

Interactions entre surface et convection au Sahel

Françoise Guichard⁽¹⁾, Laurent Kergoat⁽²⁾, Christopher M. Taylor⁽³⁾, Bernard Cappelaere⁽⁴⁾, Michel Chong⁽⁵⁾, Jean-Martial Cohard⁽⁶⁾, Fleur Couvreur⁽¹⁾, Cheikh Dione⁽⁵⁾, Amanda Gounou⁽¹⁾, Fabienne Lohou⁽⁵⁾ et Marie Lothon⁽⁵⁾

(1) CNRM-GAME, CNRS et Météo-France, 42 avenue Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse

(2) GET (Géosciences environnement Toulouse), Université de Toulouse, UPS, CNRS, IRD et CNES, Toulouse

(3) CEH (Centre for Ecology and Hydrology), Wallingford, Royaume-Uni

(4) Hydrosociences Montpellier, CNRS, IRD, UM1 et UM2, Montpellier

(5) LA (Laboratoire d'aérodynamique), OMP, CNRS et UPS, Toulouse

(6) LTHE (Laboratoire d'étude des transferts en hydrologie et environnement), IRD, CNRS et UJF, Grenoble

Résumé

Des interactions et rétroactions fortes entre processus de surface et convection profonde existent au Sahel. Leur empreinte est manifeste à différentes échelles. Les observations montrent qu'elles génèrent une intensification des échanges énergétiques entre surface et atmosphère pendant la mousson ainsi qu'une grande variabilité spatio-temporelle de la partition des flux de chaleur sensible et latente. Une rétroaction positive est observée entre cette variabilité, ou plus précisément les hétérogénéités d'humidité du sol, et la fréquence d'initiation de systèmes convectifs. Cette rétroaction se manifeste à des échelles spatiales fines, de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres. Les mécanismes sous-jacents et leur modélisation sont discutés.

Abstract

Interactions between land surface and convective processes in the Sahel

Strong interactions and feedbacks between surface processes and deep convection occur in the Sahel. They take place over a wide range of scales. They are found to enhance surface-atmosphere energy exchanges during the monsoon and to generate a large variability of surface sensible and latent heat fluxes in time and space. A positive feedback is observed between this variability, or more accurately soil moisture heterogeneities, and the frequency of initiation of convective systems. This feedback operates at fine scale, on the order of a few tens of kilometres. The underlying mechanisms and their modelling are discussed.

Des interactions, ou influences réciproques, se manifestent entre la surface terrestre et l'atmosphère sur une multitude d'échelles de temps et d'espace. Certaines nous sont familières, comme les brises côtières, tandis que d'autres sont encore à ce jour très probablement inconnues. De nombreux travaux, à commencer par ceux, précurseurs, de Charney (1975), suggèrent une importance majeure des interactions et rétroactions entre la surface et l'atmosphère pour le climat ouest-africain. Dans le cadre du projet AMMA, de nombreuses avancées ont été réalisées sur ce sujet (voir Taylor et al., 2011a, pour une revue complète). Ici, l'accent est mis sur quelques résultats récents qui ont fait progresser notre connaissance et notre compréhension des échanges énergétiques et des interactions entre la surface et les phénomènes convectifs.

On discutera de la manière dont ces échanges s'amplifient au cours de la saison de mousson au Sahel, ainsi que de la grande variabilité spatiale des flux de chaleur sensible et latente engendrés par les précipitations.

En Afrique de l'Ouest, comme dans les autres régions continentales, les phénomènes convectifs, qu'ils concernent la croissance de la couche limite sous l'effet des thermiques, la formation de petits cumulus ou l'initiation de cellules de convection profonde (c'est-à-dire les orages), sont fortement contraints par le cycle diurne du rayonnement. Celui-ci pilote notamment une modulation

diurne de la stabilité de la basse troposphère (les premiers kilomètres), correspondant à des conditions généralement plus propices aux déclenchements convectifs le jour que la nuit (autrement dit l'inhibition convective diminue pendant la journée). Le fait de savoir que les cellules de convection profonde se développent majoritairement pendant la journée ne suffit cependant pas à expliquer pourquoi une cellule s'est développée, en particulier lorsque les conditions environnementales sont marginalement favorables à de tels événements. Des considérations synoptiques, intra-saisonnières entrent en jeu (voir Lafore et al., ce numéro, p. 11-16), c'est le cas des ondes d'est notamment. Elles fournissent un cadrage de grande échelle mais non une réponse définitive. Par leur nature même, elles ne peuvent d'ailleurs pas renseigner précisément sur cette question qui concerne la genèse d'un phénomène de plus petite échelle. Les reliefs, tels le massif de l'Aïr, favorisent également la formation de cellules convectives, mais ils sont peu nombreux au Sahel. Ainsi, l'identification complète des mécanismes *effectivement* à l'œuvre dans le déclenchement diurne de convection profonde au Sahel, phénomène bien connu s'il en est, est encore loin d'être achevée.

On retracera comment les observations ont permis d'avancer sur cette question en révélant que les contrastes d'humidité du sol à fine échelle, de l'ordre de la dizaine de kilomètres, jouent eux aussi un rôle important dans ces déclenchements.

Les échanges de flux à l'interface surface-atmosphère

Les interactions entre la surface et l'atmosphère font intervenir des échanges de chaleur et d'eau régis par le bilan énergétique de surface. Le rayonnement incident à la surface est en partie réfléchi, dans un rapport de quelques dizaines de pour cent en général. Ce rapport, ou albédo de surface, atteint 50 % pour les sables les plus brillants du Sahara et descend à 10 % sur les couverts végétaux denses. La surface émet également un rayonnement infrarouge, lié à sa température et à son émissivité, et reçoit un rayonnement infrarouge de l'atmosphère. Ce dernier dépend principalement de la température atmosphérique, et des contenus en vapeur d'eau, nuages et aérosols. La résultante de ces flux radiatifs est le rayonnement net (R_{net}), qui est positif la journée (correspondant à un flux de l'atmosphère vers le sol) et légèrement négatif la nuit. Cette énergie est absorbée par la surface et en partie transférée dans le sol par conduction (G). La différence ($R_{net} - G$) est dissipée sous la forme de flux turbulents de chaleur sensible (H), induits par la différence de température entre l'air et la surface, et de chaleur latente (LE) correspondant à l'évapotranspiration (somme de l'évaporation du sol nu et de la transpiration de la végétation) et refroidissant la surface ; soit

$$R_{net} - G = H + LE$$

Ce bilan d'énergie dépend étroitement du bilan d'eau dans le sol, dans la mesure où l'évaporation n'est possible que si le sol est humide. Plus l'eau du sol est abondante et moins elle est physiquement liée au substrat, ce qui facilite l'évaporation. La présence des plantes facilite également l'extraction de l'eau du sol. En conditions où la quantité d'eau est suffisante, LE est généralement bien supérieur à H , *i.e.* la surface humidifie davantage l'air et le réchauffe moins. C'est l'inverse quand l'eau vient à manquer dans les premiers centimètres du sol.

Les mesures réalisées dans le cadre du programme AMMA ont permis pour la première fois de documenter ces échanges pendant plusieurs années grâce à l'installation de stations météo automatiques et de stations de flux sur plusieurs sites instrumentaux en Afrique de l'Ouest (Lebel et al., 2009). Ces sites s'étagent du sud au nord en régimes climatiques contrastés, depuis les zones

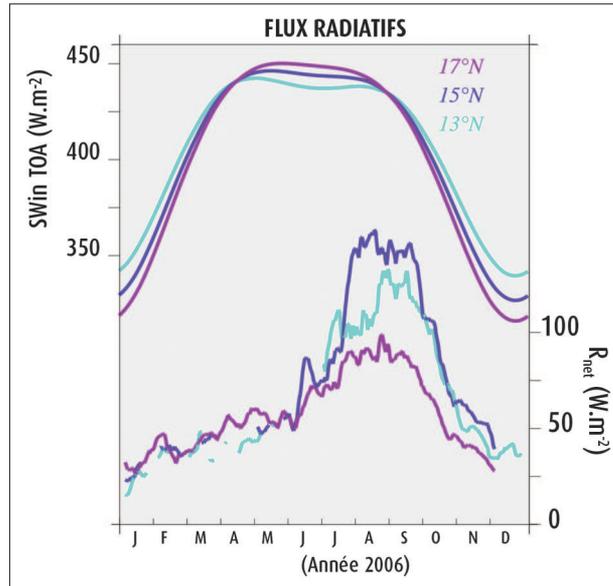


Figure 1 - Flux solaire incident au sommet de l'atmosphère (courbes du haut) et rayonnement net à la surface (courbes du bas) aux trois sites sahéliens, Wankama (3° E, 13° N au Niger), Agoufou (1° W, 15° N au Mali) et Bamba (1° W, 17° N au Mali).

végétation (Samain et al., 2008). Cette métamorphose de la surface est très contrainte par les précipitations et s'estompe au nord du Sahel (figure 1, courbe rose).

tropicales humides du Bénin jusqu'aux marges arides du Sahara (Guyot et al., 2009 ; Ramier et al., 2009 ; Timouk et al., 2009).

Énergie disponible à la surface

Au Sahel, au sommet de l'atmosphère, le flux solaire incident est maximum au début du printemps et varie peu d'avril à août. En revanche, le rayonnement net à la surface, R_{net} , augmente considérablement pendant la mousson, à partir de juin-juillet (figure 1). Ce fonctionnement de région semi-aride subtropicale se caractérise par un décalage de plusieurs mois entre le maximum d'ensoleillement au sommet de l'atmosphère et le rayonnement net à la surface. Un tel déphasage ne semble pas observé sur les régions continentales tropicales et des latitudes tempérées (par exemple, Betts et al., 1999). Ici, la dynamique annuelle des flux radiatifs incidents à la surface fait intervenir l'humidité et la couverture nuageuse mais aussi, de manière toute aussi importante, la température et la charge en aérosols de la colonne atmosphérique (Guichard et al., 2009 ; Slingo et al., 2009). Au Sahel, on observe notamment une diminution du flux infrarouge incident sur la surface après le printemps car l'humidification de l'atmosphère (Bock et al., 2008) ne compense pas son refroidissement. Cependant, en moyenne sur une dizaine de jours, la somme des flux radiatifs incidents varie peu de mai à septembre. L'augmentation de R_{net} pendant cette période résulte essentiellement d'un fort refroidissement de la surface (autrement dit une réduction de son émission infrarouge) et d'une diminution de l'albédo liée à la croissance de la

Couplages entre surface, couche limite et potentiel convectif

La structure de la couche limite, zone de transition entre la surface et l'atmosphère libre, fluctue considérablement entre le jour et la nuit. Cette dynamique diurne joue un rôle important sur la nature des mécanismes d'interaction observés entre les processus de surface et la convection atmosphérique. Au Sahel, la couche limite se transforme au cours de la mousson (Gounou et al., 2012). C'est à la fin du printemps, lorsque le flux de chaleur sensible est aussi à son maximum, qu'elle est en moyenne la plus chaude ; elle se développe alors verticalement sur quelques kilomètres pendant la journée, ce qui entraîne un assèchement diurne des plus basses couches. Avec l'arrivée des pluies, la fraction évaporative (c'est-à-dire le rapport entre l'évapotranspiration LE et l'énergie dissipée par les flux turbulents $H + LE$) augmente et la turbulence diurne de la couche limite est plus limitée, les cumulus sont plus nombreux à son sommet et l'air est plus frais.

Ces évolutions thermodynamiques saisonnières des basses couches ont cependant un effet mitigé sur les propriétés convectives de l'atmosphère. L'augmentation de l'humidité relative favorise l'ennuagement. En revanche, l'intensité de la convection profonde varie peu car elle est plus directement reliée à des indices tels que la température potentielle équivalente θ_e ou l'énergie statique humide en basses couches. En effet, l'humidité spécifique augmente mais la température baisse et les valeurs de θ_e , déjà élevées en début

de mousson, varie peu ensuite du fait de ces effets compensatoires (Guichard et al., 2009). Le potentiel convectif est donc fort pendant toute la durée de la mousson et seule l'inhibition convective, généralement forte, tend à diminuer en conditions plus humides.

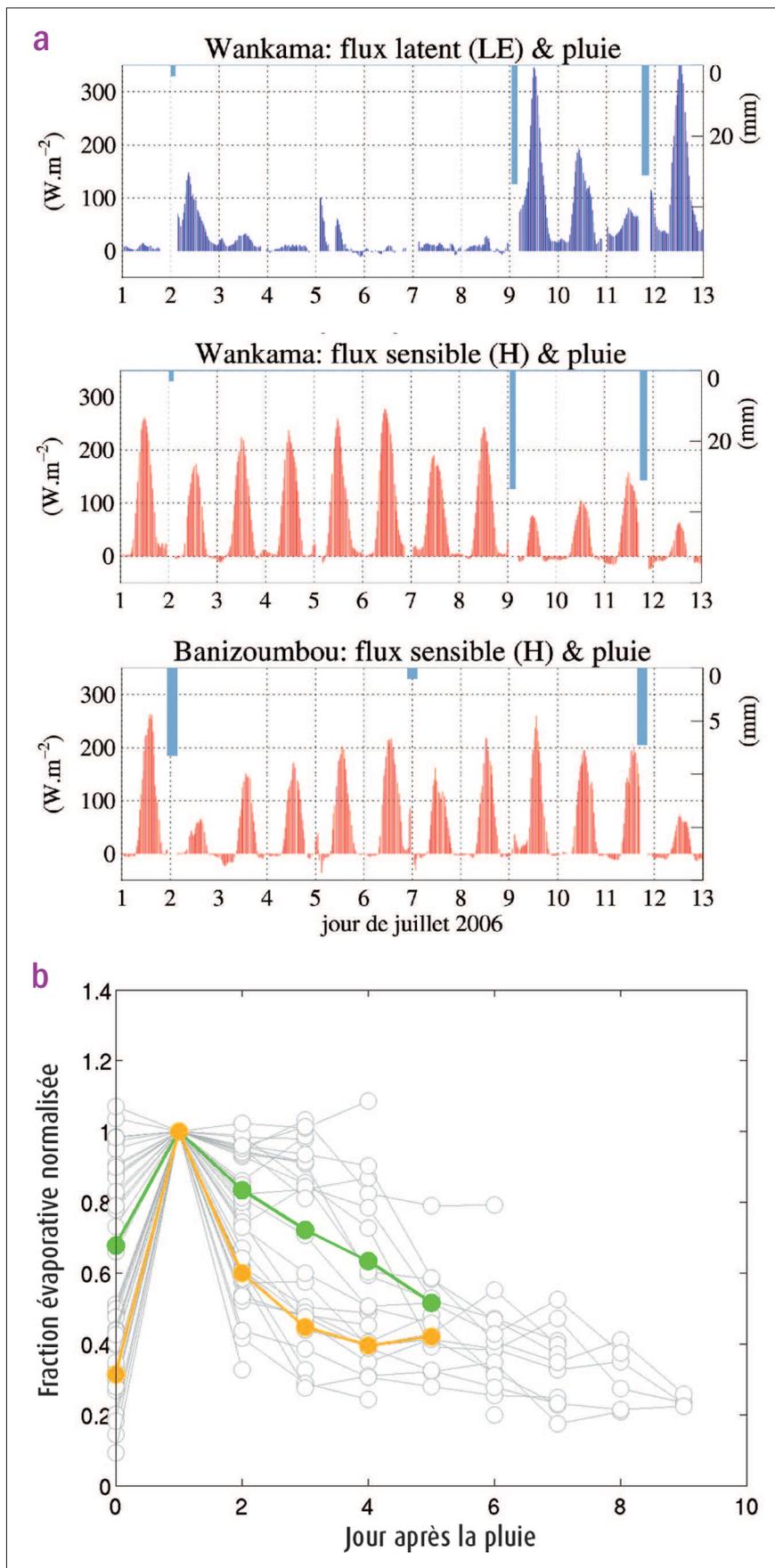
Une variabilité importante à plus fine échelle

Un trait marquant des flux d'énergie échangés entre les surfaces sahéliennes et l'atmosphère pendant la mousson est leur forte variabilité spatio-temporelle ; cette spécificité découle pour une bonne part de la nature convective et intermittente des précipitations.

Les événements orageux qui se succèdent pendant la mousson sont entrecoupés par des séquences de plusieurs jours pendant lesquelles il ne pleut pas. Entre deux passages pluvieux, la surface s'assèche considérablement sous l'effet de l'évaporation et du drainage de l'eau contenue dans les premiers centimètres du sol. L'évaporation est alors d'autant plus forte que l'énergie disponible est grande et que l'humidité relative de l'air chute pendant la journée. Le drainage de l'eau est lui aussi important car les sols sahéliens sont majoritairement sableux.

Après une pluie, une part importante de l'énergie est dissipée sous forme de flux de chaleur latente et la surface s'échauffe moins, mais ce fonctionnement est contraint par l'humidité du sol disponible pour l'évaporation. Ainsi, au fil des quelques jours suivant une pluie, on observe généralement que le flux de chaleur latente diminue au profit du flux de chaleur sensible (figure 2a). Le réseau de stations de mesure de flux déployé durant plusieurs années a permis de quantifier ce phénomène et d'analyser sa sensibilité à la couverture végétale et aux conditions climatiques.

La fraction évaporative EF en fournit un diagnostic synthétique. La figure 2b montre un exemple bâti à partir d'un ensemble d'événements pluvieux ; les valeurs journalières de EF sont ici rapportées à leurs valeurs du jour suivant immédiatement la pluie (EF1). On observe effectivement que le jour précédant la pluie, la fraction évaporative est généralement plus basse (EF/EF1 inférieur à 1). Après la pluie, la décroissance de EF/EF1 est d'autant plus rapide que la végétation est peu développée, lorsque les racines n'accèdent qu'à l'eau du sol superficiel (courbe



▲ Figure 2 - Illustrations de la variabilité spatio-temporelle des flux de chaleur sensible et latente. (a) Séries temporelles des flux latents et sensibles à Wankama et Banizoumbou, deux sites instrumentés du Niger, séparés par une vingtaine de kilomètres, les précipitations sont indiquées par les barres en gris-bleu. (b) Évolution de la fraction évaporative journalière normalisée après 25 événements pluvieux sur le site d'Agoufou au Mali (gris). Le jour 0 est le jour qui précède la pluie, les jours 1 à 9 étant ceux qui la suivent. La fraction évaporative est normalisée par sa valeur au jour qui suit l'événement pluvieux (jour 1). La courbe jaune correspond à l'évolution moyenne lorsque le sol est encore nu (début de saison des pluies) et la courbe verte lorsque la végétation est développée. (Source de la figure 2b : F. Lohou)

jaune). Ce fonctionnement est classique au Sahel, où la végétation est dominée par des herbes et culture annuelles peu couvrantes, surtout en début de saison.

La forte hétérogénéité des précipitations convectives, qui s'étend jusqu'à des échelles aussi petites que quelques kilomètres (Ali et al., 2005), affecte aussi la structure spatiale des flux de chaleur sensible et latente à la surface. La comparaison des deux séries temporelles de flux de chaleur sensible mesurées à quelques dizaines de kilomètres de distance en début de mousson (figure 2a) est indicative de la grande variabilité spatiale au cours de cette période. Des séquences de forte chute du flux de chaleur sensible juste après la pluie, suivies par une augmentation plus progressive au cours des jours suivants, sont observées à ces deux sites, mais les chronologies observées sont tout à fait distinctes.

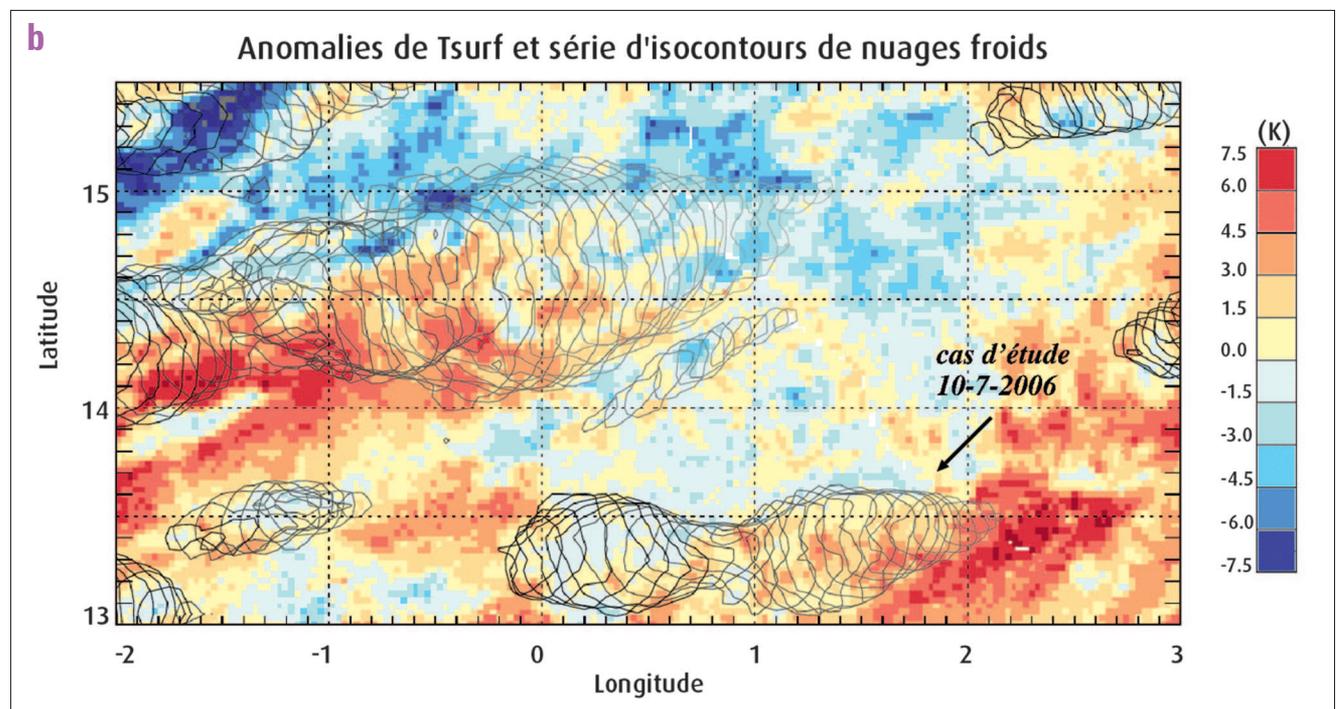
Au Sahel, les systèmes convectifs précipitants engendrent donc une variabilité spatio-temporelle des flux de chaleur



Figure 3 - Surface et convection profonde au Sahel :

► (a) Photo d'une cellule orageuse en zone semi-désertique (© CNRS Photothèque/F. Guichard et L. Kergoat).

▼ (b) Un exemple de carte d'anomalies de température de surface (couleurs) sur laquelle sont superposées les séries d'iso-contours de nuages observés ce même jour, depuis la fin de la matinée (gris clair) au début de nuit (noir). Le système convectif discuté dans la section «Observations et simulation numérique à fine échelle de ce phénomène» est initié au sud-est sur cette carte et pointé par la flèche. Pour chaque pixel et chaque heure de la journée, l'anomalie de température est définie comme un écart à une moyenne sur 21 jours, un écart moyen sur la plage diurne (8 h, 16 h) est présenté ici.



sensible et latente à la surface, mais aussi, pour les mêmes raisons, de l'humidité du sol superficiel et de la température de surface. À un endroit donné, un accroissement de la fraction évaporative traduit généralement une augmentation de l'humidité du sol et s'accompagne d'une chute de la température de surface. Ces deux dernières variables présentent l'intérêt d'être mesurables par satellite. La figure 3b montre un exemple de carte d'anomalies de températures de surface obtenues à partir de données du satellite MSG. Les écarts observés ici dépassent 10 K et leurs structures s'écartent largement d'un gradient méridien climatique. Les plus grandes, orientées de nord-est à sud-ouest, tracent en bleu les passages les plus récents de systèmes précipitants, et d'autres structures apparaissent encore à plus petite échelle.

Un déclenchement d'orage sensible aux hétérogénéités de flux

Cette variabilité des flux à la surface engendrée par les passages répétés de systèmes convectifs n'est pas sans conséquences. Elle a une influence sur l'initiation des systèmes convectifs précipitants sahéliens ; c'est le résultat établi par Taylor et al. (2011b) grâce à l'exploration d'un jeu d'observations satellitaires documentant les nuages et la surface à haute résolution spatiale et temporelle. Plusieurs milliers de cas d'initiation diurne ont pu être ainsi identifiés et analysés statistiquement (voir un exemple figure 3b).

Les estimations d'humidité du sol superficiel fournies quotidiennement

par le radiomètre AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS), à une résolution spatiale d'environ 40 km, montrent tout d'abord que le nombre d'initiations est relativement uniforme sur la gamme d'humidités du sol observée (figure 4a). Ainsi, des orages sont également susceptibles de se développer au-dessus de surfaces sèches ou humides. Ce résultat n'est pas *a priori* intuitif ; on notera cependant que l'on peut observer des potentiels convectifs élevés sur sol sec et sur sol humide ; ils sont associés préférentiellement à des couches limites chaudes et sèches *versus* plus fraîches et humides.

En revanche, si l'on considère des anomalies d'humidité du sol par rapport à une valeur moyenne sur un pavé de 200 km de côté, ces mêmes estimations d'humidité du sol indiquent que les orages se développent plus

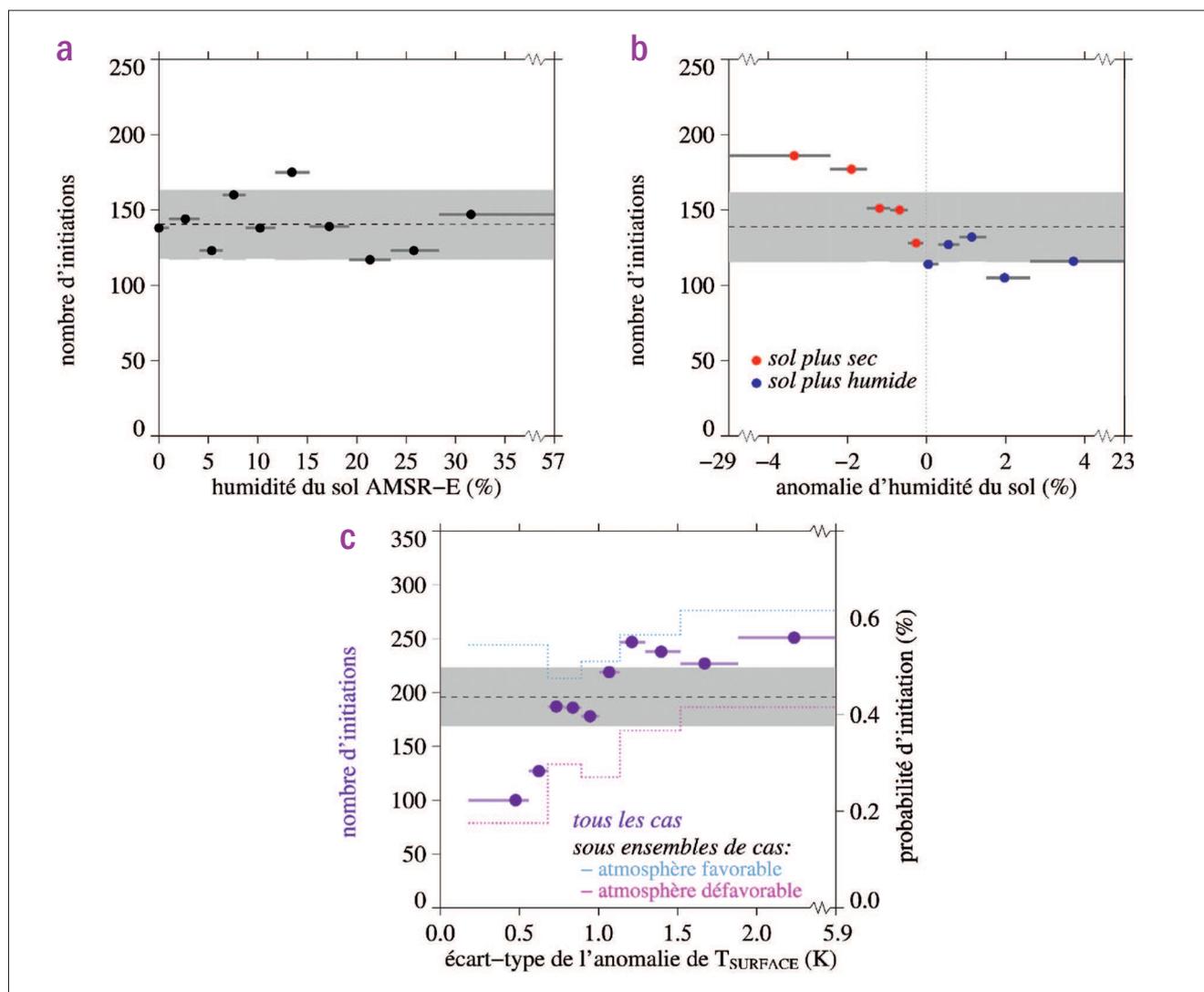


Figure 4 - Sensibilité du nombre d'initiations d'orages à l'humidité du sol superficiel selon l'échelle spatiale considérée : nombre d'initiations en fonction (a) de l'humidité du sol locale (pixel de 40 km × 40 km), et (b) de son écart à la moyenne sur un domaine plus grand de 200 km × 200 km – la résolution de cette variable est de 40 km × 40 km ; (c) nombre d'initiations en fonction de l'écart-type de l'anomalie de température de surface (proxy de l'humidité du sol) calculée sur des domaines de 40 km × 40 km à partir de champs dont la résolution est de 3 km × 3 km. Les courbes rose et bleu-gris correspondent aux probabilités d'initiation en conditions atmosphériques inhibitrices (rose) ou favorables (courbe en bleu-gris). (Adapté de Taylor et al., 2011b)

fréquemment (+25 %) au-dessus des surfaces les plus sèches et les plus chaudes. Sur ces zones, le flux de chaleur sensible à la surface, typiquement plus fort, renforce la croissance diurne de la couche limite convective (figure 4b). Les différences de flux favorisent également le développement de circulations atmosphériques depuis les zones les plus fraîches vers les zones les plus chaudes en basses couches, ici à des échelles de la centaine de kilomètres. On observe donc à ces échelles une rétroaction négative entre humidité du sol et déclenchement de précipitations.

Mais l'humidité du sol fluctue aussi considérablement à plus petite échelle spatiale. Les anomalies de température de surface déduites de séries d'observations satellitaires forment un bon proxy de l'humidité du sol superficiel à haute résolution (3 km). Les observations indiquent que la fréquence d'initiation d'orages augmente significativement en présence d'hétérogénéités de ce proxy, et ce à des échelles spatiales très fines, de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres. Cette fréquence est plus que doublée lorsque l'écart-type des anomalies journalières de température de surface passe de 0,5 K à 2,5 K (figure 4c). Finalement, les analyses météorologiques indiquent que cette sensibilité à la surface est particulièrement marquée lorsque l'environnement atmosphérique est peu propice aux développements convectifs orageux (figure 4c, courbe rose).

À partir d'observations satellitaires et d'analyses météorologiques, il n'est pas possible de mener des études de processus approfondies pour identifier avec certitude les mécanismes à l'origine de ce résultat. Cependant, on observe que les orages sont préférentiellement initiés sur des surfaces plus sèches et plus chaudes et à proximité de fortes hétérogénéités d'humidité du sol. Plus précisément, ces initiations sont observées environ 10 km en amont par rapport au vent d'une zone de transition d'un sol plus sec à plus humide. Ces configurations privilégiées (figure 5) suggèrent que les circulations atmosphériques induites par des hétérogénéités de surface observées à des échelles de quelques dizaines de kilomètres jouent un rôle important dans l'initiation des orages de cette région.

Les systèmes convectifs initiés se propagent ensuite typiquement sur plusieurs centaines de kilomètres et renforcent ainsi les hétérogénéités d'humidité du sol observées à des échelles de quelques dizaines de kilomètres sur de vastes étendues en aval de leur point d'initiation. Cette rétroaction positive entre hétérogénéités de l'humidité du sol et précipitations convectives est cependant limitée par l'augmentation simultanée de l'humidité du sol dans la trace des systèmes. En effet, à une échelle plus grande, de quelques centaines de kilomètres, l'initiation de convection a lieu préférentiellement sur des zones plus sèches, comme illustré par la figure 4b.

C'est la première fois que des observations montrent de manière statistique l'importance climatologique de ces modes d'interactions surface-atmosphère opérant à des échelles de quelques dizaines de kilomètres ; de telles interactions se développant à mésoéchelle ne sont d'ailleurs pas prises en compte dans les modèles de grande échelle actuels.

Observation et simulation numérique à fine échelle de ce phénomène

L'observation détaillée des phases d'initiation de la convection est rare et difficile, du fait de la nature petite échelle et transitoire de ce phénomène. Des observations de ce type ont été acquises en 2006 à Niamey au Niger grâce au radar du Massachusetts Institute of Technology et à la station mobile ARM (Atmospheric Radiation Measurement). La figure 6 illustre une telle situation : en cette journée de début de mousson 2006, la surface présente de forts contrastes de température et d'humidité du sol à mésoéchelle, contrastes essentiellement engendrés par les événements convectifs des deux jours précédents qui ont arrosé la zone de manière non homogène. Une première cellule convective s'est développée en milieu d'après-midi sur la tache la plus chaude, en plein milieu du champ de vue du radar. La structure quasi circulaire, de quelques dizaines de kilomètres de diamètre, trace les limites du courant de densité associé à ce système convectif qui s'étale dans la couche limite (Lothon et al., 2011). Une analyse systématique des observations a montré que ce type de séquence convective diurne est fréquent à Niamey : il concerne près d'un jour sur trois au mois de juillet (Dione et al., 2012).

Les modèles de grande échelle n'intègrent pas encore une représentation des processus physiques permettant de simuler correctement ce phénomène. En revanche, une simulation à haute résolution, employant une maille horizontale de l'ordre de 500 m, et plus directement cadrée par les observations, s'est révélée capable de reproduire les traits majeurs de l'initiation et de la croissance de cet événement convectif (Couvreur et al., 2012). Des tests complémentaires ont montré que le

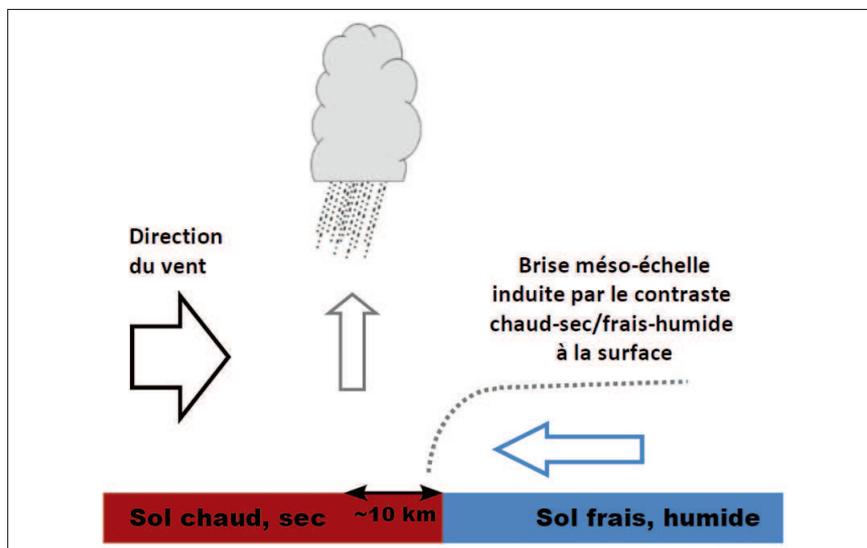


Figure 5 - Impact des hétérogénéités de l'humidité du sol sur l'initiation de convection : schéma conceptualisant une situation récurrente émergeant des observations. En conditions de vent faible dans les basses couches atmosphériques, les circulations induites par l'hétérogénéité de surface génèrent une ascendance sur la partie droite de la surface chaude et sèche là où le courant fort et peu épais (flèche bleue et courbe grise), qui se développe depuis la surface froide et humide vers la surface chaude, rencontre le vent moyen de direction opposée (flèche noire). Les initiations observées se situent préférentiellement au niveau de cette zone d'ascendance. (Adapté de Taylor et al., 2011b)

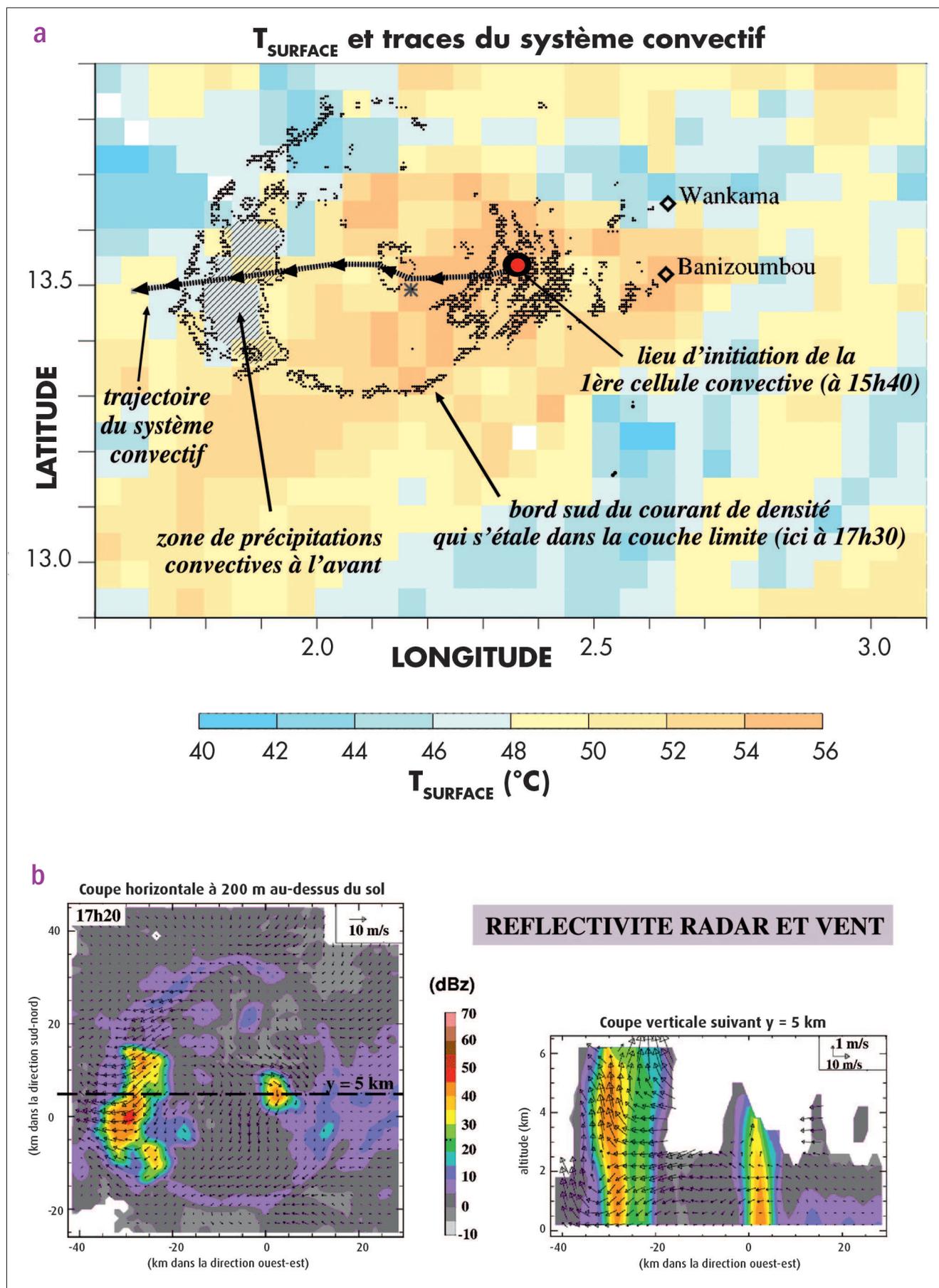


Figure 6 - Observation du développement d'un système convectif sahélien. (a) Température de la surface à midi (pixels colorés) et lieu d'initiation de la première cellule à 15 h 40 (point rouge). La convection se déplace ensuite vers l'ouest suivant la trace de propagation indiquée. À 17 h 30, on observe des précipitations à l'avant du système (zone hachurée de fortes réflectivités radar) ainsi qu'un courant de densité qui s'étale dans la couche limite et occupe une zone arrondie d'un diamètre de 50 km (la position du radar est repérée par l'étoile grise). (b) Champs de réflectivité et de vent à 17 h 20. Les deux coupes, horizontale ouest-est à 200 m au-dessus du sol, et verticale suivant la droite $y = 5$ km, montrent les circulations de mésoéchelle associées à ce système ainsi que l'extension verticale de ses cellules convectives. (Adapté de Lothon et al., 2011)

développement de convection profonde n'a lieu que lorsque les flux de chaleur sensibles sont suffisamment forts (ici supérieurs à 300 Wm^{-2} à midi) et en présence d'une convergence de basses couches (figure 7), soit une sensibilité cohérente avec l'analyse statistique précédente.

Perspectives

Les travaux discutés ci-dessus fournissent de nouvelles informations sur des échanges énergétiques entre surface et atmosphère en Afrique de l'Ouest. Ils constituent des jalons importants pour améliorer une modélisation de grande échelle encore très approximative de ces phénomènes (Guichard, 2009 ; Traoré, 2011).

Les simulations réalisées avec ces mêmes modèles suggèrent généralement des rétroactions fortes entre surface et atmosphère dans cette région du monde (Koster et al., 2004), mais elles n'intègrent qu'une partie des processus mis en jeu et donc des rétroactions possibles. En particulier, elles ignorent celles opérant à mésoéchelle entre les hétérogénéités d'humidité du sol, les flux de surface, et le développement de la convection profonde, rétroactions dont l'importance est maintenant établie (Taylor et al., 2011b).

Ces résultats suscitent de nouveaux questionnements. Ils suggèrent qu'une prise en compte plus précise des hétérogénéités de surface pourrait améliorer la prévision du développement des systèmes convectifs précipitants. Elle pourrait s'appuyer sur une exploitation avancée des observations satellitaires de température de surface et d'humidité du sol disponibles. Au-delà, les sensibilités observées montrent que ces rétroactions entre humidité du sol et précipitations sont

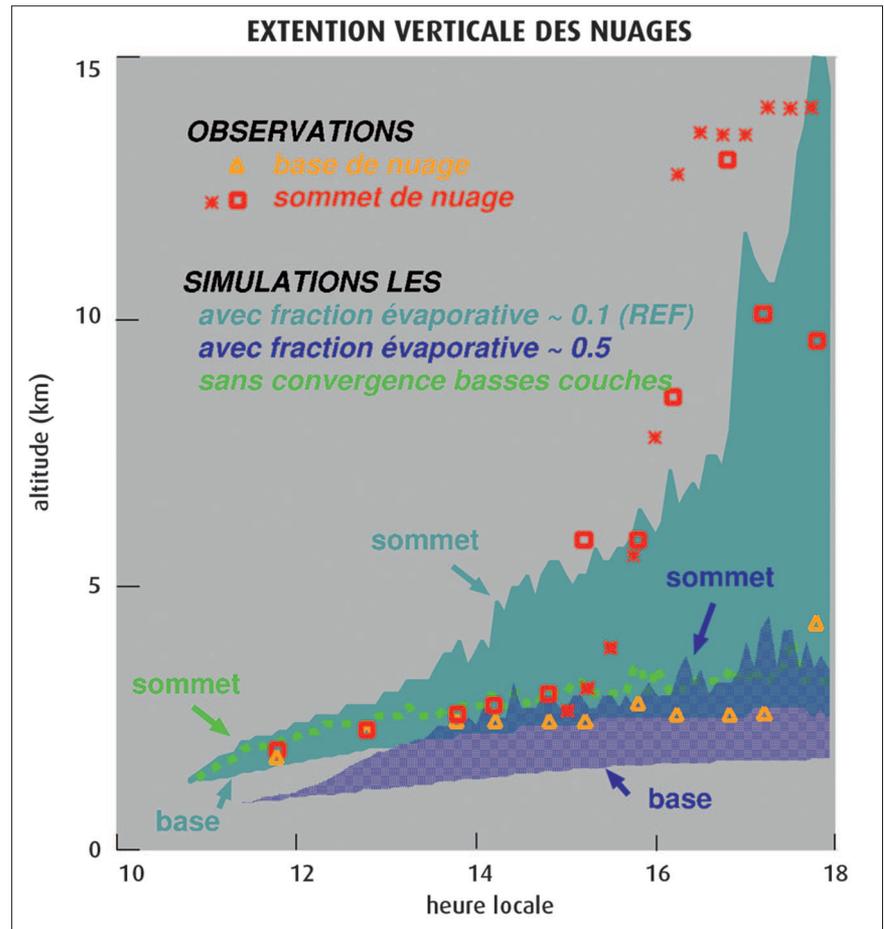


Figure 7 - Évolution temporelle de la base et du sommet de la couche nuageuse observée (symboles) et simulée avec un modèle à haute résolution (plage colorée gris-vert). La convection profonde ne se développe plus lorsqu'on augmente la fraction évaporative dans la simulation (plage bleue superposée), il en est de même lorsqu'on élimine la convergence de basses couches (sommet de la couche nuageuse en courbe verte). (Adapté de Couvreur et al., 2011)

susceptibles d'influencer les épisodes de sécheresse en milieu semi-aride, particulièrement sensible aux évolutions climatiques.

Un vaste champ d'exploration s'ouvre ici. Il nécessite de renouveler nos connaissances sur les mécanismes d'interactions à l'œuvre entre processus de surface, turbulence, thermiques, nuages et circulations dans la couche limite. Il est aussi important de déterminer la sensibilité de ces mécanismes

aux structures et échelles spatiales des hétérogénéités à la surface, aux conditions atmosphériques (vent, humidité...). L'utilisation de simulations numériques couplées surface-atmosphère à haute résolution permettra certainement des progrès sur ce front. C'est une première étape pour, à terme, élaborer des formulations ou paramétrisations physiques de ces phénomènes dans les modèles de climat et pour préparer les futures prévisions météorologiques à meilleure résolution.

BIBLIOGRAPHIE

- Ali, A., T. Lebel, et A. Amani, 2005 : Rainfall estimation in the Sahel. Part I: Error function. *J. Appl. Meteor.*, 44, 1691-1706, doi: 10.1175/JAM2304.1
- Betts, A. K., M. Goulden, et S. Wofsy, 1999 : Controls on evaporation in a boreal spruce forest. *J. Climate*, 12, 1601-1618. doi: 10.1175/1520-0442(1999)012<1601:COEIB>2.0.CO;2
- Bock, O., M. N. Bouin, E. Doerflinger, P. Collard, F. Masson, R. Meynadier, S. Nahmani, M. Koité, K. Gaptia Lawan Balawan, F. Didé, D. Ouedraogo, S. Pokperlaar, J.-B. Ngamini, J.-P. Lafore, S. Janicot, F. Guichard, et M. Nuret, 2008 : The West African Monsoon observed with ground-based GPS receivers during AMMA. *J. Geophys. Res.*, 113 (D21105). doi: 10.1029/2008JD010327
- Dione, C., M. Lothon, D. Badiane, B. Campistron, F. Couvreur, F. Guichard, et S. M. Sall, 2012 : Phenomenology of Sahelian convection observed in Niamey during the early monsoon. Soumis à *Quart. J. Royal Meteorol. Soc.*
- Charney, J. G. 1975 : Dynamics of deserts and drought in Sahel. *Quart. J. Royal Meteorol. Soc.*, 101, 193-202. doi: 10.1002/qj.49710142802
- Couvreur, F., C. Rio, F. Guichard, M. Lothon, G. Canut, D. Bouniol, et A. Gounou, 2012 : Initiation of daytime local convection in a semi-arid region analyzed with high-resolution simulations and AMMA observations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* doi: 10.1002/qj.903
- Gounou, A., F. Guichard, et F. Couvreur, 2012 : Observations of diurnal cycles over a West-African meridional transect: pre-monsoon and full-monsoon seasons. *Boundary-Layer Meteorol.*, 144, 329-357. doi: 10.1007/s10546-012-9723-8
- Guichard, F., L. Kergoat, E. Mougin, F. Timouk, F. Baup, P. Hiernaux, et F. Lavenu, 2009 : Surface thermodynamics and radiative budget in the Sahelian Gourma: seasonal and diurnal cycles. *J. Hydrology*, 375, 161-177, doi: 10.1016/j.jhydrol.2008.09.007
- Guichard, F., 2009 : What can we learn from AMMA about physical processes and models? in ECMWF annual seminar, Seminar on Parametrization of subgrid physical processes, 1-4 September 2008, 283-308.
- Guyot, A., J.-M. Cohard, S. Anquetin, S. Galle, et C. R. Lloyd, 2009 : Combined analysis of energy and water balances to estimate latent heat flux of a sudanian small catchment. *J. Hydrology*, 375, 227-240; doi:10.1016/j.jhydrol.2008.12.027
- Koster, R. D., P. A. Dirmeyer, Z. Guo, G. Bonan, E. Chan, P. Cox, C. T. Gordon, S. Kanae, E. Kowalczyk, D. Lawrence, P. Liu, C.-H. Lu, S. Malyshev, B. McAvaney, K. Mitchell, D. Mocko, T. Oki, K. Oleson, A. Pitman, Y. C. Sud, C. M. Taylor, D. Verseghy, R. Vasic, Y. Xue, et T. Yamada (GLACE team), 2004 : Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, 305, 1138-1140, doi: 10.1126/science.1100217.
- Lothon, M., B. Campistron, M. Chong, F. Couvreur, F. Guichard, C. Rio, et E. Williams, 2011 : Life cycle of a mesoscale circular gust front observed by a C-band Doppler radar in West Africa. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 1370-1388, doi: 10.1175/2010MWR3480.1
- Ramier, D., N. Boulain, B. Cappelaere, F. Timouk, M. Rabanit, C. R. Lloyd, S. Boubkraoui, F. Metayer, L. Descroix, et V. Wawrzyniak, 2009 : Towards an understanding of coupled physical and biological processes in the cultivated Sahel - 1. Energy and water. *J. Hydrology*, 375, 204-216
- Samain, O., L. Kergoat, P. Hiernaux, F. Guichard, E. Mougin, F. Timouk, et F. Lavenu, 2008 : Analysis of the in situ and MODIS albedo variability at multiple time-scales in the Sahel, *J. Geophys. Res.*, 113, D14119, doi:10.1029/2007JD009174
- Slingo, A., H. E. White, N. A. Bharmal, et G. J. Robinson, 2009 : Overview of observations from the RADAGAST experiment in Niamey, Niger: 2. Radiative fluxes and divergences. *J. Geophys. Res.*, 114, D00E04, doi:10.1029/2008JD010497
- Taylor, C. M., A. Gounou, F. Guichard., P. P. Harris, R. J. Ellis., F. Couvreur, et M. De Kauwe, 2011b : Frequency of Sahelian storm initiation enhanced over mesoscale soil-moisture patterns. *Nature Geoscience*, 4, 430-444, doi: 10.1038/NCEO1173
- Taylor, C. M., D. J. Parker, N. Kalthoff, M. A. Gaertner, N. Philippon, S. Bastin, P. P. Harris, A. Boone, F. Guichard, C. Flamant, J.-Y. Grandpeix, P. Cerlini, M. Baldi, L. Descroix, H. Douville, J. Polcher, et A. Agustí-Panareda, 2011: New Perspectives on Land-Atmosphere Feedbacks from the African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA). *Atmos. Sci. Lett.*, 12, 38-44, doi: 10.1002/asl.336
- Timouk, F., L. Kergoat, E. Mougin, C. R. Lloyd, E. Ceschia, J.-M. Cohard, P. de Rosnay, P. Hiernaux, V. Demarez, et C. M. Taylor, 2009 : Response of surface energy balance to water regime and vegetation development in a Sahelian landscape. *J. Hydrology*, 375, 178-189, doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.04.022
- Traore, A. K., 2011 : Étude et modélisation de l'influence des processus couplés surface-atmosphère sur la variabilité décennale des pluies et du climat Ouest Africain. Thèse de doctorat. Université Paris VI et Université de Dakar.