'un grand volume de sol. Les mesures obtenues sont inversées numériquement à l'aide d'un logiciel qui fournit en sortie un modèle de résistivité du sol.

La résolution des tomographies réalisées ne permet pas d'obtenir d'informations précises sur les 50 premiers centimètres observés par les sondes d'humidité. L'objectif est ici d'étudier les sols plus en profondeur.

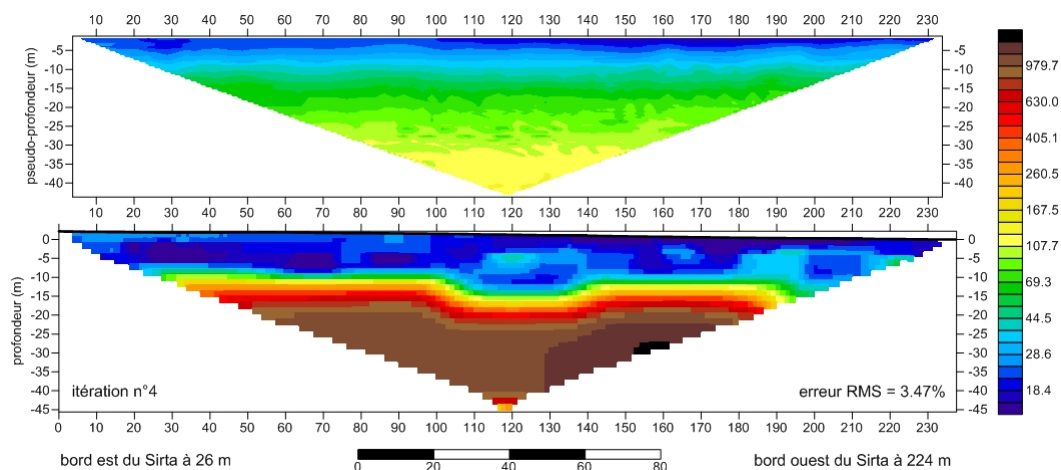


FIGURE 3.7 – Tomographie électrique réalisée le long du profil rouge sur la figure 3.5. En haut : mesures brutes ; en bas : modèle de résistivité du sol obtenu par inversion des mesures brutes. Échelle de couleur en $\Omega.m$.

Ces tomographies (Figure 3.7) présentent une zone de transition entre 10 et 20 m de profondeur. Bien que cette transition ne soit pas à la même profondeur tout le long de la tomographie, elle reste marquée. Elle délimite une zone où la résistivité obtenue par inversion est inférieure à $100 \Omega.m$ (typique des argiles et limons) d'une zone sous-jacente où la résistivité est supérieure à $900 \Omega.m$ (typique des sables).

Le modèle obtenu nous conduit donc à estimer la couche superficielle (que nous associons aux limons et aux argiles tout comme sur la figure 3.3) relativement continue, et nous pouvons lui attribuer une épaisseur de l'ordre de 10 m. Cette couche possède les caractéristiques pour former la base d'une nappe perchée à faible profondeur.

3.2.2.2 Cartographie électrique

Lors de ce type de mesure, la surface prospectée est discrétisée dans les deux directions horizontales (nous définissons ici des "pixels" de 5 m de large). En chaque point de mesure, est placé un quadripôle d'électrodes (ici de type Wenner de 5 m) qui réalise une mesure de résistivité apparente.

Ces mesures, réalisées sur les zones délimitées en jaune sur la figure 3.5 confirment la présence d'un sol possédant une résistivité apparente vers 5 m de profondeur représentative des argiles. La "formation superficielle" définie précédemment inclurait donc de l'argile vers 5 m de profondeur sur l'ensemble des zone prospectées.

3.2.2.3 Sondage électrique

En trois points du site (tous situés à l'Est du SIRTÀ, dans la zone représentée en jaune sur la figure 3.5) nous avons centré un quadripole de mesure. Différentes géométries sont appliquées à ce quadripole (de type Schlumberger) afin de mesurer un volume de sol de plus en plus important. Ces données sont ensuite inversées à l'aide du logiciel IPI2win. Ce logiciel permet de définir un modèle 1D de la résistivité du sol, et de simuler les mesures de résistivité qu'aurait fourni ce modèle lors d'un même sondage électrique.

Pour les trois points mesurés, nous calons un modèle de sol tri-couches en ajustant les épaisseurs et résistivités de chacune des couches (sauf la dernière considérée comme le substratum).

Ces sondages permettent à nouveau de placer une transition de résistivité vers 10 m de profondeur, en accord avec les tomographies électriques. De plus, les mesures fines proches de la surface ont conduit à placer une transition entre 1 et 2 m de profondeur, que nous pouvons associer à une transition limon/argile au sein de la "formation superficielle".

3.2.2.4 Sismique réfraction

Cette méthode s'appuie sur les propriétés mécaniques du sol. A l'interface de deux faciès lithologiques, les ondes sismiques sont réfléchies en fonction du rapport des vitesses de propagation des deux milieux. L'étude des ondes réfractées permet de renseigner sur la profondeur de cette interface.

Quatre profils sismiques ont été réalisés (à nouveau situés à l'Est du SIRTÀ, dans la zone représentée en jaune sur la figure 3.5). Bien qu'obtenus avec un matériel modeste ils permettent de localiser une interface à nouveau vers 1 à 2 m de profondeur, confirmant donc l'interface peu profonde observée lors des sondages électriques.

3.3 Mesures d'humidité au SIRTa

3.3.1 Présentation des mesures

Le rôle avéré de l'humidité du sol sur les interactions entre les surfaces continentales et l'atmosphère a conduit le SIRTa à s'équiper de sondes d'humidité. L'objectif clairement affiché de ces sondes est d'intégrer le comportement hydraulique du sol en surface pour mieux comprendre les mesures atmosphériques. L'implantation des sondes a eu lieu en septembre 2006 lors de la campagne Paris-FROG 2006-2007⁴ qui visait notamment à étudier le cycle de vie du brouillard.

Il s'agit de sondes ThetaProbe ML2x [Delta-T Devices 1999] couramment utilisées pour ce type d'observations (figure 3.8 (a)). Ces sondes peuvent être utilisées pour des mesures ponctuelles d'humidité en enfonçant manuellement les électrodes de mesure dans les premiers centimètres du sol. Elles peuvent aussi être utilisées pour des mesures en continu; elles sont alors enfouies à la profondeur souhaitée et reliées à un dispositif d'enregistrement. C'est ainsi que sont utilisées les sondes au SIRTa, enfouies sur cinq niveaux de profondeur à 5, 10, 20, 30 et 50 cm (figure 3.8 (b)).

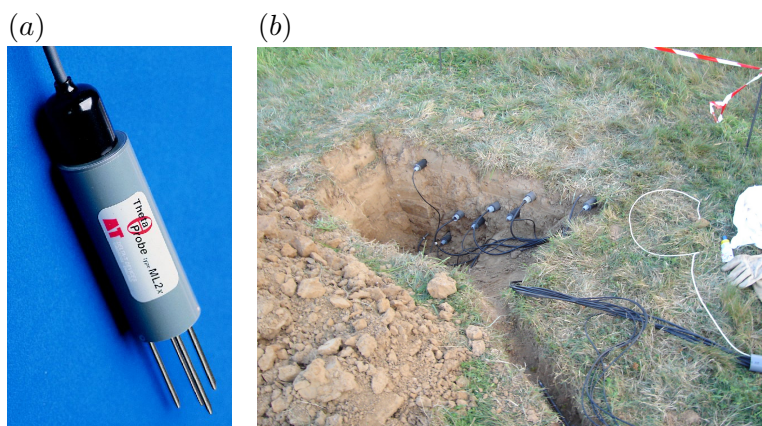


FIGURE 3.8 – (a) Sonde ThetaProbe ML2x (b) Implantation des sondes d'humidité en septembre 2006

Ces sondes exploitent la théorie selon laquelle la constante di-électrique ε du sol dépend de sa teneur volumétrique en eau θ [$\text{m}^3.\text{m}^{-3}$] selon la loi :

$$\sqrt{\varepsilon} = a_0 + a_1\theta \quad (3.1)$$

approuvée par différents auteurs [Topp *et al.* 1980, Roth *et al.* 1992, Whalley 1993, White *et al.* 1994].

4. <http://sirta.ipsl.polytechnique.fr/parisfog/project-campagne-2006-2007.html>

Les sondes injectent un créneau de tension dans le sol puis y mesurent la tension réfléchiée U_m . Cette tension réfléchiée et mesurée U_m est supposée être linéaire à la racine carrée de la constante di-électrique $\sqrt{\epsilon}$ dans la gamme des tensions d'injection utilisées par les sondes. Il est ainsi possible de relier cette mesure de tension à la teneur en eau du sol :

$$U_m = A_0 + A_1 \theta \quad (3.2)$$

Les paramètres A_0 et A_1 dépendent du sol rencontré lors de la mesure, aussi les sondes nécessitent-elle un étalonnage à chaque nouveau sol mesuré. Les sondes ont été ainsi calibrées en 2006 dans les laboratoires de Météo-France sur la base d'échantillons prélevés au SIRTÀ. Les données d'humidité ainsi obtenues sont représentées sur la figure 3.9.

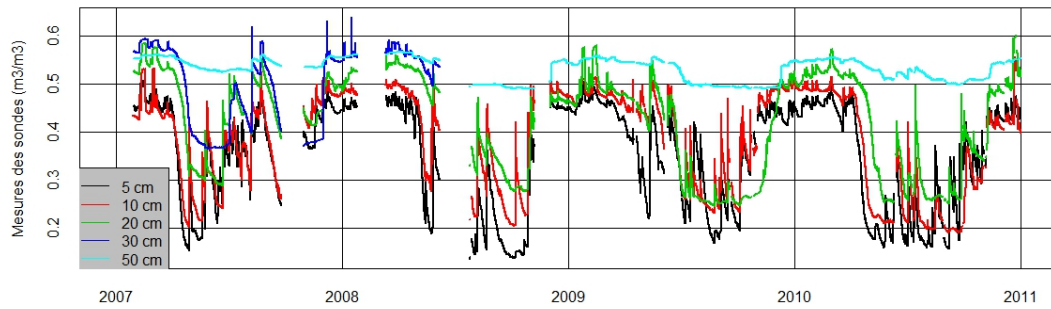


FIGURE 3.9 – Mesures d'humidité du sol avant recalibration

Les sondes affichent bien un cycle saisonnier apparent avec des valeurs en moyenne plus fortes l'hiver que l'été, mais les mesures obtenues présentent quelques curiosités :

- les valeurs obtenues dépassent régulièrement $0.5 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$, or elles devraient être bornées par la porosité du sol que l'on peut supposer ici inférieure à $0.5 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$. Les valeurs maximales proposées par les sondes sont bien plus fortes que les valeurs classiques de porosité.
- l'amplitude du cycle saisonnier de la sonde à 50 cm n'est pas aussi marquée que celles mesurées par les autres sondes. La présence d'une nappe perchée à faible profondeur pourrait expliquer ces fortes valeurs en été si elles sont confirmées.

3.3.2 Correction des mesures d'humidité

Les maximum d'humidité enregistrés par chaque sonde (figure 3.9) ne sont pas en accord avec les mesures de porosité que nous détaillons en section 3.4.1 (tableau 3.3) puisque ces premières ne peuvent être supérieures à ces dernières. En effet,

la porosité représente le volume relatif de sol non occupé par les grains de sol. Or l'humidité volumétrique du sol est le volume relatif occupé par l'eau dans le sol. L'eau occupant une partie de l'espace laissé par les grains de sol, pour un volume de sol donné, le maximum d'humidité volumétrique possible est donc la porosité.

Pour comprendre pourquoi les mesures d'humidité dépassent les mesures de porosité, nous inversons les mesures d'humidité (θ) en s'appuyant sur l'équation 3.2 grâce aux données de calibration initiales pour en déduire les mesures de tensions réfléchies U_m .

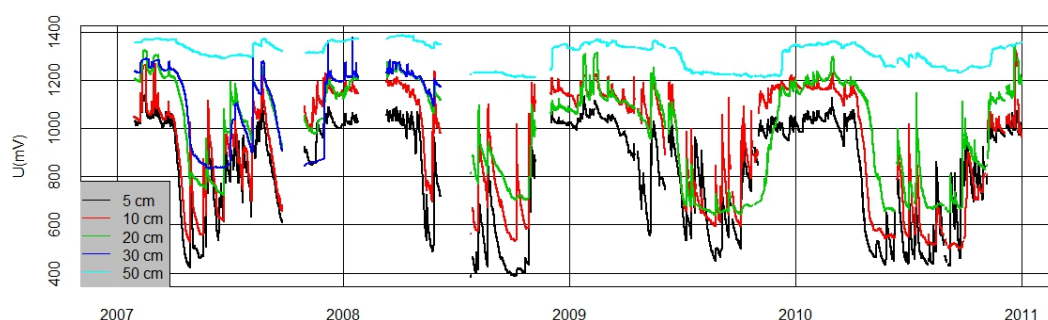


FIGURE 3.10 – Mesures de tensions réfléchies U_m recalculées à l'aide des données de calibration initiale

Les cinq sondes présentent ainsi des tensions réfléchies qui peuvent être supérieures à 1150 mV (Figure 3.10). Or la tension de sortie de ce type de sonde doit être comprise en 0 et 1150 mV ([Miller & Gaskin 1997]). Cette gamme de tension est confirmée par une expérience simple menée à Sisyphe à l'aide d'une sonde du même type que celles mises en place au SIRTA. Cette expérience consiste à suivre la tension de sortie de cette sonde en fonction de la fraction F de ses électrodes de mesures immergées dans l'eau, le reste des capteurs étant dans l'air. Pour différentes valeurs de cette fraction F , nous traçons la tension réfléchie mesurée par la sonde (Figure 3.11).

Cette expérience montre bien un palier de tension maximale mesurée à 1150 mV qui ne peut être dépassé lors d'une mesure. Avant d'atteindre ce palier, l'expérience met aussi en évidence une première zone où la tension de sortie de la sonde évolue quasi linéairement par rapport à la fraction F , ce qui justifie l'équation affine 3.2. C'est dans cette première zone linéaire que les sondes sont sensées être utilisées. En aucun cas la tension de sortie ne peut être supérieure à 1150 mV.

La raison pour laquelle les sondes du SIRTA fournissent des tensions supérieures à 1150 mV reste inconnue. Néanmoins, nous avons posé l'hypothèse que ces sondes fonctionnent, mais que l'origine des tensions trop fortes provient d'un

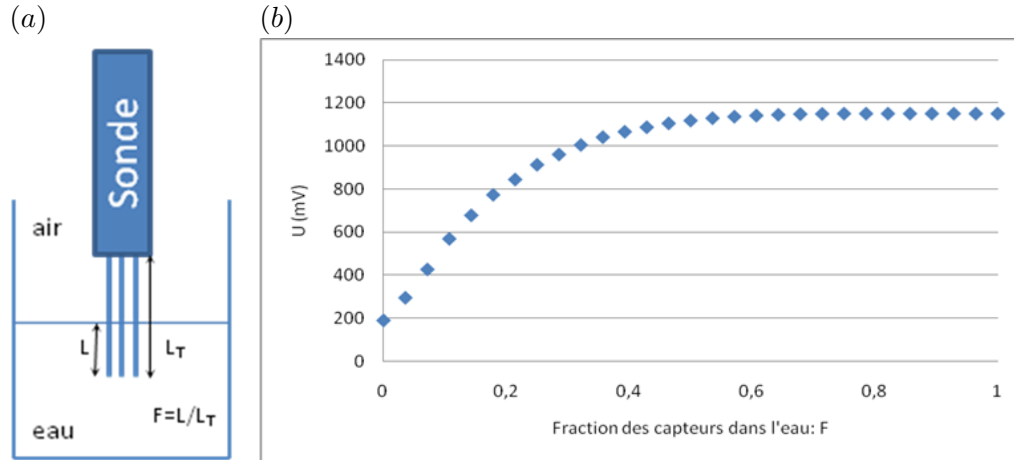


FIGURE 3.11 – (a) Schéma de l'expérience où la fraction F des électrodes immergées dans l'eau F est contrôlée; (b) Mesure de la tension réfléchie en fonction de la fraction F

défaut du dispositif d'acquisition des valeurs (datalogger). Ce dispositif, chargé d'alimenter les sondes et d'enregistrer leurs mesures n'est peut-être pas aussi bien étalonné en tension que celui utilisé lors de l'expérience de la figure 3.11, ou encore de celui utilisé dans les laboratoire de Météo France pour étalonner les sondes.

Nous avons donc proposé une transformation des tensions de sortie des sondes enregistrées au SIRT pour corriger ces valeurs parfois trop fortes. Cette transformation s'appuie sur deux hypothèses fortes :

- H1 : la transformation permettant de corriger les tensions est linéaire, donc si la sonde est débranchée, le dispositif de mesure normalement branché sur les sondes du SIRT fournira une tension nulle.
- H2 : Au cours de la période de mesures, chacune des sondes a rencontré au moins une fois un sol complètement saturé, correspondant aux tensions maximales enregistrées par les sondes.

Selon les témoignages des personnes ayant fréquenté régulièrement le campus de l'école Polytechnique depuis que les sondes sont installées, l'hypothèse H2 n'est pas invraisemblable. En effet, après de fortes pluies, la zone du SIRT peut se transformer en véritable marécage et l'on peut raisonnablement supposer qu'au cours de la période de mesure, le sol a été saturé sur les premiers 50 cm de profondeur. Ce témoignage est en accord avec les résultats de la section 3.2. De plus, à plusieurs reprises les sondes ont fourni leurs tensions maximales simultanément. Nous considérons donc que ces tensions maximales correspondent aux valeurs à saturation.

Les mesures de porosité sur les 5 niveaux de profondeur ont une valeur moyenne

de $0.398 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$ et un écart type de 0.024 (tableau 3.3). Par la suite, nous considérons que l'environnement de chaque sonde possède une porosité arrondie à $0.4 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$. Nous utilisons les paramètres de calibration fournis par Météo France pour calculer la tension de sortie théorique que devraient fournir les sondes si le sol contenait 0.4 m^3 d'eau par m^3 de sol. Ces tensions théoriques sont nettement inférieures aux tensions recalculées à l'aide des valeurs d'humidité fournies par défaut par le SIRT (tableau 3.2).

TABLE 3.2 – Pour chaque niveau de profondeur, tension maximale recalculée à l'aide des valeurs d'humidité fournies par défaut par le SIRT, et tension maximale théorique en supposant une porosité de $0.4 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$. C, le facteur de correction est le rapport entre ces deux tensions

U_{max} recalculée (mV)	1167.7	1325.1	1358.6	1379.5	1387.3
U_{max} théorique (mV)	921.7	971.6	952.1	903.4	1009.5
C (mV/mV)	0.789	0.733	0.701	0.655	0.728

Nous calculons le rapport entre les tensions théoriques et mesurées (facteur C dans le tableau 3.2) que nous appliquons aux chroniques de tensions mesurées de la figure 3.10 pour obtenir des tensions corrigées conformément aux hypothèses H1 et H2. Ces tensions corrigées sont ensuite converties en teneur en eau grâce à l'équation 3.2 et aux paramètres de calibration de Météo France (figure 3.12).

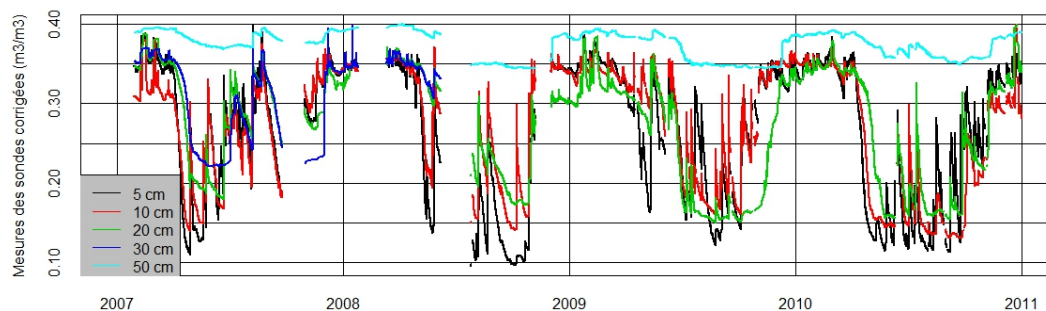


FIGURE 3.12 – Mesures d'humidité corrigées

Les 4 sondes les moins profondes présentent des données plus cohérentes. Ces sondes fournissent des valeurs bien plus proches les unes des autres, affichant un sol proche de la saturation hydraulique en hiver. L'organisation des données selon la verticale reste grossièrement la même en été, affichant un gradient d'humidité positif vers le bas, donc un sol sec en surface et plus humide en profondeur. Ce gradient pourrait être maintenu par la présence d'une nappe à faible profondeur. Cette hypothèse est confortée par le fait que même après correction des mesures, la

sonde à 50 cm présente toujours une humidité très forte, en accord avec la présence d'une nappe perchée sous le SIRTÀ.

3.4 Caractérisation du sol

3.4.1 Porosité du sol

Afin de vérifier si les mesures obtenues par les sondes sont réalistes, des mesures de porosité ont été effectuées au laboratoire Navier-CERMES (UMR 8205). Pour réaliser ces mesures, nous avons prélevé des échantillons à proximité des sondes à différents niveaux de profondeur. Les prélèvements d'échantillons ont eut lieu à 5 m au Sud de l'emplacement des sondes dans un souci de ne pas perturber leur l'environnement.

Les échantillons ont été extraits à l'aide de carottiers de 14 cm de diamètre et 7 cm de long, enfoncés successivement les uns après les autres jusqu'aux profondeurs souhaitées (figure 3.13 (b)). Une fois les échantillons dégagés, ils ont été conditionnés sur place avant leur transport vers le laboratoire Navier-CERMES.

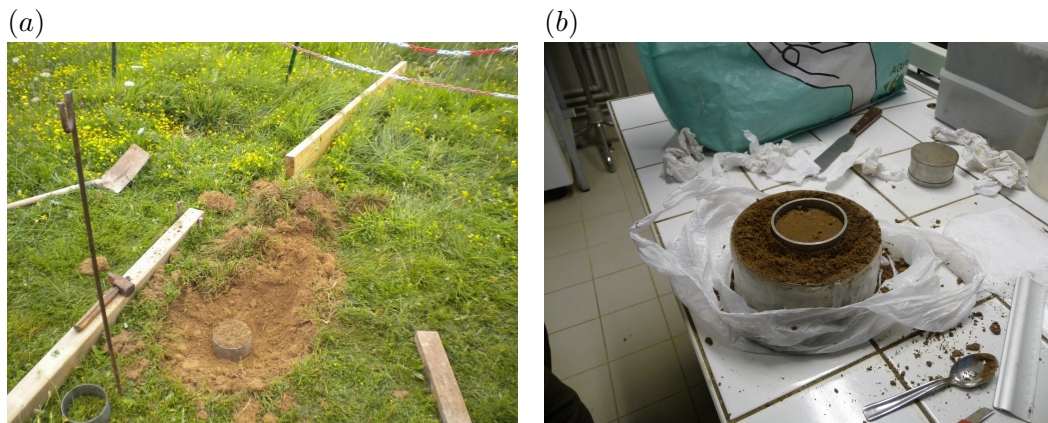


FIGURE 3.13 – (a) Prélèvement d'échantillons en juillet 2010 (b) préparation d'un échantillon.

Au laboratoire de caractérisation des sols, de petites carottes de 7 cm de diamètre et 1.9 cm de long ont été prélevées au sein des échantillons initiaux à l'aide de mini-carottiers plus rigides et qui possèdent donc un volume fixe connu (figure 3.13 (b)). Ces petites carottes ont été portées à saturation, pesées puis asséchées en étuve afin d'en déduire le volume qu'occupe l'eau lorsque les échantillons sont saturés. La masse volumique de l'eau étant connue, la différence de masse (saturé - sec) nous permet d'obtenir la porosité occupable par l'eau. Le tableau 3.3 récapitule les mesures ainsi obtenues sur les 5 niveaux de profondeurs.

TABLE 3.3 – Mesures de porosité (à $10^{-2}\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ près)

	Sonde 1	Sonde 2	Sonde 3	Sonde 4	Sonde 5
Profondeur (cm)	5	10	20	30	50
Porosité ω ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)	0.43	0.41	0.38	0.37	0.4

En accord avec des mesures de granulométrie (section 3.4.2) et avec la géologie du plateau de Palaiseau (section 3.2.1), ces mesures de porosité sont typiques des limons.

3.4.2 Granulométrie

Le calibrage des sondes par Météo France en 2006 a été l'occasion de procéder à une analyse granulométrique (Figure 3.14).

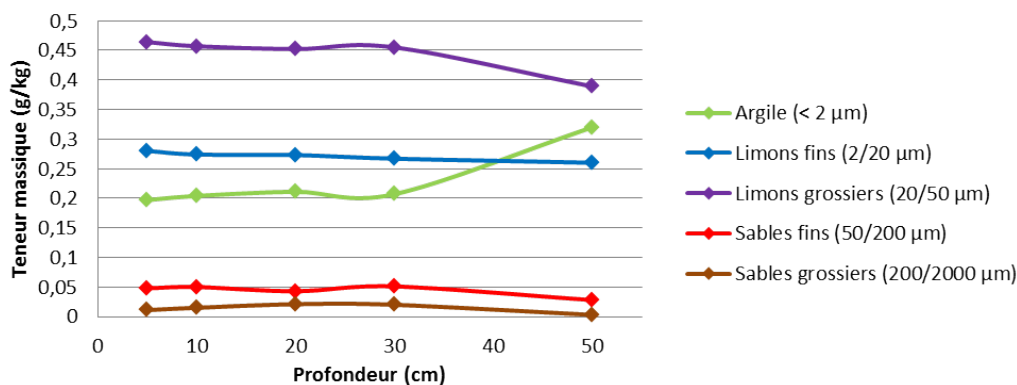


FIGURE 3.14 – Analyse granulométrique du sol au SIRT

En réalisant des moyennes sur les 5 profondeurs nous obtenons la composition suivante :

- Sable : 5,8 %
- Limon : 71,42 %
- Argile : 22,78 %

En s'appuyant sur la classification USDA, le sol du SIRT correspond à la classe des *siltloam* (Figure 3.15). Néanmoins, la granulométrie du sol à 50 cm se distingue de celle des profondeurs plus faibles. En effet sa teneur en limon décroît au profit de sa teneur en argile. Une variation faible en accord avec la zone de transition limon/argile vers 1 à 2 m de profondeur mise en évidence dans la section 3.2. Lorsque l'espace entre les grains de sol à travers lequel l'eau se déplace est modifié,

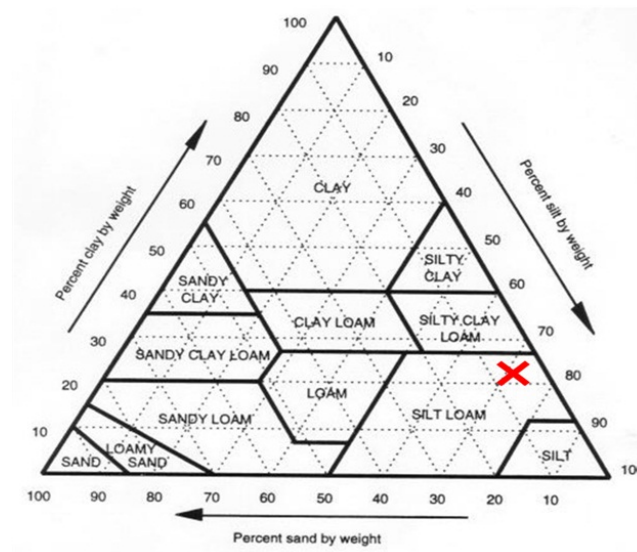


FIGURE 3.15 – Position de la moyenne des 5 granulométries (Sable : 5,8 %, Limon : 71.42 % et Argile : 22,78 %) dans le triangle de texture de l'USDA

le changement de granulométrie est susceptible d'impacter l'hydrodynamique du sol à cette profondeur. Même si la porosité n'en est pas affectée, l'arrangement des espaces entre les grains peut être modifié et donc le chemin qu'emprunte l'eau à travers le sol aussi. De manière générale, une augmentation de la teneur en argile a tendance à diminuer la perméabilité d'un sol.

Une augmentation plus marquée de la teneur en argile en profondeur conduit ainsi à un niveau quasi imperméable sous le SIRTA, créant une nappe phréatique à faible profondeur capable de maintenir l'humidité du sol à 50 cm de profondeur durant l'été.

3.4.3 Perméabilité

Nous réalisons des mesures de perméabilité sur la base des échantillons ayant servi aux mesures de porosité. Avant la mise à l'étuve, ces échantillons ont été portés à saturation et placés dans un perméamètre à charge variable. Cet outil permet de suivre le débit en sortie d'une cellule ainsi que la charge hydraulique qui lui est soumise au cours du temps. La cellule contient l'échantillon de sol mesuré dont la section S et sa longueur l sont connues. La base de la cellule est reliée à un conduit vertical de section s ; au sommet se situe son évacuation sous pression atmosphérique. La hauteur d'eau h dans le conduit vertical depuis le sommet de la cellule constitue ainsi la charge hydraulique à laquelle est soumis l'échantillon (figure 3.16).

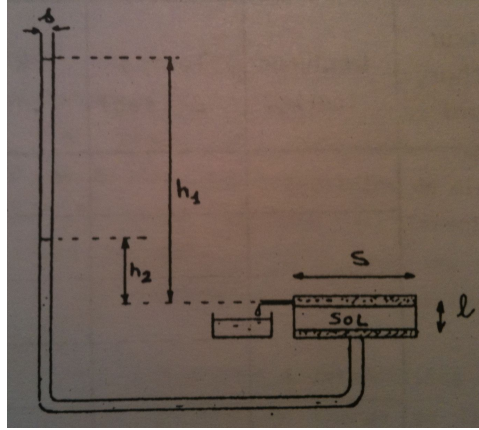


FIGURE 3.16 – Schéma synthétique d'un perméamètre à charge variable

Selon la loi de [Darcy 1856], si on note Q le débit en sortie de la cellule :

$$Q = K_s S \frac{h}{l} \quad (3.3)$$

où K_s est la perméabilité à saturation de l'échantillon.

Or ce débit Q est par continuité égal au débit à travers une section du conduit verticale :

$$Q = -s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.4)$$

D'où l'égalité :

$$-\frac{\partial h}{h} = \frac{K_s S}{l s} \partial t \quad (3.5)$$

En intégrant l'équation 3.5 entre deux instants t_1 et t_2 où l'on note les hauteurs respectives h_1 et h_2 , on obtient une mesure de la perméabilité à saturation :

$$K_s = \frac{s}{S} \frac{l}{t_2 - t_1} \ln\left(\frac{h_1}{h_2}\right) \quad (3.6)$$

Par ailleurs, il faut tenir compte du fait que la perméabilité d'un sol est sensible à la contrainte mécanique à laquelle il est soumis. Ainsi des mesures de densité ont été réalisées et exploitées afin de déterminer la contrainte mécanique naturelle à laquelle étaient soumis les échantillons dans le sol avant leur prélèvement. Les mesures de perméabilité de chaque échantillon ont été effectuées sous différentes contraintes afin d'en interpoler la perméabilité sous contrainte naturelle. Les résultats de cette expérience sont regroupés sur la figure 3.17.

Les mesures de perméabilité ainsi obtenues sont bien dans la gamme des limons argileux. La perméabilité augmente avec la profondeur, cette augmentation est

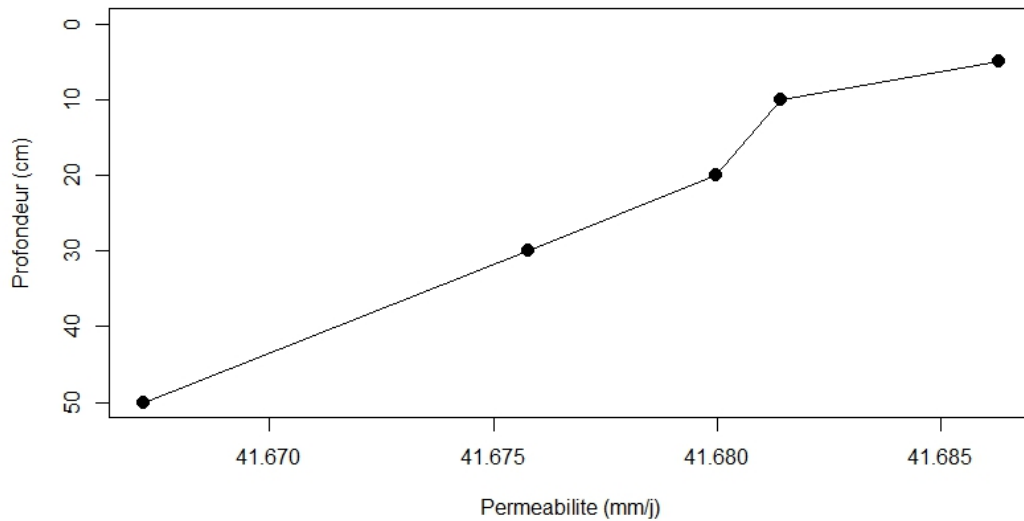


FIGURE 3.17 – Mesures de perméabilité interpolées sur les niveaux de profondeur de chaque sonde.

principalement due aux différences de contraintes mécaniques naturelles de chaque profondeur de sol. Sous contraintes mécaniques équivalentes, les échantillons fournissent en effet des valeurs de perméabilité bien plus proches. La zone de transition limon/argile décrite dans la section 3.2, d'un point de vue perméabilité se situe donc sous 50 cm de profondeur. Les sondes d'humidité sont donc implantées dans un milieu relativement homogène.

3.5 Conclusion

Les résultats de ce chapitre ont permis de rendre les mesures d'humidité du sol du [SIRTA](#) exploitables. Les fortes humidités observées à 50 cm sont en accord avec les mesures locales du sol, et indiquent la présence d'une nappe à faible profondeur.

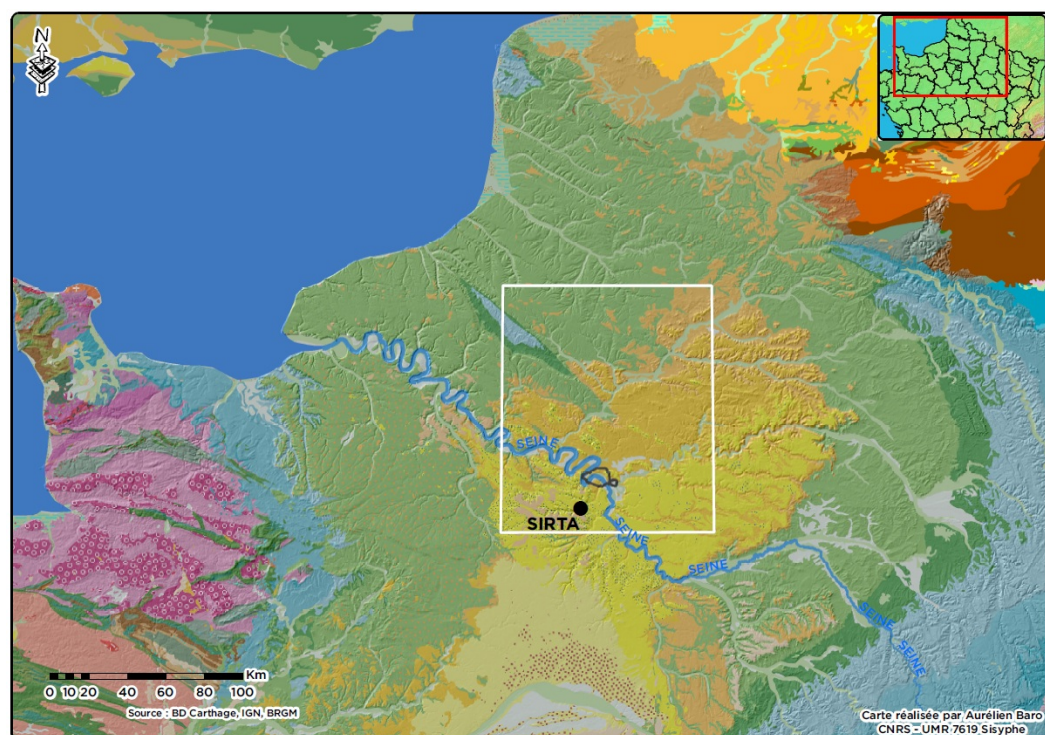
Fin Avril 2011, des forages à l'aide de tarières manuelles ont révélé la présence d'eau vers 1m80 de profondeur. Il est à noter que cette période correspond à un épisode relativement sec en Ile-de-France, durant lequel il n'y a pas eu de précipitations depuis plusieurs semaines. La présence d'eau sous le [SIRTA](#) à cette période témoigne donc de la capacité du sous-sol à retenir l'infiltration de l'eau et donc de la rendre disponible pour l'évapotranspiration en surface par remontées capillaires et suctions racinaires.

Le niveau du lac de l'école Polytechnique n'est malheureusement pas observé, et l'absence de piézomètre autour du [SIRTA](#) ne permet pas de déduire précisément

quelles sont les interactions entre le lac et la nappe perchée. Ces données permettraient certainement de caractériser la connexion hydraulique entre le lac et la nappe perchée, notamment lors d'épisodes pluvieux intenses.

Cette humidité particulièrement forte à 50 cm aurait pu être le résultat de caractéristiques très localisées du sol, telle que l'inclusion d'une lentille d'argile à faible profondeur. Mais l'étude géologique et géophysique que nous avons menée semble indiquer que le sol sous le SIRTAR est suffisamment homogène pour que les données d'humidité obtenues au SIRTAR soient représentatives d'une échelle plus large que locale, au moins égale à celle du plateau de Saclay. Cette représentativité peut probablement être étendue plus généralement à une bonne partie du Sud-Est du bassin parisien, occupé par de nombreux plateaux et qui présente le même faciès géologique superficiel (figure 3.18). Bien que la maille de GCM de la configuration zoomée (section 2.4.3) recouvre une zone plus variée en terme d'hydrogéologie, la probabilité de rencontrer la même situation qu'au SIRTAR reste considérable.

Les résultats présentés par [Coindreau *et al.* 2007] nous paraissent désormais plus compréhensibles. Le déficit en évaporation par rapport aux mesure du SIRTAR évalué dans cette étude et qui explique un biais chaud en été, pourrait être dû à l'incapacité des modèles de surface utilisés dans son étude (dont ORCHIDEE *bicouche*) à représenter une nappe.



Légende

- sirta_Project
- q3 - Dépôts quaternaires
- q2 - Dépôts quaternaires
- q1 - Dépôts quaternaires
- P - Sables et graviers Pliocène
- pq1 - Sables et graviers Pliocène / Quaternaire
- m - Miocène
- m - dépôts continentaux
- g - Oligocène
- g - dépôts marins
- e2 - Eocène supérieur
- e2 - dépôts marins
- e1 - Eocène inférieur
- e - Eocène
- c2 - Crétacé supérieur
- c2 - argiles à silex

FIGURE 3.18 – Carte géologique au 1/1 000 000 du BRGM mise en relief par le MNT à 250 m de l'IGN, en projection Lambert II étendue. Le **SIRTA** et les limites de la ville de Paris sont représentés en noir. Le quadrilatère blanc représente la maille de la configuration zoomée guidée (section 2.4.3) dans laquelle se situe le **SIRTA**.

Modélisations régionales

Sommaire

4.1	Introduction	75
4.2	Évaluation de différentes configurations LMDZOR	76
4.3	Response of land surface fluxes and precipitation to different soil bottom hydrological conditions in a general circulation model	79
4.3.1	Introduction	79
4.3.2	The land surface model ORCHIDEE	81
4.3.3	Simulation and evaluation design	86
4.3.4	Results	90
4.3.5	Conclusions	104
4.4	Conclusions	107

4.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous utilisons la configuration LMDZOR zoomée guidée sur l’Île-de-France, cette configuration est décrite en section (2.4.3). Nous réalisons des simulations de 10 ans sur la période 2000-2009 en guidant l’atmosphère autour du zoom et en utilisant des forçages océaniques pour reproduire au mieux la météorologie observée au centre du zoom. LMDZ est contraint de suivre en température et en vent les réanalyses ERA-Interim sur les mailles les plus grosses. Le guidage diminue au fur et à mesure que l’on se rapproche du centre du zoom, si bien que le modèle est quasiment libre sur l’Europe de l’Ouest. Les données du SIRTa, qui regroupent des mesures atmosphériques et d’humidité du sol (chapitre 3) vont nous permettre de valider le couplage LMDZ-ORCHIDEE dans cette configuration.

Le module *multicouche* d’ORCHIDEE est ici couplé pour la première fois à LMDZ depuis [De Rosnay *et al.* 2002a]. En gardant à l’esprit que [Coindreau *et al.* 2007] avaient montré que la configuration zoomée guidée conduisait à un biais chaud au SIRTa qui peut être réduit avec une configuration de sol capable de soutenir l’évaporation en été, il sera intéressant de voir comment se comporte le module *multicouche* dans cette configuration.

Cette démarche a abouti à la rédaction de deux articles au cours de la thèse. Le premier ([Cheruy *et al.* 2012]), dont les résultats importants pour l'exposé de cette thèse sont repris en section 4.2, est présenté en annexe A. Dans cette étude, les simulations utilisant le module *multicouche* sont celles qui permettent à la maille du SIRTA d'évaporer le plus, entraînant une réduction du biais chaud déjà observé par [Coindreau *et al.* 2007]. Néanmoins, l'évaporation reste insuffisante, notamment en été.

Le deuxième article, présenté dans la section 4.3, bénéficie des résultats du premier et n'utilise que le module *multicouche* qui fournit au centre du zoom les évaporations les plus fortes et les plus proches du SIRTA dans [Cheruy *et al.* 2012]. Nous utilisons les développements présentés en section 2.3 pour tenir compte des caractéristiques hydrologiques du SIRTA présentées dans le chapitre 3. Nous verrons que réduire le drainage à la base du sol et modéliser un état saturé en profondeur pour représenter la nappe observée au SIRTA permet de mieux représenter les échanges entre le sol et l'atmosphère.

4.2 Évaluation de différentes configurations LMDZOR

L'annexe A présente l'article [Cheruy *et al.* 2012], publié au cours de la thèse. Pour cette étude, le module *multicouche*, détaillé en 2.2, à été couplé au modèle atmosphérique LMDZ. L'utilisation du module *multicouche* permet de réduire le biais des températures estivales par rapport au SIRTA obtenu avec le module *bicouche*. Une autre nouveauté depuis [Coindreau *et al.* 2007] est l'utilisation de la nouvelle version du modèle atmosphérique LMDZ. Cette version (notée NP : New Physics) se distingue de la précédente (notée SP : Standard Physics) de part une représentation plus aboutie de la couche limite atmosphérique, des nuages et des phénomènes de convection [Hourdin *et al.* 2012] [Rio *et al.* 2012].

Cet article présente donc l'évolution du modèle couplé LMDZOR ces dernières années en séparant d'une part les nouveautés apportées par LMDZ; et d'autre par par ORCHIDEE, en passant du module *bicouche* au module *multicouche*. La configuration avec LMDZ(SP) et ORCHIDEE *bicouche* est une référence au sein de l'IPSL. Celle que nous utilisons est très proche de celle utilisée par l'IPSL pour les simulations *Coupled Model Intercomparison Project* (CMIP) 5.

La configuration zoomée guidée bénéficie ici des mesures du SIRTA pour valider les simulations présentées, tout comme dans [Coindreau *et al.* 2007]. La figure 4.1 montre bien la capacité de cette configuration à représenter dans le temps la météorologie observé au SIRTA tout en permettant des rétroactions sur les variables atmosphériques. Depuis l'étude de [Coindreau *et al.* 2007], le SIRTA mesure les flux de chaleur latente et sensible qui sont ici exploitées. Bien que le

module *multicouche* conduise avec les deux versions de LMDZ à une augmentation de l'évaporation (réduisant le biais chaud au SIRTa obtenue avec le *bicouche*), l'évaporation modélisée avec le module *multicouche* reste insuffisante en été vis à vis du SIRTa.

Compte tenus des résultats présentés dans le chapitre 3, le déficit en évaporation ne semble pas surprenant. En effet le module *multicouche* y est utilisé par défaut, donc avec un drainage libre (équation 2.10 à la base de chaque maille continentale. Or les mesures de flux de chaleur latente au SIRTa sont dans un contexte particulier puisqu'une nappe y est présente à faible profondeur. Bien que les conditions au SIRTa ne soient pas forcément représentatives de toute la région de l'Ile-de-France, l'ensemble des données (Tableau 3.1) a l'avantage d'être colocalisé, les données sont donc cohérentes les unes des autres.

C'est pourquoi dans la section suivante (4.3), nous verrons que tenir compte d'une nappe à faible profondeur au SIRTa permet d'améliorer de manière cohérente les simulations zoomées guidées par comparaison au SIRTa en terme d'humidité du sol, de flux de chaleur latente et sensible.

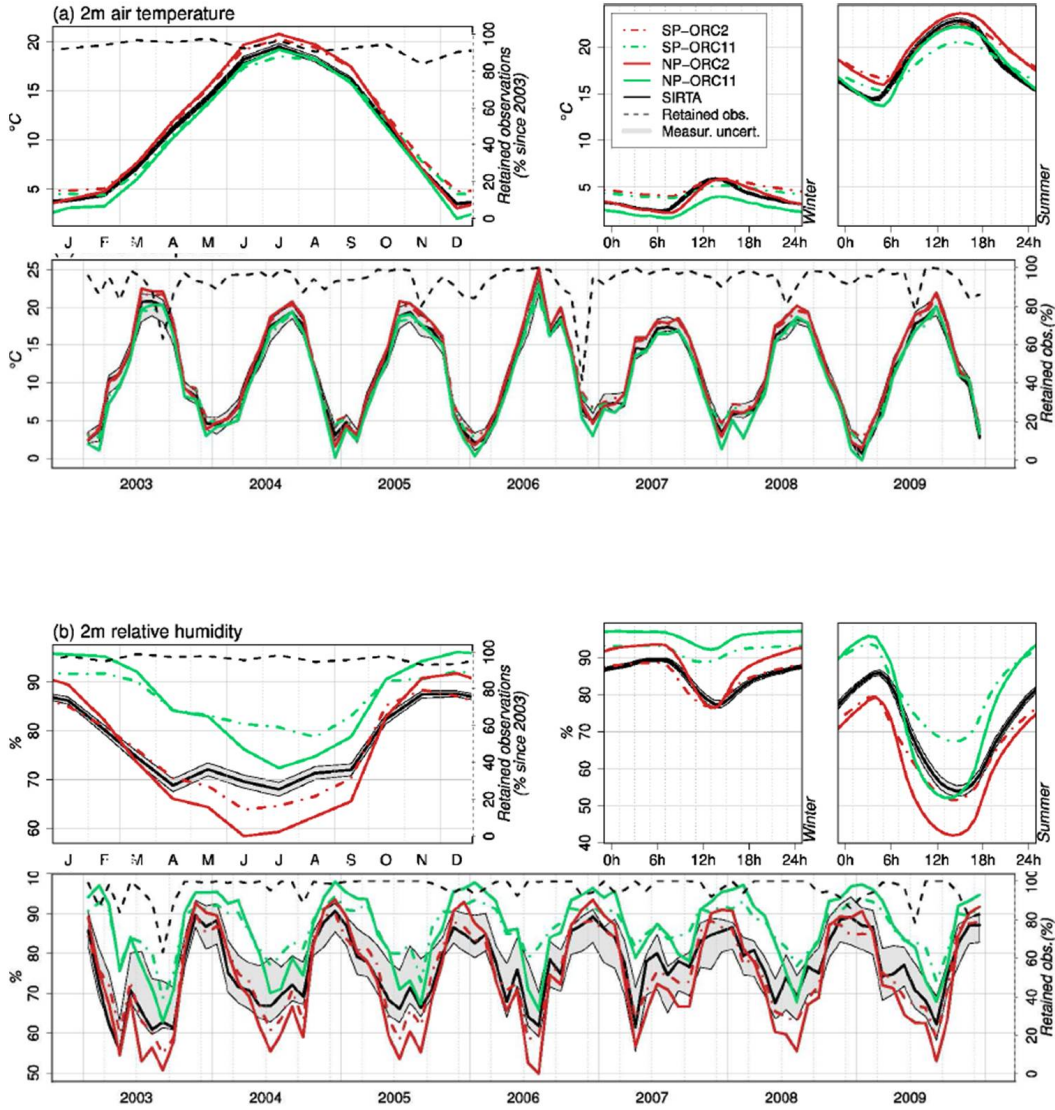


FIGURE 4.1 – Pour (a) la température et (b) l’humidité relative de l’air à 2 m : (en haut à gauche) cycle saisonnier moyen au pas de temps mensuel; (en haut à droite) cycles diurnes hivernal et estival; (en bas) moyennes mensuelles. *Retained observations* qualifie pour chaque variable et chaque mois la durée des observations disponibles au SARTA.

4.3 Response of land surface fluxes and precipitation to different soil bottom hydrological conditions in a general circulation model

A.Campoy, A. Ducharne, F. Cheruy, F. Hourdin, J. Polcher, J.C. Dupont

Accepted by Journal of Geophysical Research : Atmosphere

Abstract

Very different approaches exist in land surface models (LSMs) to describe the water fluxes at the soil bottom, from free drainage to zero-flux, and even upward fluxes if the soil is coupled to a water table. To explore the influence of these conditions on the water cycle in a unified framework, we introduce new boundary conditions in the ORCHIDEE LSM, which is coupled to the atmospheric general circulation model LMDZ. We use a zoomed and nudged configuration centered over France to reproduce the observed regional weather. Soil moisture and evapotranspiration increase when going from free drainage to impermeable bottom, then by prescribing saturation closer and closer to the surface. The corresponding response patterns can be related to both climate regimes and soil texture. When confronted to observations from the SIRTa observatory near Paris, which exhibits a shallow water table, the best simulations are the ones with prescribed saturation. The local precipitation, however, is only increased if the new bottom boundary conditions are applied globally. The magnitude of this increase depends on the one of evaporation, and on the relative weight of local *vs.* remote sources of moisture for precipitation between Western and Eastern Europe. This suggests that the summer warm/dry bias of many climate models in this region might be alleviated by including a sufficiently realistic ground water description.

4.3.1 Introduction

Soil hydrology is a key component of land surface models (LSMs), as it interacts with vegetation functioning and dynamics, water resources (river discharge, groundwater, irrigation), as well as turbulent fluxes to the atmosphere. When coupled to an atmospheric model, it introduces a surface-atmosphere feedback loop [Schär *et al.* 1999, Ducharne & Laval 2000, Koster *et al.* 2004, Betts 2007, Cheruy *et al.* 2012], with rather long time constants, of typically one year [Entekhabi *et al.* 1996, Oki *et al.* 2004]. A very active research is thus devoted to understanding the consequences of this “memory” of continental climate in terms of predictability, persistence of extreme events, or anthropogenic climate change trajectory [Koster & Suarez 2001, Dirmeyer *et al.* 2009, Seneviratne *et al.* 2010, Quesada *et al.* 2012].

Yet, soils are often linked to a water table, in which case the latter contributes to the variability of soil moisture. Spatially, this influence is particularly visible at the

scale of river catchments, where soil moisture is usually higher in valleys than over hillslopes, because of groundwater convergence to the draining streams. Temporally, water tables are often expected to exert a buffering influence on soil moisture variability, and thus to increase the land surface memory, as they can store the wet season water excess and release it progressively during the dry season, what can then sustain higher evaporation rates. This effect, however, depends a lot on water table depth, and is particularly strong if the latter is small enough for capillary rise to reach the root zone [Kollet & Maxwell 2008, Lo & Famiglietti 2010, Gleeson *et al.* 2011a].

As a result, the effects of water tables on the spatial and temporal variability of soil moisture are not independent, what led to incorporate the concepts of TOPMODEL [Beven & Kirkby 1979] in several LSMs to describe the resulting subgrid-scale variability of soil moisture [Famiglietti & Wood 1994, Stieglitz *et al.* 1997, Koster *et al.* 2000, Niu & Yang 2003]. Alternatives are to fully couple an LSM with a high-resolution 2-D or 3-D groundwater model, what has only been achieved at regional to continental scales for the time being [York *et al.* 2002, Kollet & Maxwell 2008, Anyah *et al.* 2008]. In LSMs, however, the interactions between the soil and the water table are more frequently addressed one-dimensionally, with different modeling frameworks depending on whether saturation is allowed within the simulated soil column [Liang *et al.* 2003, Maxwell & Miller 2005, Varado *et al.* 2006, Zeng & Decker 2009] or not [Yeh & Eltahir 2005, Niu *et al.* 2007, Lo & Famiglietti 2011, Vergnes & Decharme 2012].

These two strategies correspond to different conceptualizations of soil water flow, but also to different bottom boundary conditions to the simulated soil column [Gulden *et al.* 2007b]. In the first case, both saturated and unsaturated flow need to be described and the soil column is extended to the water table floor, which is assumed to be impermeable (zero flux). In the second case, the boundary flux at the soil bottom is deduced from hydraulic gradients between the soil bottom and the underlying water table, with possible upward fluxes. These two cases are yet different from the most classical description of soil water flow in LSMs, which assume unsaturated soils and free downward drainage at the soil bottom [Abramopoulos *et al.* 1988, Ducharme *et al.* 1998, De Rosnay *et al.* 2002a, Decharme *et al.* 2011], except in bucket-type models which assume an impermeable bottom, but do not describe water table building [Manabe 1969, Ducoudré *et al.* 1993].

Despite this diversity of approaches, the role of the soil bottom hydrological conditions is largely overlooked in LSMs, and the aim of this paper is to explore it in a unified framework. We benefit from atmospheric and soil measurements collected at the SIRTa (Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique) observatory in France [Haeffelin *et al.* 2005], which revealed the presence of a shallow water table. This site thus offers an interesting case study to assess the pertinence of various soil bottom boundary conditions on (i) the soil moisture and

land surface fluxes simulated by the ORCHIDEE LSM [Krinner *et al.* 2005], (ii) the regional climate, owing to the coupling of ORCHIDEE with the atmospheric model LMDZ [Hourdin *et al.* 2006].

The ORCHIDEE LSM is first described in section 4.3.2, with a focus on the tested soil bottom hydrological conditions. The resulting simulations performed with the coupled model ORCHIDEE-LMDZ, and the evaluation design based on SIRTAs observations, are then presented in section 4.3.3. The results follow in section 4.3.4, and include a local-scale analysis focused on hydrological and atmospheric processes, a regional-scale analysis focused on the links between the water cycle and the atmospheric circulation, and a discussion of this work’s limits. The main conclusions and future research perspectives are finally proposed in section 4.3.5.

4.3.2 The land surface model ORCHIDEE

4.3.2.1 Overview

ORCHIDEE is the LSM of the IPSL (Institut Pierre-Simon Laplace) climate model. The SECHIBA module describes the water and energy budget of the land surface as a result of interactions between soil, vegetation and atmosphere within rectangular grid cells. In each of them, the heterogeneous vegetation cover is described by a mosaic of uniform vegetation tiles. Their properties, which includes foliage and root’s property, can be selected from 13 plant functional types (PFTs).

As detailed in [Krinner *et al.* 2005], ORCHIDEE also includes options to simulate the carbon cycle, using the STOMATE module for photosynthesis and phenology, and the LPJ module for vegetation dynamics (fire, sapling establishment, light competition, tree mortality, and climatic criteria for the introduction or elimination of PFTs). Here, to shut down possible retroactions, these two modules are not activated, and the distribution of the PFTs is prescribed, as detailed in [Verant *et al.* 2004].

Two different soil hydrology modules are available in ORCHIDEE. The first one is a simple two-layer bucket-type model [Ducoudré *et al.* 1993]. The second one, used here, is based on the vertical discretization of a 2-m soil column to calculate the unsaturated water flow using the [Richards 1931] equation. Transpiration is coupled to the resulting soil moisture profile owing to a root density profile [De Rosnay & Polcher 1998]. Bare soil evaporation is limited by soil moisture availability in the top layer, while the other two terms of evapotranspiration, namely interception loss and snow sublimation, do not depend on soil moisture. In case of precipitation, a time-splitting procedure based on [Green & Ampt 1911] assumptions is used to partition throughfall between surface runoff and infiltration

into the soil, by characterizing the wetting front speed through the top soil layers [dOrgeval *et al.* 2008]. Note finally that the 13 PFTs are grouped into three ensembles (bare soil, trees, and grass/crop), defining three independent soil columns with separate water budgets.

4.3.2.2 Physical description of soil water fluxes

[De Rosnay *et al.* 2002a] introduced a physically-based description of unsaturated soil water flow in ORCHIDEE, based on the one-dimensional Fokker-Planck equation. It combines the mass and momentum conservation equations using volumetric water content θ ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) as a state variable, instead of pressure head as in the Richards equation.

Due to the large scale at which ORCHIDEE is usually applied, we neglect the lateral fluxes between adjacent grid cells. We also assume all variables to be horizontally homogeneous, so that the mass conservation equation relating the vertical distribution of θ to its flux field q ($\text{m}.\text{s}^{-1}$) is :

$$\frac{\partial\theta(z,t)}{\partial t} = -\frac{\partial q(z,t)}{\partial z} - s(z,t). \quad (4.1)$$

In this equation, z is depth below the soil surface, and t is time (in m and s respectively). The sink term s ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}.\text{s}^{-1}$) is due to transpiration and depends on the root's density profile.

The flux field q comes from the equation of motion known as [Darcy 1856] equation in the saturated zone, and extended to unsaturated conditions by [Buckingham 1907] :

$$q(z,t) = -D(\theta(z,t))\frac{\partial\theta(z,t)}{\partial z} + K(\theta(z,t)). \quad (4.2)$$

$K(\theta)$ and $D(\theta)$ are the hydraulic conductivity and diffusivity (in $\text{m}.\text{s}^{-1}$ and $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$ respectively), given in ORCHIDEE by the [Mualem 1976] - [Van Genuchten 1980] model :

$$K(\theta) = K_s \sqrt{\theta_f} \left(1 - \left(1 - \theta_f^{1/m}\right)^m\right)^2, \quad (4.3)$$

$$D(\theta) = \frac{(1-m)K(\theta)}{m\alpha} \frac{1}{\theta - \theta_r} \theta_f^{-1/m} \cdot \left(\theta_f^{-1/m} - 1\right)^{-m}, \quad (4.4)$$

where K_s is the saturated hydraulic conductivity ($\text{m}.\text{s}^{-1}$) and α and m are parameters. These equations assume that θ varies between the residual water content θ_r and the saturated water content θ_s , what leads to define relative humidity as

4.3. Response of land surface fluxes and precipitation to different soil bottom hydrological conditions in a general circulation model 83

TABLE 4.1 – Hydraulic parameters for each soil textural class defined in ORCHIDEE.

Parameter	Unit	Sandy loam	Medium loam	Clay loam
θ_s	$\text{m}^3.\text{m}^{-3}$	0.41	0.43	0.41
θ_r	$\text{m}^3.\text{m}^{-3}$	0.065	0.078	0.095
K_s	mm.d^{-1}	1060.8	249.6	62.4
α	m^{-1}	7.5	3.6	1.9
m	-	0.471	0.359	0.237

$$\theta_f = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r).$$

In this framework, ORCHIDEE takes into account the soil’s characteristics through parameters K_s , θ_s , θ_r , α and m , which are defined here for three soil textures. Their geographical distribution is given by the Food and Agriculture Organization (FAO) map, as interpolated by [Zobler 1986]. This author’s original five textural classes (fine, medium-fine, medium, medium-coarse, and coarse) are reduced to three (fine, medium, coarse), the medium one comprising the medium-fine, medium and medium-coarse Zobler classes. The above five hydraulic parameters are then taken from [Carsel & Parrish 1988] for the corresponding USDA soil textural class (Table 4.1). In addition, following [dOrgeval *et al.* 2008], K_s is assumed to be constant within the top 30 centimeters but to exponentially decrease further down, as initially introduced by [Beven & Kirkby 1979]. To keep the consistency between K_s and the parameters α and m , the latter are also modified below 30 cm, based on their log-log regression with K_s , using the values given by [Carsel & Parrish 1988] for the 12 USDA soil textures.

4.3.2.3 Finite difference integration

The Fokker-Planck equation, as defined by the combination of Eqs. 4.1-4.2, is solved using the finite difference method with an implicit scheme. To this end, the 2-meter soil column is discretized using N nodes, defined by an index i increasing from top to bottom, and where we calculate the values of θ (Figure 4.2). The middle of each consecutive couple of nodes represents the limit between two soil layers, except for the upper and the lower layers defined by the first and the last nodes respectively. As a consequence, each soil layer holds only one node i , and we define layer i as the layer holding node i .

The total water content of each layer i , W_i (m^3), is obtained by integration of $\theta(z)$, assumed to undergo linear variations between two consecutive nodes. Equation 4.1 can then be integrated between the nodes and over the time step dt , over which q is assumed to be constantly equal to its value at $t + dt$. This allows defining the

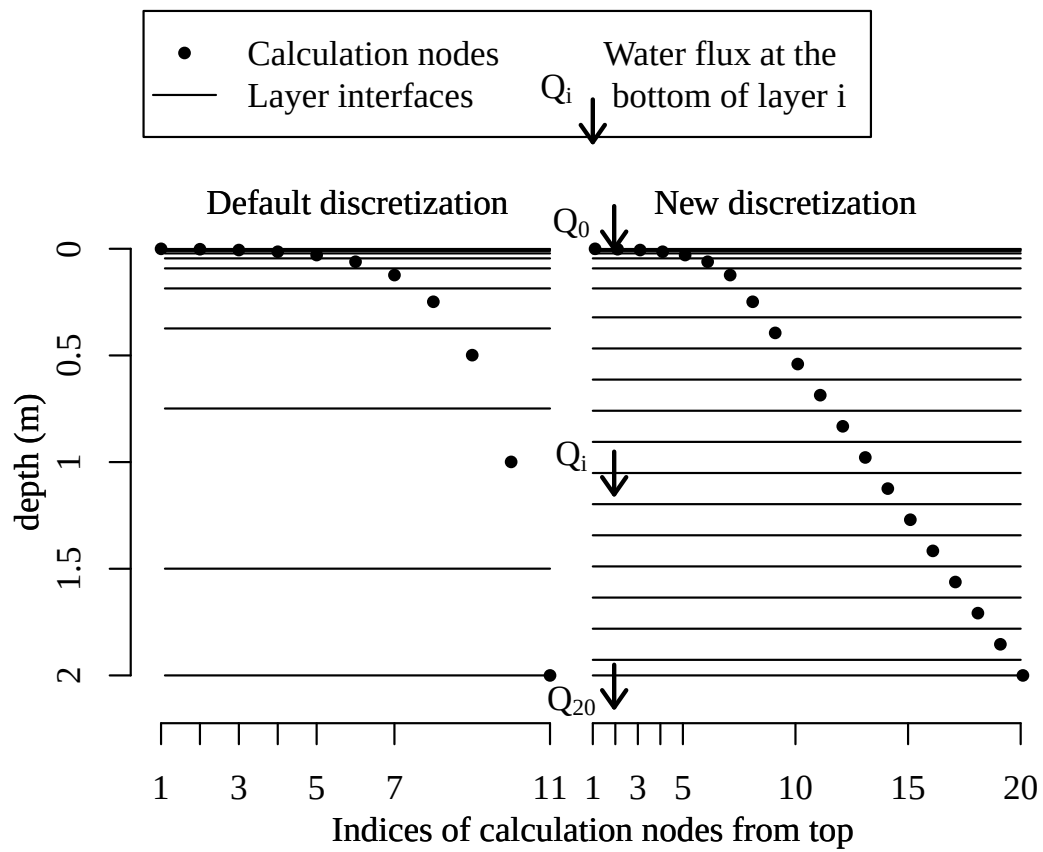


FIGURE 4.2 – Soil vertical discretization : (left) default 11-layer discretization from [De Rosnay *et al.* 2002a], (right) new 20-layer discretization.

water budget of each layer i :

$$\frac{W_i(t + dt) - W_i(t)}{dt} = Q_{i-1}(t + dt) - Q_i(t + dt) - S_i, \quad (4.5)$$

where S_i is the integrated sink term and Q_i the water flux at the interface between layers i and $(i + 1)$.

This flux is deduced from Equation 4.5, by approximating $\partial\theta/\partial z$ by the rate of increase between the equidistant neighboring nodes $(i - 1)$ and i , what leads to :

$$\frac{Q_i}{A} = -\frac{D(\theta_{i-1}) + D(\theta_i)}{2} \frac{\theta_i - \theta_{i-1}}{dz_i} + \frac{K(\theta_{i-1}) + K(\theta_i)}{2}, \quad (4.6)$$

where A is the area of the grid mesh and dz_i is the distance between nodes $(i - 1)$ and i . To get this expression, we also approximate the values of K and D at the layers' interfaces by the arithmetic average of their values at the neighboring nodes.

Equation 4.6, however, is not linear at first-order with respect to θ , because of the strong non-linearity of $K(\theta)$ and $D(\theta)$ in Equations 4.3 and 4.4. To resolve this issue, we discretize the interval $[\theta_r; \theta_s]$ in 50 regular smaller sub-domains where K and D are described by piecewise functions, respectively linear in θ and constant. The appropriate piecewise functions are selected for each node depending on the value of θ_i at the beginning of each time step. Using these linearized K and D in Equation 4.6, it becomes possible to construct a tridiagonal matrix system to solve $\theta_i(t + dt)$, at least for the inner nodes (i in $[2, N - 1]$).

Additional information is required to solve θ_1 and θ_N . It consists of water fluxes Q_0 and Q_N at the top and bottom of the soil column respectively. These fluxes need to be prescribed as boundary conditions at each time step, and thus drive the evolution of the soil moisture profile. Q_0 is defined by the difference between infiltration into the soil and bare soil evaporation, and the bottom boundary condition is defined by free gravitational drainage :

$$Q_N = K(\theta_N). \quad (4.7)$$

[De Rosnay *et al.* 2000] analyzed the influence of the vertical discretization on the simulated water and energy fluxes, to define the better compromise between precision and computation time. They eventually selected an 11-node configuration, with a geometric increase of the inter-node distance, doubled between each consecutive couple of nodes. This kind of geometric configuration has the advantage of combining a high resolution near the surface to accurately simulate the partitioning between latent and sensible heat fluxes, and a lower resolution at the bottom to reduce computation times. It is thus used in most LSMs describing the vertical soil water fluxes based on the Richards equation. In ORCHIDEE, with 11 nodes in a 2-meter soil column, we get thicknesses of 1 mm for the top layer, and 0.75 m and 0.5 m for the 10-th and 11-th layers respectively (Figure 4.2).

4.3.2.4 New bottom boundary conditions

Equation 4.7 of free drainage implies that soil moisture θ is constant below the lower node, what is not always found in nature. In particular, when a shallow water table is present, we can get local increases of θ with depth because of capillary rise, or even saturation within the soil column. To describe such cases, we introduce the possibility to choose between two new bottom boundary conditions.

The first one is based on the free drainage calculation reduced by a coefficient F :

$$Q_N = F.K(\theta_N), \quad (4.8)$$

where $0 \leq F \leq 1$. This condition is equivalent to reduce hydraulic conductivity K under the bottom of the soil column, what could somehow be achieved alternatively by enhancing the exponential decay of K with depth. Setting $F = 0$ makes the bottom totally impermeable as in bucket-like models [Manabe 1969], including the two-layer hydrology module of ORCHIDEE.

The second new boundary condition is to impose saturation under the calculation node n_{sat} chosen by the user :

$$\theta_{i \geq n_{sat}} = \theta_s. \quad (4.9)$$

This implies the presence of a water table inside the modeled soil column. To sustain it against evaporation, an upward water flux is required at the bottom, what leads to account for negative drainage.

The drainage reduction caused by these two new bottom boundary conditions leads to stronger hydraulic gradients at the bottom of the soil column. There, the coarse resolution related to the 11-node configuration is not sufficient anymore to simulate accurate water fluxes, and we had to increase the vertical discretization (Figure 4.2). To conserve model performances regarding surface fluxes partitioning, we kept the original discretization in the top 25 cm, with 9 nodes. To increase resolution below, we opted for a regular discretization with an inter-node distance of about 15 cm, leading to increase the total number of nodes from 11 to 20. This allows us to more finely model the lower layers implicated in the drainage calculation, and it gives the possibility to prescribe a water table at a more finely defined depth.

4.3.3 Simulation and evaluation design

4.3.3.1 Coupling ORCHIDEE with an atmospheric model

To study the influence of the soil bottom hydrology on the land surface fluxes and the atmosphere, we couple ORCHIDEE with LMDZ, the global atmospheric general circulation model of the Laboratoire de Météorologie Dynamique

[Hourdin *et al.* 2006], using the latest atmospheric physics package LMDZ5B [Hourdin *et al.* 2012, Rio *et al.* 2012]. LMDZ is used here with 39 atmospheric layers, what places the lowest level center at about 30 m above the surface. The horizontal grid mesh of LMDZ is rectangular and defines the one of ORCHIDEE over the land surface. Following [Coindreau *et al.* 2007], we use 32 and 48 grid-points in latitude and longitude respectively, but the grid-mesh is stretched to achieve a higher resolution, or zoom, over France, leading to a resolution of about 120 km in Western Europe (Figure 4.3), typical of current global models used for climate change studies.

The simulations analyzed in this paper cover the period 2000-2009, with prescribed inter-annually varying sea surface temperatures derived from observed monthly means. To let the coupled model LMDZ-ORCHIDEE forget its initial conditions, the simulations are only analyzed over 2002-2009. In addition, to righteously confront this coupled model to SIRTAs measurements (section 4.3.3.2), we use an atmospheric model configuration able to reproduce the observed regional weather. Following [Cheruy *et al.* 2012], the simulations are forced to follow the real synoptic evolution by relaxing the simulated temperature and wind fields toward their values in the ERA-Interim reanalysis [Dee *et al.* 2011] over 2000-2009. The nudging is strong if the relaxation of the model toward ERA-Interim is fast, as expressed by a small relaxation time constant. This time constant decreases when the grid-cell size increases, to get a strong nudging outside from the zoomed area (time constant of 1 hour). In contrast, LMDZ is almost free from nudging at the zoom center (time constant of 10 days), as well as all over France, where the time constant is longer than 1 day (Figure 4.3).

4.3.3.2 The SIRTAs observatory

The above zoomed and nudged configuration of LMDZ-ORCHIDEE has been defined to facilitate the evaluation of this coupled model against measurements from the SIRTAs observatory, located 20 km south of Paris, in France [Haeffelin *et al.* 2005]. The grid cell it belongs to is very close to the zoom center (Figure 4.3), thus almost free from nudging. In our simulations, the SIRTAs grid cell (*ca.* 120 x 120 km²) is characterized by a medium-texture soil, and the main vegetation types are crops and grass (72%), bare soil (24%) and deciduous forest (4%), according to ORCHIDEE's forcing maps.

This observatory was created by the IPSL in 2002 and has since then been collecting many co-localized observations like atmospheric near-surface variables, radiative fluxes and cloud characteristics. [Cheruy *et al.* 2012] used these observations to evaluate various physical parameterizations of LMDZ, with the exact same zoomed and nudged configuration as described above. They firstly showed that this configuration allows LMDZ to capture a large part of the inter-annual, seasonal

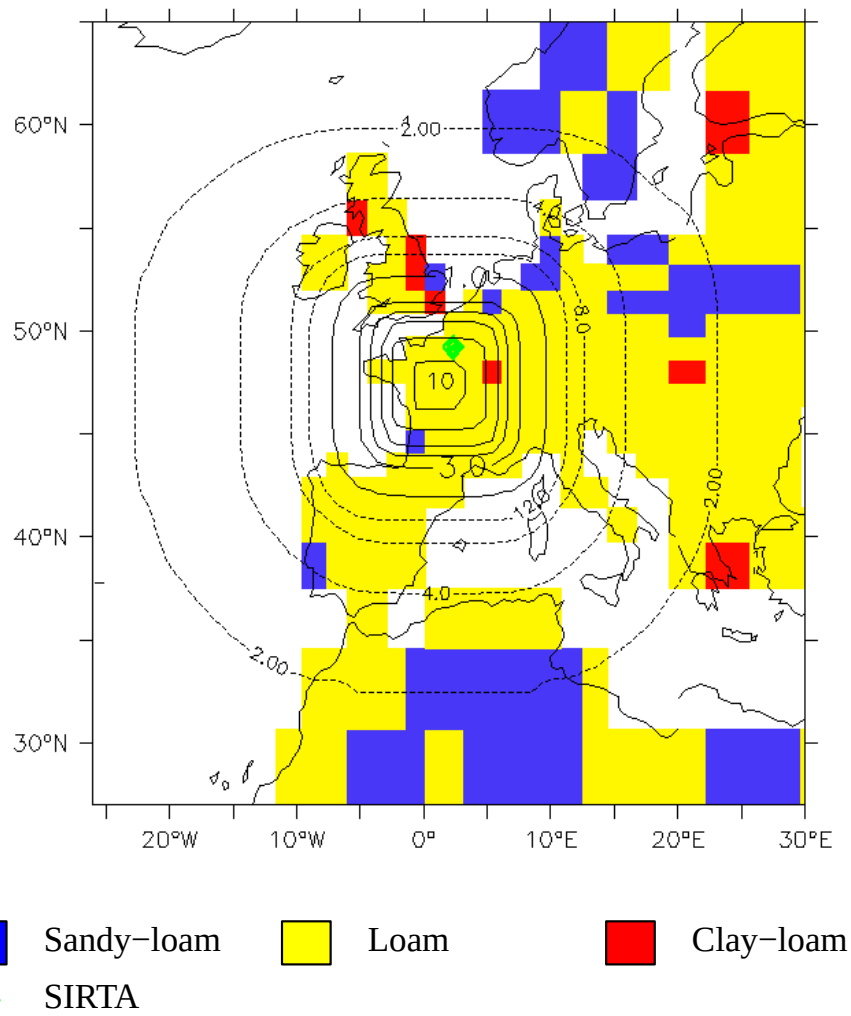


FIGURE 4.3 – Nudging and soil texture over Europe. The SIRTa observatory appears as a green diamond. Contours show the nudging time constant, either in days (solid lines) or in hours (dotted line).

and synoptic variability observed at the SIRTa. Four different model versions were then tested, by combining two parameterizations of atmospheric physics (standard LMDZ5A *vs.* new LMDZ5B, used in this paper) and two parameterizations of soil hydrology (2-layer bucket-type *vs.* 11-layer Richards-based, used here). None of them, however, produced enough evaporation compared to SIRTa's observations, especially in summer when evaporation is maximum, what led to a systematic warm bias.

To explore this issue, the present study benefits from additional measurements of soil moisture, at five depths down to 50 cm, using Theta-probes ML2X. The probes were calibrated in laboratory with respect to the volumetric weight of dry and saturated soil samples from the site. Porosity was estimated from the weight of saturated and totally desiccated soil samples. Based on five replicates for each soil depth, porosity equals $0.398 \pm 0.024 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$. According to the USDA textural classification, the granulometric analysis defines a silt loam, consistent with the medium texture used in ORCHIDEE, but porosity, which defines the saturated water content θ_s , is slightly smaller according to the measurements than in ORCHIDEE (Table 4.1).

4.3.3.3 Performed simulations

The simulations presented in this paper, which all rely on the 20-node soil discretization, are summarized in Table 4.2. The REF simulation uses free drainage as a bottom boundary condition for soil water fluxes (Eq. 4.7). We checked that it is very close to simulation NP-ORC11 in [Cheruy *et al.* 2012], which uses the same parameterizations of atmospheric physics and soil hydrology, but with the original 11-node soil discretization. This confirms that the latter gives accurate results with free drainage.

To examine the influence of the two new boundary conditions introduced in section 4.3.2.4, we distinguish simulations with reduced drainage (Eq. 4.8), using three different values of F from 0.1 to 0, and together referred to as simulations $\star F \star$, from simulations with forced saturation (Eq. 4.9), at three different depths between 0.5 to 2 m, and together referred to as simulations $\star S \star$. To further analyze the role of these changes on the surface/atmosphere interactions, they are applied at two different scales, either locally (the bottom boundary condition is only changed over the SIRTa grid cell : simulations $L \star \star$) or globally (the changes are performed over all continental cells : simulations $G \star \star$).

TABLE 4.2 – Summary of the performed simulations.

Name	Bottom boundary condition	Application scale
REF	Free drainage ($F = 1$)	Globally
LF0.10	Drainage reduced by $F = 0.10$	SIRTA
LF0.01	Drainage reduced by $F = 0.01$	SIRTA
LF0.00	Impermeable bottom ($F = 0$)	SIRTA
LS2.0	Saturation imposed at 2.0 m	SIRTA
LS1.3	Saturation imposed under 1.3 m	SIRTA
LS0.5	Saturation imposed under 0.5 m	SIRTA
GF0.10	Drainage reduced by $F = 0.10$	Globally
GF0.01	Drainage reduced by $F = 0.01$	Globally
GF0.00	Impermeable bottom ($F = 0$)	Globally
GS2.0	Saturation imposed at 2.0 m	Globally
GS1.3	Saturation imposed under 1.3 m	Globally
GS0.5	Saturation imposed under 0.5 m	Globally

4.3.4 Results

4.3.4.1 Biases of simulations REF and L** at the SIRTA

As most measurements, the SIRTA data exhibit interruptions, some of them being important as revealed in Table 4.3. To deal with this issue, we construct a filtered mean annual cycle for each observed variable, by considering separately each hourly time step of the year, which is assigned the average of the available data at this time step over the monitored years. This sequence of operations, hereafter called SIRTA filter, is different for each monitored variable, and applied to both the measurements and simulated variables for better comparison. The effect of these filters on the simulated averages is assessed in Table 4.3, by comparison to the means over the entire 2002-2009 period. This effect is negligible for sensible heat flux and precipitations, which are well monitored, but it decreases latent heat flux and soil moisture in summer because the available observations are sparse and mostly found when these variables are low.

TABLE 4.3 – Yearly and July-August (JA) averages of four important variables observed at SIRTA : W_{50} is the total soil moisture in the top 50 cm, assuming linearity between two consecutive measurement or calculation nodes; LE the latent heat flux; H the sensible heat flux; P the precipitation. The first two rows describe the quality of measurement sampling over time. The means of SIRTA measurements are compared to the reference simulation REF (see Table 4.2) using SIRTA filtering from measurement start to 2009, what defines the bias of REF with respect to SIRTA observations. The last two rows give the mean values of REF in 2002-2009, to show the error caused by the SIRTA filter, relatively to the mean values in 2002-2009.

Variable	W_{50} (mm)		LE ($W.m^{-2}$)		H ($W.m^{-2}$)		P ($mm.d^{-1}$)	
Measurement start	2007		2005		2006		2004	
Measurement coverage (%)	81.1		20.4		74.1		95.2	
Average period	Year	JA	Year	JA	Year	JA	Year	JA
SIRTA with SIRTA filter	164.70	148.13	94.80	125.47	13.95	26.28	1.80	2.07
REF with SIRTA filter	146.78	103.34	68.30	65.77	18.57	50.38	2.10	1.45
<i>Bias to SIRTA (%)</i>	<i>-10.9</i>	<i>-30.2</i>	<i>-28.0</i>	<i>-47.6</i>	<i>+33.1</i>	<i>+91.7</i>	<i>+16.7</i>	<i>-30.0</i>
REF in 2002-2009	153.28	150.77	53.50	75.61	20.37	55.62	2.16	1.44
<i>Effect of SIRTA filter (%)</i>	<i>-4.2</i>	<i>-31.5</i>	<i>+27.7</i>	<i>-13.0</i>	<i>-8.8</i>	<i>-9.4</i>	<i>-2.8</i>	<i>+0.7</i>

The biases of the simulations with respect to SIRTA's observations are all analyzed after SIRTA filtering (Table 4.3, Figures 4.4 and 4.5). For the REF simulation, they are similar to the ones presented by [Cheruy *et al.* 2012] for simulation NP-ORC11. They include an underestimation of the latent heat flux and an overestimation of the sensible heat flux. The simulated precipitation rates are not sufficient, especially in summer, what probably contributes to the turbulent fluxes biases.

These biases are consistent with our soil moisture analysis, which shows that the simulated soil water contents are systematically underestimated at the three monitored depths (Figure 4.5). It also reveals that observed soil moisture at 50 cm is nearly constant and close to saturation (Figure 4.5c), as also evident from the observed soil moisture profiles (Figure 4.6b). This is suggestive of a shallow water table at this depth, sustaining high soil moisture near the surface, especially in winter when the water table head is probably higher than 50 cm. The free drainage in the REF simulation prevents such saturation within the modeled soil column, and we further examine if the two new bottom boundary conditions proposed in section 4.3.2.4 can improve the soil moisture simulation and the related fluxes at the scale of the SIRTA grid-cell (simulations L★★).

Reducing the drainage by a factor F (simulations LF★) tends to increase soil moisture at the three depths, and this increase is logically all the stronger as F is close to 0. The first 10-fold decrease of F , however, from REF to LF0.10, has a negligible effect, whether on soil moisture, surface fluxes or near-surface meteorology (Table 4.4, Figures 4.4 and 4.5), what is consistent with the results from [Yeh & Eltahir 2005]. The largest effect is obtained by prescribing an impermeable bottom ($F = 0$), but this modification is not sufficient to bring the simulated soil moisture up to the observed values, especially in summer.

Imposing saturation within the soil has a stronger effect, with statistically significant changes of soil moisture and turbulent fluxes in all simulations LS★ compared to REF (Table 4.4). Simulation LS2.0, prescribing a water table at the bottom of soil column, is very similar to simulation LF0.00 with an impermeable bottom (Figure 4.4 and 4.5). The simulated soil moisture and turbulent fluxes get closer to SIRTA's observation when saturation is prescribed at 1.3 m, but prescribing a water table at 0.5 m leads to overestimated soil moisture and latent heat flux, and to underestimated sensible heat flux (Figure 4.4). This suggests that the water table could be found at the SIRTA between 0.5 and 1.3 m from the surface.

4.3.4.2 Sensitivity of hydrological processes to local-scale changes

To better apprehend the differences between simulations REF and L★★, the analysis is performed over 2002-2009 without SIRTA filtering. Total soil moisture

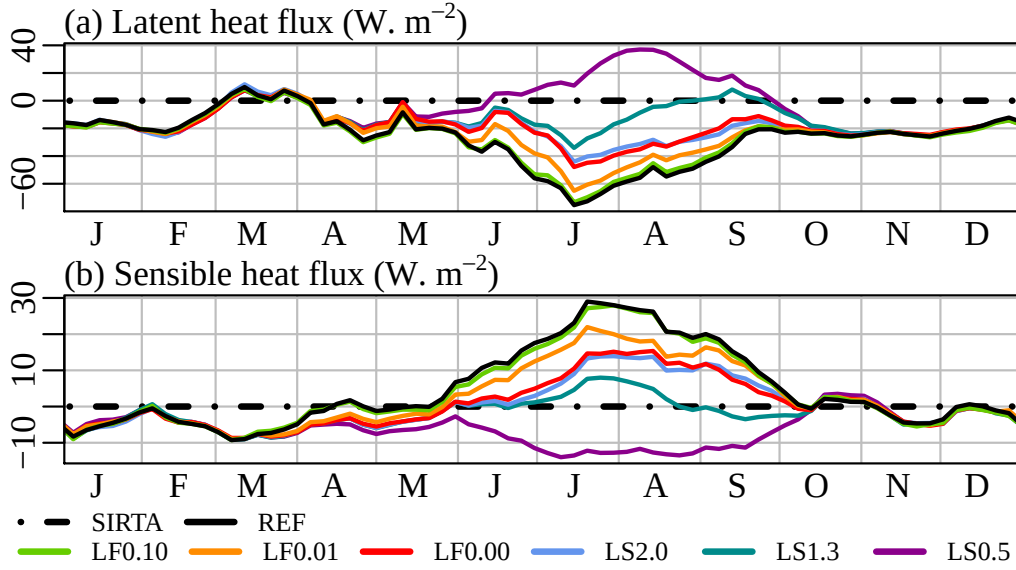


FIGURE 4.4 – Monthly biases of simulated latent and sensible heat fluxes at the SIRTA, using SIRTA filtering, for simulations REF and L $\star\star$.

in LS2.0, prescribing a water table at the bottom of the soil column, is close to total soil moisture in LF0.00 with an impermeable bottom (Figure 4.6a), as the latter exhibits a saturated 2-m node almost all the year long (Figure 4.6b). This is not the case in autumn (as illustrated by the November soil profile), and upward drainage is then momentarily required in LS2.0 to sustain saturation (Figure 4.7e). This difference at the soil bottom in autumn explains why soil moisture is higher in LS2.0 in winter (Figure 4.6b). Simulations LS1.3 and LS0.5 require a much larger upward drainage (Figure 4.7e) to force saturation at 1.3 and 0.5 m (Figure 4.6b), and the resulting soil moisture is higher over the entire soil column, and even too high in winter with respect to observations (Figure 4.5).

The latent heat flux overestimation in LS0.5 seems mainly related to bare soil evaporation (Figure 4.7b), which is much higher in this simulation than in the others, with a delayed maximum, in summer instead of spring. The reason for this behavior is that the water table at 0.5 m allows surface soil moisture to remain high enough to hardly be limiting for bare soil evaporation. The decrease of this flux after June is then the result of energy limitation. In the other simulations (REF to LS1.3), bare soil evaporation starts to decrease earlier, in March, when transpiration starts to increase following vegetation growth (Figure 4.7a), what decreases soil moisture at the expense of bare soil evaporation. The LS0.5 transpiration (Figure 4.7a) also shows a delay of its maximum compared to the other L $\star\star$ simulations (Figure 4.7b), although to a lesser extent than for bare soil evaporation, but for the same reasons, since canceling water limitation allows the expression of energy

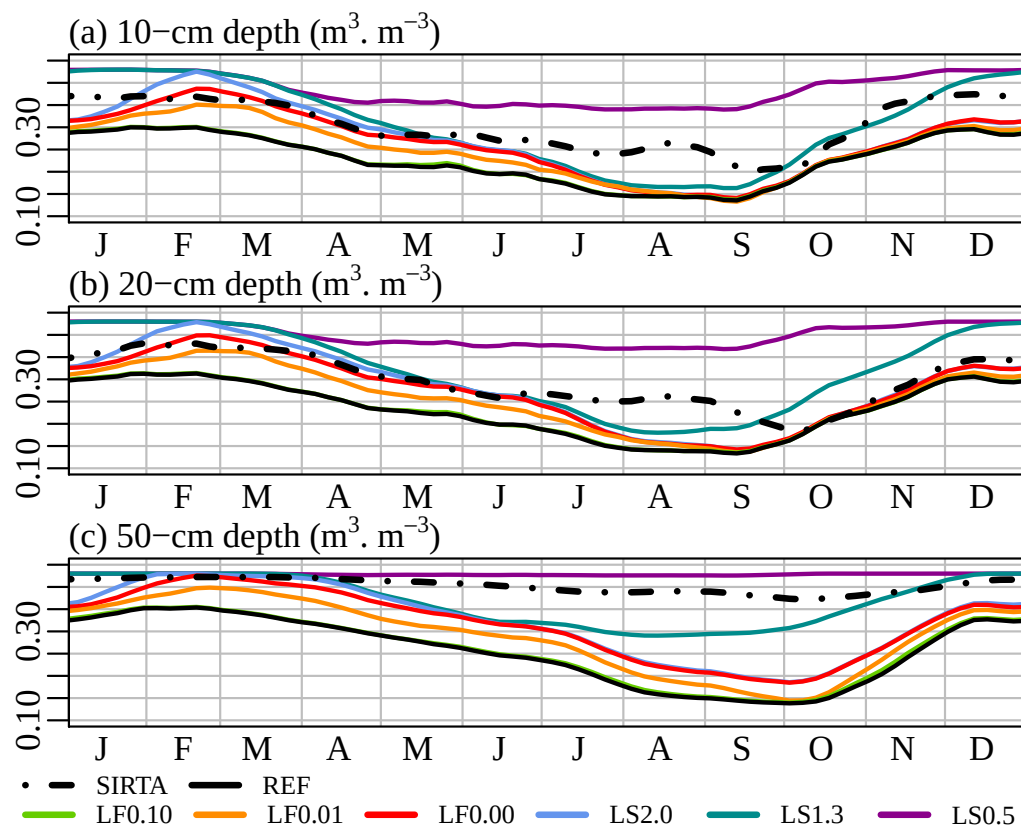


FIGURE 4.5 – Soil moisture at 10, 20 and 50 cm at the SIRTA : mean annual cycles using SIRTA filtering, for observations and simulations REF and L $\star\star$.

limitation.

The resulting increase in total evapotranspiration between simulations REF and L★★ does not significantly influence precipitation (Figure 4.7c, Table 4.4). Therefore, it decreases total runoff (not shown), which is weaker in simulations LS★ than LF★, and even becomes negative in simulation LS1.3 and LS0.5 in summer, by means of water conservation (with mean JA values of -1.8 and -3 mm.d⁻¹ respectively). The overall decrease in total runoff results from opposite changes in surface runoff and drainage (Figure 4.7d and 4.7e). As already mentioned, the latter is directly decreased by the studied modifications of soil bottom hydrology. This happens in winter in all simulations L★★, and it also implies negative values in summer (upward flux) in simulations LS★. The resulting increase in soil moisture compared to REF (Figure 4.6a) reduces infiltration and in turn enhances surface runoff in winter (Figure 4.7d). The latter becomes very high in simulations LS1.3 and LS0.5 (which can reach 100% of the precipitation rate in winter), as a direct trade-off of imposed upward drainage.

4.3.4.3 Compared impacts of local and global-scale changes at the SIRTa

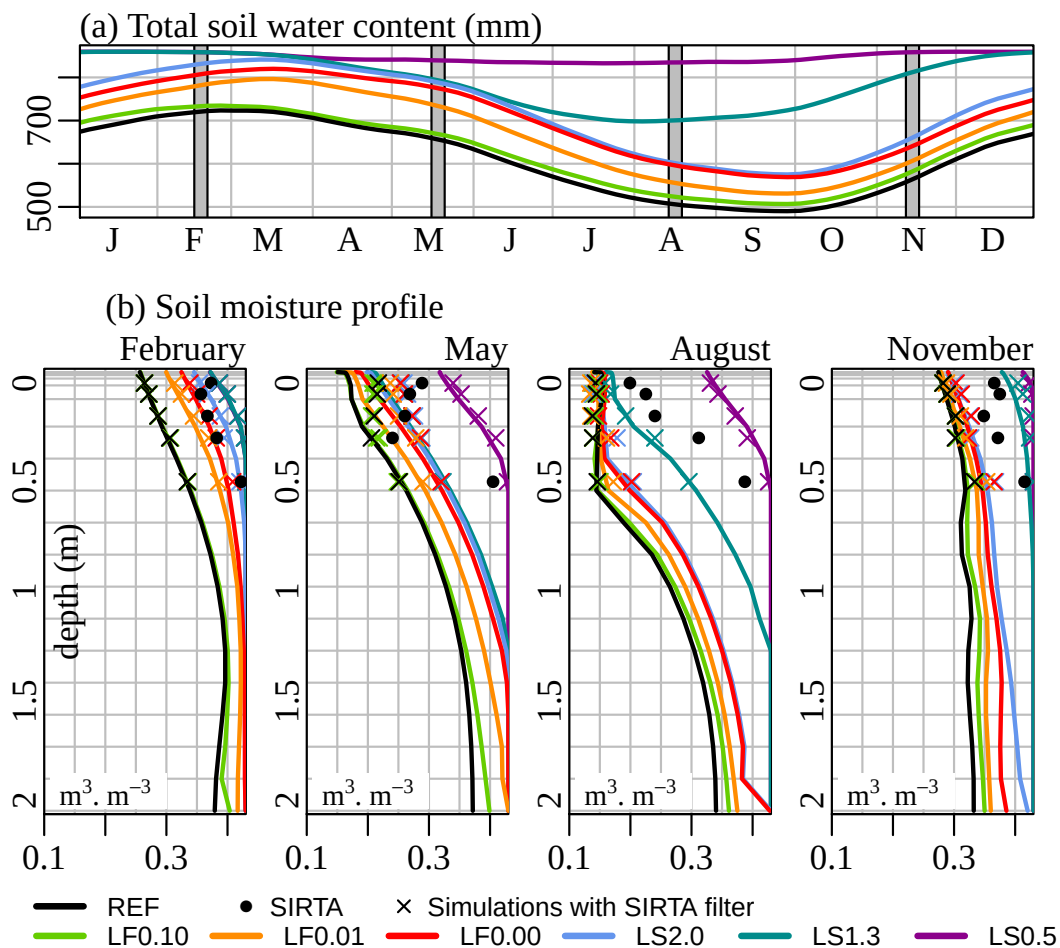


FIGURE 4.6 – Soil moisture in the SIRTAs grid-cell for simulations REF and L^{**} : (a) mean annual cycle of total soil water content in 2002-2009 (without SIRTAs filter, and with a 30-day running mean) ; (b) inter-annual mean vertical profiles of θ ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) over the four 5-day periods indicated by gray rectangles in panel (a) ; the bounds of θ in these four panels are the wilting point ($\theta_f = 0.10 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) and the saturation value ($\theta_s = 0.43 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$). The black dots the measurement's mean over the four periods using SIRTAs filter, and the colored crosses give the equivalent SIRTAs filtered means for the different simulations.

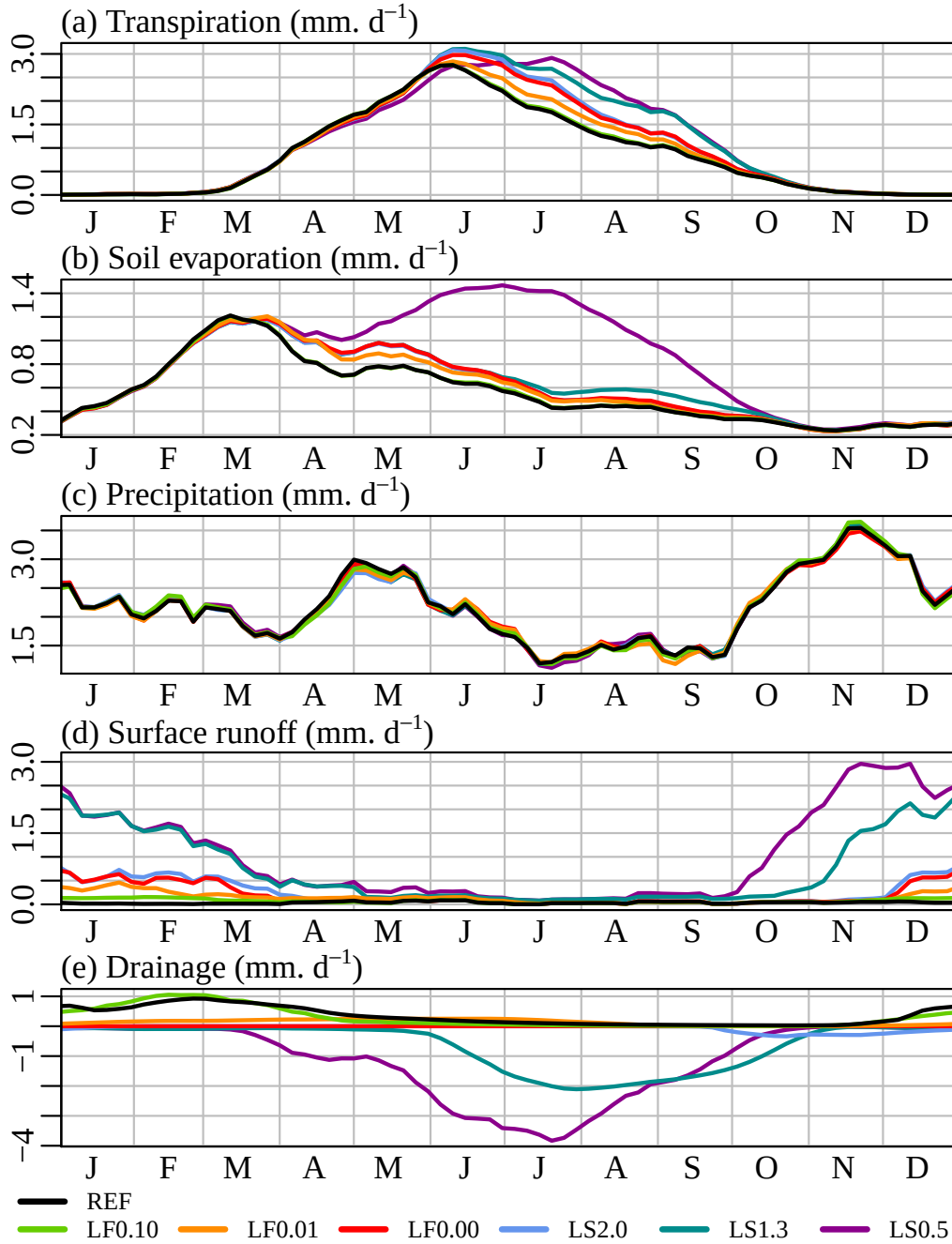


FIGURE 4.7 – Water fluxes in the SIRTA grid-cell for simulations REF and L★ : mean annual cycles in 2002-2009 (without SIRTA filter, and with a 30-day running mean).

TABLE 4.4 – Differences in the SIRTA grid-cell for the 12 simulations with modified soil bottom boundary condition with respect to REF : yearly and July-August (JA) means over 2002-2009 (T_a and q_a are the lowest level air temperature and specific humidity respectively; for other notations, see Table 4.3). Bold typing indicates statistically significant mean differences according to the Mann and Whitney test with a p-value < 0.05 .

	W_{50} (mm)		LE ($W.m^{-2}$)		H ($W.m^{-2}$)		P (mm.d $^{-1}$)		T_a (K)		q_a (g.kg $^{-1}$)	
	Year	JA	Year	JA	Year	JA	Year	JA	Year	JA	Year	JA
LF0.10	1.12	3.55	0.27	1.13	-0.25	-0.99	0.00	0.00	-0.01	-0.02	0.01	0.02
LF0.01	12.05	10.27	2.53	8.77	-2.26	-7.44	-0.01	0.02	-0.01	-0.13	0.04	0.10
LF0.00	18.78	15.73	4.43	15.99	-3.69	-12.21	0.00	0.01	-0.03	-0.22	0.07	0.19
LS2.0	23.12	16.82	5.02	17.87	-4.10	-13.75	0.00	0.01	-0.03	-0.25	0.08	0.20
LS1.3	45.15	59.04	7.71	27.81	-6.36	-21.55	-0.01	0.00	-0.06	-0.38	0.13	0.34
LS0.5	81.36	63.62	13.09	53.19	-10.81	-42.75	0.00	0.02	-0.08	-0.64	0.31	1.12
GF0.10	1.78	4.92	0.61	2.49	-0.46	-1.83	0.02	0.01	-0.01	-0.05	0.02	0.04
GF0.01	14.22	11.60	3.72	14.11	-3.05	-11.51	0.08	0.21	-0.08	-0.43	0.13	0.41
GF0.00	26.53	19.20	6.56	25.98	-5.33	-20.36	0.14	0.52	-0.14	-0.69	0.21	0.68
GS2.0	31.30	21.22	6.78	28.22	-5.97	-22.89	0.16	0.66	-0.16	-0.89	0.27	0.87
GS1.3	51.67	59.39	8.49	36.28	-7.82	-30.78	0.27	0.92	-0.26	-1.30	0.36	1.21
GS0.5	82.40	63.54	10.04	43.24	-9.88	-38.72	0.35	1.29	-0.24	-1.39	0.47	1.61

In all simulations L★★ and G★★, the studied changes in soil bottom drainage have an impact on the simulated climate in the SIRTA grid-cell in summer only.

The increased latent heat flux leads to cool both the surface (not shown) and the lower atmosphere (Figure 4.3.4.3d), with a more pronounced cooling in simulations G★★. This results in a decrease of the upward long-wave (LW) flux from the surface, which increases net LW radiation to the land surface, to a larger extent in G★★ than in L★★ (Figure 4.3.4.3e). The SW radiation, in contrast, shows a very distinct response depending on the scale at which the soil bottom hydrology changes are considered. Albedo decreases with soil moisture in ORCHIDEE, so that the increase in soil moisture compared to REF (Table 4.4) contributes to increase net short wave (SW) radiation in all simulations. In simulations G★★, however, the overall response of net SW radiation is a decrease (Figure 4.3.4.3f), which can be explained by the increase of cloudiness in these simulations (Figure 4.3.4.3c).

Overall, the total net radiation increases in summer in all simulations L★★ and G★★ compared to REF (Figure 4.3.4.3g). This increase remains moderate but probably feeds back the evaporation increase. In particular, the net radiation increase is maximum in LS0.5, what probably contributes to the fact that evaporation is lower in GS0.5 than in LS0.5, in combination with the higher atmospheric humidity moisture (Figure 4.3.4.3b) and lower surface temperature in G★★, which together decrease the water vapor deficit between the surface and the overlying atmosphere.

Despite the clear increase of evaporation in the SIRTA grid cell, precipitation is not significantly sensitive to the local-scale modifications of drainage (in L★★), as shown in Table 4.4 and Figure 4.3.4.3c. This indicates that the additional evaporation resulting from drainage decrease in L★★ is not locally recycled into precipitation, even though it does increase atmospheric humidity (Figure 4.3.4.3b), in agreement with [Schär *et al.* 1999]. The reason is that the SIRTA grid-cell is subjected to atmospheric moisture divergence in summer, in the reference simulation REF ($P-E = -1.15 \text{ mm.d}^{-1}$), with further divergence in simulations L★★ with higher evaporation. In other words, because of advection, precipitation does not locally increase as much as evaporation.

In contrast, the global-scale drainage reductions (simulations G★★) lead to increased precipitation rates compared to REF (leading to reduced net SW radiation as seen above). The SIRTA grid-cell remains subjected to moisture divergence in these simulations, but this divergence results from increased atmospheric transport not only from the grid-cell as in L★★, but also to the grid-cell, what sustains higher precipitation rates. In other word, large-scale advection increases atmospheric humidity in simulations G★★ compared to L★★, and combined to lower atmospheric temperatures, it lowers the saturated specific humidity and facilitates condensation thus precipitation.

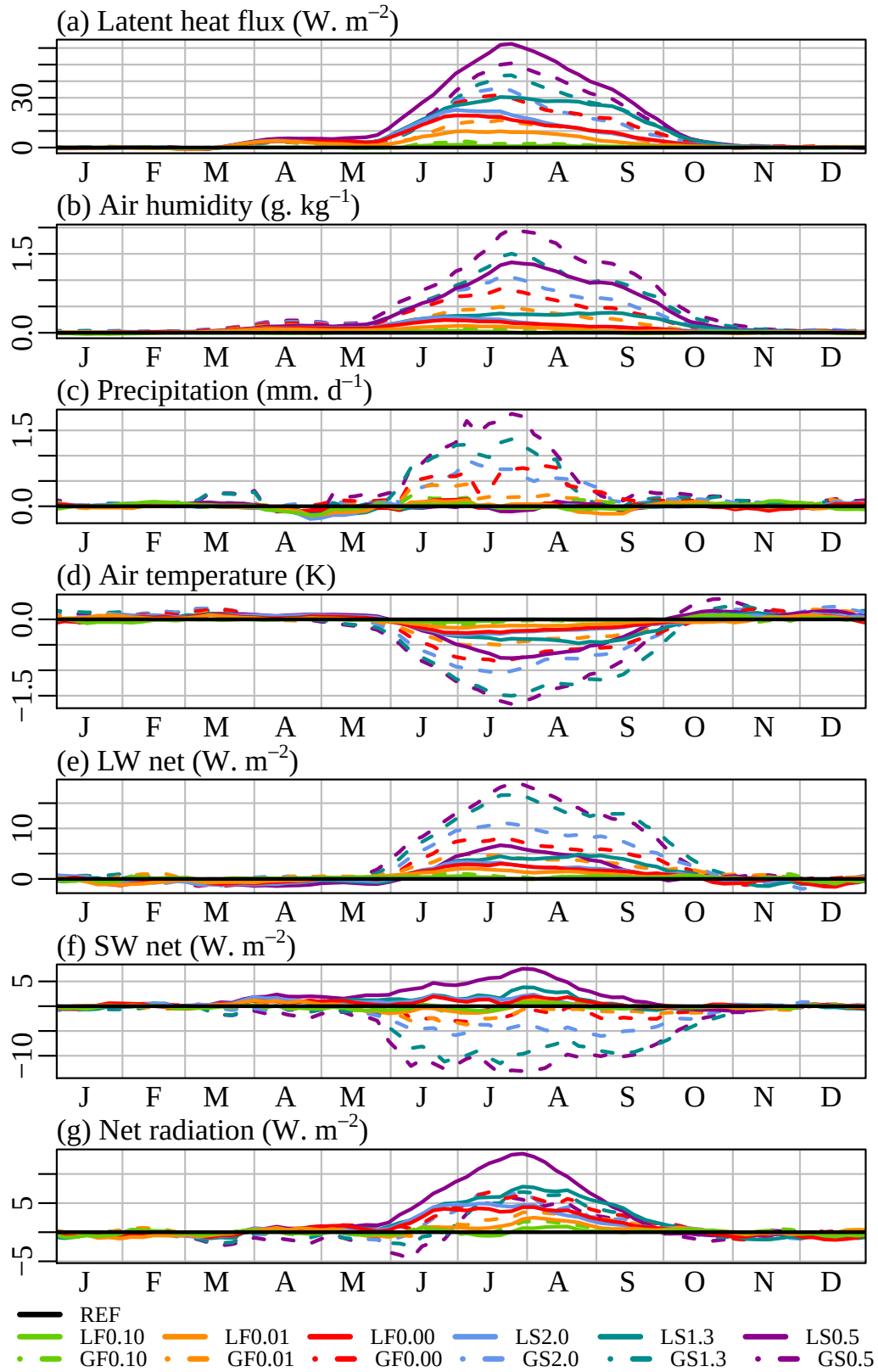


FIGURE 4.8 – Differences in the SIRTA grid-cell for simulations L^* (plain lines) and G^* (dashed lines) with respect to REF : mean annual cycles in 2002-2009 (without SIRTA filter, and with a 30-day running mean).

4.3.4.4 Water cycle sensitivity over Europe

According to the above analysis, the evaporation increase is not recycled into precipitation at the scale of one individual grid-cell, but more regionally, as further explored below at the scale of Europe. There, as in the SIRTa grid-cell, precipitation changes in simulations G $\star\star$ are restricted to summer, and related to both local characteristics and large-scale atmospheric transport. In the following, the regional-scale analysis is focused on two simulations, GF0.00 with an impermeable bottom in all land grid-cells, and GS1.3 with a prescribed water table at 1.3 m in all land grid-cells. The results of the other simulations (REF and G $\star\star$) are summarized as zonal means (Figure 4.9).

The patterns of soil moisture change compared to REF are different between GF $\star$ and GS $\star$ (Figure 4.9a). In the GF $\star$ simulations, with reduced drainage, soil moisture mostly increases in areas where this variable is already high in REF, *ie.* north of 40°N. Further south, precipitation is too small in summer to permit a significant increase of soil moisture by means of drainage reduction. In contrast, prescribing saturation in the soil column in GS $\star$ necessarily increases soil moisture in these areas, and the increase compared to REF is much higher there than further north, where the moisture deficit with respect to full saturation is smaller in REF. In addition, in both simulations GF0.00 and GS1.3, the largest soil moisture increases appear over areas with sandy soils (Figure 4.3), in the Baltic peninsula, over North-Eastern Europe. The reason is that sandy soils have a much higher hydraulic conductivity than the other two soil classes (Table 4.1), so that their soil moisture is lower in REF (not shown), what allows a larger soil moisture increase.

The evaporation increase patterns (Figure 4.9b) are very similar to the soil moisture increase patterns, which define areas where soil moisture limitation is reduced. The only exception is north of 55°N, where the strongest limiting factor to evaporation in REF is energy and not soil moisture. The precipitation increase (Figure 4.9d) is generally weaker in simulations GF $\star$ than in GS $\star$, where the atmosphere is moister (Figure 4.9c). In terms of patterns, precipitation increases over larger areas than evaporation in GS1.3, especially over Eastern Europe, while it is the opposite in GF0.00, where precipitation hardly changes in Western Europe. These differences between GF0.00 and GS1.3 are related to the distribution of atmospheric moisture sources over Europe, which is subjected to a mean eastward wind regime, in summer as all the year long. This results in a larger advection of atmospheric moisture over Western Europe, close to the Atlantic ocean source, than over Eastern Europe, what allows Western Europe to export more atmospheric moisture than Eastern Europe, as revealed by the largest moisture divergence over the former, both in REF and in the ERA-Interim reanalysis (Figure 4.10a,b).

In this context, the increment of atmospheric moisture due to local evaporation increase in GF0.00 is relatively more important over Eastern than Western Europe,

leading to higher precipitation increases over Eastern Europe. In GS1.3 in contrast, high precipitation increases are found everywhere south of 55°N. As explained above for the SIRTA grid-cell, the increase of both advective and evaporative sources allows precipitation to increase in Western Europe despite enhanced moisture divergence, and the latter contributes to precipitation increase over Eastern Europe, where evaporation is weaker than over upstream Western Europe. As a result from these precipitation and evaporation changes, moisture divergence is enhanced over Western and Southern Europe (Figure 4.9e), where it is the highest in REF (Figure 4.10b), and it is reduced over Eastern Europe, where REF is only weakly divergent. These changes are more intense in GS1.3, what leads to moisture convergence in this simulation over Eastern Europe (Figure 4.10d). This explains why evaporation does not increase a lot in this area in GS1.3 compared to REF, probably by means of reduced humidity gradient (Figure 4.9c).

These results are consistent with the zonal gradient in moisture recycling ratio found by [van der Ent *et al.* 2010] over Europe, and with the “amplification mechanism” for soil-precipitation feedback suggested by [Schär *et al.* 1999]. Note also the striking similarity of the contrasted evaporation pattern in GS1.3 between Western and Eastern Europe with the results of [Lo & Famiglietti 2011], with a water table coupled to the soil in a GCM.

4.3.4.5 Discussion of global-scale impacts

The above results have been obtained in a very particular framework, in which winds and temperatures are forced to follow the values of ERA-Interim outside from Europe, and are only free from this constraint over France (Figure 4.3). This strategy is very useful for process-oriented analyses in the free zone, as the simulations follow the observed synoptic variability, what allows a meaningful comparison to observations like the SIRTA ones [Cheruy *et al.* 2012].

Yet, some important interactions are canceled at the regional to global scale. One of them is atmospheric cooling, which is mostly visible over France in our simulations, even in the most extreme ones, GS1.3 and GS0.5 (not shown). This prevents from quantifying the influence of the studied soil bottom boundary conditions on the dry/warm bias which is known to affect the IPSL climate model and many others [Van Ulden *et al.* 2006, Klein *et al.* 2006, Jacob *et al.* 2007]. Another canceled feed-back is via large-scale circulation changes, since low-level winds are prescribed except over Western Europe. As a result, the changes in global-scale precipitation exhibited in simulations G $\star\star$ compared to REF (Table 4.5) mostly come from atmospheric moistening, and ignore the effects of modified temperature and large-scale circulation patterns, although they are well-known controls of the precipitation patterns, especially in the Tropics [Peixoto & Oort 1992, Polcher 1995, Ducharne & Laval 2000].

4.3. Response of land surface fluxes and precipitation to different soil bottom hydrological conditions in a general circulation model 103

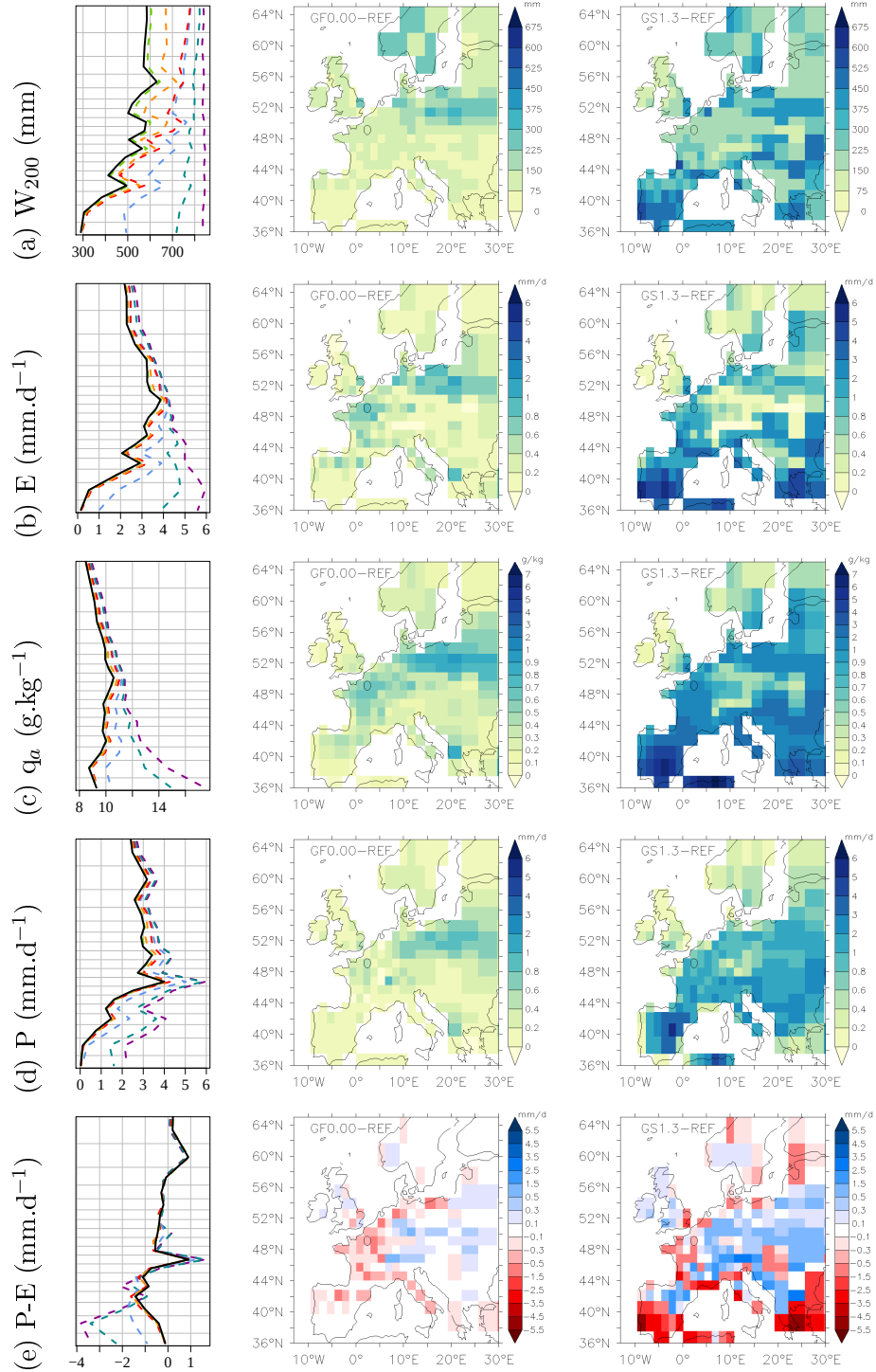


FIGURE 4.9 – Geographic patterns of the sensitivity to soil bottom hydrological conditions in July-August (2002-2009 means) over the domain depicted in Table 4.3 : (a) W_{200} is the total soil moisture in the 2-m soil column, (b) E is the evaporation rate, (c) q_a is the near-surface specific humidity, (d) P is the precipitation rate, and (e) $P-E$ is the atmospheric moisture convergence; (left) zonal means of simulations REF and G $\star\star$, using the same color code as in Figure 4.3.4.3 (the horizontal lines show the grid-mesh meridian resolution), (center/right) differences between simulations GF0.00/GS1.3 and REF. The Sirta observatory appears as a black circle.

TABLE 4.5 – Global land averages in 2002-2009 and comparison to the observational climatology of [Trenberth *et al.* 2007], which covers 1979-2000.

Variable	Unit	REF	GF0.00	GS1.3	GS0.5	Obs.
Precipitation	mm.y ⁻¹	719	734	978	1018	760
Evaporation	mm.y ⁻¹	516	538	912	980	491
Total runoff	mm.y ⁻¹	207	201	67	39	269

Note that the total amount of water in the climate system is artificially increased in simulations ★S★ to sustain saturation at the prescribed depth. This explains the strong increases in both evaporation and precipitation in simulations GS★ compared to GF★ and REF, at the SIRTA and European scales (Table 4.4, Figure 4.9). These increases become massive at the global scale (Table 4.5), when the artificial irrigation of tropical deserts is accounted for. Simulation GS0.5 can almost be seen as an aquaplanet simulation, and was only designed as an extreme sensitivity experiment, with no expectation in terms of climate realism, except at the very local scale of the SIRTA, where soil moisture measurement reveal a permanent shallow water table.

These limitations call for a revised analysis of the simulated climate sensitivity to the soil bottom hydrologic conditions, as developed in the next section.

4.3.5 Conclusions

The soil moisture observations at the SIRTA site led us to analyze the role of the hydrological boundary conditions at the bottom the simulated soil column. Like [Zeng & Decker 2009], we believe that it has been overlooked by land surface modelers, although very different approaches coexist, as reminded in Introduction.

The first conclusion of our work regards the description of soil water flow in the ORCHIDEE LSM. Thanks to a refined vertical discretization, we were able to introduce new soil bottom boundary conditions, *ie.* reduced drainage, and saturation within the soil column. This renders ORCHIDEE able to simulate a dynamic water table within the soil column, as realized in the SIRTA grid-cell in simulation LF0.00. The resulting water table is intermittent (it vanishes in autumn) and too shallow to sustain a sufficient evaporation in summer compared to SIRTA’s observations. In line with [Gulden *et al.* 2007b] and [Guilod *et al.* 2012], it would thus be interesting to check whether the simulated water table could be made perennial by modifications of the hydrodynamic properties of the soil column (Table 4.1). Geological surveys indicate that this water table is very localized

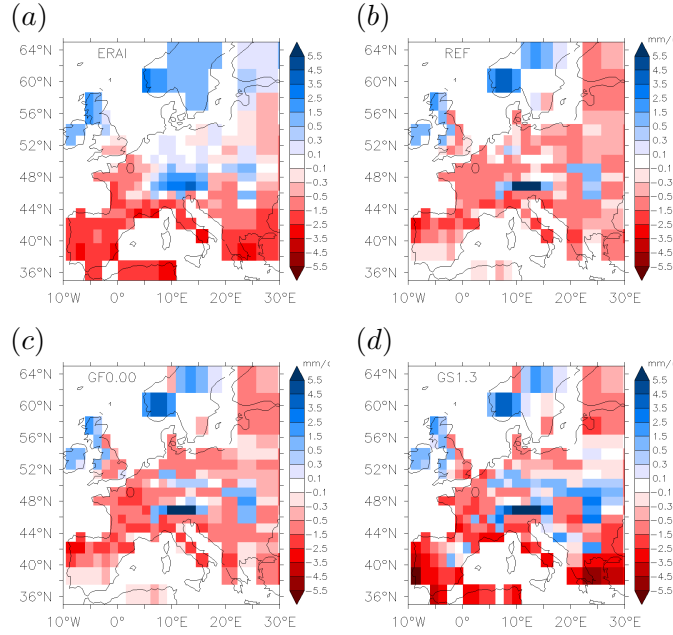


FIGURE 4.10 – Geographic patterns of moisture convergence P-E over Europe in July-August (2002-2009 means, in mm.d^{-1}) : (a) ERA-I reanalysis, (b-d) simulations REF, GF0.00, GS1.3.

[Vernoux *et al.* 1999], so that it is not our purpose to go beyond a sensitivity analysis in this regard.

The second conclusion is that the tested hydrological bottom boundary conditions have an impact on soil moisture and land surface fluxes at both local and continental scales. Soil moisture logically increases when going from free drainage to impermeable bottom, then by prescribing saturation closer and closer to the surface, what requires upward drainage. The resulting increase in soil moisture is higher when/where the reference values are weak, *ie.* in summer, in Southern Europe, and over sandy soils. Compared to SIRTAs measurements, we found that the best simulations in terms of land surface fluxes are the ones which describe the best soil moisture. This constitutes an interesting validation of (i) the evaporation processes in ORCHIDEE, and (ii) the boundary layer processes in LMDZ, which benefits here from recent improvements regarding boundary layer physics, convection and clouds [Hourdin *et al.* 2012, Rio *et al.* 2012].

The simulation design applying the studied soil bottom boundary conditions changes at two scales, locally in simulations L $\star\star$ and globally in simulations G $\star\star$, has proven useful to separate their influence on soil hydrology and land surface fluxes, from the one on climate variables and the water cycle. Because of nudging, the latter could only be analyzed over Europe, and the analysis was restricted to

summer, when soil moisture and evaporation are mostly sensitive to the studied changes. An important result is that local-scale changes of bottom boundary condition were not sufficient to influence precipitation in the SIRTA grid-cell, despite significant changes in turbulent fluxes and atmospheric humidity.

In contrast, the global-scale changes of bottom boundary condition were found effective to influence the water cycle over Europe. We demonstrated a complex response of moisture convergence to the widespread land evaporation increase in simulations G**, which can be related to differences in the relative weight of local *vs.* remote sources of moisture for precipitation between Western and Eastern Europe. This result is probably dependent on the boundary layer parameterizations [Schär *et al.* 1999, Cheruy *et al.* 2012], and in the present study, we found that the evaporation increase is not recycled into precipitation at the scale of one individual grid-cell, but more regionally, as already shown by [Schär *et al.* 1999] and [van der Ent *et al.* 2010] for instance.

The resulting increase of precipitation over Europe suggests that the warm/dry bias of many climate models in this region could be alleviated by including a sufficiently realistic water table description. Keeping in mind the limitations of our approach, discussed in section 4.3.4.5, this requires to couple a freely evolving water table to an LSM, itself coupled to a freely evolving atmospheric model, as already achieved globally by [Lo & Famiglietti 2011]. From there, an interesting sensitivity study would be to obtain dynamic water tables at different mean depths and to quantify their impact on surface fluxes and climate. Another perspective is to develop a realistic description of the water table, not only in terms of dynamics but also geographically, using the recently available global-scale hydrogeological data [Dürr *et al.* 2005, Strückmeier & Richts 2008, Comunian & Renard 2009, Gleeson *et al.* 2011b], as initiated by [Vergnes & Decharme 2012].

4.4 Conclusions

Le premier article rédigé durant cette thèse confirme l'utilité du module *multicouche* qui est pour les deux versions de LMDZoom (**LMDZ**) le module d'**ORCHIDEE** qui évapore le plus et permet au mieux de s'approcher des observations du **SIRTA**. Le changement de module hydrologique a donc bien un impact en climat tempéré.

Le deuxième article démontre la capacité du module *multicouche* à tenir compte de différentes situations hydrogéologiques, notamment à représenter une nappe comme au **SIRTA**. Cette nappe suffisamment importante et proche du sol pour impacter l'évaporation comme en attestent mesures et modélisations. Une modélisation réaliste de l'atmosphère observée au **SIRTA** doit donc inclure un modèle de surface capable de tenir compte de ce type de nappe.

Chacun des deux articles étudie en détail les processus d'échanges entre le sol et l'atmosphère principalement dans la maille du **SIRTA**. Ces articles présentent aussi quelques résultats à l'échelle de l'Europe de l'Ouest, bien que le climat y soit de plus en plus guidé au fur et à mesure que l'on s'éloigne du **SIRTA**. Le chapitre 5 présentera des résultats à l'échelle globale dans des simulations libres de tout guidage atmosphérique.

Sensibilité du climat à l'hydrologie

Sommaire

5.1	Modélisations globales	109
5.1.1	Les projections climatiques	109
5.1.2	Le changement climatique considéré	110
5.2	Présentation des simulations	111
5.2.1	Configuration des expériences	111
5.2.2	Forçages océaniques	113
5.2.3	Les configurations de sol testées	116
5.2.4	Récapitulatif des simulations	118
5.3	Résultats	118
5.3.1	A l'échelle globale	118
5.3.2	Définition des régions climatiques	124
5.3.3	Analyse des régions	130
5.4	Conclusion	135

5.1 Modélisations globales

5.1.1 Les projections climatiques

Les projections climatiques se distinguent des prévisions météorologiques de part la période qui est considérée et de part le degré de précision des résultats. Alors qu'une prévision météorologique s'intéresse à la météo de la semaine à venir à l'échelle d'une ville, les projections climatiques caractérisent les climats au sens statistique pour les décennies voire les siècles à venir à l'échelle globale ou régionale.

Les projections climatiques sont des expériences rendues possibles par les GCM (voir section 1.2.2). La communauté des modélisateurs climatiques s'organise régulièrement au sein du GIEC lors des exercices CMIP ([Meehl *et al.* 2000], [Taylor *et al.*]) pour faire un état des projections proposées par les différentes équipes de recherches. A partir de scénarios communs d'émission de gaz à effet de serre ainsi que de tout autre forçage climatique, chaque équipe produit des expériences numériques avec leurs propres modèles.

L'inter-comparaison de modèles sur des expériences communes permet de cibler les efforts pour améliorer le réalisme des modèles. En effet, si tous les modèles

fournissent le même résultat sur un sujet, alors que différentes approches sont proposées, c'est que le sujet est suffisamment bien simulé par chaque modèle. L'identification des sources de divergences entre modèles permet à chaque équipe de remettre en question son modèle sur des points précis.

Les expériences **CMIP** ont montré que la sensibilité du climat modélisé à des changements de grande échelle est le résultat d'une combinaison de facteurs physiques et de paramètres de modèles, avec un contrôle important par les rétroactions entre processus radiatifs, humidité de l'air, convection et couverture nuageuse ([**Hansen et al. 1984**], [**Andrews et al. 2012**], [**Rogelj et al. 2012**]). A ce titre, la paramétrisation des nuages, qui interviennent tant sur l'effet de serre que sur l'albédo planétaire, s'est révélée être une des source de divergences majeures entre différents **GCM** en terme de modélisation de changement climatique ([**Bony et al. 2006**][**Bony et al. 2010**]). Isoler l'origine de cette divergence n'est pas évident, d'autant plus que chaque modèle participant au projet **CMIP** n'utilise pas le même modèle de surface. Or comme nous venons de le voir dans le chapitre 4, les caractéristiques d'un **LSM** sont susceptibles d'impacter les précipitations, et donc l'ensemble du cycle de vie des nuages modélisé par un **AGCM**.

Nous proposons dans ce chapitre d'étudier l'impact des configurations du **LSM** ORCHIDEE sur le climat ainsi que le rôle du **LSM** dans la réponse du climat à une augmentation des gaz à effet de serre.

5.1.2 Le changement climatique considéré

Le changement climatique anthropique prévu pour le siècle à venir est aujourd'hui étudié par la communauté scientifique, il trouve son origine dans le changement de la composition atmosphérique par les gaz à effet de serre émis par l'homme ([**IPCC 2007**]).

Le cycle du carbone a en effet été modifié à l'échelle globale au fil des révolutions industrielles. L'utilisation massive d'énergie fossile par combustion a augmenté le flux naturel de carbone vers l'atmosphère. Ceci implique une augmentation des concentrations en dioxyde de carbone dans l'atmosphère, amplifiée par une déforestation intensive. L'équilibre du cycle du carbone sur Terre a été perturbé. La concentration moyenne atmosphérique en dioxyde de carbone a ainsi augmenté de plus de 35% depuis 1850. De 280 ppm en 1850, elle est passée à 290 ppm en 1900 et a atteint 379 ppm en 2005.

Bien que le dioxyde de carbone ne soit pas le seul gaz à effet de serre, il est une référence et on peut convertir les émissions d'autres gaz en équivalent carbone, c'est à dire la masse de carbone équivalente qu'il faut émettre dans l'atmosphère pour avoir la même amplification d'effet de serre. Soumettre un **GCM** à une

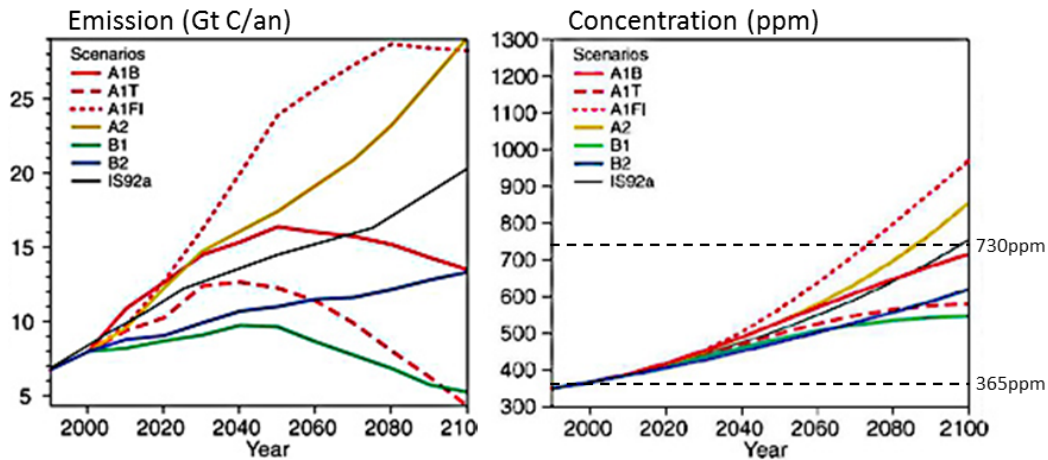


FIGURE 5.1 – À gauche : émission de carbone vers l’atmosphère selon différents scénarios du GIEC. À droite : concentrations atmosphériques correspondantes.

augmentation du dioxyde de carbone, indépendamment de toute autre variation de la composition atmosphérique est ainsi une expérience classique dans le monde de la modélisation du climat.

L’expérience que nous nous proposons de réaliser est celle d’un doublement du dioxyde de carbone atmosphérique par rapport à celui de la fin du XX^{ème} siècle. Nous faisons ainsi passer la concentration en dioxyde de carbone de 365 ppm (valeur de 1998) à 730 ppm. Cette valeur de 730 ppm serait atteinte au cours du XXI^{ème} selon les scénarios les plus pessimistes du GIEC (Figure 5.1). Nous allons tenter d’isoler la réponse du climat à ce doublement de CO₂ en contrôlant les rétroactions permises par le GCM utilisé.

5.2 Présentation des simulations

5.2.1 Configuration des expériences

Pour cet exercice, nous utilisons la configuration LMDZOR_v5 distribuée par l’IPSL, avec la physique atmosphérique standard (SP) décrite en section A.3. Cette configuration couple comme nous l’avons vu le modèle atmosphérique LMDZ au modèle de surface ORCHIDEE (section 2.4.2). Le maillage que nous utilisons est régulier selon 96 points en longitude et 95 en latitude et 39 niveaux verticaux, donc des mailles à l’équateur de l’ordre de 400 km. Tout comme nous l’avons fait dans le chapitre 4, nous n’activons que le module hydrologique SECHIBA parmi ceux d’ORCHIDEE.

Les simulations réalisées n'ont pas pour vocation de reproduire un climat comparable dans le temps à des observations. L'objectif ici est de voir dans quelle mesure le climat obtenu avec LMDZ peut être modifié, au sens statistique, par un changement de configuration de l'hydrologie continentale.

Pour cela, nous réalisons des simulations dites "climatologiques". Nous modélisons 35 fois la même année, en utilisant les conditions finales de chaque année modélisée comme conditions initiales de la suivante. Le couplage entre LMDZ et ORCHIDEE est libre, aucun de ces modèles n'est guidé contrairement aux expériences du chapitre 4. En revanche, les limites spatiales de l'atmosphère (avec l'océan et l'espace) ainsi que certains des éléments qui la composent sont imposés. Puisqu'aucun modèle ne traite l'évolution de la végétation, les caractéristiques d'occupation des sols ainsi que le cycle saisonnier de chaque végétation sont également imposés sans aucune variabilité inter-annuelle. Ces forçages permettent de ne pas avoir recours à un modèle de circulation océanique, de chimie atmosphérique, et de végétation dynamique.

Nous allons ainsi isoler la réponse du climat au forçage radiatif causé par un doublement du CO₂ indépendamment des rétroactions du cycle du carbone qui mettent en jeu la réponse de la végétation et les mécanismes de fonte du permafrost ([Cox *et al.* 1999], [Crossley *et al.* 2000]). En fixant la distribution de la végétation, nous ne tenons pas compte non plus des changements d'occupation du sol qui ont aussi un impact sur le climat ([Kalnay & Cai 2003], [Pielke *et al.* 2002]) notamment via l'humidité des sols [Seneviratne *et al.* 2006].

Les caractérisations océaniques sont issues d'observations mensuelles (AMIP) sur 1988-2007. Ces observations ont été moyennées pour en obtenir le cycle annuel moyen, qui est interpolé sur un pas de temps journalier pour alimenter le modèle couplé. Le reste des forçages est représentatif de l'année 1998 (chimie atmosphérique et végétation), ce qui permet d'avoir un forçage océanique cohérent avec le reste des forçages, puisque moyenné sur une période centrée sur l'année de référence choisie. Les simulations ainsi paramétrées forment le groupe REF98, chacune de ces simulations est comme nous l'avons dit, menée sur 35 années.

Le deuxième groupe de simulation, nommé CO2x2, est identique au groupe REF98 à deux exceptions près :

- le CO₂ atmosphérique est multiplié par deux comme expliqué en section 5.1.2,
- les forçages océaniques sont perturbés par un signal représentatif de la réponse des océans à un doublement du CO₂ atmosphérique, comme nous le détaillons dans la section 5.2.2.

5.2.2 Forçages océaniques

Nous faisons l'hypothèse que la réponse océanique à un doublement du CO₂ atmosphérique est indépendant du climat de départ. Cette hypothèse est évidemment fausse si on considère deux climats très éloignés l'un de l'autre, une modélisation couplée océan-atmosphère le démontrerait rapidement.

Puisque nous ne souhaitons pas étudier les rétroactions océan-atmosphère, nous admettons cette hypothèse pour tous les climats des simulations REF98, ainsi qu'avec celui d'une simulation couplée océan-atmosphère nommée *piControl* dans la nomenclature des simulations CMIP5. Ceci va nous permettre d'utiliser les variations du modèle océanique (NEMO) à un doublement de CO₂ dans une simulation comparable à *piControl*, pour imposer ces variations au forçage océanique des simulations REF98.

piControl est une simulation longue de plusieurs centaines d'années où le CO₂ atmosphérique est constant. Encore une fois, cette simulation ne peut être comparée dans le temps à des observations. Nous nommons l'année 1 de référence celle où *piControl* a effectué un spinup de 50 ans.

A partir de cette année 1, la simulation *1ptCO2* démarre, avec les mêmes paramètres que *piControl* mais où le CO₂ atmosphérique est augmenté de 1% chaque année. Puisque $1.01^{70} = 2.006763$, avec une augmentation de 1% par an, le CO₂ est doublée lors de la 70^{ème} année.

Les SST utilisées dans les simulations REF98 étant des moyennes sur 20 ans, nous réalisons donc de la même manière des moyennes sur les années 60-79 (qui entourent l'année 70 où le doublement de CO₂ est atteint) des simulations *piControl* et *1ptCO2* et nous retenons la différence des cycles annuels moyens des caractéristiques océaniques ainsi obtenues. Parmi ces caractéristiques nous ne considérons que la température de surface des mers et océans *sea surface temperature* (SST) (Figure 5.2) et les variations d'occupation des glaces de mer ou SIC (Figure 5.3) qui définissent les forçages océaniques.

Ces différences représentent donc les variations de SST et SIC causées par un doublement de CO₂ dans une configuration couplée à un modèle océanique. Elle sont ajoutées aux conditions océaniques utilisées pour les simulations REF98 afin de créer les forçages océaniques des simulations 2xCO₂.

Le réchauffement des océans n'est pas homogène (Figure 5.2). Il est négligeable dans l'océan Antarctique et trouve son maximum dans l'océan Arctique chaque saison. La distribution de ce réchauffement, en moyenne d'un peu plus de 1°C, est le résultat de la réponse de la circulation océanique à l'augmentation du CO₂ atmosphérique. En raison de la forme et de la position des continents, la circulation

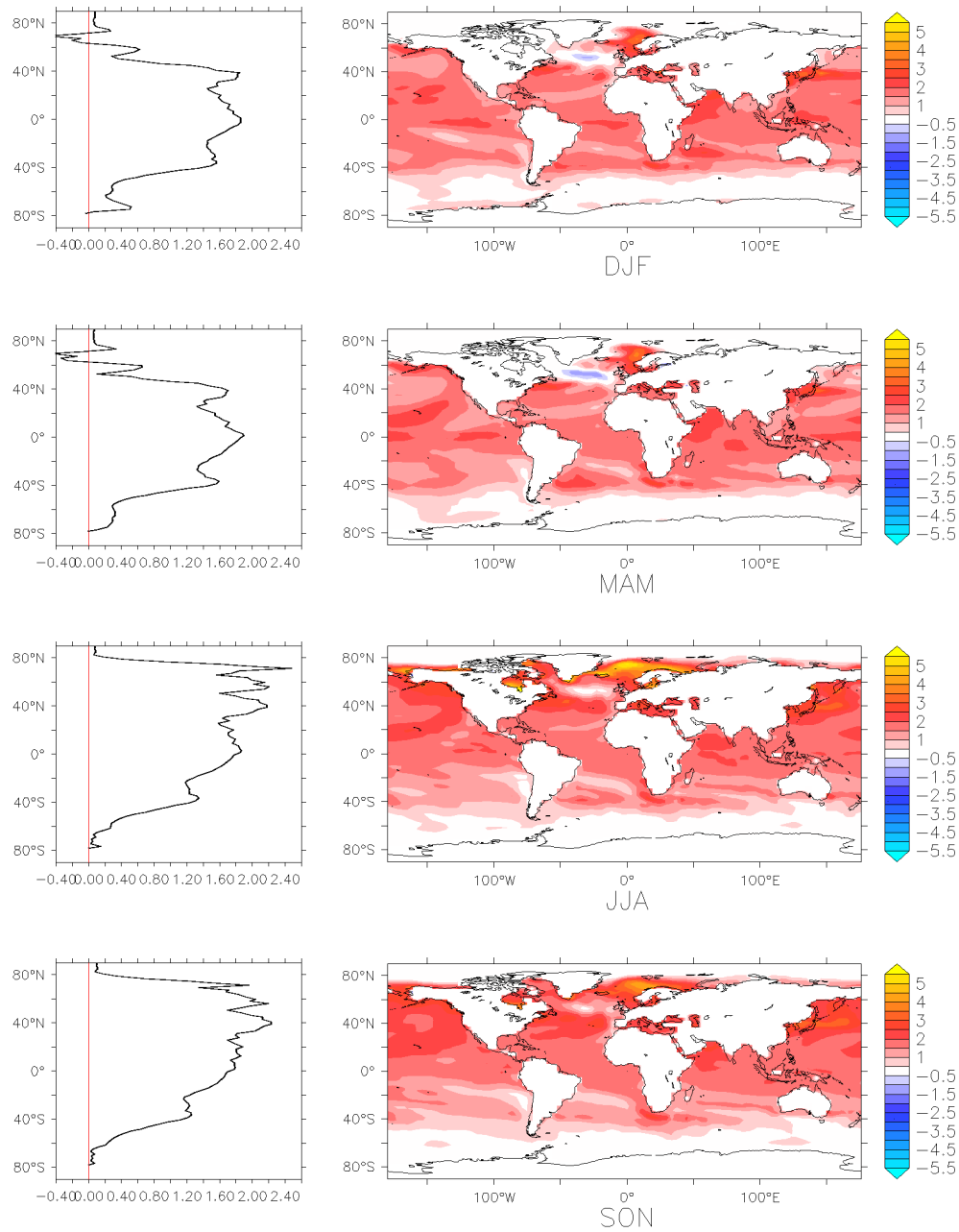


FIGURE 5.2 – À gauche : moyennes saisonnières du profil longitudinal de l'augmentation des SSTs ; à droite : moyennes saisonnières des augmentations des SSTs.

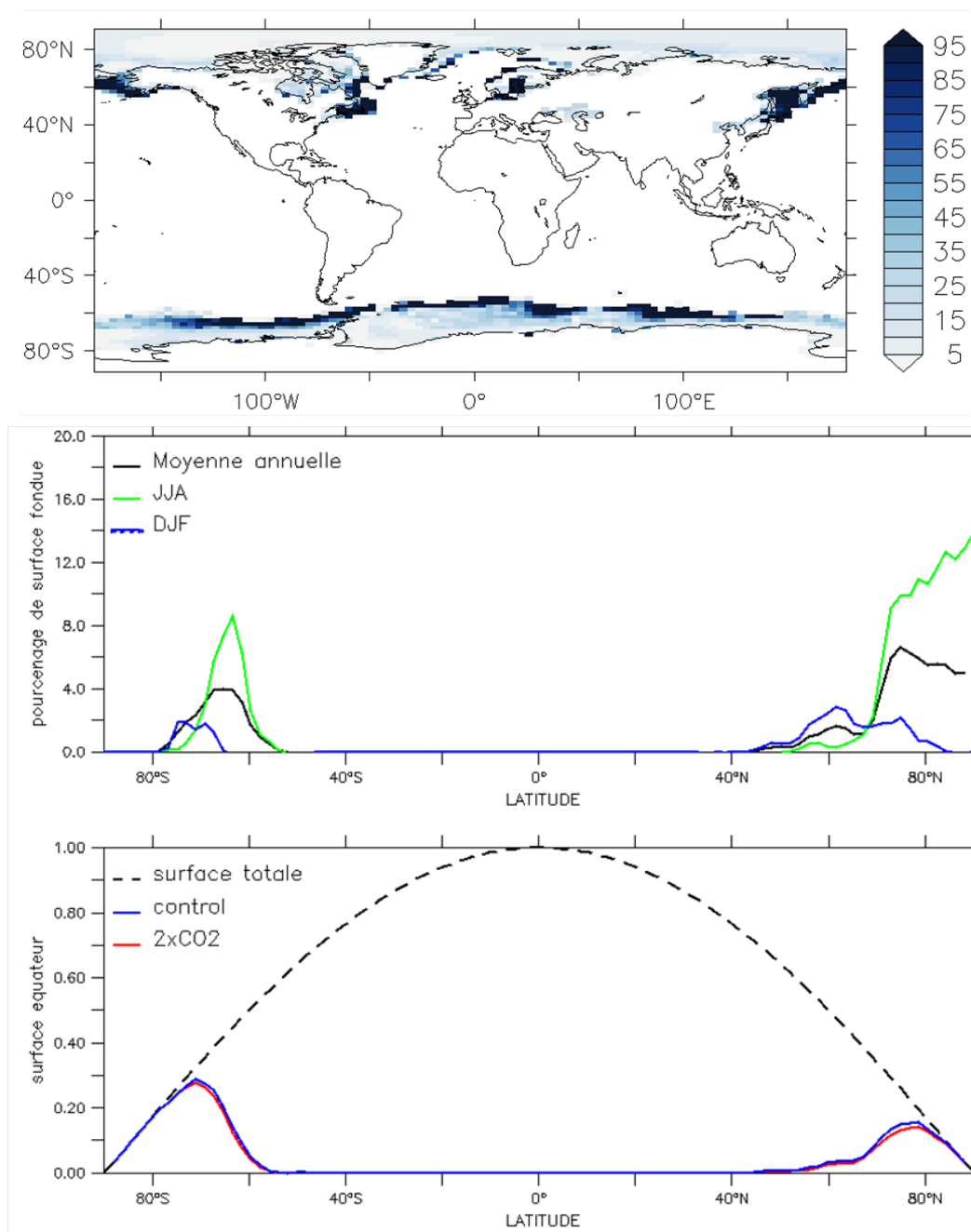


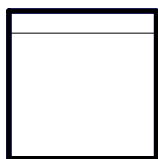
FIGURE 5.3 – EN HAUT : moyenne annuelle de la fonte de glace océanique prescrite, ou pourcentage de surface occupé par la glace de mère dans les simulations REF98 et devenue océanique dans les simulations 2xCO₂. AU MILIEU : moyennes zonales de la fonte de glace océanique prescrite, en noir : moyenne annuelle ; en bleu : moyenne sur Décembre Janvier Février ; en vert : moyenne sur Juin Juillet Août. EN BAS : moyenne zonale annuelle de la fraction de surfaces recouvertes de glaces (océanique et continentale) prescrites dans les simulations REF98 (en bleu) et 2xCO₂ (en rouge) relativement au périmètre de la Terre à l'équateur (en pointillés noirs).

océanique au sein de l'Atlantique est particulièrement sensible. Cette circulation particulière, appelée *gulf stream* ; répartit l'énergie solaire accumulée en surface au niveau de l'équateur vers les régions du nord via une circulation d'eau en surface. Cette circulation est bouclée sur les hautes latitudes à la rencontre des eaux froides du pôle nord via des courants océaniques profonds. Cette circulation est le résultat d'un équilibre thermohaline qui est considérablement perturbé dans la simulation *1ptCO2*, entraînant une baisse d'intensité du *gulf stream*. Ces changements conduisent à un refroidissement en surface de l'océan Atlantique au niveau des moyennes latitudes, notamment en hiver et au printemps arctique.

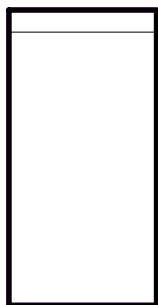
Le réchauffement global introduit par l'augmentation du CO_2 atmosphérique et la circulation océanique induite impliquent un recul des glaces de mer. Cette fonte est plus importante au pôle nord où la circulation océanique est la plus modifiée, tandis qu'au sud, l'Antarctique est entouré de courants océaniques et atmosphériques qui semblent protéger cette région de la fonte des glaces par rapport aux régions arctiques. Les changements de couverture de glace de mer qui peuvent apparaître conséquents sur le planisphère de la figure 5.3. Néanmoins, compte tenu de la sphéricité de la Terre, ces changements semblent bien plus négligeables si on tient compte des véritables surfaces mises en jeu (figure 5.3 en bas).

5.2.3 Les configurations de sol testées

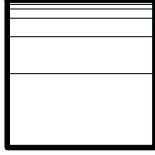
Les groupes de simulations REF98 et 2xCO2 contiennent chacun 5 simulations qui diffèrent l'une de l'autre uniquement de par la configuration d'ORCHIDEE utilisée.



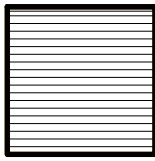
C2, la configuration qui utilise le module *bicouche* avec une profondeur de sol de 2 m. Cette configuration est une référence au sein de l'IPSL, elle a été utilisée durant de nombreuses années.



C2P4, une configuration équivalente à C2, mais qui utilise le module *bicouche* avec une profondeur de sol de 4 m. Cette configuration a été utilisée pour les simulations CMIP5. Le passage à un sol de 4 m permet de disposer d'un plus grand réservoir de stockage d'eau dans le sol, et donc si il est rechargé en hiver permet d'avoir plus d'eau à disposition pour l'évaporation en été. Initialement cette configuration a été mise en place pour palier le déficit d'évaporation en Amazonie constaté avec la configuration C2.



C11, la configuration *multicouche* standard présentée en section 2.2.4. Cette configuration considère comme nous l'avons déjà expliqué un drainage libre à 2 m (equation 2.10)



C104, une configuration équivalente à C11 en dehors de la discrétisation verticale qui est ici modifiée en respectant les règles exposées en section 2.3.4. 104 couches sont ainsi utilisées pour représenter les 2 m de profondeur de sol. Ce choix a été fait lors d'une phase débogage en fin de thèse sans grande réflexion. Cette discrétisation verticale extrême permettra, par comparaison à la C11, d'évaluer si la discrétisation du sol combinée à un drainage libre ont une influence sur les simulations couplées.



C104F0, la configuration 104 couches avec un fond imperméable à 2 m ($F = 0$ dans l'équation 2.12), la configuration à 11 couches ne permettant pas cette considération.

	REF98	C02x2
Forçage océanique	AMIP98 : moyenne de 20 années d'observation sur la période 1988-2007	AMIP98 + variations dues à doublement CO ₂ dans une simulation couplée océan-atmosphère (section 5.2.2)
CO2 atmosphérique	365 ppm	730 ppm
Cartes ORCHIDEE	Cartes par défaut de l'année 1998 (voir tableau 2.1)	
Configurations ORCHIDEE	C2, C2P4, C11, C104 et C104F0 (voir section 5.2.3)	

TABLE 5.1 – Récapitulatif des simulations

5.2.4 Récapitulatif des simulations

Le tableau 5.1 récapitule les 2 groupes de simulations que nous venons de définir, ainsi que quelques-unes de leurs caractéristiques. Avec 5 simulations par groupe, nous étudions un total de 10 simulations.

5.3 Résultats

5.3.1 A l'échelle globale

Dans cette section nous nous intéressons à des moyennes globales sur l'ensemble des continents. Pour réaliser ces moyennes, regroupées dans le tableau 5.2, nous considérons chaque maille de la grille de surface occupée par plus de 50% de surfaces continentales, et nous pondérons chaque maille par la surface continentale qui l'occupe. Ces moyennes sont faites sur les 30 dernières années des 35 années de simulations. 5 années sont en effet nécessaires pour suffisamment équilibrer la température du sol et éliminer l'influence de l'état initial. Nous présentons dans un premier temps les différences obtenues pour chaque configuration de sol dans les conditions REF98 et 2xCO₂. Nous présentons ensuite les variations dues au doublement de CO₂ modélisées avec chaque configuration de sol.

		REF98				2xCO2					
		C2	C2P4	C11	C104	C104F0	C2	C2P4	C11	C104	C104F0
T2m	Température de l'air à 2 m (°C)	14.02	13.98	13.14	13.13	13.03	16.98	17	16.07	16.1	15.94
H2m	Humidité rel. de l'air à 2 m (%)	65.66	66.17	70.25	70.24	70.83	63.04	63.47	67.89	67.91	68.5
E	Évaporation (mm.j ⁻¹)	1.27	1.37	1.54	1.54	1.57	1.17	1.27	1.47	1.47	1.51
P	Précipitation (mm.j ⁻¹)	2.19	2.28	2.44	2.44	2.46	2.17	2.25	2.42	2.43	2.44
Lat	Flux latent (W.m ⁻²)	37.1	39.95	45.01	45.05	45.97	34.27	37.08	42.79	42.94	44.02
Sen	Flux sensible (W.m ⁻²)	49.52	46.65	43.65	43.64	42.57	53.92	51.08	48.3	47.95	46.79
LWd	Flux LW descendant (W.m ⁻²)	311.94	311.78	312.84	312.7	312.88	329.44	329.53	330.15	330.37	330.09
LWn	Flux LW net (W.m ⁻²)	-82.64	-82.52	-76.56	-76.67	-75.84	-81.86	-81.79	-75.75	-75.61	-74.95
SWd	Flux SW descendant (W.m ⁻²)	218.32	218.17	213.62	213.75	212.6	218.13	218	214.01	213.94	213.08
SWn	Flux SW net (W.m ⁻²)	169.82	169.64	165.78	165.92	164.96	170.51	170.4	167.73	167.01	166.26
Wet	Humidité relative total du sol (-)	0.64	0.74	0.57	0.58	0.6	0.63	0.72	0.57	0.58	0.6
Rui	Ruissellement (mm.j ⁻¹)	0.05	0.05	0.21	0.21	0.89	0.05	0.05	0.24	0.25	0.94
Dra	Drainage (mm.j ⁻¹)	0.87	0.88	0.69	0.68	0	0.93	0.95	0.71	0.71	0

TABLE 5.2 – Moyennes continentales globales sur les 30 dernières années de simulations.

5.3.1.1 Comparaisons entre configurations de sol

Nous confrontons dans cette section les configurations de sol par binômes. Ces binômes sont choisis afin d'isoler l'effet sur le climat de changements bien précis dans ORCHIDEE :

- **C2 vs C2P4** : les deux configurations utilisant le module *bicouche*, qui diffèrent uniquement de par la profondeur de sol modélisé.
- **C2 vs C11** : les configurations qui emploient respectivement les modules *bicouche* et *multicouche* dans leurs configurations sur 2 m.
- **C11 vs C104** : ces configurations de sol utilisent toutes les deux le module *multicouche* avec le drainage libre par défaut, mais avec des discrétisations verticales différentes.
- **C104 vs C104F0** : les deux configurations avec 104 couches qui appliquent respectivement un drainage libre et un fond imperméable à la base du sol.

C2 vs C2P4 :

Que ce soit pour les simulations REF98 ou 2xCO₂, la configuration C2P4 évapore plus en moyenne sur l'ensemble des surfaces continentales de 0.1 mm.j⁻¹ (tableau 5.2) en raison d'une plus grande disponibilité en eau dans le sol. Le ruissellement et le drainage ne sont quant à eux pas autant impactés. L'augmentation d'évaporation est partiellement compensée par une augmentation des précipitations (respectivement de 0.09 et 0.08 mm.j⁻¹ pour les simulations REF98 et 2xCO₂)

L'augmentation du flux latent s'accompagne dans les deux cas d'une diminution du flux sensible de près de 3 W.m⁻². Les modifications sur les flux SW et LW sont moins importantes.

C2 vs C11 :

La comparaison entre ces deux configurations de sol est comparable à celle entre C2 et C2P4. Tout comme la configuration C2P4, la configuration C11 permet d'évaporer plus que la configuration C2 à l'échelle continentale. Cette augmentation est encore plus marquée (respectivement de 0.27 et 0.3 mm.j⁻¹ pour les simulations REF98 et 2xCO₂). La diminution du flux sensible associé est également plus importante, tout comme les variations des flux SW et LW.

Les humidités relatives totales du sol ne sont pas directement comparables entre les modules *multicouche* et *bicouche* (donc entre C2 et C11) en raison des différences de conceptions hydrologiques de base. Cependant le ruissellement en surface et le drainage le sont. Pour les simulations REF98 et 2xCO₂, la configuration C11 entraîne plus de ruissellement en surface que la configuration C2. Cette

augmentation du ruissellement s'accompagne d'une baisse du drainage.

Nous rappelons que dans les configurations C2 et C2P4, le module *bicouche* considère arbitrairement que le run off total se partage en 95% de drainage et 5% de ruissellement sur chaque maille. La configuration C11, pour laquelle le module *multicouche* détermine ce partage (section 2.2.4), conduit à l'échelle globale à un partage du run off total en 76% de drainage et le reste de ruissellement.

Puisqu'aucun module de routage n'est utilisé dans ces simulations, le transport horizontal du ruissellement et du drainage de chaque maille vers les océans n'est pas modélisé. Ainsi la modification du partage du run off entre les configurations C2 et C11 n'a pas d'influence directe sur les résultats des simulations.

C11 vs C104 :

Cette comparaison isole l'effet de la discrétisation verticale du sol dans le module *multicouche* puisqu'il s'agit de la seule différence entre ces deux configurations.

Étant données les comparaisons que nous venons de détailler entre les autres configurations, nous pouvons affirmer que cette modification de la discrétisation verticale a bien moins d'influence sur les résultats à l'échelle globale qu'un changement de profondeur de sol ($C2 \rightarrow C2P4$) ou encore que le passage de l'hydrologie *bicouche* à *multicouche* ($C2 \rightarrow C11$).

L'intérêt de la configuration C104 est essentiellement de pouvoir étudier l'effet d'annuler le drainage, indépendamment du changement de discrétisation verticale nécessaire pour y parvenir (section 2.3.4).

C104 vs C104F0 :

En augmentant sensiblement l'humidité en eau dans le sol, la configuration C104F0 conduit à plus d'évaporation que la configuration C104. Cette augmentation de l'évaporation s'accompagne à nouveau d'un refroidissement et d'une augmentation de l'humidité relative de l'air à 2 m. Une augmentation des précipitations vient encore combler partiellement l'augmentation d'évaporation. Ces changements sont néanmoins moins importants que lors des passages $C2 \rightarrow C2P4$ et $C2 \rightarrow C11$.

La configuration C104F0 est tout de même, parmi toutes les configurations de sol proposées, celle qui évapore et précipite le plus à l'échelle globale, que ce soit pour les simulations REF98 ou 2xCO₂.

	2xCO2 - REF98				
	C2	C2P4	C11	C104	C104F0
Température de l'air à 2 m ($^{\circ}\text{C}$)	2.96	3.02	2.93	2.97	2.91
Humidité relative de l'air à 2 m (%)	-2.62	-2.7	-2.36	-2.33	-2.33
Évaporation (mm.j^{-1})	-0.1	-0.1	-0.07	-0.07	-0.06
Précipitation (mm.j^{-1})	-0.02	-0.03	-0.02	-0.01	-0.02
Flux latent (W.m^{-2})	-2.83	-2.87	-2.22	-2.11	-1.95
Flux sensible (W.m^{-2})	4.4	4.43	4.65	4.31	4.22
Flux LW descendant (W.m^{-2})	17.5	17.75	17.31	17.67	17.21
Flux LW net (W.m^{-2})	0.78	0.73	0.81	1.06	0.89
Flux SW descendant (W.m^{-2})	-0.19	-0.17	0.39	0.19	0.48
Flux SW net (W.m^{-2})	0.69	0.76	1.95	1.09	1.3
Humidité relative total du sol (-)	-0.013	-0.021	-0.005	-0.003	-0.003
Ruissellement (mm.j^{-1})	0.003	0.004	0.035	0.034	0.045
Drainage (mm.j^{-1})	0.063	0.07	0.019	0.024	0

TABLE 5.3 – Variations (2xCO2-REF98) des moyennes continentales sur les 30 dernières années pour chaque configuration de sol

5.3.1.2 Changement climatique global

Alors que les variations de température de surface des océans entre les simulations REF98 et 2xCO2 n'exèdent que localement et épisodiquement 2°C (Figure 5.2), chaque configuration de sol utilisée conduit à un réchauffement de l'air à 2 m au dessus des surfaces continentales globalement supérieures, avec un maximum de réchauffement de 3.02°C obtenu avec la configuration de C2P4 (tableau 5.3).

Les variations obtenues lors du passage REF98 $\rightarrow$ 2xCO2 d'une configuration de sol à l'autre sont difficilement explicables à l'échelle globale puisqu'elles intègrent des variations régionales qui peuvent être éliminées en moyennes globales.

Pour chaque configuration de sol, l'augmentation du flux sensible est supérieure à la baisse du flux latent. La perturbation du bilan énergétique en surface conduit au réchauffement des surfaces continentales. Ce réchauffement conduit à plus de rayonnements infrarouges émis par les surfaces continentales vers l'atmosphère. Cette augmentation du flux LW montant vient partiellement combler celle du flux LW descendant causée par l'amplification de l'effet de serre.

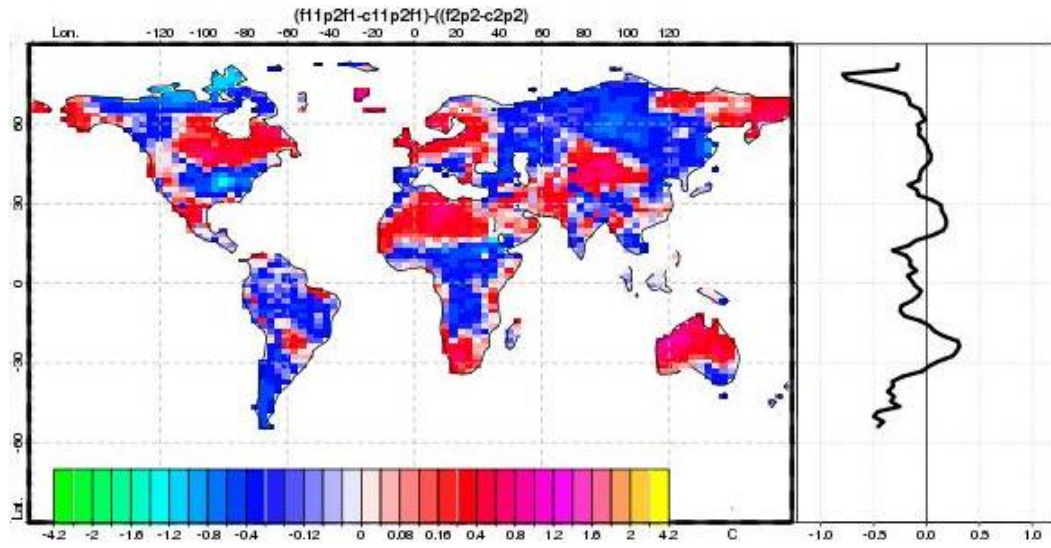


FIGURE 5.4 – $(C11_{2xCO_2} - C11_{REF98}) - (C2_{2xCO_2} - C2_{REF98})$: Différence du réchauffement de l'air à 2 m ($2xCO_2 - REF98$) entre la configuration C2 et C11. Les valeurs positives (en rouge) signifient que le réchauffement dû au doublement de CO_2 est plus fort avec la configuration C11.

Bien que la réponse au doublement de CO_2 du flux SW net en surface soit toujours du même signe pour chaque configuration de sol, le flux SW descendant diminue avec les configurations de sol utilisant le module *bicouche* alors qu'il augmente en cas d'utilisation du module *multicouche*. Ceci indique que la réponse de la couverture nuageuse à un doublement de CO_2 ne va probablement pas dans le même sens selon la version du module hydrologique d'ORCHIDEE utilisée.

La figure 5.4 expose bien cette difficulté et le besoin de définir des régions climatiques.

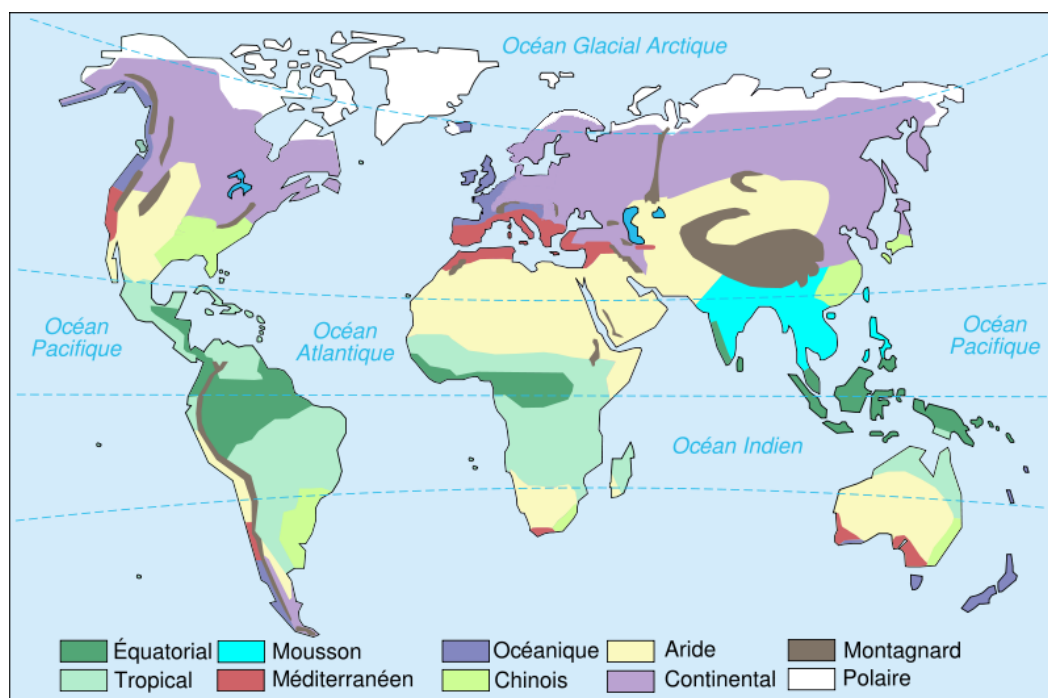


FIGURE 5.5 – Carte simplifiée des climats dans le monde (source *Wikipédia*, article climat)

5.3.2 Définition des régions climatiques

Le découpage des régions climatiques (Figure 5.5) est le résultat d'études statistiques qui analysent les conditions atmosphériques observées en chaque point du globe sur une période suffisamment longue pour que le découpage des régions climatiques ne soit pas influencé par la variabilité inter-annuelle. Une telle étude sur les sorties d'un GCM fournirait certainement des découpages différents d'un modèle à l'autre. Réaliser cette étude sur deux périodes distinctes pourrait également conduire à différentes définitions des régions climatiques.

Nous proposons dans cette section de définir un découpage des régions climatiques propre à nos simulations globales. Pour réaliser ce découpage, nous considérons les variables suivantes :

- L'humidité relative de l'air à 2 m
- Les précipitations
- Le flux latent
- Le flux sensible
- Le flux SW descendant
- Le flux LW descendant
- L'humidité relative totale du sol

Soit un total de 7 variables. Pour chacune de ces variables, et pour chaque maille continentale nous réalisons la moyenne sur les 30 dernières années : Moy ; ainsi que la variance des 30 moyennes annuelles correspondantes : Var . Ainsi nous considérons la fonction diagnostique :

$$\begin{aligned} d : \\ (S; M) &\mapsto (Moy_v; Var_v)_{v \in \llbracket 1:7 \rrbracket} \\ \{SIM; MAILLE_{50}\} &\rightarrow \mathbb{R}^{14} \end{aligned} \tag{5.1}$$

où SIM est l'ensemble des simulation REF98 ou 2xCO2 et $MAILLE_{50}$ l'ensemble des 2060 mailles de la grille de surface qui contiennent plus de 50% de terre immergées ; S est une des simulations de SIM et M un élément de $MAILLE_{50}$.

Dans un premier temps nous ne considérons que les 5 simulations REF98. Nous proposons une classification automatique de chaque maille M de chaque simulation S de REF98. Cette classification se veut objective et ne tient pas compte de la simulation et de la position de la maille sur le globe de chaque élément $(S; M)$. On s'appuie uniquement sur les moyennes et variances inter-annuelles des 7 variables choisies qui nous donnent une "image" du climat de chaque maille pour chaque configuration de sol, c'est à dire l'image de $(S; M)$ par la fonction diagnostique $d : d(S; M)$

Cette classification repose sur une analyse en composantes principales de l'échantillon $d(SIM; MAILLE_{50})$ et d'une classification automatique qui regroupe les points $d(S; M)$ projetés dans l'espace propre en nuage de points homogènes. L'algorithme mis en place nécessite alors en entrée le nombre de groupes climatiques que nous souhaitons définir. La figure 5.6 représente cette classification dans le plan principal de l'analyse en composantes principales (qui selon les valeurs propres explique 35.67% de la variabilité totale de l'échantillon $d(SIM; MAILLE_{50})$ étudié). Sur cette figure, chaque couleur représente un groupe climatique. Les nuages de points de différentes couleurs peuvent se superposer puisque la classification se fait en tenant compte de toutes les dimensions principales et des valeurs propres associées. Le plan principal (celui des deux premiers vecteurs propres) ne suffit donc qu'à 35.67% pour expliquer la classification.

Cette classification permet de comparer simultanément chaque simulation de l'ensemble REF98 en regroupant toutes les mailles de chaque simulation pour lesquelles les climats sont similaires. La figure 5.7 représente pour chaque simulation la répartition des groupes climatiques obtenus dans le cas d'une classification en 6 groupes. La carte moyenne reprend pour chaque point du maillage le groupe climatique dominant parmi les simulations REF98 et le nombre de simulation en désaccord.

La figure 5.8 reprend les mêmes résultats en appliquant la classification climatique sur l'ensemble de simulation 2xCO2.

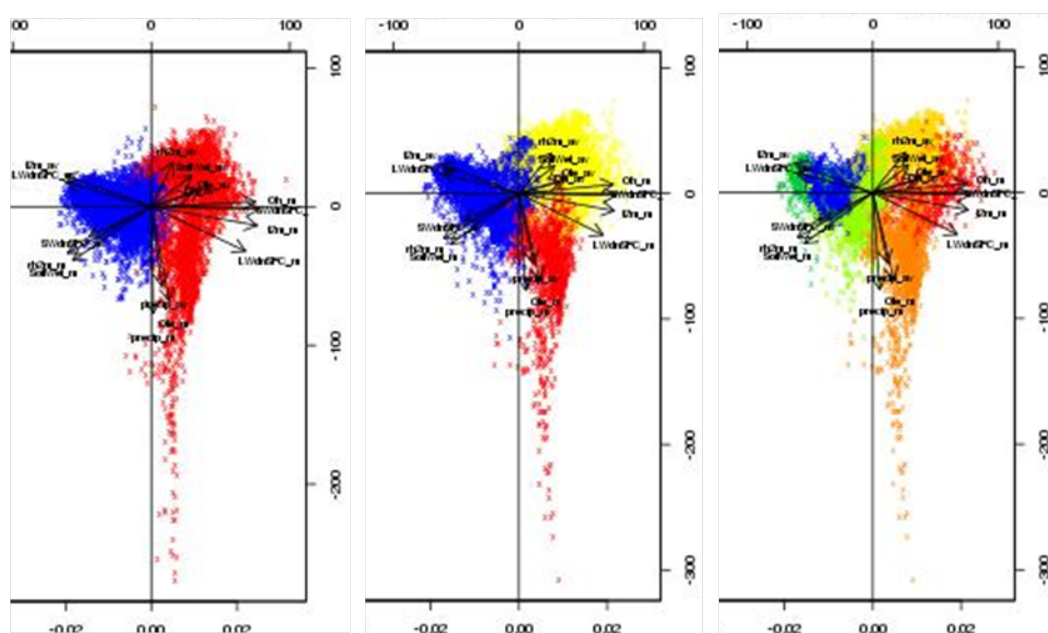


FIGURE 5.6 – Projection des 5x2060 mailles des simulations REF98 dans le plan principal. La couleur des points représente les groupes climatiques obtenus par classification automatique (en 2, 3 et 6 groupes de gauche à droite).

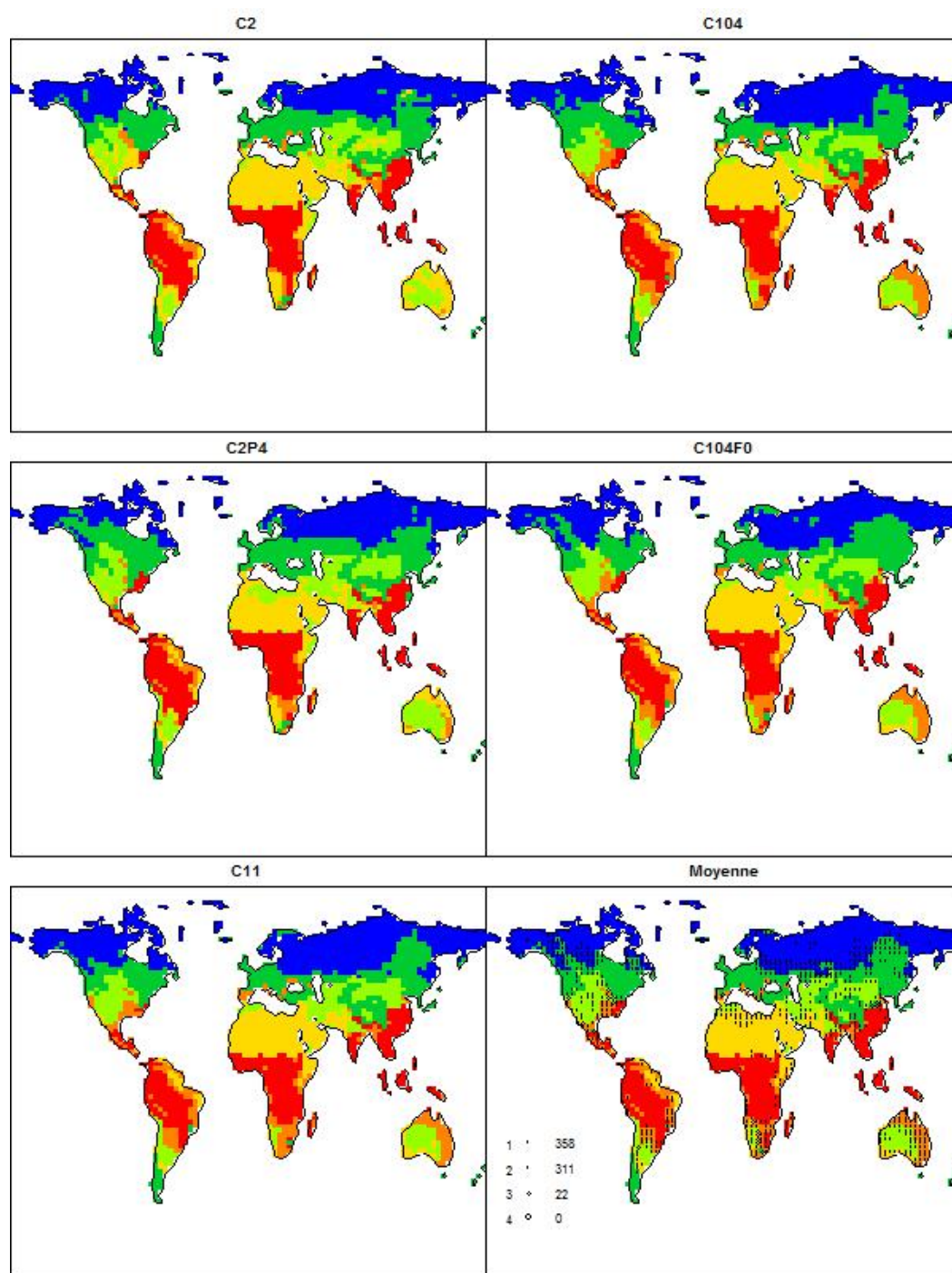


FIGURE 5.7 – Classification climatique pour les simulations REF98. Sur la carte moyennes, la taille des ronds indique le nombre de configurations de sol en désaccord avec la moyenne.

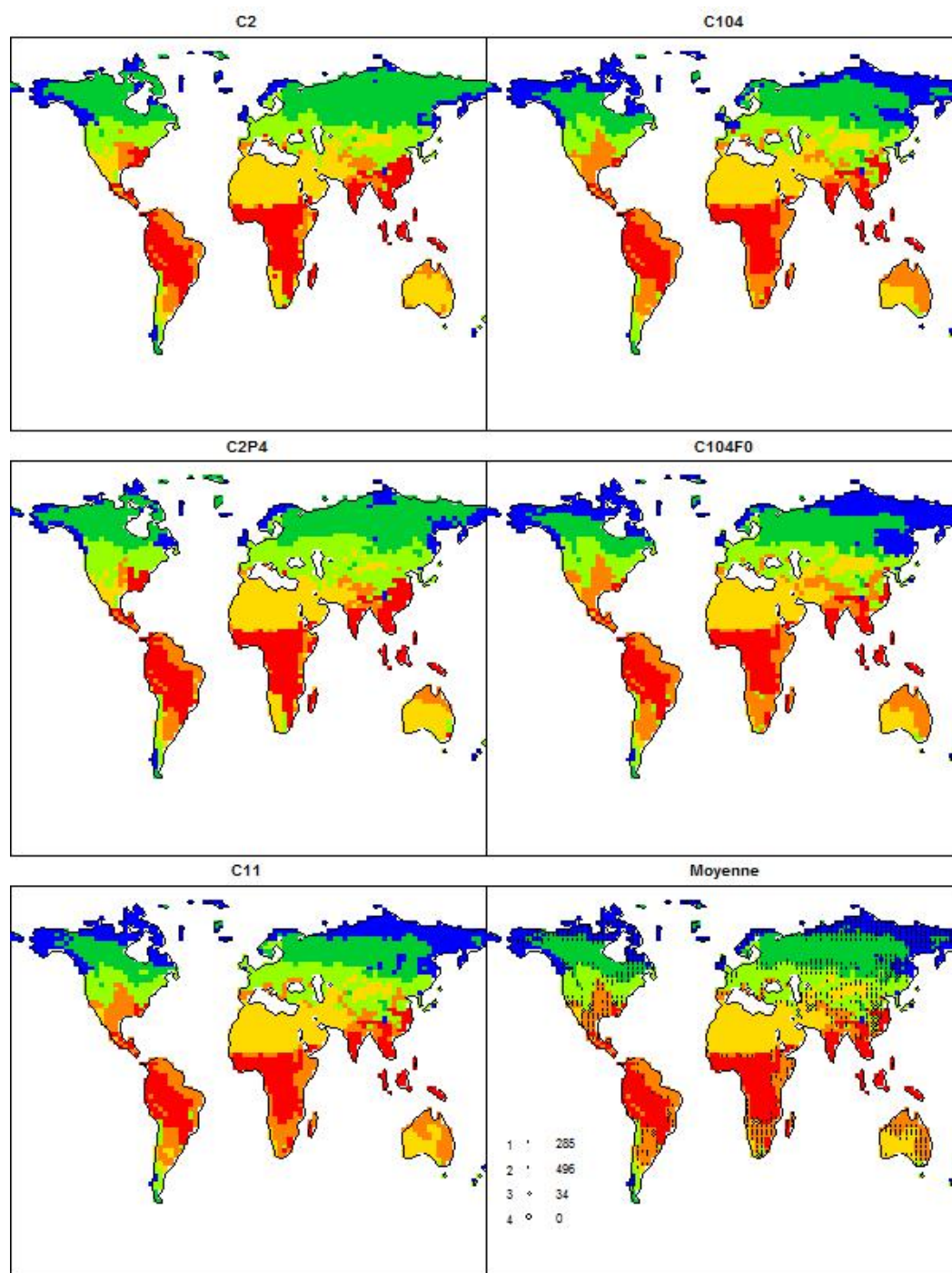


FIGURE 5.8 – Classification climatique pour les simulations 2xCO2. Sur la carte moyennes, la taille des ronds indique le nombre de configurations de sol en désaccord avec la moyenne.

	1		2		3	
T2m (°C)	-5.22	(3.65)	2.85	(3.07)	13.68	(2.91)
H2m (%)	88.68	(-2.19)	81.9	(-3.15)	53.55	(-2.52)
E (mm.j ⁻¹)	0.94	(0.02)	1.44	(-0.05)	0.69	(-0.04)
P (mm.j ⁻¹)	1.69	(0.14)	2.43	(-0.03)	0.74	(-0.03)
Lat (W.m ⁻²)	28.13	(0.42)	42.78	(-1.52)	20.18	(-1.18)
Sen (W.m ⁻²)	0.9	(2.8)	14.74	(3.94)	53.02	(1.85)
LWd (W.m ⁻²)	248.69	(16.97)	273.54	(13.64)	292.68	(16.91)
SWd (W.m ⁻²)	108.67	(1.2)	155.96	(2.69)	228.27	(-0.76)
Wet (-)	0.84	(0.01)	0.82	(0)	0.5	(-0.01)
Rui (mm.j ⁻¹)	0.19	(0.03)	0.25	(0)	0.02	(0)
Dra (mm.j ⁻¹)	0.56	(0.09)	0.73	(0.01)	0.04	(0)

	4		5		6	
T2m (°C)	23.1	(2.59)	21.69	(2.73)	23	(2.79)
H2m (%)	42.79	(-0.55)	66.35	(-2.93)	73.31	(-3.12)
E (mm.j ⁻¹)	0.27	(0)	1.69	(-0.26)	2.99	(-0.17)
P (mm.j ⁻¹)	0.27	(0)	1.82	(-0.27)	5.42	(-0.01)
Lat (W.m ⁻²)	7.91	(-0.04)	48.97	(-7.51)	86.54	(-4.95)
Sen (W.m ⁻²)	75.42	(1.74)	78.56	(8.59)	55.68	(7.18)
LWd (W.m ⁻²)	330.26	(19.96)	347.25	(17.91)	366.58	(19.26)
SWd (W.m ⁻²)	274.71	(-2.68)	262.38	(0.05)	258.41	(-0.08)
Wet (-)	0.29	(0)	0.4	(-0.03)	0.76	(-0.01)
Rui (mm.j ⁻¹)	0.01	(0)	0.07	(-0.01)	0.81	(0.08)
Dra (mm.j ⁻¹)	0	(0)	0.06	(0)	1.62	(0.08)

TABLE 5.4 – Moyennes obtenue dans chaque région climatique du découpage moyen des simulations 2xCO2. Ces moyennes sont faites sur les 5 configurations de sol et les 30 dernières années de simulation en condition REF98. Les valeurs entre parenthèse fournissent les différence 2xCO2-REF98. La description de chaque variable est présente sur le tableau 5.2

5.3.3 Analyse des régions

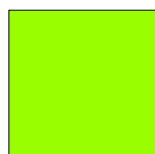
Nous utilisons dans cette section le découpage moyen des surfaces continentales en 6 régions climatiques par les 5 configurations de sol en condition 2xCO₂ (figure 5.8). Nous étudions les résultats de chaque simulation du tableau 5.1 dans ces 6 régions.



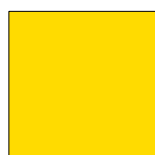
1 : Région polaire. Elle occupe principalement le nord de l'Eurasie et de l'Amérique du nord. On le retrouve également sur quelques mailles au sud des Amériques. En moyennes sur les 5 configurations de sol testées, elle est la région qui se réchauffe le plus lors de l'expérience de changement climatique.



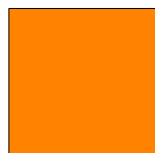
2 : Région tempérée humide. Elle borde la région polaire et définit un climat plus chaud. Elle est la deuxième région climatique à recevoir le plus de précipitation.



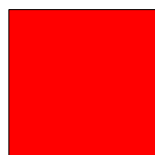
3 : Région tempérée sèche. Une région bien plus chaude que la précédente mais qui est cette fois-ci la deuxième région climatique à recevoir le moins de précipitation. Ces faibles précipitations entraînent un sol plus sec et moins d'évaporation malgré des températures plus fortes.



4 : Région désertique. Elle s'étale principalement sur le nord de l'Afrique, en Arabie et en Australie. Elle est la région qui propose l'air le plus sec et le moins de précipitations.



5 : Région mixte. Une zone de transition entre les régions désertiques et équatoriale.



6 : Région équatoriale. La région qui reçoit le plus de précipitations et évapore le plus. Elle recouvre la majeure partie des forêts équatoriales ainsi que les régions asiatiques soumises à la mousson.

Nous insistons sur le fait que nous n'avons pas utilisé le découpage des régions obtenu avec le groupe de simulations REF98. Les découpages REF98 et 2xCO₂ ne définissent pas les mêmes régions et sont principalement en désaccord sur les régions tempérées. Ce désaccord au niveau des régions tempérées se retrouve également entre chaque configuration de sol et la carte moyenne correspondante. En revanche les climats des régions équatoriales et tropicales ont des positions bien plus fixes pour chaque simulation.

Les tableaux qui suivent fournissent pour plusieurs variables les résultats obtenues sur les 30 dernières années de simulations en conditions REF98 pour chaque

configuration de sol et chaque région. On y retrouve également les variations lors du passage aux conditions 2xCO₂ et on indique si ce changement est statistiquement significatif. Le test de significativité compare pour les simulations REF98 et 2xCO₂ la série des 30 dernières moyennes annuelles de chaque variable pour chaque configuration de sol et chaque région climatique afin de réaliser un test de type « Mann and Whitney ». Si la p-value correspondante à ce test est inférieure à 0.05, c'est que le changement climatique modélisé est significatif en termes d'impacts sur la variable considérée.

Nous pouvons ainsi affirmer que le réchauffement climatique modélisé est significatif pour chaque région et chaque configuration de sol testée (tableau 5.5), tout comme l'assèchement de l'air à 2 m.

Les changements d'évaporation ne sont pas significatifs pour les régions des plus hautes latitudes. Nous remarquons cependant que les changements sont de signes opposés selon que l'on utilise le module *bicouche* ou *multicouche* dans la région polaire. En dehors de cette région et de la région désertique, où les changements d'évaporation ne sont pas significatifs, l'évaporation diminue pour les autres régions.

Les précipitations ne sont pas significativement modifiées dans les régions les plus pluvieuses (4 et 6). Alors que les changements de précipitations sont significatif sur les climats tempérés (2 et 3), cette significativité est perdue lorsqu'on impose un fond imperméable à la base d'ORCHIDEE (C104F0).

Les changements dus au doublement du CO₂ atmosphérique sont également significatifs pour la plupart des flux d'énergie rapportés dans le tableau 5.6, hormis pour le flux SW descendant qui est sensible aux modifications de la couverture nuageuse. Nous remarquons que pour cette variable, les changements sont significatifs en régions désertiques avec toutes les configurations de sol utilisées, et que pour les régions 5 et 6 le signe de ces changements est différent selon que l'on utilise le module *bicouche* ou *multicouche*.

T2m (°C)	C2		C2P4		C11		C104		C104F0	
1	-4.34	(3.65)	-4.47	(3.87)	-5.59	(3.56)	-5.79	(3.72)	-5.9	(3.46)
2	3.68	(3.02)	3.47	(3.22)	2.4	(3)	2.42	(3.1)	2.28	(3)
3	14.34	(2.88)	14.35	(2.95)	13.21	(2.87)	13.26	(2.95)	13.22	(2.9)
4	23.18	(2.61)	23.66	(2.51)	22.9	(2.66)	22.93	(2.57)	22.85	(2.62)
5	22.02	(2.7)	21.88	(2.74)	21.53	(2.73)	21.51	(2.76)	21.5	(2.71)
6	23.53	(2.84)	23.33	(2.82)	22.74	(2.76)	22.77	(2.76)	22.62	(2.76)
H2m (%)	C2		C2P4		C11		C104		C104F0	
1	85.39	(-2.81)	85.79	(-2.8)	90.37	(-1.91)	90.41	(-1.86)	91.42	(-1.56)
2	77.59	(-3.59)	78.39	(-3.83)	84.18	(-2.73)	84.19	(-2.84)	85.14	(-2.74)
3	49.64	(-2.43)	49.94	(-2.61)	56.14	(-2.6)	56.09	(-2.46)	55.94	(-2.48)
4	41.98	(-0.57)	40.96	(-0.44)	43.64	(-0.6)	43.49	(-0.31)	43.9	(-0.82)
5	64.19	(-2.76)	65.11	(-3.03)	67.42	(-2.98)	67.57	(-3.04)	67.46	(-2.83)
6	70.33	(-3.08)	71.64	(-3.05)	74.56	(-3.07)	74.56	(-3.18)	75.46	(-3.22)
E mm.j ⁻¹	C2		C2P4		C11		C104		C104F0	
1	0.81	(-0.03)	0.84	(-0.01)	1.01	(0.04)	1	(0.04)	1.02	(0.05)
2	1.19	(-0.09)	1.25	(-0.08)	1.58	(-0.02)	1.58	(-0.03)	1.63	(-0.01)
3	0.59	(-0.04)	0.63	(-0.05)	0.75	(-0.04)	0.75	(-0.03)	0.74	(-0.03)
4	0.25	(0)	0.28	(-0.01)	0.28	(0)	0.27	(0.01)	0.29	(-0.01)
5	1.51	(-0.23)	1.67	(-0.28)	1.75	(-0.28)	1.76	(-0.27)	1.76	(-0.25)
6	2.65	(-0.18)	2.87	(-0.17)	3.11	(-0.17)	3.12	(-0.17)	3.2	(-0.16)
P mm.j ⁻¹	C2		C2P4		C11		C104		C104F0	
1	1.56	(0.08)	1.56	(0.12)	1.77	(0.15)	1.76	(0.16)	1.8	(0.17)
2	2.22	(-0.03)	2.29	(-0.05)	2.53	(-0.03)	2.53	(-0.03)	2.57	(-0.02)
3	0.66	(-0.03)	0.7	(-0.04)	0.79	(-0.04)	0.79	(-0.03)	0.77	(-0.02)
4	0.24	(0)	0.26	(-0.01)	0.28	(0)	0.28	(0.02)	0.29	(-0.01)
5	1.63	(-0.23)	1.78	(-0.3)	1.89	(-0.28)	1.91	(-0.28)	1.9	(-0.26)
6	5.12	(0)	5.32	(0)	5.53	(0.01)	5.53	(0)	5.6	(-0.04)

TABLE 5.5 – Pour la température et l'humidité relative de l'air à 2 m, pour les précipitations et évaporations : moyennes sur les 30 dernières années de simulation en conditions REF98 pour chaque configuration de sol et chaque région climatique définie en section 5.3.2. Les valeurs entre parenthèses indiquent les changements 2xCO2-REF98 et sont affichées en gras lorsque ces changements sont significatifs selon un test de type Mann and Whitney (p-value<0.05).

Lat W.m ⁻²	C2	C2P4	C11	C104	C104F0
1	24.4 (-0.95)	25.17 (-0.54)	30.23 (1.03)	30.09 (1.13)	30.77 (1.4)
2	35.2 (-2.68)	37.07 (-2.48)	46.67 (-0.83)	46.86 (-1.02)	48.11 (-0.6)
3	17.15 (-1.3)	18.44 (-1.44)	21.85 (-1.25)	21.92 (-1.01)	21.54 (-0.91)
4	7.14 (-0.07)	8.11 (-0.23)	8.03 (-0.06)	7.94 (0.4)	8.32 (-0.25)
5	43.72 (-6.61)	48.29 (-8)	50.73 (-7.99)	51.11 (-7.78)	51.01 (-7.15)
6	76.66 (-5.24)	83.1 (-4.94)	90.17 (-4.88)	90.19 (-4.99)	92.56 (-4.72)
Sen W.m ⁻²	C2	C2P4	C11	C104	C104F0
1	5.65 (3.22)	4.88 (2.87)	-1.56 (3.05)	-1.41 (2.48)	-3.06 (2.36)
2	21.26 (4.02)	19.61 (3.95)	11.5 (3.87)	11.52 (4.02)	9.8 (3.84)
3	53.38 (1.79)	52.04 (1.91)	53.1 (2.43)	53.12 (1.54)	53.44 (1.56)
4	75.59 (1.62)	72.29 (1.97)	76.45 (2.15)	76.49 (1.24)	76.28 (1.72)
5	82.59 (7.92)	78.75 (9.12)	77.35 (8.62)	76.98 (8.94)	77.15 (8.36)
6	63.3 (7.22)	57.89 (6.8)	53.17 (7.38)	53.05 (7.4)	51 (7.1)
LWd W.m ⁻²	C2	C2P4	C11	C104	C104F0
1	247.51 (16.46)	247.11 (17.93)	249.8 (16.71)	248.85 (17.44)	250.16 (16.29)
2	272.2 (13.37)	272.16 (14)	274.21 (13.41)	274.3 (13.86)	274.84 (13.54)
3	292.39 (17.03)	292.27 (17.05)	292.97 (16.44)	293.14 (17.16)	292.61 (16.87)
4	330.02 (19.99)	330.19 (19.68)	330.44 (20.18)	330.29 (20.39)	330.38 (19.56)
5	346.83 (18.23)	346.76 (18.07)	347.64 (17.58)	347.71 (17.82)	347.3 (17.83)
6	366.93 (19.69)	366.6 (19.42)	366.51 (19.1)	366.53 (19.12)	366.32 (18.96)
SWd W.m ⁻²	C2	C2P4	C11	C104	C104F0
1	116.73 (1.22)	116.31 (0.51)	104.58 (1.54)	104.77 (1.19)	100.97 (1.56)
2	161.6 (1.77)	160.62 (2.12)	153.15 (2.98)	153.3 (3.29)	151.15 (3.3)
3	229.94 (-1.07)	229.99 (-0.55)	226.97 (-0.48)	227.03 (-0.97)	227.41 (-0.75)
4	274.83 (-2.6)	275.42 (-2.77)	274.34 (-2.59)	274.72 (-3.33)	274.22 (-2.09)
5	263.99 (-0.4)	263.83 (-0.09)	261.32 (0.42)	261.16 (0.31)	261.6 (0)
6	259.57 (-0.33)	259.6 (-0.37)	257.83 (0.02)	257.8 (0.11)	257.25 (0.19)

TABLE 5.6 – Même moyennes et opérations que sur le tableau 5.5 appliqués aux flux latent, sensible, LW et SW descendants.

Wet (-)	C2	C2P4	C11	C104	C104F0
1	94.33 (0.52)	97.17 (0.24)	74 (0.87)	75.85 (0.75)	80.18 (0.32)
2	90.26 (0.34)	95.28 (0.04)	71.94 (-0.41)	73.45 (-0.61)	76.85 (-0.82)
3	56.39 (-3.57)	70.46 (-5.21)	40.65 (0.03)	40.87 (0.55)	41.51 (1.07)
4	12.84 (-0.21)	33.41 (-2.15)	31.55 (0.42)	31.96 (0.68)	33.18 (0.26)
5	39.11 (-5.16)	48.58 (-7.71)	36.84 (-1.56)	37.37 (-1.51)	37.3 (-0.81)
6	75.74 (-1.3)	85.55 (-0.75)	71.29 (-1.77)	72.56 (-1.55)	74.8 (-1.23)
Rui mm/an	C2	C2P4	C11	C104	C104F0
1	13.65 (1.99)	13.22 (2.54)	19.24 (0.72)	19.98 (1.29)	282.8 (42.19)
2	18.8 (0.96)	18.89 (0.53)	37.29 (4.11)	37.76 (3.88)	344.34 (-1.14)
3	1.28 (0.31)	1.24 (0.13)	10.45 (0.9)	10.49 (1.17)	15.18 (1.27)
4	0.05 (0.06)	0.03 (0.04)	3.06 (0.78)	3.07 (1.09)	4.18 (0.27)
5	2.2 (0)	2 (-0.33)	37.24 (-4.73)	39.4 (-3.98)	51.62 (-5.71)
6	45.19 (3.35)	44.76 (3.06)	253.88 (52.26)	264.9 (48.97)	876.02 (45.34)
Dra mm/an	C2	C2P4	C11	C104	C104F0
1	259.39 (37.83)	251.1 (48.19)	257.84 (39.4)	256.94 (42.18)	0 (0)
2	357.19 (18.16)	358.89 (10.13)	311.68 (-5.02)	307.03 (-3.75)	0 (0)
3	24.29 (5.94)	23.57 (2.43)	8.46 (-0.41)	8.45 (0.07)	0 (0)
4	0.91 (1.17)	0.51 (0.67)	1.19 (-0.08)	0.88 (0.66)	0 (0)
5	41.85 (0.01)	37.95 (-6.26)	14.98 (-0.86)	15.16 (1.12)	0 (0)
6	858.59 (63.63)	850.52 (58.16)	625.8 (9.03)	617.26 (12.37)	0 (0)

TABLE 5.7 – Même moyennes et opérations que sur le tableau 5.5 appliqués à l'humidité relative totale du sol, le ruissèlement en surface et le drainage.

5.4 Conclusion

La classification climatique de chaque point de la grille de surface pour les climats tempérés présente plus de désaccords inter-configuration de sol que les autres régions climatiques. Les différents découpages en régions climatiques que nous avons présentés sont en effet particulièrement variables sur l'Eurasie et l'Amérique du Nord. Ceci atteste que dans ces régions la configuration du sol a le maximum d'importance sur la modélisation du climat.

Nous avons vu que la réponse du climat à une augmentation des gaz à effet de serre dépend non seulement de la région considérée, mais également de la configuration de sol utilisée. D'une manière générale, le module *multicouche* conduit à plus d'évaporation que le module *bicouche* et limite le réchauffement climatique global.

L'effet de la discrétisation verticale du sol dans le module *multicouche* n'a semble-t-il pas d'influence sur le climat. En revanche imposer un fond imperméable a des effets plus marqués vis à vis d'un drainage libre, mais qui restent faibles face à l'impact d'un changement de module hydrologique sur le climat.

Conclusions et perspectives

Nous avons, au cours de cette thèse, montré l'importance de la prise en compte de l'hydrologie souterraine sur la modélisation du climat. Cette prise en compte, rendue possible grâce au module d'ORCHIDEE appliquant l'équation de Richards, doit être capable de représenter plusieurs configurations hydrologiques.

L'étude que nous avons menée autour du site du [SIRTA](#) a démontré la présence d'une nappe à faible profondeur, dont la prise en compte permet d'améliorer les simulations régionales centrées sur le [SIRTA](#). Cette étude a permis de pousser la réflexion sur la prise en compte de l'hydrologie souterraine, pour oser imposer une nappe à l'échelle d'une maille d'un [GCM](#). Cette thèse a donc allié mesures sur le terrain et modélisations numériques autour d'un sujet commun.

Les travaux du premier article de cette thèse (présenté en annexe) ont permis de tester et de maîtriser le [GCM](#) LMDZOR en configuration régionale. Le deuxième article teste différentes hypothèses hydrogéologiques à l'échelle du [SIRTA](#), il valide l'ensemble de la démarche en prouvant l'utilité de modéliser une nappe. Les résultats obtenus à l'échelle de l'Europe de l'Ouest, notamment les rétroactions entre évaporation et précipitation, justifient la mise au point des simulations globales du chapitre 5.

Toutes les configurations de simulation présentées dans cette thèse ont dû être créées ou redécouvertes puisqu'il s'agissait de configurations particulières que personne à l'IPSL n'utilisait au début de la thèse. Mais plus que la difficulté à mettre au point les configurations de simulation, la plus grosse difficulté technique fut de rendre opérationnelle l'hydrologie *multicouche* d'ORCHIDEE qui n'était pas utilisée aussi couramment parmi les équipes de l'IPSL en début de thèse qu'en fin de thèse.

L'hydrologie *multicouche* est aujourd'hui un outil fonctionnel qui possède un fort potentiel de développement. En effet, ce module permet de représenter à la fois une zone saturée et une zone non saturée, il est donc capable de représenter bien plus que les 2 m de profondeur standards. Comme nous l'avons vu, des variations de perméabilité en profondeur conditionnent les flux d'eau dans le sol et le niveau d'équilibre des nappes. ORCHIDEE *multicouche* dispose de tous les principes physiques de base qui permettraient de modéliser le sol depuis la surface jusqu'au

premier niveau imperméable rencontré en profondeur.

Modéliser le sol sur une plus grande profondeur (jusqu'à l'imperméable) nécessiterait, par souci de réalisme, de disposer d'informations sur la structure verticale du sol, notamment en terme de perméabilité et de diffusivité, mais ce type d'observations à l'échelle globale sont difficiles à obtenir surtout en profondeur. Une expérience de modélisation sur des cas idéalisés permettrait probablement de justifier le besoin d'informations sur toute la profondeur du sol à l'échelle globale.

ORCHIDEE dispose déjà de cartes globales qui indiquent la texture du sol en surface. La sensibilité d'**ORCHIDEE** à la texture du sol semble particulièrement importante. En cas de couplage avec un modèle atmosphérique, les variations sur le climat modélisé suite à un changement de texture du sol peuvent en effet être aussi importantes que celles causées par un changement de module hydrologique. Avec seulement 3 textures de sol, et une discrétisation spatiale "digne" d'un **GCM**, la représentation du sol en surface par **ORCHIDEE** ne peut être des plus précises, mais il serait intéressant de réaliser un test de sensibilité du climat à la texture du sol pour évaluer dans quelle mesure les performances d'un **GCM** peuvent être améliorées grâce à une meilleure représentation des surfaces continentales.

Combined influence of atmospheric physics and soil hydrology on the simulated meteorology at the SIRTa

Sommaire

A.1 Introduction	140
A.2 SIRTa testbed for climate model evaluation	142
A.2.1 Instrumented site and observational data set	142
A.2.2 Variables used in this study	143
A.3 The LMDZ climate model	144
A.3.1 Overview	144
A.3.2 Two turbulence/convection/clouds parametrizations	144
A.3.3 Two soil hydrology parametrizations	146
A.3.4 Simulation design with stretched grid and nudging	146
A.3.5 Numerical experiments	147
A.4 Results	147
A.4.1 Interest of NZ configuration for parametrization evaluation	147
A.4.2 Seasonal and diurnal cycle of near surface meteorological variables	148
A.5 Discussion	150
A.5.1 Summer biases	150
A.5.2 Winter results	153
A.6 Conclusion and perspectives	154

F. Cheruy, A.Campoy, J.C. Dupont, A. Ducharne, F. Hourdin,
M.Haeffelin, M.Chiriaco, A.Idelkadi

Abstract

This paper presents an approach to assess at the process level the coupled atmosphere/land continental surface system in numerical climate models. This approach is motivated by the identification of the land-atmosphere interactions as one of the key source of uncertainty in climate models and by the new developments in boundary

layer/convection/clouds parametrizations as well as in the hydrological module of the Earth System Model (ESM) of Institut Pierre Simon Laplace (IPSL). Ten years of simulations of the coupled land surface/atmospheric modules are confronted with observations collected at the Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique (SIRTa), located near Paris (France). For the sake of simplicity, the grid of the model is stretched and refined in the vicinity of the SIRTa. For the purpose of evaluation of physical parametrizations, the large scale component of the modeled circulation is adjusted toward ERA-Interim reanalysis outside of the zoomed area. The adopted methodology allows detecting situations where the parametrizations do or do not perform satisfactory well and that affect climate simulations at the regional continental scale. The performances of the packages involved in the production of climate change simulations for the Coupled Model Inter-comparison Project phase 5 (CMIP-5) exercise, are evaluated in this framework. Sensible/latent heat partition at the surface, low level cloudiness and its radiative impact at the surface, parametrization of the turbulent transport in the surface layer and complex interplay among these process are pointed out to explain biais detected in the near surface state variables simulated by the ESM. The potential of improvement of the new set of parametrizations is illustrated.

A.1 Introduction

The land surface-atmosphere interactions and associated boundary layer processes are crucial elements of the climate system [Betts 2007]. They play a major role in several feedback processes [Seneviratne *et al.* 2006] and have been identified as one of the key sources of uncertainty in climate models [Koster *et al.* 2004] [Douville 2010]. Shortcomings in the parameterizations implemented in coupled land surface-atmospheric models are among the possible causes of uncertainty and have to be identified.

Process-oriented analyzes are particularly important to support the necessary dialog between parametrization evaluation and development. A very efficient approach for this has been popularized in the last two decades. It consists in developing single-column versions of the General Circulation Models (GCM), namely single column models (SCMs) which rely on the time-integration of a subset of the physical parametrizations of a numerical weather prediction (NWP) or climate model, with prescribed forcings and boundary conditions [Randall *et al.* 1996]. This approach is attractive for numerous reasons. It simplifies the evaluation problem since the large-scale dynamics is prescribed, what makes the model highly computationally efficient and allows to easily access most of the simulated variables with a high time frequency. In addition, the results of SCM simulations can be confronted with the results of explicit simulations of the same phenomenon, using so-called cloud resolving models or large eddy simulations (LES). A number of diagnostics can be extracted from these explicit simulations, what is extremely useful to identify which

component of the parametrization is performing well or not [Bechtold *et al.* 1996]. For all these advantages, the SCM approach is now part of the standard tool kit of climate model developers. The counter-part of the approach is that the set-up of suitable cases is a difficult task, leading to a limited number of study cases. In addition, data required to force SCMs or LESs are often simplified, and may be representative of neither real nor modeled atmospheres. As a result, the parametrizations developed and evaluated using this SCM approach might get tuned against improbable situations. To overcome this difficulty, some authors use the SCM approach on the long-term. [Bony & Emanuel 2001] use simulations carried out during the 120 days of operation of the TOGA COARE intensive observation period to evaluate a new parameterization of the cloudiness associated with cumulus convection proposed for use in climate models. [Neggers *et al.* 2012] propose to perform long-term continuous SCM evaluation at a permanent meteorological super-site. This approach is interesting since it allows increasing the statistical significance of SCM diagnostics. However, this approach does not compensate for an other limitation of SCM case studies. Prescribing the large-scale dynamics and boundary conditions, indeed prevents possible dynamics-physics and/or surface-atmosphere feedback from being activated. Since land-atmosphere interactions and associated boundary layer processes are crucial elements of the climate system, a thorough evaluation of the parameterizations implemented in the ESM should consider the interplay between land surface and atmospheric process, as it individually examines the atmospheric and the land-surface modules. In this paper, we promote an approach that allows a continuous and detailed evaluation of the full atmospheric GCM coupled with the land surface model. In this approach, the Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMDz, Z of LMDZ standing for Zoom) GCM is forced to follow the synoptic variability by relaxing the large scale circulation toward meteorological analyzes outside of the zoomed area. This nudging approach has already been used by [Coindreau *et al.* 2007], who demonstrated that model results remain highly sensitive to the parametrization of the boundary layer and surface processes. Here, the simulation results are confronted to observations recorded at the permanent SIRTa super-site [Haeffelin *et al.* 2005], located near Paris (France). To facilitate the comparison, the LMDZ model is used with a stretched grid to zoom over the site area.

We evaluate four versions of the LMDZ climate model, combining two different parametrizations of atmospheric physics, and two parametrizations of the land surface. The two atmospheric physical packages define the LMDZ5A and LMDZ5B versions used for the CMIP5 exercise in the IPSL coupled model (CM5A and CM5B respectively), (Hourdin *et al.* 2011 a, Dufresne *et al.*, 2011, this issue¹). Scientific research aiming at better representing boundary layer clouds and deep convection in GCMs has been motivated by the identification of deficiencies common to numerous climate models in representing these phenomena and possibly affecting the climate sensitivity [Bony & Dufresne 2005]. Sub-

1. The drafts of the special issue papers can be found at <http://icmc.ipsl.fr/research/international-projects/cmip5/special-issue-cmip5>

grid scale atmospheric processes such as turbulence, radiation, phase change and their complex interactions govern these phenomena, what makes the improvement of their representation in climate models a challenging and long-term task. The LMD participated to this effort by developing new parametrizations of these processes [Grandpeix & Lafore 2010] [Grandpeix *et al.*] [Jam *et al.* 2013] [Hourdin *et al.* 2012] [Rio *et al.* 2012]. The LMDZ5B version is the results of this effort and corresponds to a profound recast of the parameterizations of boundary layer, turbulence, shallow and deep convection parameterization. The land surface schemes differ by their description of the soil hydrology. They are based either on a 2 layers scheme also known as Choissnel model [Ducoudré *et al.* 1993] [Choissnel 1977], or on parameterization of soil hydrology, that allows for a physically-based description of vertical water fluxes and presently discretized with 11 nodes [De Rosnay *et al.* 2002b] [dOrgeval *et al.* 2008]. The 2 layers version is the one used in the IPSL-CM5 simulations. The 11 layers model not been tested so far coupled to the different atmospheric models. The paper focuses on the realism of the climate model in a mid-latitude continental region in real 3D context, what allows us to assess the importance of atmospheric physics / land surface coupling.

Section 2 describes the observations performed at the SIRTa instrumented site, and the resulting database dedicated to the evaluation of climate models. Section 3 describes the LMDZ model, with a focus on the studied atmospheric and land surface parametrizations, and on the adopted configuration with nudging and a stretched grid. Section 4 is devoted to the analysis of the simulations at time scales ranging from the seasonal cycle and the diurnal cycle down to the time scale of atmospheric process, with a focus on the process-oriented analysis of single days. We consider both the zoomed and nudged simulations but also AMIP-like [Gates 1992] 3D global climate simulations performed with the same model versions as in the frame of the CMIP5 simulations in order to discuss the relevance of the proposed approach for the evaluation and improvement of global climate models. Conclusions and perspectives are proposed in Section 5.

A.2 SIRTa testbed for climate model evaluation

A.2.1 Instrumented site and observational data set

The observations used in this study are collected at the SIRTa atmospheric research observatory, located in Palaiseau, 20 km south of Paris, in France [Haeffelin *et al.* 2005]. The coordinates of the SIRTa observatory are 2.208°E, 48.713°N, and the altitude is 160 m above sea level. This observatory was created in 2002 and has since then been collecting many co-localized observations. It gathers in-situ sensors, active and passive remote sensing instruments to monitor high-quality shortwave (SW) and longwave (LW) downwelling and upwelling fluxes, surface and vertical profiles of temperature, humidity and wind, as well as cloud and aerosol microphysical and optical properties. These multi-sensor observations are used here to analyze process influencing near-surface atmospheric variables at

diurnal and seasonal time scales, and to evaluate the related parameterizations in numerical models.

A.2.2 Variables used in this study

To make the SIRTA observations easily usable, important work has been dedicated to their homogenization based on a specific protocol that involves several steps : (i) hourly averaging of the variables, (ii) calculation of geophysical variables that are not directly measured, but are derived using a retrieval algorithm, (iii) control of the temporal variability and calculation of the standard deviation, (iv) quality control. When possible, the description of each variable follows the CMIP-5 reference All variables, their description, their quality, their spatio-temporal variability are written in a single NetCDF file available on the web² under the "ground EUROPEAN" tag. Quality control is performed on each variable to identify and remove non-valid data at the highest resolution available (typically 1 to 5 min), what leads to classify data into four classes : (0) quality check is OK, (1) beware, extreme values or low sampling are present (<50%), (2) values exceeding physical bounds, (3) value is missing or non-valid. A quality control flag is then assigned to each hourly averaged variable based on the following approach : (i) data are divided into sets of 60 minutes ; (ii) for each obtained times-series, data that are not within realistic physical limits are eliminated ; (iii) data that exceed a set temporal variability are eliminated ; (iv) the minimal and maximal values are calculated ; (v) the mean value and its standard deviation are calculated ; (vi) the number of measurements for the averaging is computed ; (vii) the flag is assigned.

Among the variables contained in this file, the ones used in this study are listed in Table A.1. Some of them are measured directly and can be easily understood, while others require some explanation. Specific humidity at 2 m (huss) is calculated from the 2-m relative humidity (hurs in %), the surface atmospheric pressure (ps in hPa), and the saturated water vapour pressure (eW in hPa) retrieved from the [Goff & Gratch 1946] equation. Solid and liquid precipitations (pr in $\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) are measured at SIRTA by a rain gauge. The clear-sky downwelling shortwave flux (rsdscs) is estimated using the [Long & Ackerman 2000] methodology. It depends on a solar zenith angle parametrization where parametric coefficients are fitted on clear-sky periods close to the time period considered. The curve-fit values are then interpolated to the cloudy days to estimate clear-sky downward shortwave fluxes that would be observed under the assumption of constant aerosol optical depth during the time period. The clear-sky downwelling longwave flux (rldscs) is calculated from the near surface air temperature and humidity measurements following the Long method [Long & Turner 2008]. The root mean square errors for these calculations are around 10 W.m^{-2} for the shortwave as for the longwave fluxes. The latent and sensible heat fluxes are estimated with eddy-covariance methods based on sonic anemometer measurements at 10 m above ground level. Vertical wind speed and humidity fluctuations are combined to derive latent heat fluxes (hfls in W.m^{-2}),

2. <http://climserv.ipsl.polytechnique.fr/cfmip-obs>

while vertical wind speed and temperature fluctuations are used to derive sensible heat fluxes (hlss in W.m^{-2}) every 5 minutes. Further, surface area cloud fraction and cloud base height altitude are derived by combining a radiative flux analysis [Long *et al.* 2006] and lidar retrieval of cloud layers [Morille *et al.* 2007]. For each hour, the data provided include a total cloud fraction and up to three possible cloud base heights (in case of multi-level clouds).

The quality of sampling over time is shown by the percentage of analyzed data with respect to the maximum number of measurements. It appears as a dotted black line in Figs. A.1, A.3, A.4, A.5, A.9. Since 2004, the meteorological variables (tas, hurs, huss, pr) and the downwelling radiative fluxes measured at surface (rlds, rsds) and their associated clear sky evaluation (rldscs, rsdscs), as well as cloud fraction and cloud base height (cft, cbh) all have an annual occurrence exceeding 80%. For the sensible heat flux (hlss) and upward radiative fluxes (rlus, rsus), it is also the case but after 2007. The latent heat flux is not so well sampled (about 20% from 2005 to 2009).

A.3 The LMDZ climate model

A.3.1 Overview

LMDZ is the atmospheric GCM that has been developed for about thirty years at the LMD [Hourdin *et al.* 2006]. The horizontal grid is stretchable in both longitude and latitude (Z in LMDZ, standing for Zoom capability). It is part of the IPSL-CM coupled model (or Earth System Model), which has been involved in all the CMIP climate change projection exercises [Reichler & Kim 2008].

Two versions of the atmospheric physics are evaluated in this paper : The Standard Physics (SP) version or LMDZ5A, used in IPSL-CM5A is a robust version of the physics code which was used to explore a large sample of the climate change simulations defined by the CMIP5 project. The new Physics (NP) version or LMDZ5B, is the result of significant improvements in the parametrization of boundary layer physics and the associated clouds and of the deep and shallow convection. It was used to produce a subset of CMIP5 simulation with IPSL-CM5B. The detailed description of the physical parametrizations is out of the scope of this paper, as the reader can find them in the special issue (e.g. Hourdin *et al.* 2011, Rio *et al.* 2011)³. We briefly recall here their main features.

A.3.2 Two turbulence/convection/clouds parametrizations

In the SP version, turbulent transport in the planetary boundary layer is treated as a vertical diffusion with an eddy diffusivity K_z which depends on the local Richardson number according to [Laval *et al.* 1981]. Up-gradient transport of heat in the convective boundary layer is ensured by adding a prescribed counter-gradient of

3. The drafts of the special issue papers can be found at <http://icmc.ipsl.fr/research/international-projects/cmip5/special-issue-cmip5>

1 K.km^{-1} to the vertical derivative of potential temperature [Deardorff 1970]. Unstable profiles are prevented using a dry convective adjustment. The surface boundary layer is treated according to [Louis 1979]. Condensation is parametrized separately for convective and non-convective clouds. For non convective clouds, as in several other GCMs, the cloud cover and cloud water content are deduced from the large scale total water (vapor + condensed) q_t and moisture at saturation, q_s , using a Probability Distribution Function (PDF) for the sub-grid-scale total water q_t . Following [Bony & Emanuel 2001], we use a generalized log-normal PDF defined on the positive axis. The distribution depends on one single width parameter r . Both in-cloud water and cloud fraction cover are predicted by the scheme. A fraction of the liquid cloud water in excess of a prescribed threshold is then precipitated. Precipitation is transported downward to the next mesh where it can be partly re-evaporated. For deep convection, the SP version uses the scheme of [Emanuel 1991]. As most current parametrizations, it assumes quasi-equilibrium between the convection and its environment and rely on large-scale variables to determine the occurrence of convection and its intensity, the so-called triggering and closure problems respectively. In convective regions, large-scale variables are poor predictors of the cloud fraction and the parametrization of clouds needs to be coupled to the convective parametrization. The same PDF function is used, as for the stratiform clouds, to predict the cloud fraction, with two differences : the parameter of the PDF is chosen so as to obtain the in-cloud water content predicted by the Emanuel scheme following [Bony & Emanuel 2001]; Contrarily to non convective clouds, the cloud scheme is not used to predict condensation nor rainfall, which are fundamental outputs of the deep convection scheme.

In the NP version, we use in the boundary layer the combination of the [Yamada 1983] scheme for small scale turbulence, and of the thermal plume model [Rio & Hourdin 2008] for the representation of the organized structures of the convective boundary layer. The description of the entrainment and detrainment rates uses a new conditional sampling approach of Large Eddy Simulations [Couvreur *et al.* 2010], and is presented by [Rio *et al.* 2010]. A revisited cloud scheme has also been coupled to the thermal plume model. Instead of the PDF used in the SP physics, a bi-Gaussian distribution is used, one for the environment of the plume and the other one for the plume itself. The mean values of the two distributions correspond to the large scale and in-thermal specific humidity, q_t and q_{ta} . The width of each distribution is computed in terms of deficit to saturation, with a parametrization coupled to the thermal plume model [Jam *et al.* 2013]. For grid meshes where thermal plumes are not present, the parameters r of the PDF is imposed as in the SP physics. When the mesh is concerned by the thermal plume, the PDF are used to predict a cloud fraction wich matches the in-thermal liquid water predicted by the thermal plume model [Rio & Hourdin 2008] (as was done for convective clouds in the SP version). For deep convection, Emanuel scheme is modified in two ways : a parametrization of the wakes is included, and the original Convective Available Potential Energy (CAPE) closure is dropped for a new one that depends on sub-cloud processes, namely wakes and thermals [Grandpeix & Lafore 2010] [Grandpeix *et al.*].

A.3.3 Two soil hydrology parametrizations

The land surface is described in LMDZ by the ORCHIDEE model [Krunner *et al.* 2005]. The carbon cycle and dynamic vegetation modules are not activated here, and the water and energy budgets are computed at the same time-step as the atmospheric physics using classical soil-vegetation-atmosphere transfer (SVAT) parametrizations. The vegetation properties are defined by plant functional types (PFTs) and their fraction within each grid cell is globally set from the IGBP vegetation map [Olson *et al.* 2001]. Regarding soil hydrology, two different parametrizations are compared in this paper.

The first one, called ORC2 in the following, is a 2-layer parametrization, also known as the Choisnel model [Ducoudré *et al.* 1993] [Choisnel *et al.* 1995]. As described in [Ducharne & Laval 2000], the upper layer has a variable depth and can disappear after dry spells. It is created by rainfall, in which case the layer is saturated, and if this top layer is already present, rainfall can either fill it or make it deeper. Runoff is only produced when the entire soil column is saturated, as in the bucket scheme [Manabe 1969].

The second parametrization of soil hydrology, called ORC11, allows for a physically-based description of vertical water fluxes, using the Richard's equation [De Rosnay *et al.* 2002b] [dOrgeval *et al.* 2008]. It is discretized with 11 nodes defining layers of geometrically increasing thickness, and the non saturated hydraulic properties are defined from the [Van Genuchten 1980] - [Mualem 1976] formulation. The related parameters for three main soil textures (coarse, medium and fine) come from [Carsel & Parrish 1988]. The soil boundary conditions are gravitational drainage at the bottom, and the difference between infiltration and soil evaporation at the surface. Runoff is comprised of drainage and surface runoff, which occurs when throughfall rates exceed infiltration capacity.

In the present study, the depth of active soil is globally set to 2 meters with both parametrizations. In ORC2, the volumetric water-holding capacity is 150 kg.m^{-3} . In ORC11, the texture over the continents is derived from [Reynolds *et al.* 2000], what defines clay (fine) as the dominant texture in the SIRT grid cell. The total water-holding capacity in this cell is 324 kg.m^{-3} , and the available water-holding capacity (between field capacity and wilting point) is 220 kg.m^{-3} .

A.3.4 Simulation design with stretched grid and nudging

The LMDZ model is run here in forced mode, with sea surface temperatures derived from observed monthly means between 2000 and 2009. The chosen grid has 48 points in latitude and 32 in longitude (grid mesh of $1.875^\circ \times 5^\circ$). The vertical grid has 39 levels. This spatial resolution is stretched up with a zoom factor of 5, centered in the instrumented site area. This allows to reach spatial resolution around 120 Km in the area of interest. This configuration has been successfully used to evaluate the preliminary developments of the thermal plume model [Coindreau *et al.* 2007]. The time step of the physical core is 15 min. The small number of grid points (48x32)

allows a series of pluriannual simulations to be performed even on standard personal computers with a mesh size which is typical in the zoomed area of state-of-the-art climate models.

The model trajectory is forced to follow the real synoptic evolution by relaxing the large scale circulation towards meteorological analyzes outside of the zoomed area [Coindreau *et al.* 2007]. Here, only temperature and wind are relaxed toward the ERA-Interim reanalysis. This nudging technique is well known in the community of transport modelers and can be seen as a poor version of data assimilation [Jeuken *et al.* 1996], where all observations are replaced by the results of a former assimilation procedure. By constraining large scale features (temperature and dynamics) to be close to the observed ones, nudging allows to derive meteorological time series which can be confronted on a day-by-day basis to observations with much smaller errors than using a free GCM. This configuration of the model will be referred as NZ in the rest of the paper.

A.3.5 Numerical experiments

Four numerical experiments were conducted by combining the above parametrizations of atmospheric physics (SP and NP) and soil hydrology (ORC2 and ORC11) (Table A.2). In the following, we will often speak about "physics" when referring to the atmospheric physical packages, omitting the fact that it concerns the atmosphere. The simulations initiate in January 2000, when SIRTA observations started. The 2000 year is run 3 times to allow the land surface hydrological model to reach equilibrium, and the first 2 years, corresponding to the spin-up time of the hydrological model, are disregarded in the analysis. Hourly averaged output variables are saved for the grid box including the SIRTA. Simulated and observed times series are compared based on hourly averages.

A.4 Results

A.4.1 Interest of NZ configuration for parametrization evaluation

Figure A.2 shows the monthly time evolution of air temperature and relative humidity at 2 m, and precipitation, for the main four model runs, since the beginning of the SIRTA record. The percent of available observations (see section A.2.2) appears as a black dotted line on the figure. Note that, for all reported analyzes, the time averages of the simulated time series are restricted to the hours when SIRTA observations are available. It is verified that the application of this mask does not notably change the results. When SIRTA observations are too sparse, the results with and without mask are firstly compared, in order to ensure that the conclusions are robust. The question of the spatial representativity of the point measurement with respect to the LMDZ grid mesh is addressed with the help of Météo-France stations that monitor all state variables. Thiessen polygons [Thiessen 1911] are used to select 8 stations (Trappes, Orly, Paris-Montsouris, Roissy, Melun, St Quentin,

Chartres and Creil) with potential influence on spatial averages within the LMDZ grid mesh containing the SIRTa site (Figure A.2) . The gray shaded area in Figure A.2 corresponds to the min and max of the monthly mean values among these 8 stations.

The comparison to SIRTa measurements shows the interest of the NZ configuration of LMDZ. Thanks to nudging, the simulations are able to follow the observed inter-annual to seasonal variability, but clear biases arising from model errors remain. They show a marked signature characteristic of each configuration in agreement with Coindreau et al.,(2007), who already underlined that despite nudging model results were highly sensitive to the parametrizations of the boundary layer and surface processes. The near surface relative humidity is highly variable from a set of parametrizations to the other, the differences reaching 30% in summer and 15% in winter. For precipitation, no marked seasonal cycle appears, neither in the observations, nor in the simulations. Interesting is the very intense precipitation recorded at the SIRTa site at the end of 2005. This intense rainfall is not simulated by any of the model versions, which are rather consistent with the Météo-France stations. This suggests that SIRTa registered a very local and intense event, not representative of the grid mesh. Note the poor quality of the sampling at this period. In contrast, in autumn 2007, SIRTa registered high precipitation rates, consistently with the Météo-France stations. If the four simulations under-estimate the precipitation rate in this case, they fall within the Météo-France dispersion margin and can thus be accepted as correct at the grid-mesh scale. For some of the variables (radiation, turbulent fluxes, not shown here), the SIRTa record is relatively short but even so, the biases appear quite robust from one year to the other.

A.4.2 Seasonal and diurnal cycle of near surface meteorological variables

In this section, we compare mean seasonal and diurnal cycles of near surface meteorological variables in the four model runs with SIRTa observations (Figure A.3). The sensitivity of the biases to atmospheric physics and to soil hydrology parametrizations is discussed.

A.4.2.1 2-m temperature

In summer, the ORC2 hydrological package produces a warm bias whatever the atmospheric physics package is. This bias is canceled when ORC11 is used. The NP atmospheric physics tends to induce near surface atmosphere warmer than the SP physics. In winter, a marked cold bias shows up when NP physics is used with ORC11 while a slight warm bias appears with the SP physics, whatever the hydrological model is. Concerning the diurnal cycles : the SP atmospheric physics tends to under-estimate the amplitude of the diurnal cycle, for all seasons and both hydrological packages. The warm bias observed in summer with ORC2 is present all along the day for NP while it shows up only during the night with SP. NP-ORC11

gives the best amplitude for all the seasons except winter, but the diurnal warming tends to be under-estimated and the nocturnal cooling over-estimated (especially in autumn and spring, not shown). In winter, NP-ORC11 has a marked cold bias all along the day and under-estimates the amplitude of the diurnal variations while NP-ORC2 performs satisfactory well.

A.4.2.2 2-m relative humidity

For a given physics package, ORC11 tends to humidify the surface layer, increasing by 15 to 20% the mean relative humidity in summer and by slightly less than 10% in winter. For a given hydrological scheme, the NP physics tends to dry out the surface layer in summer, while in winter it tends to humidify it. NP-ORC11 is far too moist in winter, when SP-ORC2 is closer to observations, but this simulation suffers from a dry bias in summer (to be associated to the warm bias previously mentioned). None of the experiment produces a satisfactory diurnal cycle all the year long. The wettest (respectively driest) experiments exhibit the bias all the day long : NP and SP coupled with ORC11 in winter, NP-ORC2 (respectively SP-ORC11) in summer. The other model configurations generally perform well during the day and exhibit a bias during the night.

Note that NP-ORC2, which performed reasonably well for the diurnal cycle of the 2-m temperature in winter, exhibits a humid bias during the night in winter. The SP-ORC2 performs the best here but has a warm bias at night.

A.4.2.3 2-m specific humidity

Since relative humidity bias may be affected by temperature bias, the specific humidity is interesting to look at in order to get information on the water budget of the atmospheric surface layer. For the annual cycle, the 2-m specific humidity exhibits a behavior similar to the one of the relative humidity, with one exception observed in winter, when the SP-ORC11 humidity becomes greater than the NP-ORC11. This is consistent with the cold bias observed for NP-ORC11 at this season. In all seasons except in winter, NP and SP modulate the diurnal cycle of the specific humidity differently ; two maxima around 8 am and 18 pm show up with NP, while SP shows a unique maximum around noon. In the SIRTA observations, the maximum around 8 am is also present, but the second maximum around 18PM is much less marked. NP-ORC11 is closest to the observations in summer (with a slight over-estimation of the specific humidity at the beginning of the night), in spring and in autumn. NP-ORC2 is more similar to the observations, but the specific humidity is under-estimated during the day.

A.4.2.4 Precipitation

This variable does not exhibit any clear seasonal cycle. Both the hydrological and the atmospheric package act on the mean value, SP and ORC11 leading to more precipitation, so that SP-ORC11 is the most rainy model. This is suggestive

of local moisture recycling by evapotranspiration, which is known to be a significant contribution to precipitation in semi-arid areas [Koster *et al.* 2004] as well as in the mid-latitude rain-belts [Brubaker *et al.* 2001] [Schär *et al.* 1999] and in monsoon areas [Dirmeyer *et al.* 2009]. An interesting feature concerns the diurnal cycle in summer when the convection is mostly responsible for the precipitation events. While SP gives a diurnal cycle with a marked peak at noon, in phase with insolation, NP attenuates this maximum, in closer agreement with the observations. The hydrological package does not impact the form of the diurnal cycle. The fact that the diurnal cycle is not in phase with the maximum insolation with the NP parametrizations can be attributed to the key role played by shallow cumulus in preconditioning deep convection and by gust fronts in the self-sustaining of thunderstorms in the afternoon [Rio *et al.* 2009].

A.4.2.5 10-m winds

The mean amplitude of the 10-m wind is over-estimated by all models. On the one hand, SIRT observations are in good agreement with the Météo-France values in the LMDZ grid mesh, indicating that the over-estimation cannot be attributed to a particular site effect of SIRT. On the other hand, we verified that the LMDZ values are in good agreement with the ERA-Interim reanalysis values and that the amplitude of the low level wind can be reduced by increasing the roughness length in the model calculations. This might indicate that the point grid mesh comparison is particularly complicated for the low level winds. Note that the NP package, which allows for a physically-based description of the up-gradient transport in the convective boundary layer, amplifies significantly the diurnal cycle of the low-level winds, while the SP physics under-estimates it.

A.5 Discussion

The previous section illustrated how the land hydrology, the atmospheric boundary layer and their coupling can affect the realism of near surface meteorological variables. In this section, we go further into the analysis of the strengths and weaknesses of the coupled land surface/atmosphere model.

A.5.1 Summer biases

A.5.1.1 2-m temperature

The impact of the hydrological package on the near surface warm bias in summer and the better performances of ORC11 have been underlined in the previous section. [Coindreau *et al.* 2007] suggested that this warm bias could be due to an inability of ORC2 to release enough water from its lower reservoir in summer, thus drastically restricting the evapotranspiration. The observations of surface turbulent fluxes were not available at this time but can now be used (Figure A.4). ORC11 allows a significant increase of evaporation in summer, reducing at the same time

the sensible heat flux, in better agreement with the SIRTAs observations (Figure A.4). The atmospheric physics modulates the results. Here, the SP physics performs best. However, the sensible heat flux is still over-estimated especially in the second part of summer, indicating that ORC11 is not evaporating enough. Note that an increased evaporation would probably further decrease the near surface temperature making it colder than the SIRTAs observations and breaking the agreement found for the NP-ORC11 simulations. At this point, site effect impacts on the turbulent fluxes measurements can not be disregarded. More flux stations might be required to give an accurate estimate of the turbulent fluxes for the grid mesh of LMDZ.

A.5.1.2 Radiation budget

The examination of the radiation budget at the surface (Figure A.4), which balances the turbulent fluxes and the (residual) heat flux into the ground, shows that all the estimations of the net radiation at the surface are positively biased, even if NP physics and ORC11 hydrological parametrization lower the bias, so that NP-ORC11 is closer to the observations at the limit of the shaded area. The cloud radiative forcing (Figure A.5) is under-estimated by all models, SP-ORC2 being more biased and NP-ORC11 being less biased. [Cheruy & Aires 2009] noted a marked low-level cloud deficit over Europe with the SP-ORC2 configuration. The better performances of the NP-ORC11 configuration, can be attributed to the fact that more clouds are created. The seasonal cycle of the low and mid level cloudiness (not shown) shows that NP creates more (with respect to SP) low and mid-level clouds and that ORC11 further increases the low-level cloud cover. However, the mean diurnal cycle of LW cloud radiative forcing (Figure A.5) is over estimated at the end of night and under-estimated the rest of the time, suggesting that the agreement achieved with NP-ORC11 is partially the result of compensating errors.

Two hypotheses can explain the under-estimation of the cloud radiative forcing : the first one is that the radiative impact of the clouds is too small, as already proposed by several authors. For instance, [Brooks *et al.* 2005] derived cloud fraction from lidar and radar observations at Chibolton in southern England. They showed that for the vertical resolution chosen for LMDZ5 (39 levels corresponding to layer depths between 100 and 400 m in the boundary layer), the hypothesis that a cloud when present full fill the layer on the vertical leads to under-estimating the cloud fraction by about 10% , this under-estimation being most significant for liquid water clouds with wind shear. [Neggers *et al.* 2011], limited their study to shallow cumulus and used detailed calculations of a LES to further study the vertical overlap in cloud regimes, their results are in good agreement with the ones of [Brooks *et al.* 2005] for water clouds with low level cloud fraction. The second hypothesis is that cloudiness is not enough in summer, even with the NP-ORC11 version. The examination of individual days helps to investigate this further.

A.5.1.3 Cloud cover simulated for individual days

We analyze the SP-ORC2, SP-ORC11, NP-ORC2, NP-ORC11 simulations for 3 days in July 2009 (7th to 9th), when boundary layer clouds are observed at SIRT (Figure A.7).

Observations on July 7 and 8 reveal that the beginning of the night (20-24UTC) is mostly clear. Then, later at night and until sunrise, overcast stratiform clouds are detected near 2 km, which is typically the top of the residual layer. On July 7 and 8, shallow cumulus clouds develop before sunrise at the top of the boundary layer near 500 m. This low cloud cover is partial, and cloud base height rises during the day with the development of the boundary layer, typically from 500 to 1500m between 9 and 12 UTC. From 12 to 16 UTC, the cloud fraction ranges between 0.5 and 0.9 and the cloud base height from 1500 to 3000 m. Later in the day, clouds are found at the top of the residual layer (2 km), until they dissipate early in the evening. These boundary layer clouds precipitate on several occasions on July 7 and 8. On July 9, stratiform clouds are present at 2 km from 01 to 07 UTC, but shallow cumulus clouds form two hours after sunrise at the top of developing convective boundary layer.

The SP and NP atmospheric physics compare differently to these observations : SP tends to produce low level clouds with a base almost constantly around 500 m until late morning. In the afternoon, higher level clouds are produced with a very low value of the cloud fraction. The coupling with ORC11 makes the lowest clouds last longer (July 7 and 8) but does not affect the type of cloud. The NP atmospheric physics is more sensitive to the hydrological package. When coupled with ORC11, it tends to produce very low clouds, not unlike fog, on both July 7 and 8 in the second part of the night, and these clouds disappear at sun rise. During the day, as documented by the SIRT observations, shallow cumulus type clouds develop, following the growth of the boundary layer. The coupling with ORC11 slightly deepens these clouds.

Several usefull conclusions for understanding the summer bias in the radiative budged can be drawn from this analysis : the NP atmospheric physics is able to simulate a more realistic daily life cycle of boundary layer clouds, but the clouds do not last long enough during the afternoon, and none of the model simulates nocturnal stratiform cloud around 2 km where the top of the residual layer typically lays. It is likely that the bias in net radiative budget occurs because not enough clouds are created in the afternoon, and because when clouds exist, their radiative impact is under-estimated. The ORC11 hydrological scheme, creates favorable conditions to the formation of very low level clouds which are not unlike fog during the night.

A.5.1.4 Comparison with global simulations

10-year long AMIP-type runs have been done with the SP-ORC2 and the NP-ORC11 coupled models run : sea surface temperatures are prescribed from observed monthly means (1982-1991) but nudging and streching are not allowed. The chosen grid has 96 points along the latitude and 95 along the longitudes. Figure A.6

shows that the zonal means of the simulated 2-m temperature are warmer than the observations extracted from the CRU database [Jones *et al.* 1999]. Two conclusions can be drawn here : (i) the comparison of the nudged and zoomed LMDZ simulation with the SIRTa observations allows to identify biases that are present in typical climate simulations, (ii) the use of the ORC11 hydrology package partially corrects a warm bias over mid-latitude continent in summer. As mentioned before, the over-estimation of the surface net radiation which is detected at for all the LMDZ configurations is likely to positively bias the near surface temperature. This is consistent with the warm bias which persists with the NP-ORC11 model compared to CRU data. In addition, one has to keep in mind that large-scale dynamics uncertainties and their feedback on the physics might affect the AMIP runs, even if they can not impact the NZ simulations.

A.5.2 Winter results

A.5.2.1 Biases

In winter, the SP atmospheric physics tends to produce a warm bias, especially when coupled with ORC2. In contrast, the NP atmospheric physics produces a humid biases, which is amplified when the model is coupled with ORC11, what leads to a cold bias which occurs during cold events (low winds situation) with near zero or below zero temperature. A long event of this type occurs in February 2008 and is well documented by the SIRTa observations. Contrarily to observations (second panel from bottom in Figure A.8), the near surface atmosphere is saturated all the day long in NP-ORC11 and the 2-m and surface temperature are below zero all the night long and in the morning. The soil temperature is always warmer than the near surface air temperature (green full and dashed line in lowest panel in Figure A.8), leading to sensible heat fluxes always positive and greater than 40 W/m^2 (upper panel in Figure A.8). The boundary layer shows a very strong inversion near the surface, which is not detected in the sounding registered at the Trappes Météo France station in the vicinity of the SIRTa site (see Figure A.1). The combination of saturated near surface conditions with the strong temperature inversion allows persistent fog formation in the simulations. Yet, the downward LW radiation observed at SIRTa does not indicate the presence of fog (second panel from the top of Figure A.8).

A.5.2.2 Sensitivity experiment to the vertical diffusion

The very humid near-surface layer and over-stabilized boundary layer created with the NP-ORC11 package can have various origins. One of them might be a vertical diffusion which is too weak, preventing the boundary layer from growing correctly. To test this assumption, we conducted a sensitivity experiments by replacing the surface layer vertical diffusion scheme of the NP package (based on [Yamada 1983] by the scheme based on [Louis 1979], implemented in the SP package. The [Louis 1979] scheme is less in favour of fog formation than the [Yamada 1983]

scheme while ORC11 creates favorable conditions for fog formation in winter. When [Louis 1979] scheme is used in the NP*-ORC11 configuration A.2, the persistent fog disappears and the cold bias is removed (Figure A.9), the surface energy budget resembles the one observed at SIRT, and the boundary layer structure is also in better agreement with the observations. However a warm bias shows up as in the SP simulations, and even though the humidity in the surface layer has been reduced, preventing the frequent formation of fog, it is still too high in terms of both relative and specific humidity. In addition, the [Louis 1979] vertical diffusion scheme induces a negative bias in the winter sensible heat fluxes which has two components : the under-estimation of the diurnal maximum of the sensible fluxes (e.g. day 7 to 15, blue curve, upper panel of Figure A.8), and the frequent occurrence of negative sensible fluxes (e.g. day 3, 5). This latter characteristics is verified with all packages but is more pronounced with the [Louis 1979] scheme. The negative values of the upwelling sensible fluxes obtained with the SP atmospheric physics are mostly balanced by an increased evaporation. This suggests short coming with the parametrization of the turbulent transport in the surface layer which is highly sensitive to the partition between sensible and latent heat fluxes, also controlled by the hydrological model. Further work is required to improve on these aspects.

A.5.2.3 Comparison with global simulations

Figure A.9 depicts the mean DJF 2-m temperature obtained from the CRU dataset, and the 10 years long AMIP-type runs already mentioned (A.5.1.4). The differences between the two runs are also mapped. NP-ORC11 simulates near surface temperature colder than the SP-ORC2, every where over Europe, it tends also to be too cold with respect to the CRU data, especially over the northern Europe. On the opposite the SP-ORC2 is definitely too warm over Europe in winter. The important conclusion here is that the behavior observed at SIRT and with the NZ approach is indicative of a behaviors existing at continental scale and in full 3D climate runs. The NP-ORC11 version which is about 2K colder than the observations at SIRT in winter, is also about 2K colder on AMIP runs. However, as for the discussion of the summer biases, one has to keep in mind that large-scale dynamics uncertainties and their feedback's on the physics might affect the AMIP runs, these possible causes of biases are eliminated with the NZ approach.

A.6 Conclusion and perspectives

In this paper, four configurations of the LMDZ GCM coupled with the ORCHIDEE land surface model have been evaluated owing to continuous observations of near-surface variables recorded at the SIRT instrumented site. Two versions of the LMDZ physical packages (SP and NP for Standard and New Physics respectively, (Hourdin et al. a and b, 2011, this issue) have been combined with two soil hydrology parametrizations (ORC2, ORC11). The first one has been used within LMDZ5 in the production of climate change simulations for the CMIP-5 exercise, and it is

the first time that the second one, which allows for a physically-based description of vertical water fluxes, is coupled with various atmospheric physics within global 3D runs.

We first highlight the main findings concerning the SP-ORC2 and NP-ORC2 configurations, implemented in the IPSL-CM5 ESM for the realization of climate change projections respectively referred as IPSL-CM5A and IPSL-CM5B (Dufresne et al. 2011, this issue). The SP-ORC2 configuration exhibits a warm and dry bias in summer, which is related to an insufficient evaporation in the ORC2 model, and a deficit of cloudiness, especially marked in the afternoon. The diurnal cycle of the precipitation peaks at noon (maximum insolation), in disagreement with the observations. In winter, a warm bias associated with a negative bias of the sensible heat fluxes is detected. The warm and dry bias in summer is even more pronounced in the NP-ORC2 configuration, as the NP atmospheric physics tends to dry out the surface layer. The NP physics simulates summer time boundary layer clouds in better agreement with the observations than the SP physics, but these clouds do not last enough in the afternoon and their radiative impact is under-estimated. The near surface temperature in winter is in good agreement with observations, but a slight overestimation of relative humidity appears in NP-ORC2. The cloud radiative impact at the surface is over-estimated, especially at night. The near-surface temperature biases detected at SIRTa are also present in AMIP-like runs at the European scale. Model configurations that were not implemented in the IPSL-CM5 ESM for the CMIP-5 climate change projections have also been evaluated. In summer, the ORC11 hydrological model allows for increased evaporation, in better agreement with the observations, what partially corrects the warm bias detected at SIRTa as well as at the European scale, with both NP and SP physics. The NP physics creates boundary layer clouds that agree better with observations than the SP physics, but low level clouds and their radiative impact appear to be under-estimated by both physics, what contributes to the warm bias. The hydrological model modulates the seasonal and diurnal cycles of low level cloudiness, which is increased by ORC11, especially during winter. Then, the humid bias related to the NP atmospheric physics is further amplified with ORC11, what induces a cold bias and a too frequent occurrence of very low level clouds. A sensitivity study suggests shortcomings with the parametrization of turbulent transport in the surface layer, which is highly sensitive to the partition between sensible and latent heat fluxes, also controlled by the hydrological model. Additional work is required to improve these aspects. In particular, soil moisture and soil temperature measurements also available at the SIRTa site have not been used here, but they are central to a forthcoming study focused on the relationships between soil hydrodynamics and land surface fluxes in ORC11.

From a methodological point of view, this work underlines the added value of continuous evaluation at instrumented site to detect situations where the parametrizations do not perform satisfactorily and which impact the climate simulations. Owing to the NZ approach, detailed observations (e.g. turbulent and radiative fluxes at the surface, cloud information), not available at global scale, allow for

state-variable oriented diagnostics (e.g. near surface temperature) as well as process-oriented diagnostics (e.g. fluxes) concerning the facets of the parametrizations which impact on the climate simulations. We insist on the fact that the biases detected using the SIRTA observations and the NZ methodology are also present at the continental scale in AMIP-like climate runs. In summer, the SP-ORC2 version (used in the CMIP5A climate change projections) is about 1 K warmer than observations, both in the NZ configuration by comparison to the SIRTA observations and in AMIP-like runs. In winter, the NP-ORC11 version is about 2 K colder than the observations at SIRTA, and it is also about 2 K colder in AMIP-like runs. One has to keep in mind, however, that other biases due to the large-scale dynamics and/or the physics/dynamics feedback can also affect the AMIP runs.

This work stresses the importance of the coupling between land surface hydrology and the atmosphere when evaluating a set of parametrizations. The NZ approach intrinsically retains this coupling, what is not so easy in other popular approaches such as SCMs or Transpose-AMIP, which consists in running climate models in weather-forecast mode [Phillips *et al.* 2004]. An important problem faced by these approaches with respect to land surface/ atmosphere coupling is about soil moisture initialization [Dirmeyer 1995], because of the mismatch between the forcing and initialization fields and because the soil moisture generated by one model is not directly transferable to another model [Koster & Milly 1997]. Overall, the evaluation approach used in this work allows to investigate the feedback quality in the configuration acting in ESMs, with results potentially relevant for climate change projections. For instance, the better representation of the summer time evaporation with ORC11 and its consequences on the warm near-surface bias of the IPSL-CM5 ESM will probably contribute to reduce uncertainties in the climate change projection for regions where the soil moisture/temperature coupling is strong [Seneviratne *et al.* 2010]. An impact on the strength of the soil-moisture/precipitation coupling can also be expected, since both the atmospheric and the hydrological modules control the monthly mean value of the simulated precipitation (Figure A.3).

TABLE A.1 – Description of the variables in the SCTD Database

Variable	units	Description	Instru. Uncert.
tas	K	Average 2-m air temperature	± 0.2 K
hurs	%	2-m relative humidity	± 0.02 (%)
huss	kg.kg ⁻¹	2-m specific humidity	
pr	kg.m ⁻² .s ⁻¹	Precipitation (liquid + solid) at surface	
hfss	W.m ⁻²	Surface upward sensible heat flux	± 0.2 mm
hfsl	W.m ⁻²	Surface upward latent heat flux	
rlds	W.m ⁻²	Surface downwelling longwave radiation	± 4 W.m ⁻² at 1000 W.m ⁻²
rlus	W.m ⁻²	Surface upwelling longwave radiation	± 8 W.m ⁻² at 1000 W.m ⁻²
rsds	W.m ⁻²	Surface downwelling shortwave radiation	± 5 W.m ⁻² at 1000 W.m ⁻²
rsus	(W.m ⁻²)	Surface upwelling shortwave radiation	± 10 W.m ⁻² at 1000 W.m ⁻²
rlscs	(W.m ⁻²)	Surface downwelling longwave radiation, clear sky	
rsdscs	(W.m ⁻²)	Surface downwelling shortwave radiation, clear sky	
sfcwind	(m.s ⁻¹)	10m wind	0.1 m.s ⁻¹
clt		Total cloud fraction	
clbh		Cloud base height (1, 2, 3)	

TABLE A.2 – LMDZ configurations used for the simulations. the NP* physics is used in the sensitivity experiment described in A.5.2.2

Name	Surf. hydrology	Boundary layer	cloud scheme	convection
SP-ORC2	[Ducoudré <i>et al.</i> 1993] [Choisnel <i>et al.</i> 1995]	[Louis 1979] [Laval <i>et al.</i> 1981]	[Bony & Emanuel 2001]	[Emanuel 1991]
SP-ORC11	[De Rosnay <i>et al.</i> 2002b] [dOrgeval <i>et al.</i> 2008]	[Louis 1979] [Laval <i>et al.</i> 1981]	[Bony & Emanuel 2001]	[Emanuel 1991]
NP-ORC2	[Ducoudré <i>et al.</i> 1993] [Choisnel <i>et al.</i> 1995]	[Rio <i>et al.</i> 2012] [Yamada 1983]	[Jam <i>et al.</i> 2013]	[Hourdin <i>et al.</i> 2012] [Grandpeix & Lafore 2010]
NP-ORC11	[De Rosnay <i>et al.</i> 2002b] [dOrgeval <i>et al.</i> 2008]	[Rio <i>et al.</i> 2012] [Yamada 1983]	[Jam <i>et al.</i> 2013]	[Hourdin <i>et al.</i> 2012] [Grandpeix & Lafore 2010]
NP*-ORC11	[De Rosnay <i>et al.</i> 2002b] [dOrgeval <i>et al.</i> 2008]	[Rio <i>et al.</i> 2012] [Louis 1979]	[Jam <i>et al.</i> 2013]	[Hourdin <i>et al.</i> 2012] [Grandpeix & Lafore 2010]

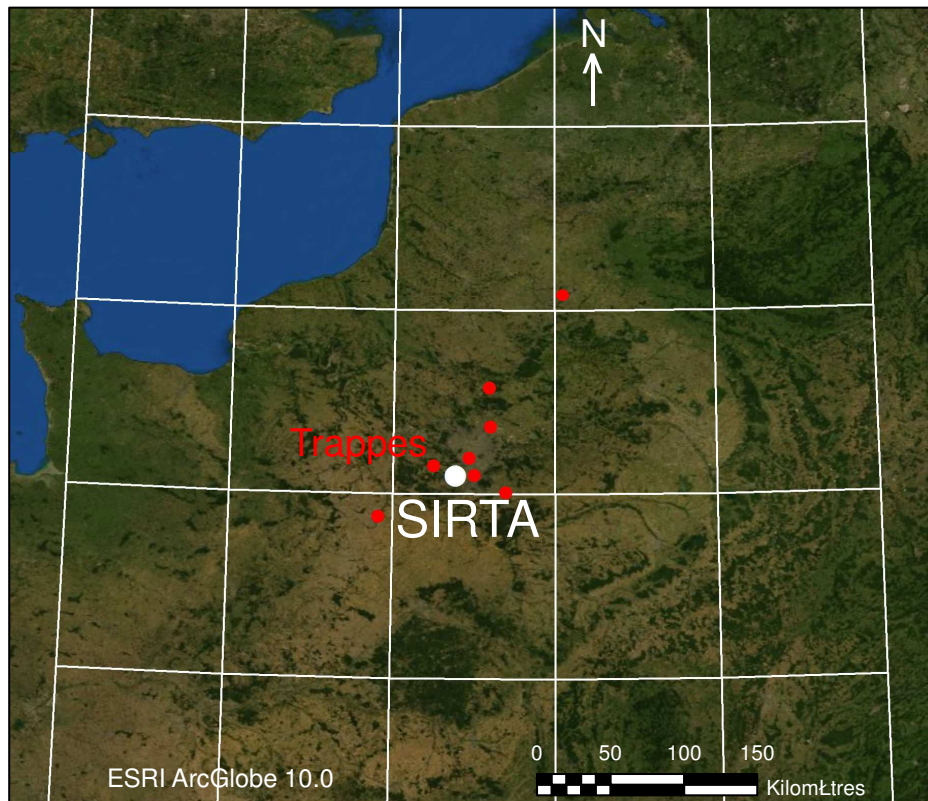


FIGURE A.1 – 8 stations (Trappes, Orly, Paris-Montsouris, Roissy, Melun , St Quentin, Chartres and Creil) with potential influence on spatial averages within the LMDZ grid mesh containing the Sirta site

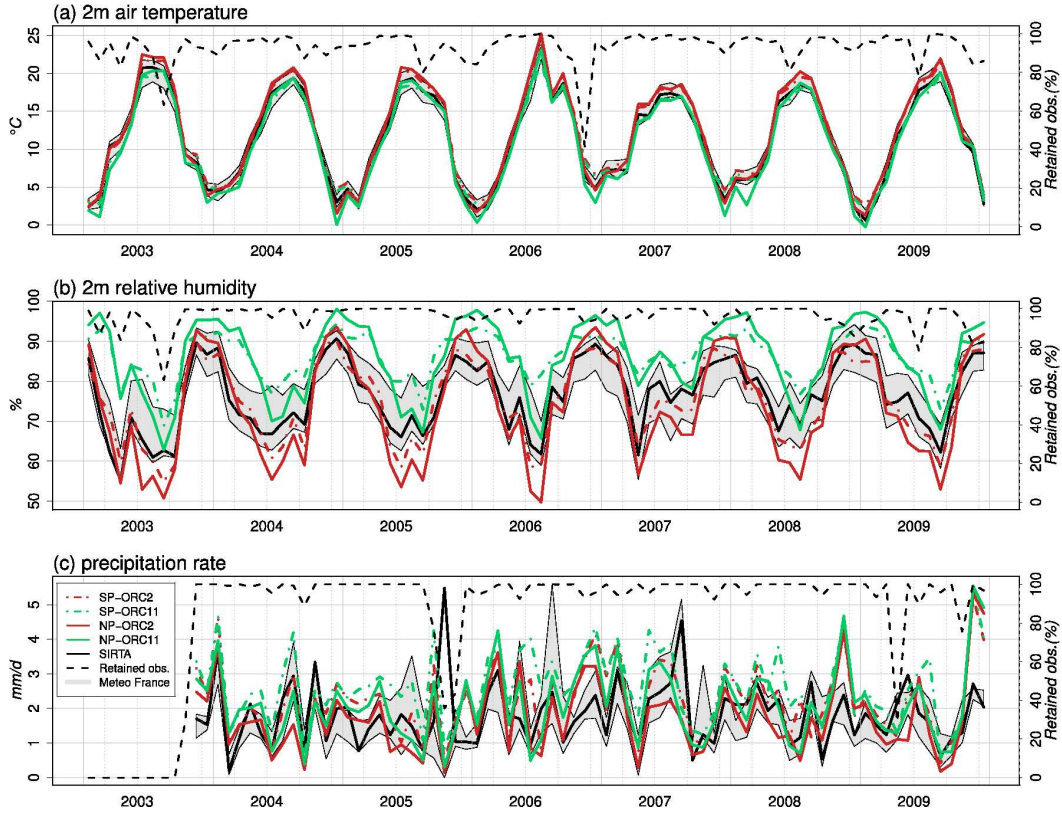


FIGURE A.2 – Monthly means time series for the 2-m temperature (upper panel), 2-m relative humidity (middle panel) and precipitation (lower panel). The grey shaded area corresponds to the min and max monthly mean values of 8 Météo-France stations with potential influence on spatial averages within the LMDZ grid mesh containing the SIRTa site.

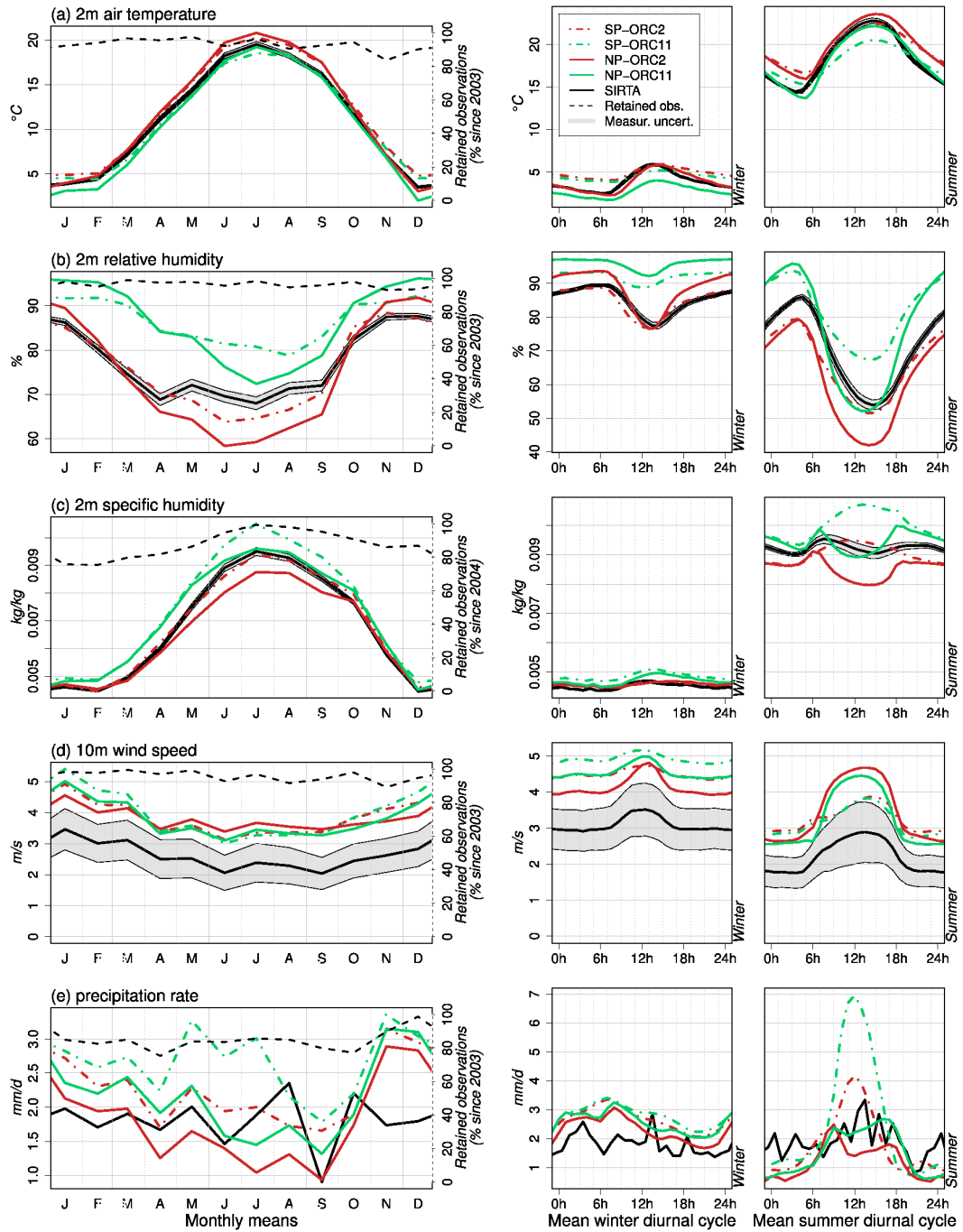


FIGURE A.3 – Mean seasonal and diurnal cycle (DJF and JJA) of the main meteorological variables. The dotted black line is the percentage of analyzed data with respect to the maximum number of measurements. The shaded area is deduced from the temporal variability attributed to each hourly estimation in the SCTD database. It is calculated as the standard deviation of each variable at the highest measurement frequency - typically 1 to 5 min- in one hour time interval (A.2.2)

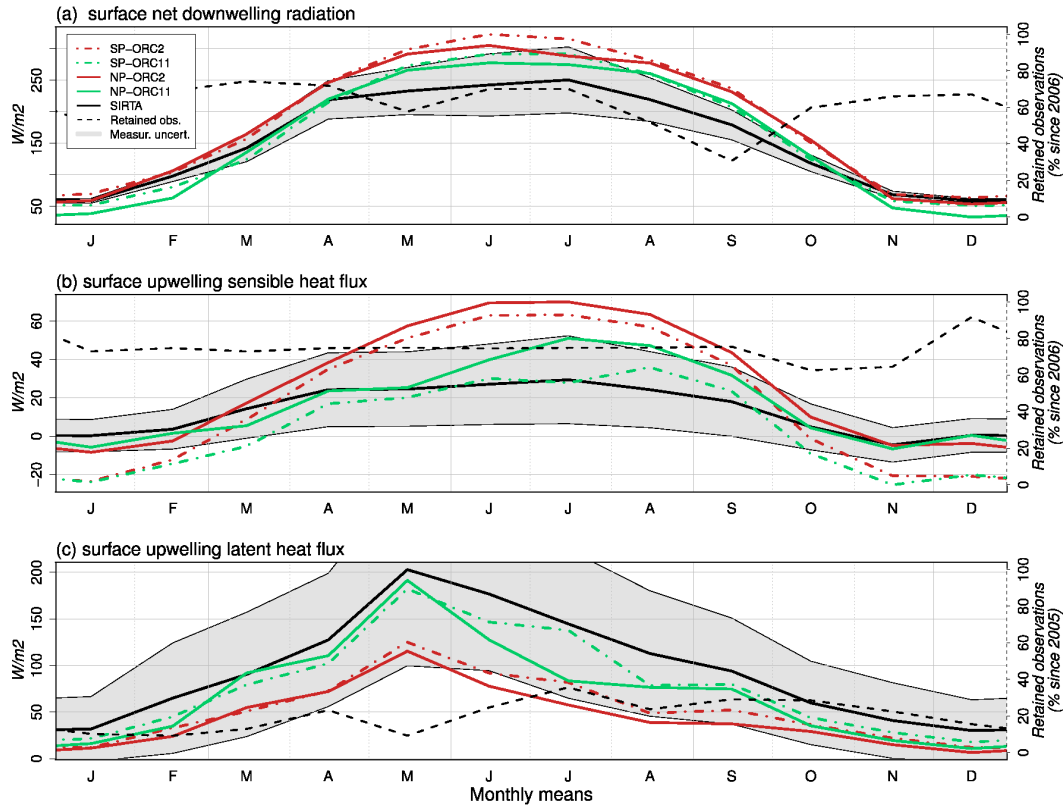


FIGURE A.4 – Mean seasonal and diurnal cycle of the main variables of the surface energy budget. The dotted black line is the percentage of analyzed data with respect to the maximum number of measurements. The shaded area is deduced from the temporal variability attributed to each hourly estimation in the SCTD database. It is calculated as the standard deviation of each variable at the highest measurement frequency - typically 1 to 5 min- in one hour time interval (A.2.2).

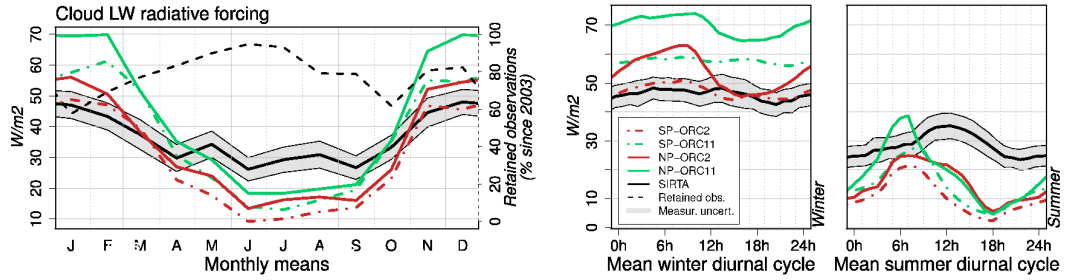


FIGURE A.5 – Mean seasonal and diurnal cycle of the longwave cloud radiative forcing. The dotted black line is the percentage of analyzed data with respect to the maximum number of measurements. The shaded area is deduced from the temporal variability attributed to each hourly estimation in the SCTD database. It is calculated as the standard deviation of each variable at the highest measurement frequency - typically 1 to 5 min- in one hour time interval (A.2.2).

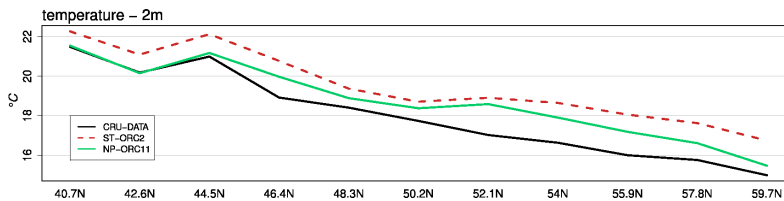


FIGURE A.6 – Zonal mean over the Europe-Asian continent of the 2-m temperature from 10-years (JJA :1982-1991) AMIP-like runs (with SP-ORC2 and NP-ORC11 models and from the CRU 2-m temperature database.

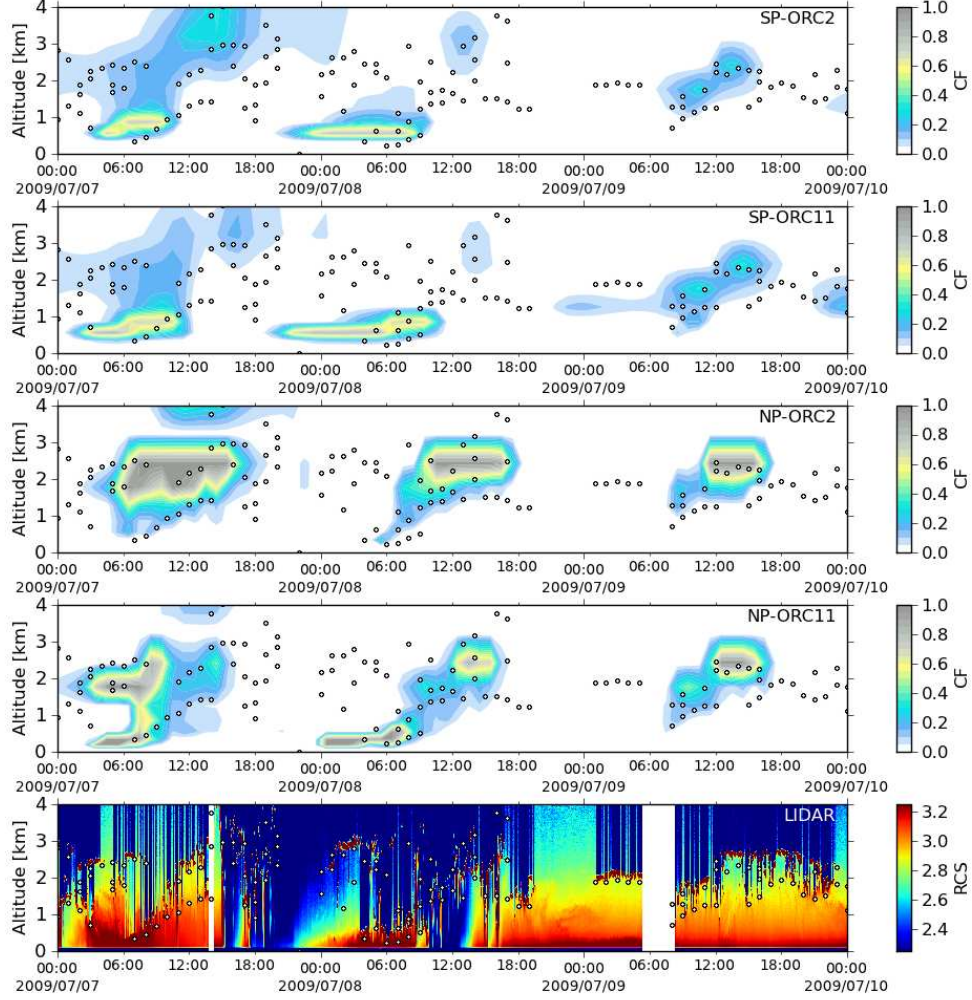


FIGURE A.7 – Upper four panels : Time series of the vertical profiles of cloud fraction from July 7th to July 9th 2009 for the four model configurations. The cloud base height derived from SIRTa lidar observations using the [Morille *et al.* 2007] signal processing algorithm is also shown (small circles). For each one-hour period, 120 lidar profiles are analyzed, and the two most frequently observed cloud base heights are derived and reported. A cloud imager is used to establish the types of clouds present from sunrise to sunset. Lower panel, corresponding time series of the profile of back-scattered lidar signal (Range Corrected Signal) used for detecting the cloud base heights

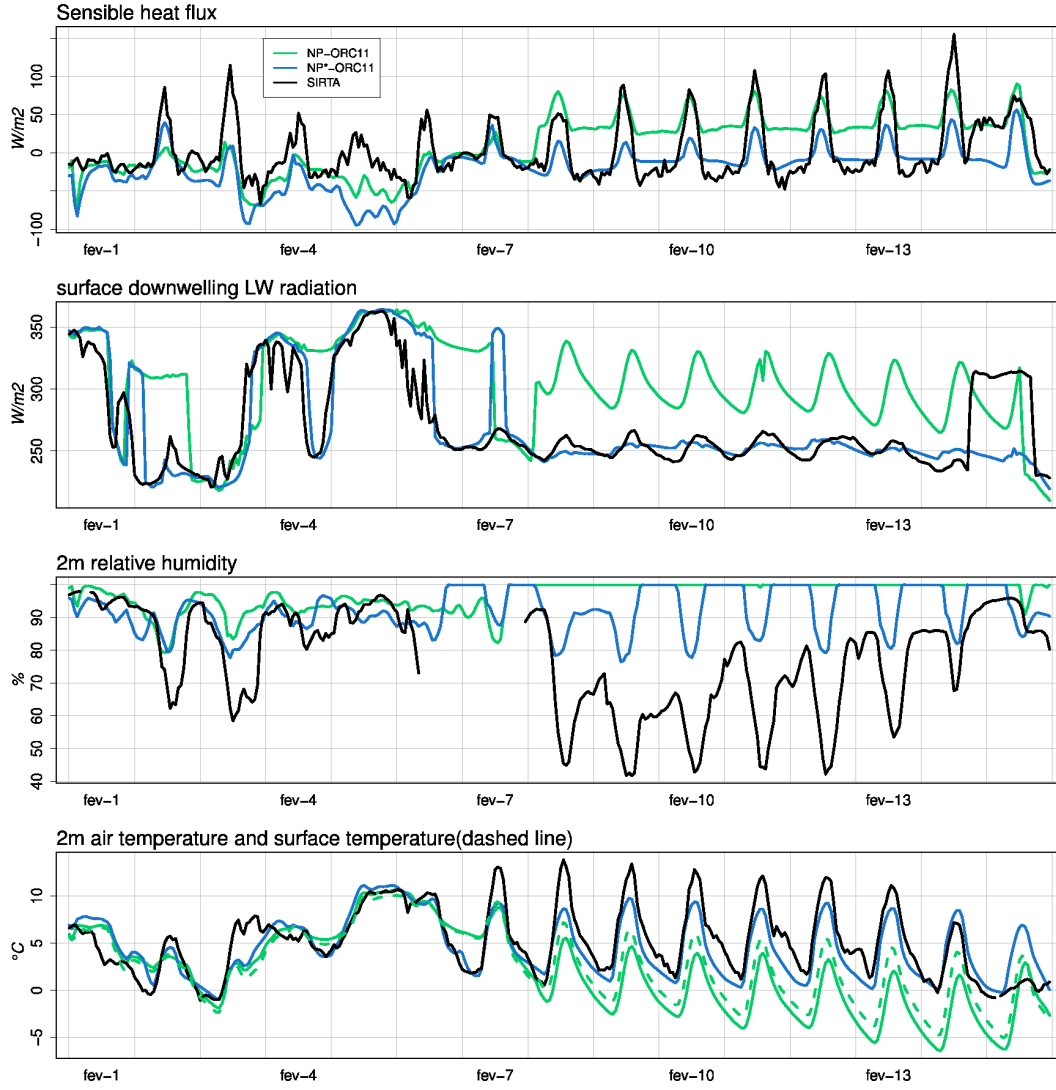


FIGURE A.8 – NP-ORC11, NP*-ORC11 with the Louis parametrization for the vertical diffusion simulations, SIRTA observations from February the first to February 16th 2008, when NP-ORC11 is strongly cold biased. Upper panel sensible heat flux, lower panel : 2-m temperature (and surface temperature for NP-ORC11), second panel from the bottom : 2-m relative humidity, second panel from the top surface downwelling LW radiation

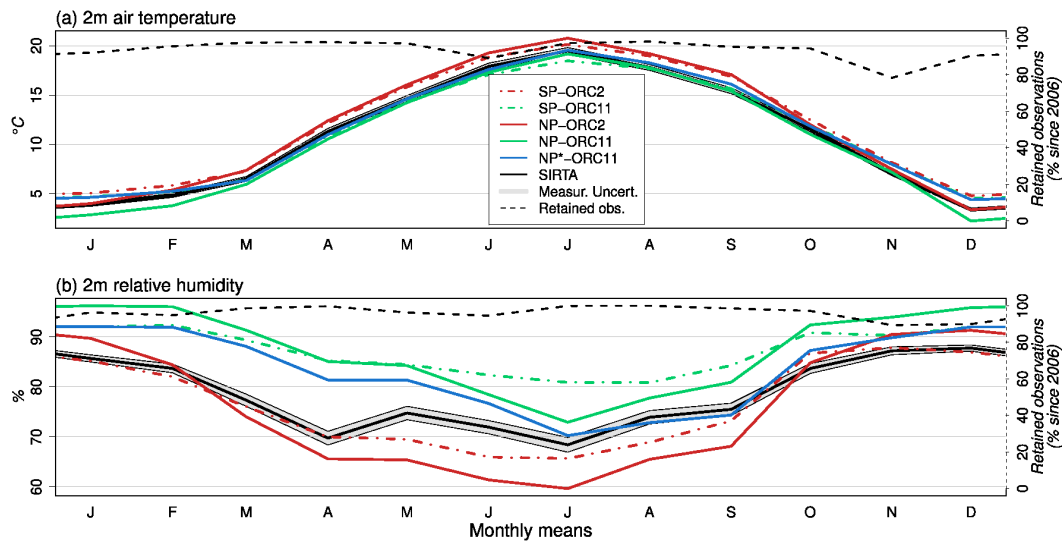


FIGURE A.9 – Impact of the modification of the vertical diffusion scheme in the NP atmospheric physics on the mean seasonal cycle of the 2-m temperature and relative humidity at SIRTa. (Same convection as in Figure A.3)

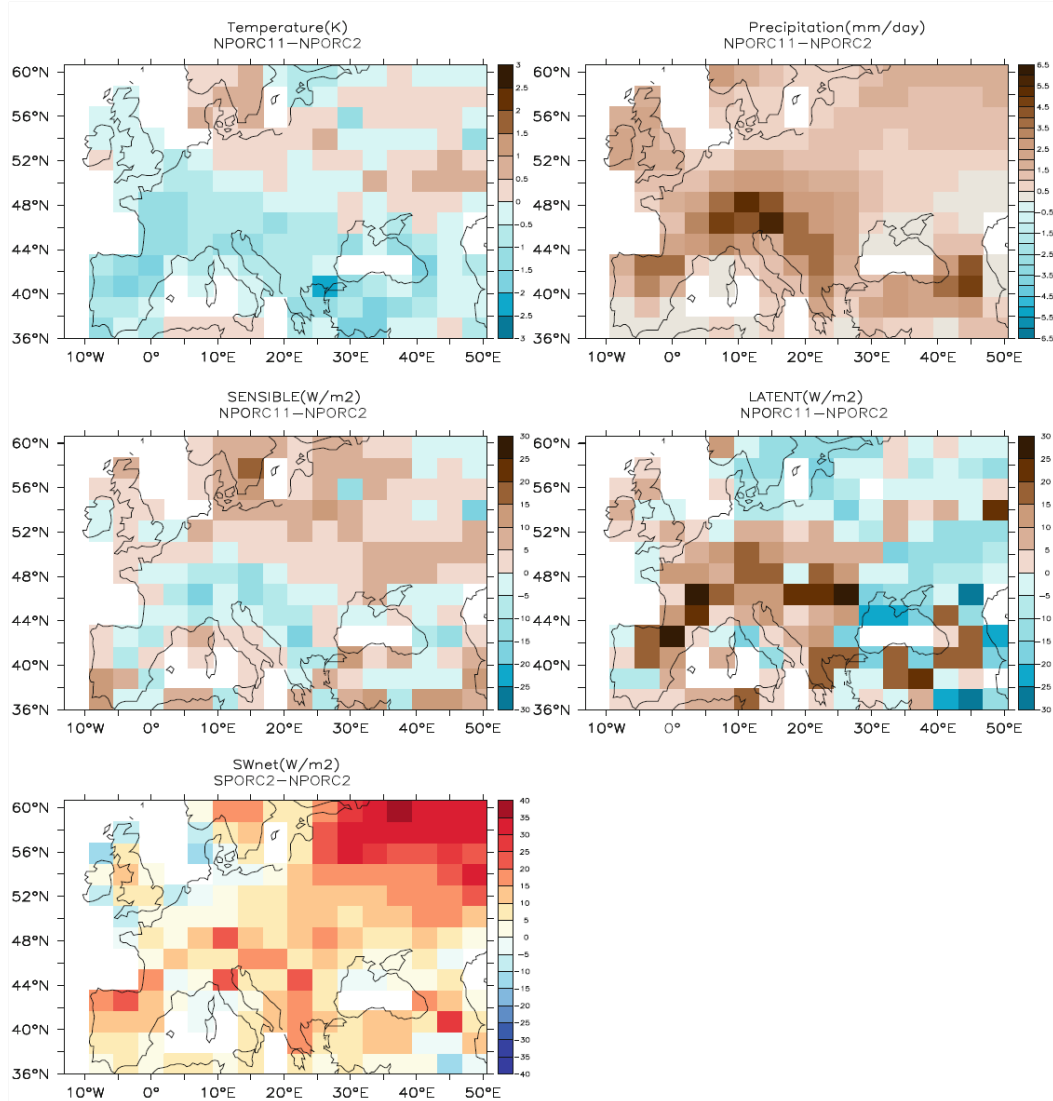


FIGURE A.10 – Comparison of 10-year AMIP-type runs (JJA :1982-1991) to global scale observations over Europe, for 2 m temperature, precipitation, and net surface SW radiation : (left) observations from CRU, GPCP and SRB respectively, (right) differences between SP-ORC2 and observations.

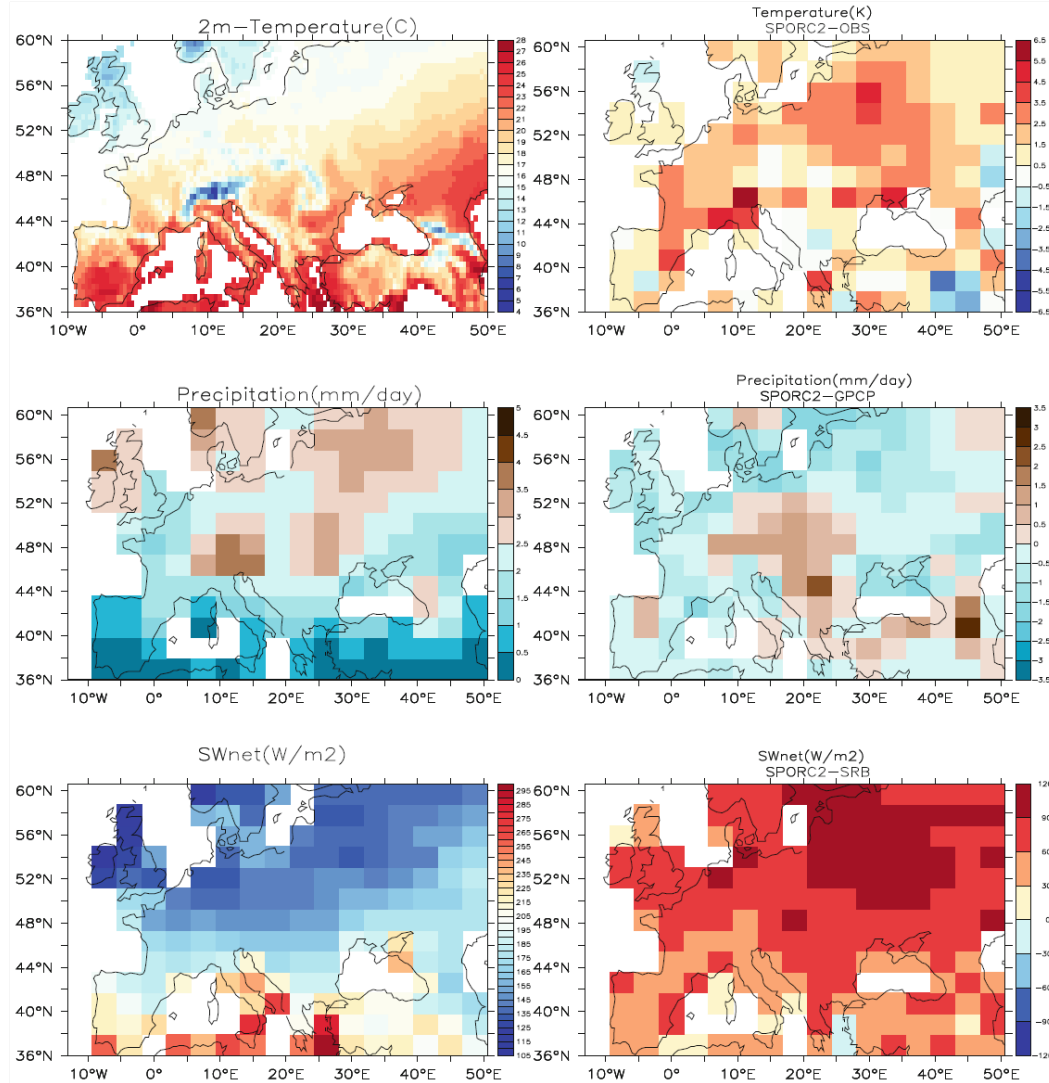


FIGURE A.11 – 10-year AMIP-type runs (JJA :1982-1991) over Europe : differences between NP-ORC11 and NP-ORC2 for 2 m temperature, precipitation and turbulent fluxes, and between SP-ORC2 and NP-ORC2 for net surface SW radiation.

Liste des notations

Acronymes

AGCM	Modèles de Circulation Générale Atmosphérique	16
CEA	Commissariat à l'Energie Atomique et aux énergies alternatives	55
CFL	Courant-Friedrichs-Lewy	46
CMIP	<i>Coupled Model Intercomparison Project</i>	76
GCM	modèle de climat global ou <i>global climate model</i>	16
GIEC	groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat	7
IPSL	Institut Pierre Simon Laplace	20
LAI	Leaf Area Index	28
LMD	Laboratoire de Météorologie Dynamique	50
LMDZ	LMDZoom	107
LSM	modèle de surface continentale ou <i>Land Surface Model</i>	17
MN	Modèle de Nappe	20
OGCM	Modèles Généraux de Circulation Océanique	17
ORCHIDEE	ORganizing Carbon and Hydrology In Dynamics EcosystEms	25
PFT	Plant Fonctional Type	28
SECHIBA	Schématisation des EChanges Hydriques à l'Interface Biosphère-Atmosphère	32
SIRTA	Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique	52
SST	température de surface des mers et océans <i>sea surface temperature</i>	113
SVAT	Sol Végétation Atmosphère Transfert	19
ZCIT	Zone de Convergence Inter Tropicale	11
ZG	zoomée guidée	51
ZNS	zone non saturée	20

Bibliographie

- [Abramopoulos *et al.* 1988] F. Abramopoulos, C. Rosenzweig et B. Choudhury. *Improved ground hydrology calculations for global climate models (GCMs) : Soil water movement and evapotranspiration*. Journal of Climate, vol. 1, no. 9, pages 921–941, 1988. (Cité en pages 19 et 80.)
- [Andrews *et al.* 2012] T. Andrews, J.M. Gregory, M.J. Webb et K.E. Taylor. *Forcing, feedbacks and climate sensitivity in CMIP5 coupled atmosphere-ocean climate models*. Geophysical Research Letters, vol. 39, no. 9, 2012. (Cité en page 110.)
- [Anyah *et al.* 2008] R.O. Anyah, C.P. Weaver, G. Miguez-Macho, Y. Fan et A. Robock. *Incorporating water table dynamics in climate modeling : 3. Simulated groundwater influence on coupled land-atmosphere variability*. Journal of Geophysical Research, vol. 113, no. D7, page D07103, 2008. (Cité en pages 21 et 80.)
- [Bechtold *et al.* 1996] P. Bechtold, S.K. Krueger, W.S. Lewellen, E. van Meijgaard, C.H. Moeng, D.A. Randall, A. Van Ulden et S. Wang. *Modeling a stratocumulus-topped PBL : Intercomparison among different one-dimensional codes and with large eddy simulation*. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 77, no. 9, pages 2033–2042, 1996. (Cité en page 141.)
- [Belward *et al.* 1999] A.S. Belward, J.E. Estes et K.D. Kline. *The IGBP-DIS global 1-km land-cover data set DISCover : A project overview*. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, vol. 65, no. 9, pages 1013–1020, 1999. (Cité en page 26.)
- [Betts 2007] A.K. Betts. *Coupling of water vapor convergence, clouds, precipitation, and land-surface processes*. Journal of geophysical research, vol. 112, no. D10, page D10108, 2007. (Cité en pages 79 et 140.)
- [Beven & Kirkby 1979] KJ Beven et MJ Kirkby. *A physically based, variable contributing area model of basin hydrology/Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant*. Hydrological Sciences Journal, vol. 24, no. 1, pages 43–69, 1979. (Cité en pages 80 et 83.)
- [Bony & Dufresne 2005] S. Bony et J.L. Dufresne. *Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models*. Geophysical Research Letters, vol. 32, no. 20, 2005. (Cité en page 141.)
- [Bony & Emanuel 2001] S. Bony et K.A. Emanuel. *A parameterization of the cloudiness associated with cumulus convection ; evaluation using TOGA COARE data*. Journal of the atmospheric sciences, vol. 58, no. 21, pages 3158–3183, 2001. (Cité en pages 141, 145 et 158.)

- [Bony *et al.* 2006] S. Bony, R. Colman, V.M. Kattsov, R.P. Allan, C.S. Bretherton, J.L. Dufresne, A. Hall, S. Hallegatte, M.M. Holland, W. Ingram *et al.* *How well do we understand and evaluate climate change feedback processes ?* Journal of Climate, vol. 19, no. 15, pages 3445–3482, 2006. (Cité en page 110.)
- [Bony *et al.* 2010] S. Bony, R. Colman, V.M. Kattsov, R.P. Allan, C.S. Bretherton, J.L. Dufresne, A. Hall, S. Hallegatte, M.M. Holland, W. Ingram *et al.* *How well do we understand and evaluate climate change feedback processes ?* J. Clim., vol. 19, pages 3445–3482, 2010. (Cité en page 110.)
- [Boone *et al.* 2009] A. Boone, P. de Rosnay, G. Balsamo, A. Beljaars, F. Chopin, B. Decharme, C. Delire, A. Ducharne, S. Gascoin, F. Guichard *et al.* *The AMMA Land Surface Model Intercomparison Project (ALMIP)*. Bull. Am. Meteorol. Soc., in press, vol. 90, pages 1865–1880, 2009. (Cité en page 34.)
- [Brooks *et al.* 2005] M.E. Brooks, R.J. Hogan *et al.* A.J. Illingworth. *Parameterizing the difference in cloud fraction defined by area and by volume as observed with radar and lidar*. Journal of the atmospheric sciences, vol. 62, no. 7, pages 2248–2260, 2005. (Cité en page 151.)
- [Brubaker *et al.* 2001] K.L. Brubaker, P.A. Dirmeyer, A. Sudradjat, B.S. Levy *et al.* F. Bernal. *A 36-yr climatological description of the evaporative sources of warm-season precipitation in the Mississippi River basin*. Journal of Hydrometeorology, vol. 2, no. 6, pages 537–557, 2001. (Cité en page 150.)
- [Buckingham 1907] E. Buckingham. *Studies on the movement of soil moisture*. US Government Printing Office, 1907. (Cité en page 82.)
- [Budyko 1956] M.I. Budyko. *Heat balance of the Earth surface (Teplpvoy balans zemnoy poverhnosti)*. Hydrometeoizdat, Leningrad (Russian), 1956. (Cité en page 31.)
- [Carsel & Parrish 1988] R.F. Carsel *et al.* R.S. Parrish. *Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics*. Water Resources Research, vol. 24, no. 5, pages 755–769, 1988. (Cité en pages 83 *et* 146.)
- [Cheruy & Aires 2009] F. Cheruy *et al.* F. Aires. *Cluster analysis of cloud properties over the southern european mediterranean area in observations and a model*. Monthly Weather Review, vol. 137, no. 10, pages 3161–3176, 2009. (Cité en page 151.)
- [Cheruy *et al.* 2012] F. Cheruy, A. Campoy, J.C. Dupond, A. Ducharne, F. Hourdin, M. Haeffelin, A. Chiriaco *et al.* A. Idelkadi. *Combined influence of atmospheric physics and soil hydrology on the simulated meteorology at the SIRTa atmospheric observatory*. Climate Dynamics, 2012. (Cité en pages 76, 79, 87, 89, 92, 102 *et* 106.)
- [Choisnel *et al.* 1995] E.M. Choissnel, S.V. Jourdain *et al.* C.J. Jacquart. *Climatological evaluation of some fluxes of the surface energy and soil water balances over France*. In Annales Geophysicae, volume 13, pages 666–674. Springer, 1995. (Cité en pages 146 *et* 158.)

- [Choisnel 1977] E. Choisnel. *Le bilan d'énergie et le bilan hydrique du sol*. La Météorologie, vol. 6, no. 11, pages 103–133, 1977. (Cité en pages 34 et 142.)
- [Coindreau *et al.* 2007] O. Coindreau, F. Hourdin, M. Haefelin, A. Mathieu et C. Rio. *Assessment of physical parameterizations using a global climate model with stretchable grid and nudging*. Monthly weather review, vol. 135, no. 4, pages 1474–1489, 2007. (Cité en pages 51, 52, 72, 75, 76, 87, 141, 146, 147 et 150.)
- [Comunian & Renard 2009] A. Comunian et P. Renard. *Introducing wwhypda : a world-wide collaborative hydrogeological parameters database*. Hydrogeology Journal, vol. 17, no. 2, pages 481–489, 2009. (Cité en page 106.)
- [Couvreur *et al.* 2010] F. Couvreur, F. Hourdin et C. Rio. *Resolved versus parametrized boundary-layer plumes. part i : a parametrization-oriented conditional sampling in large-eddy simulations*. Boundary-layer meteorology, vol. 134, no. 3, pages 441–458, 2010. (Cité en page 145.)
- [Cox *et al.* 1999] PM Cox, RA Betts, CB Bunton, RLH Essery, PR Rowntree et J Smith. *The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity*. Climate Dynamics, vol. 15, no. 3, pages 183–203, 1999. (Cité en page 112.)
- [Crossley *et al.* 2000] JF Crossley, J Polcher, PM Cox, N Gedney et S Planton. *Uncertainties linked to land-surface processes in climate change simulations*. Climate Dynamics, vol. 16, no. 12, pages 949–961, 2000. (Cité en page 112.)
- [Darcy 1856] H. Darcy. *Les fontaines de la ville de Dijon*. Victor Dalmont, Paris, 1856. (Cité en pages 70 et 82.)
- [De Rosnay & Polcher 1998] P. De Rosnay et J. Polcher. *Modelling root water uptake in a complex land surface scheme coupled to a GCM*. Hydrology and Earth System Sciences, vol. 2, pages 239–255, 1998. (Cité en pages 34 et 81.)
- [De Rosnay *et al.* 2000] P. De Rosnay, M. Bruen et J. Polcher. *Sensitivity of surface fluxes to the number of layers in the soil model used in GCMs*. Geophysical research letters, vol. 27, no. 20, pages 3329–3332, 2000. (Cité en pages 45, 47 et 85.)
- [De Rosnay *et al.* 2002a] P. De Rosnay, J. Polcher, M. Bruen et K. Laval. *Impact of a physically based soil water flow and soil-plant interaction representation for modeling large-scale land surface processes*. J. Geophys. Res., vol. 107, no. 10.1029, 2002. (Cité en pages 19, 75, 80, 82 et 84.)
- [De Rosnay *et al.* 2002b] P. De Rosnay, J. Polcher, M. Bruen et K. Laval. *Impact of a physically based soil water flow and soil-plant interaction representation for modeling large-scale land surface processes*. Journal of Geophysical Research, vol. 107, no. D11, page 4118, 2002. (Cité en pages 142, 146 et 158.)
- [De Rosnay 1999] P. De Rosnay. *Representation of the soil-vegetation-atmosphere interaction in the general circulation model of the Laboratoire de Météorologie Dynamique*. Ph.D. thesis, Université de Paris VI, 1999. (Cité en pages 31, 36, 37, 40 et 45.)

- [Deardorff 1970] J.W. Deardorff. *Convective velocity and temperature scales for the unstable planetary boundary layer and for Rayleigh convection*. Journal of the atmospheric sciences, vol. 27, no. 8, pages 1211–1213, 1970. (Cité en page 145.)
- [Decharme *et al.* 2011] B. Decharme, A. Boone, C. Delire et J. Noilhan. *Local evaluation of the Interaction between Soil Biosphere Atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions*. Journal of Geophysical Research, vol. 116, no. D20, page D20126, 2011. (Cité en page 80.)
- [Dee *et al.* 2011] DP Dee, SM Uppala, AJ Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, MA Balmaseda, G. Balsamo *et al.* *The ERA-Interim reanalysis : Configuration and performance of the data assimilation system*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 137, no. 656, pages 553–597, 2011. (Cité en page 87.)
- [Delta-T Devices 1999] Ltd Delta-T Devices. *Theta Probe Soil Moisture Sensor User Manual : Type ML2x*. Cambridge, CB5 0EJ, England, 1999. (Cité en page 62.)
- [Dirmeyer *et al.* 2009] P.A. Dirmeyer, C.A. Schlosser et K.L. Brubaker. *Precipitation, recycling, and land memory : An integrated analysis*. Journal of Hydrometeorology, vol. 10, no. 1, pages 278–288, 2009. (Cité en pages 79 et 150.)
- [Dirmeyer 1995] PA Dirmeyer. *Problems in initializing soil wetness*. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 76, no. 11, pages 2234–2240, 1995. (Cité en page 156.)
- [dOrgeval *et al.* 2008] T. dOrgeval, J. Polcher et P. De Rosnay. *Sensitivity of the West African hydrological cycle in ORCHIDEE to infiltration processes*. Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss, vol. 5, pages 2251–2292, 2008. (Cité en pages 35, 37, 41, 45, 47, 82, 83, 142, 146 et 158.)
- [Douville 2010] H. Douville. *Relative contribution of soil moisture and snow mass to seasonal climate predictability : a pilot study*. Climate Dynamics, vol. 34, no. 6, pages 797–818, 2010. (Cité en page 140.)
- [Ducharne & Laval 2000] A. Ducharne et K. Laval. *Influence of the realistic description of soil water-holding capacity on the global water cycle in a GCM*. Journal of Climate, vol. 13, pages 4393–4413, 2000. (Cité en pages 79, 102 et 146.)
- [Ducharne *et al.* 1998] A. Ducharne, K. Laval et J. Polcher. *Sensitivity of the hydrological cycle to the parametrization of soil hydrology in a GCM*. Climate dynamics, vol. 14, no. 5, pages 307–327, 1998. (Cité en pages 34, 35, 43 et 80.)
- [Ducoudré *et al.* 1993] N.I. Ducoudré, K. Laval et A. Perrier. *SECHIBA, a new set of parameterizations of the hydrologic exchanges at the land-atmosphere interface within the LMD atmospheric general circulation model*. Journal of Climate, vol. 6, no. 2, pages 248–273, 1993. (Cité en pages 26, 32, 80, 81, 142, 146 et 158.)

- [Dürr *et al.* 2005] H.H. Dürr, M. Meybeck et S.H. Dürr. *Lithologic composition of the Earth's continental surfaces derived from a new digital map emphasizing riverine material transfer*. Global biogeochemical cycles, vol. 19, no. 4, page GB4S10, 2005. (Cité en page 106.)
- [Emanuel 1991] K.A. Emanuel. *A scheme for representing cumulus convection in large-scale models*. Journal of the Atmospheric Sciences, vol. 48, no. 21, pages 2313–2329, 1991. (Cité en pages 145 et 158.)
- [Entekhabi *et al.* 1996] D. Entekhabi, I. Rodriguez-Iturbe et F. Castelli. *Mutual interaction of soil moisture state and atmospheric processes*. Journal of Hydrology, vol. 184, no. 1, pages 3–17, 1996. (Cité en page 79.)
- [Famiglietti & Wood 1994] J. S. Famiglietti et E. F. Wood. *Multiscale modeling of spatially variable water and energy balance processes*. Water Resour. Res., vol. 30, pages 3061–3078, 1994. (Cité en page 80.)
- [Fan & Miguez-Macho 2010] Y. Fan et G. Miguez-Macho. *Potential groundwater contribution to Amazon evapotranspiration*. Hydrology and Earth System Sciences, vol. 14, no. 10, pages 2039–2056, 2010. (Cité en pages 20 et 21.)
- [Fan *et al.* 2007] Y. Fan, G. Miguez-Macho, C.P. Weaver, R. Walko et A. Robock. *Incorporating water table dynamics in climate modeling : 1. Water table observations and equilibrium water table simulations*. J. Geophys. Res, vol. 112, page D10125, 2007. (Cité en page 21.)
- [Fan *et al.* 2013] Y. Fan, H. Li et G. Miguez-Macho. *Global Patterns of Groundwater Table Depth*. Science, vol. 339, no. 6122, pages 940–943, 2013. (Cité en page 20.)
- [Gascoin *et al.* 2009] S. Gascoin, A. Ducharne, P. Ribstein, Y. Lejeune et P. Wagon. *Dependence of bare soil albedo on soil moisture on the moraine of the Zongo glacier (Bolivia) : Implications for land surface modeling*. Journal of Geophysical Research (Atmospheres), vol. 114, no. D13, page 19102, 2009. (Cité en page 31.)
- [Gascoin 2009] S. Gascoin. *Etude des paramétrisations hydrologiques d'un modèle de surface continentale : importance des aquifères et des premiers centimètres du sol*. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI, 2009. (Cité en page 19.)
- [Gates 1992] W.L. Gates. *AMIP : The Atmospheric Model Intercomparison Project. Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison : Revision 1*. Rapport technique, Lawrence Livermore National Lab., CA (United States), 1992. (Cité en page 142.)
- [Gill 1982] A.E. Gill. *Atmosphere-ocean dynamics*, volume 30. Academic Pr, 1982. (Cité en page 11.)
- [Gleeson *et al.* 2011a] T. Gleeson, L. Marklund, L. Smith et A.H. Manning. *Classifying the water table at regional to continental scales*. Geophysical Research Letters, vol. 38, no. 5, page L05401, 2011. (Cité en page 80.)

- [Gleeson *et al.* 2011b] T. Gleeson, L. Smith, N. Moosdorf, J. Hartmann, H.H. Dürr, A.H. Manning, L.P.H. van Beek et AM Jellinek. *Mapping permeability over the surface of the Earth*. Geophysical Research Letters, vol. 38, no. 2, page L02401, 2011. (Cité en page 106.)
- [Goff & Gratch 1946] J.A. Goff et S. Gratch. *Low-pressure properties of water from-160 to 212 F*. Trans. Amer. Soc. Heat. Vent. Eng, vol. 51, pages 125–164, 1946. (Cité en page 143.)
- [Grandpeix & Lafore 2010] J.Y. Grandpeix et J.P. Lafore. *A density current parameterization coupled with Emanuel’s convection scheme. Part I : The models*. Journal of the Atmospheric Sciences, vol. 67, no. 4, pages 881–897, 2010. (Cité en pages 142, 145 et 158.)
- [Grandpeix *et al.*] J.Y. Grandpeix, J.P. Lafore et journal=Journal of the Atmospheric Sciences volume=67 number=4 pages=898–922 year=2010 Cheruy F. *A density current parameterization coupled with Emanuel’s convection scheme. Part II : 1D simulations*. (Cité en pages 142 et 145.)
- [Green & Ampt 1911] W.H. Green et G.A. Ampt. *Studies on soil physics*. J. Agric. Sci, vol. 4, no. 1, pages 1–24, 1911. (Cité en pages 34, 47 et 81.)
- [Guillod *et al.* 2012] B.P. Guillod, E.L. Davin, C. Kündig, G. Smiatek et S.I. Senéviratne. *Impact of soil map specifications for European climate simulations*. Climate Dynamics, pages 1–19, 2012. (Cité en page 104.)
- [Gulden *et al.* 2007a] L.E. Gulden, E. Rosero, Z. Yang, M. Rodell, C.S. Jackson, G. Niu, P.J. Yeh et J. Famiglietti. *Improving land-surface model hydrology : Is an explicit aquifer model better than a deeper soil profile ?* Geophysical research letters, vol. 34, no. 9, page 9402, 2007. (Cité en page 21.)
- [Gulden *et al.* 2007b] L.E. Gulden, E. Rosero, Z. Yang, M. Rodell, C.S. Jackson, G. Niu, P.J. Yeh et J. Famiglietti. *Improving land-surface model hydrology : Is an explicit aquifer model better than a deeper soil profile ?* Geophysical research letters, vol. 34, no. 9, page 9402, 2007. (Cité en pages 80 et 104.)
- [Haefelin *et al.* 2005] M. Haefelin, L. Barthès, O. Bock, C. Boitel, S. Bony, D. Bouniol, H. Chepfer, M. Chiriaco, J. Cuesta, J. Delanoë *et al.* *SIRTA, a ground-based atmospheric observatory for cloud and aerosol research*. In Annales Geophysicae, volume 23, pages 253–275, 2005. (Cité en pages 80, 87, 141 et 142.)
- [Hansen *et al.* 1984] J. Hansen, A. Lacis, D. Rind, G. Russell, P. Stone, I. Fung, R.F. Ruedy et J. Lerner. *Climate sensitivity : Analysis of feedback mechanisms*. Geophysical Monograph Series, vol. 29, pages 130–163, 1984. (Cité en page 110.)
- [Hourdin *et al.* 2006] F. Hourdin, I. Musat, S. Bony, P. Braconnot, F. Codron, J.L. Dufresne, L. Fairhead, M.A. Filiberti, P. Friedlingstein, J.Y. Grandpeix *et al.* *The LMDZ4 general circulation model : climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection*. Climate Dynamics, vol. 27, no. 7, pages 787–813, 2006. (Cité en pages 50, 81, 87 et 144.)

- [Hourdin *et al.* 2012] F. Hourdin, J-Y. Grandpeix, C. Rio et S. Bony. *LMDZ5B : the atmospheric component of the IPSL climate model with revisited parameterizations for clouds and convection*. Climate Dynamics, 2012. (Cité en pages 50, 76, 87, 105, 142 et 158.)
- [IPCC 2007] IPCC. Climate change 2007 : The physical science basis. Cambridge University Press, 2007. (Cité en pages 7 et 110.)
- [Jacob *et al.* 2007] D. Jacob, L. B rring, O.B. Christensen, J.H. Christensen, M. de Castro, M. D qu , F. Giorgi, S. Hagemann, M. Hirschi, R. Jones *et al.* *An inter-comparison of regional climate models for Europe : model performance in present-day climate*. Climatic Change, vol. 81, pages 31–52, 2007. (Cité en page 102.)
- [Jam *et al.* 2013] A Jam, F Hourdin, C Rio et F Couvreur. *Resolved versus parametrized boundary-layer plumes. Part III : a diagnostic boundary-layer cloud parameterization derived from large eddy simulations*. Boundary-Layer Meteorol. doi, vol. 10, 2013. (Cité en pages 142, 145 et 158.)
- [Jeuken *et al.* 1996] ABM Jeuken, PC Siegmund, LC Heijboer, J Feichter et L Bengtsson. *On the potential of assimilating meteorological analyses in a global climate model for the purpose of model validation*. Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012), vol. 101, no. D12, pages 16939–16950, 1996. (Cité en page 147.)
- [Jones *et al.* 1999] PD Jones, M New, DE Parker, S Martin et IG Rigor. *Surface air temperature and its changes over the past 150 years*. Reviews of Geophysics, vol. 37, no. 2, pages 173–199, 1999. (Cité en page 153.)
- [Kalnay & Cai 2003] E. Kalnay et M. Cai. *Impact of urbanization and land-use change on climate*. Nature, vol. 423, no. 6939, pages 528–531, 2003. (Cité en page 112.)
- [Klein *et al.* 2006] S.A. Klein, X. Jiang, J. Boyle, S. Malyshev et S. Xie. *Diagnosis of the summertime warm and dry bias over the US Southern Great Plains in the GFDL climate model using a weather forecasting approach*. Geophysical research letters, vol. 33, no. 18, page L18805, 2006. (Cité en page 102.)
- [Kollet & Maxwell 2008] S.J. Kollet et R.M. Maxwell. *Capturing the influence of groundwater dynamics on land surface processes using an integrated, distributed watershed model*. Water Resources Research, vol. 44, no. 2, page W02402, 2008. (Cité en page 80.)
- [Koster & Milly 1997] R.D. Koster et P.C.D. Milly. *The interplay between transpiration and runoff formulations in land surface schemes used with atmospheric models*. Journal of Climate, vol. 10, no. 7, pages 1578–1591, 1997. (Cité en page 156.)
- [Koster & Suarez 2001] R.D. Koster et M.J. Suarez. *Soil moisture memory in climate models*. Journal of hydrometeorology, vol. 2, pages 558–570, 2001. (Cité en page 79.)

- [Koster *et al.* 2000] R.D. Koster, M.J. Suarez, A. Ducharne, M. Stieglitz et P. Kumar. *A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model. I- Model structure*. Journal of geophysical research, vol. 105, no. 24, pages 24809–24822, 2000. (Cité en page 80.)
- [Koster *et al.* 2004] R.D. Koster, P.A. Dirmeyer, Z. Guo, G. Bonan, E. Chan, P. Cox, CT Gordon, S. Kanae, E. Kowalczyk, D. Lawrence *et al.* *Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation*. Science, vol. 305, no. 5687, page 1138, 2004. (Cité en pages 79, 140 et 150.)
- [Krinner *et al.* 2005] G. Krinner, N. Viovy, N. de Noblet-Ducoudré, J. Ogée, J. Polcher, P. Friedlingstein, P. Ciais, S. Sitch et I.C. Prentice. *A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system*. Global Biogeochem. Cycles, vol. 19, no. 1, page 33, 2005. (Cité en pages 81 et 146.)
- [Laval *et al.* 1981] K. Laval, R. Sadourny et Y. Serafini. *Land surface processes in a simplified general circulation model*. Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics, vol. 17, no. 1, pages 129–150, 1981. (Cité en pages 144 et 158.)
- [Lehner & Doll 2004] B. Lehner et P. Doll. *Development and validation of a global database of lakes, reservoirs and wetlands*. Journal of Hydrology, vol. 296, no. 1, pages 1–22, 2004. (Cité en page 27.)
- [L'Hôte 1990] Yann L'Hôte. *Historique du concept de cycle de l'eau et des premières mesures hydrologiques en Europe*. Hydrologie continentale, vol. 5, no. 1, pages 13–27, 1990. (Cité en page 4.)
- [Liang *et al.* 2003] X. Liang, Z. Xie et M. Huang. *A new parameterization for surface and groundwater interactions and its impact on water budgets with the variable infiltration capacity (VIC) land surface model*. J. Geophys. Res., vol. 108, no. D16, pages 8613–8629, 2003. (Cité en pages 19 et 80.)
- [Lo & Famiglietti 2010] M.-H. Lo et J. S. Famiglietti. *Effect of water table dynamics on land surface hydrologic memory*. J. Geophys. Res., vol. 115, page D22118, 2010. (Cité en pages 21 et 80.)
- [Lo & Famiglietti 2011] M.H. Lo et J.S. Famiglietti. *Precipitation response to land subsurface hydrologic processes in atmospheric general circulation model simulations*. Journal of Geophysical Research, vol. 116, no. D5, page D05107, 2011. (Cité en pages 21, 80, 102 et 106.)
- [Long & Ackerman 2000] C.N. Long et T.P. Ackerman. *Identification of clear skies from broadband pyranometer measurements and calculation of downwelling shortwave cloud effects*. Journal of Geophysical Research, vol. 105, no. D12, pages 15609–15, 2000. (Cité en page 143.)
- [Long & Turner 2008] C.N. Long et D.D. Turner. *A method for continuous estimation of clear-sky downwelling longwave radiative flux developed using ARM surface measurements*. Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012), vol. 113, no. D18, 2008. (Cité en page 143.)

- [Long *et al.* 2006] C.N. Long, T.P. Ackerman, K.L. Gaustad et J.N.S. Cole. *Estimation of fractional sky cover from broadband shortwave radiometer measurements*. Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012), vol. 111, no. D11, 2006. (Cité en page 144.)
- [Louis 1979] Jean-Francois Louis. *A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere*. Boundary-Layer Meteorology, vol. 17, no. 2, pages 187–202, 1979. (Cité en pages 145, 153, 154 et 158.)
- [Loveland *et al.* 2000] TR Loveland, BC Reed, JF Brown, DO Ohlen, Z Zhu, LWMJ Yang et JW Merchant. *Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1 km AVHRR data*. International Journal of Remote Sensing, vol. 21, no. 6-7, pages 1303–1330, 2000. (Cité en page 27.)
- [Manabe 1969] S. Manabe. *Climate and the ocean circulation 1. The atmospheric circulation and the hydrology of the Earth's surface*. Monthly Weather Review, vol. 97, no. 11, pages 739–774, 1969. (Cité en pages 18, 32, 80, 86 et 146.)
- [Maxwell & Miller 2005] R.M. Maxwell et N.L. Miller. *Development of a coupled land surface and groundwater model*. Journal of Hydrometeorology, vol. 6, no. 3, pages 233–247, 2005. (Cité en page 80.)
- [Meehl *et al.* 2000] G.A. Meehl, G.J. Boer, C. Covey, M. Latif et R.J. Stouffer. *The coupled model intercomparison project (CMIP)*. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 81, no. 2, pages 313–318, 2000. (Cité en page 109.)
- [Miguez-Macho *et al.* 2007] G. Miguez-Macho, Y. Fan, C.P. Weaver, R. Walko et A. Robock. *Incorporating water table dynamics in climate modeling : 2. Formulation, validation, and soil moisture simulation*. Journal of geophysical research, vol. 112, no. D13, page D13108, 2007. (Cité en pages 21 et 44.)
- [Miller & Gaskin 1997] JD Miller et GJ Gaskin. *The development and application of the ThetaProbe soil water sensor*. MLURI. Technical note, 1997. (Cité en page 64.)
- [Milly 1992] PCD Milly. *Potential evaporation and soil moisture in general circulation models*. Journal of climate, vol. 5, no. 3, pages 209–226, 1992. (Cité en page 31.)
- [Morille *et al.* 2007] Y. Morille, M. Haeffelin, P. Drobinski et J. Pelon. *STRAT : An automated algorithm to retrieve the vertical structure of the atmosphere from single-channel lidar data*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, vol. 24, no. 5, pages 761–775, 2007. (Cité en pages 144 et 164.)
- [Mualem 1976] Y. Mualem. *A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media*. Water Resources Research, vol. 12, no. 3, pages 513–522, 1976. (Cité en pages 39, 82 et 146.)
- [Neggers *et al.* 2011] R.A.J. Neggers, T. Heus et A.P. Siebesma. *Overlap statistics of cumuliiform boundary-layer cloud fields in large-eddy simulations*. Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012), vol. 116, no. D21, 2011. (Cité en page 151.)

- [Neggers *et al.* 2012] RAJ Neggers, AP Siebesma et T Heus. *Continuous single-column model evaluation at a permanent meteorological supersite*. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 93, no. 9, pages 1389–1400, 2012. (Cité en page 141.)
- [Ngo-Duc *et al.* 2005] T. Ngo-Duc, J. Polcher et K. Laval. *A 53-year forcing data set for land surface models*. Journal of Geophysical Research, vol. 110, no. D6, page D06116, 2005. (Cité en page 50.)
- [Ngo-Duc *et al.* 2007] T. Ngo-Duc, K. Laval, G. Ramillien, J. Polcher et A. Cazeau. *Validation of the land water storage simulated by Organising Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems (ORCHIDEE) with Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) data*. Water Resour. Res, vol. 43, page W04427, 2007. (Cité en page 26.)
- [Niu & Yang 2003] G.Y. Niu et Z.L. Yang. *The versatile integrator of surface atmospheric processes : : Part 2 : evaluation of three topography-based runoff schemes*. Global and Planetary Change, vol. 38, no. 1-2, pages 191–208, 2003. (Cité en page 80.)
- [Niu *et al.* 2007] G.Y. Niu, Z.L. Yang, R.E. Dickinson, L.E. Gulden et H. Su. *Development of a simple groundwater model for use in climate models and evaluation with Gravity Recovery and Climate Experiment data*. J. Geophys. Res, vol. 112, page D07103, 2007. (Cité en page 80.)
- [Oki & Kanae 2006] T. Oki et S. Kanae. *Global hydrological cycles and world water resources*. science, vol. 313, no. 5790, pages 1068–1072, 2006. (Cité en page 5.)
- [Oki *et al.* 1999] T. Oki, T. Nishimura et P. Dirmeyer. *Assessment of annual runoff from land surface models using Total Runoff Integrating Pathways (TRIP)*. J. Meteorol. Soc. Jpn, vol. 77, pages 235–255, 1999. (Cité en page 27.)
- [Oki *et al.* 2004] T. Oki, D. Entekhabi et T.I. Harrold. *The global water cycle*. State of the Planet : Frontiers and Challenges in Geophysics, no. 150, page 414, 2004. (Cité en page 79.)
- [Olson *et al.* 2001] D.M. Olson, E. Dinerstein, E.D. Wikramanayake, N.D. Burgess, G.V.N. Powell, E.C. Underwood, J.A. D’amico, I. Itoua, H.E. Strand, J.C. Morrison *et al.* *Terrestrial Ecoregions of the World : A New Map of Life on Earth : A new global map of terrestrial ecoregions provides an innovative tool for conserving biodiversity*. BioScience, vol. 51, no. 11, pages 933–938, 2001. (Cité en page 146.)
- [Peixoto & Oort 1992] J. Peixoto et A. Oort. *Physics of climate*. American Institute of physics, New York, 1992. (Cité en page 102.)
- [Petit *et al.* 1999] J.R. Petit, J. Jouzel, D. Raynaud, NI Barkov, JM Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delaygue *et al.* *Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica*. Nature, vol. 399, no. 6735, pages 429–436, 1999. (Cité en page 9.)
- [Phillips *et al.* 2004] T.J. Phillips, G.L. Potter, D.L. Williamson, R.T. Cederwall, J.S. Boyle, M. Fiorino, J.J. Hnilo, J.G. Olson, S. Xie et J.J. Yio. *Evaluating*

- parameterizations in general circulation models : Climate simulation meets weather prediction*. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 85, no. 12, pages 1903–1915, 2004. (Cité en page 156.)
- [Pielke *et al.* 2002] R.A. Pielke, G. Marland, R.A. Betts, T.N. Chase, J.L. Eastman, J.O. Niles, S.W. Running *et al.* *The influence of land-use change and landscape dynamics on the climate system : relevance to climate-change policy beyond the radiative effect of greenhouse gases*. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences, vol. 360, no. 1797, pages 1705–1719, 2002. (Cité en page 112.)
- [Pitman 2003] A.J. Pitman. *The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models*. International Journal of Climatology, vol. 23, no. 5, pages 479–510, 2003. (Cité en page 34.)
- [Polcher 1995] J. Polcher. *Sensitivity of tropical convection to land surface processes*. J. Atmos. Sci., vol. 52, pages 3143–3161, 1995. (Cité en page 102.)
- [Quesada *et al.* 2012] B. Quesada, R. Vautard, P. Yiou, M. Hirschi et S.I. Senéviratne. *Asymmetric European summer heat predictability from wet and dry southern winters and springs*. Nature Climate Change, 2012. (Cité en page 79.)
- [Randall *et al.* 1996] D.A. Randall, K.M. Xu, R.J.C. Somerville et S. Iacobellis. *Single-column models and cloud ensemble models as links between observations and climate models*. Journal of Climate, vol. 9, no. 8, pages 1683–1697, 1996. (Cité en page 140.)
- [Reichler & Kim 2008] T. Reichler et J. Kim. *How well do coupled models simulate today's climate ?* Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 89, no. 3, pages 303–311, 2008. (Cité en page 144.)
- [Reynolds *et al.* 1999] CA Reynolds, TJ Jackson et WJ Rawls. *Estimating available water content by linking the FAO soil map of the world with global soil profile databases and pedo-transfer functions*. Eos Trans. AGU, vol. 80, page 17, 1999. (Cité en page 27.)
- [Reynolds *et al.* 2000] CA Reynolds, TJ Jackson et WJ Rawls. *Estimating soil water-holding capacities by linking the Food and Agriculture Organization soil map of the world with global pedon databases and continuous pedotransfer functions*. Water Resources Research, vol. 36, no. 12, pages 3653–3662, 2000. (Cité en page 146.)
- [Richards 1931] L.A. Richards. *Capillary conduction of liquids through porous mediums*. Physics, vol. 1, no. 5, pages 318–333, 1931. (Cité en pages 19, 34 et 81.)
- [Rio & Hourdin 2008] C. Rio et F. Hourdin. *A thermal plume model for the convective boundary layer : representation of cumulus clouds*. Journal of the Atmospheric Sciences, vol. 65, no. 2, pages 407–425, 2008. (Cité en page 145.)

- [Rio *et al.* 2009] C Rio, F Hourdin, J-Y Grandpeix et J-P Lafore. *Shifting the diurnal cycle of parameterized deep convection over land*. Geophysical Research Letters, vol. 36, no. 7, 2009. (Cité en page 150.)
- [Rio *et al.* 2010] C Rio, F Hourdin, F Couvreux et A Jam. *Resolved versus parameterized boundary-layer plumes. Part II : continuous formulations of mixing rates for mass-flux schemes*. Boundary-Layer Meteorology, vol. 135, no. 3, pages 469–483, 2010. (Cité en page 145.)
- [Rio *et al.* 2012] C. Rio, J-Y. Grandpeix, F. Hourdin, F. Guichard, F. Couvreux, J-P. Lafore, A. Fridlind, A. Mrowiec, S. Bony, N. Rochetin, R. Roehrig, A. Idelkadi, M-P. Lefebvre et I. Musat. *Control of deep convection by sub-cloud lifting processes : The ALP closure in the LMDZ5B general circulation model*. Climate Dynamics, 2012. (Cité en pages 50, 76, 87, 105, 142 et 158.)
- [Rogelj *et al.* 2012] J. Rogelj, M. Meinshausen et R. Knutti. *Global warming under old and new scenarios using IPCC climate sensitivity range estimates*. Nature Climate Change, vol. 2, no. 4, pages 248–253, 2012. (Cité en page 110.)
- [Roth *et al.* 1992] C.H. Roth, M.A. Malicki et R. Plagge. *Empirical evaluation of the relation of the relationship between soil dielectric constant and volumetric water content as a basis for calibrating soil moisture measurement*. J. Soil Sci, vol. 43, pages 1–13, 1992. (Cité en page 62.)
- [Schär *et al.* 1999] C. Schär, D. Lüthi, U. Beyerle et E. Heise. *The soil-precipitation feedback : A process study with a regional climate model*. Journal of Climate, vol. 12, no. 3, pages 722–741, 1999. (Cité en pages 79, 99, 102, 106 et 150.)
- [Sellers *et al.* 1997] PJ Sellers, RE Dickinson, DA Randall, AK Betts, FG Hall, JA Berry, GJ Collatz, AS Denning, HA Mooney, CA Nobre *et al.* *Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere*. Science, vol. 275, no. 5299, pages 502–509, 1997. (Cité en pages 18 et 19.)
- [Seneviratne *et al.* 2006] S.I. Seneviratne, D. Lüthi, M. Litschi et C. Schär. *Land-atmosphere coupling and climate change in Europe*. Nature, vol. 443, no. 7108, pages 205–209, 2006. (Cité en pages 7, 112 et 140.)
- [Seneviratne *et al.* 2010] S.I. Seneviratne, T. Corti, E.L. Davin, M. Hirschi, E.B. Jaeger, I. Lehner, B. Orlowsky et A.J. Teuling. *Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate : A review*. Earth-Science Reviews, 2010. (Cité en pages 79 et 156.)
- [Shiklomanov *et al.* 2003] I.A Shiklomanov, J.C. Rodda *et al.* *World water resources at the beginning of the twenty-first century*. Cambridge University Press Cambridge,, UK, 2003. (Cité en page 6.)
- [Sitch *et al.* 2003] S Sitch, B Smith, I Colin Prentice, A Arneth, A Bondeau, W Cramer, JO Kaplan, S Levis, W Lucht, MT Sykes *et al.* *Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model*. Global Change Biology, vol. 9, no. 2, pages 161–185, 2003. (Cité en page 26.)

- [Stieglitz *et al.* 1997] M. Stieglitz, M. Rind, J. Famiglietti et C. Rosenzweig. *An efficient approach to modeling the topographic control of surface hydrology for regional and global modeling*. J. Clim., vol. 10, pages 118–137, 1997. (Cité en page 80.)
- [Str ckmeier & Richts 2008] W.F. Str ckmeier et A. Richts. *Groundwater Resources Map of the World 1 : 25 000 000 (edition 2008)*. BGR and UNESCO, 2008. <http://www.whymap.org/>. (Cité en page 106.)
- [Taylor *et al.*] K. Taylor, R.J. Stouffer et G.A. Meehl. *A summary of the CMIP5 Experiment Design*. WCRP Report. 33 pp. (Cité en page 109.)
- [Thiessen 1911] A.H. Thiessen. *Precipitation averages for large areas*. Monthly weather review, vol. 39, no. 7, pages 1082–1089, 1911. (Cité en page 147.)
- [Topp *et al.* 1980] G.C. Topp, J.L. Davis, A.P. Annan *et al.* *Electromagnetic determination of soil water content : Measurements in coaxial transmission lines*. Water Resour. Res., vol. 16, no. 3, pages 574–582, 1980. (Cité en page 62.)
- [Trenberth & Caron 2001] K.E. Trenberth et J.M. Caron. *Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports*. Journal of Climate, vol. 14, no. 16, pages 3433–3443, 2001. (Cité en page 17.)
- [Trenberth *et al.* 2007] K.E. Trenberth, L. Smith, T. Qian, A. Dai et J. Fasullo. *Estimates of the global water budget and its annual cycle using observational and model data*. Journal of Hydrometeorology, vol. 8, no. 4, pages 758–769, 2007. (Cité en pages 5 et 104.)
- [van der Ent *et al.* 2010] R.J. van der Ent, H.H.G. Savenije, B. Schaeffli et S.C. Steele-Dunne. *Origin and fate of atmospheric moisture over continents*. Water Resources Research, vol. 46, no. 9, page W09525, 2010. (Cité en pages 102 et 106.)
- [Van Genuchten 1980] M.T. Van Genuchten. *A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils*. Soil Science Society of America Journal, vol. 44, no. 5, pages 892–898, 1980. (Cité en pages 39, 40, 82 et 146.)
- [Van Ulden *et al.* 2006] A.P. Van Ulden, G.J. Van Oldenborgh *et al.* *Large-scale atmospheric circulation biases and changes in global climate model simulations and their importance for climate change in Central Europe*. Atmospheric Chemistry and Physics, vol. 6, no. 4, pages 863–881, 2006. (Cité en page 102.)
- [Varado *et al.* 2006] N. Varado, I. Braud, P.J. Ross et R. Haverkamp. *Assessment of an efficient numerical solution of the 1D Richards’ equation on bare soil*. Journal of Hydrology, vol. 323, no. 1-4, pages 244–257, 2006. (Cité en pages 46 et 80.)
- [Verant *et al.* 2004] S. Verant, K. Laval, J. Polcher et M. De Castro. *Sensitivity of the continental hydrological cycle to the spatial resolution over the Iberian Peninsula*. Journal of Hydrometeorology, vol. 5, no. 2, pages 267–285, 2004. (Cité en pages 26 et 81.)

- [Vergnes & Decharme 2012] J. P. Vergnes et B. Decharme. *A simple groundwater scheme in the TRIP river routing model : global off-line evaluation against GRACE terrestrial water storage estimates and observed river discharges*. Hydrology and Earth System Sciences, vol. 66, no. 10, pages 3889–3908, 2012. (Cité en pages 80 et 106.)
- [Vergnes 2012] J. P. Vergnes. *Développement d’une modélisation hydrologique incluant la représentation des aquifères :  valuation sur la France et à l’échelle globale*. PhD thesis, Université de Toulouse, 2012. 213 pp. (Cité en page 20.)
- [Vernoux *et al.* 1999] J.-F. Vernoux, J. Barbier, M. Donsimoni, J.-J. Seguin et J. Vairon. *Etude hydrogéologique du plateau de Saclay (Essone)*. Rapport technique, Bureau de Recherches Géologiques Minières, 1999. Rapport BRGM SGR/IDF R 40840, 77 p, 30 figures, 10 tableaux, 3 annexes. (Cité en pages 57 et 105.)
- [Vidal *et al.* 2010] J.P. Vidal, E. Martin, L. Franchist guy, M. Baillon et J.M. Soubeyroux. *A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system*. International Journal of Climatology, vol. 30, no. 11, pages 1627–1644, 2010. (Cité en page 49.)
- [Viovy 1996] N Viovy. *Interannuality and CO₂ sensitivity of the SECHIBA-BGC coupled SVAT-BGC model*. Physics and Chemistry of the Earth, vol. 21, no. 5, pages 489–497, 1996. (Cité en page 25.)
- [Vonder Haar & Oort 1973] T.H. Vonder Haar et A.H. Oort. *New estimate of annual poleward energy transport by Northern Hemisphere oceans*. Journal of Physical Oceanography, vol. 3, no. 2, pages 169–172, 1973. (Cité en page 17.)
- [Vörösmarty *et al.* 2000] C.J. Vörösmarty, P. Green, J. Salisbury et R.B. Lammers. *Global water resources : vulnerability from climate change and population growth*. science, vol. 289, no. 5477, page 284, 2000. (Cité en page 27.)
- [Whalley 1993] W.R. Whalley. *Considerations on the use of time-domain reflectometry (TDR) for measuring soil moisture content*. J. Soil Sci, vol. 44, pages 1–9, 1993. (Cité en page 62.)
- [White *et al.* 1994] I. White, JH Knight, SJ Zegelin et GC Topp. *Comments on ‘Considerations on the use of time-domain reflectometry for measuring soil water content’*. J. Soil Science, vol. 43, pages 1–13, 1994. (Cité en page 62.)
- [Yamada 1983] T Yamada. *Simulations of nocturnal drainage flows by aq 2 l turbulence closure model*. Journal of the Atmospheric Sciences, vol. 40, no. 1, pages 91–106, 1983. (Cité en pages 145, 153 et 158.)
- [Yeh & Eltahir 2005] P.J.F. Yeh et E.A.B. Eltahir. *Representation of water table dynamics in a land surface scheme. Part I : Model development*. Journal of climate, vol. 18, no. 12, pages 1861–1880, 2005. (Cité en pages 80 et 92.)
- [York *et al.* 2002] J.P. York, M. Person, W.J. Gutowski et T.C. Winter. *Putting aquifers into atmospheric simulation models : an example from the Mill Creek Watershed, northeastern Kansas*. Advances in Water Resources, vol. 25, no. 2, pages 221–238, 2002. (Cité en pages 21 et 80.)

- [Zeng & Decker 2009] X. Zeng et M. Decker. *Improving the numerical solution of soil moisture-based Richards equation for land models with a deep or shallow water table*. Journal of Hydrometeorology, vol. 10, no. 1, pages 308–319, 2009. (Cité en pages [21](#), [80](#) et [104](#).)
- [Zobler 1986] L. Zobler. *A world soil profile for global climate modelling*. NASA Technical Memorandum, vol. 87802, 1986. (Cité en page [83](#).)

Influence de l'hydrologie souterraine sur la modélisation du climat à l'échelle régionale et globale

Résumé : La modélisation numérique est une science en pleine expansion qui permet l'élaboration de Modèles de Circulation Générale (MCG) : des outils permettant l'étude du climat à grande échelle et de ses principales tendances. Au sein d'un MCG, les bilans d'eau et d'énergie à la surface des continents sont calculés à l'aide d'un modèle de surface continentale (Land Surface Model, LSM). Ces dernières années, l'intérêt d'utiliser un LSM sophistiqué pour modéliser fidèlement le climat terrestre s'est affirmé, notamment au niveau des régions tempérées qui abritent des zones de transition où l'évapotranspiration est limitée d'une part par l'énergie nécessaire au changement d'état et d'autre part par les eaux disponibles en surface.

Le site instrumenté du SIRTa mesure un grand nombre de variables atmosphériques permettant de valider un modèle climatique en un point. Le SIRTa dispose de plus de données d'humidité du sol utilisées pour la première fois dans cette thèse. Ces données révèlent la présence d'une nappe perchée, en accord avec tout un ensemble de mesures géophysiques réalisées autour du SIRTa durant cette thèse. Les données du SIRTa sont confrontées à des simulations réalisées à l'aide du LSM ORCHIDEE, qui dispose de deux versions d'hydrologie continentale. Nous utilisons ORCHIDEE couplé à un modèle atmosphérique dans des simulations centrées sur le site instrumenté du SIRTa. Nous montrons d'abord que la version d'ORCHIDEE qui emploie une représentation à base physique de l'hydrodynamique du sol via l'équation Richards permet, par opposition à la version simplifiée, de mieux décrire les échanges en eau et en énergie entre le sol et l'atmosphère. Néanmoins, par comparaison aux mesures du SIRTa qui est situé au dessus d'une nappe, cette version d'ORCHIDEE qui ne modélise pas de nappe sous-estime l'évaporation en été.

Nous développons la possibilité d'imposer une nappe au sein du sol modélisé par ORCHIDEE, ce qui permet dans les simulations centrées sur le SIRTa de soutenir l'évaporation en été, en accord avec les observations. L'étude autour du SIRTa est l'occasion d'explorer différentes hypothèses de conditions limites hydrologiques à la base du sol modélisé. Dans les simulations centrées sur le SIRTa, chaque nouvelle hypothèse qui entraîne une augmentation de l'évaporation à l'échelle de l'Europe de l'Ouest implique une augmentation des précipitations et un refroidissement de l'air proche de la surface. Ces hypothèses hydrologiques sont également testées dans des simulations climatiques globales afin d'en étudier l'influence sur le climat, y compris sur les caractéristiques du changement climatique causé par l'augmentation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère.
