

LES INTERACTIONS SURFACE CONTINENTALE- ATMOSPHÈRE EN MILIEU SAHÉLIEN. PASSAGE DE L'ÉCHELLE STATIONNELLE À L'ÉCHELLE RÉGIONALE

B.A MONTENY¹, J.P. LHOMME¹, A. CHEHBOUNI¹, M. AMADOU², D. TROUFLEAU³,
J.P. BRUNEL¹, P. BESSEMOULIN⁴, M. SICOT¹, S. GALLE¹, C. LLOYD⁶, F. SAID⁵.

RÉSUMÉ

L'un des objectifs d'Hapex-Sahel est l'étude des interactions entre la surface continentale et l'atmosphère pour caractériser la *climatologie à la méso-échelle* du milieu sahélien (GOUTORBE *et al.* 1992, 1993, 1994). Afin de mieux paramétriser ces interactions à cette échelle, il est nécessaire d'appréhender :

- l'effet de la biosphère sur les caractéristiques climatiques ;
- l'impact des conditions climatiques sur le fonctionnement de la biosphère.

Les résultats stationnels des mesures de flux de vapeur d'eau, de chaleur sensible et de CO₂ montrent qu'en fonction de la distribution des précipitations donc des stocks d'eau disponible, la végétation se développe et accroît ses surfaces d'échange. La quantité de matière organique produite provient d'un prélèvement du CO₂ atmosphérique, parallèlement à un transfert de vapeur d'eau de l'écosystème vers l'atmosphère. Ces échanges conduisent à une augmentation de la quantité de vapeur atmosphérique et à une réduction de la concentration de CO₂ dans l'atmosphère.

Avec l'épuisement du stock hydrique du sol, l'activité physiologique du système végétal se réduit, se traduisant par une réduction des échanges de vapeur d'eau et de CO₂ et une augmentation des transferts de chaleur sensible vers l'atmosphère.

¹Orstom, Hydrologie, BP 5045, 34032 Montpellier, France.

²Inran, BP 429, Niamey, Niger.

³Cemagref, BP 5095, Montpellier, France.

⁴CNRM, Toulouse, France.

⁵Laboratoire Aérologie, Univ. P. Sabatier, Toulouse, France.

⁶Institut of Hydrology, Wallingford, U.K.

Les variations spatiales pour les divers échanges des systèmes biologiques composant la biosphère sahélienne sont intégrées dans les paramètres physiques de la couche limite de surface régionale (C.L.S.). En effet, les résultats montrent que la masse d'air située au-dessus des surfaces d'échange somme, dans ses caractéristiques physiques, l'apport des différents flux et donne une valeur surfacique pondérée, définissant le climat à la mésoéchelle.

Le suivi des paramètres physiques de cette couche limite de surface régionale permet d'évaluer l'importance des échanges entre la biosphère sahélienne et l'atmosphère par intégration spatio-temporelle des flux (passage de l'échelle stationnelle à la région). La couche limite de surface, en équilibre avec la couche limite sahélienne (C.L.Sah), est un intégrateur de grande échelle des interactions entre la surface sahélienne et l'atmosphère.

INTRODUCTION

Les échanges d'énergie des différentes surfaces influencent les paramètres physiques des masses d'air de la couche limite de surface. L'importance de ces échanges est fonction de la fraction d'énergie disponible (= rayonnement net moins flux conductif : $R_n - G$) au niveau des surfaces. Quant à la répartition de cette quantité d'énergie en chaleur latente (évaporation) et en chaleur sensible, elle dépend principalement de l'état de développement des couverts végétaux et de la disponibilité en eau du sol. Ces derniers éléments sont des variables d'état qui conditionneront les divers processus de fonctionnement et d'échange à l'interface de la surface continentale-atmosphère en zone sahélienne. La figure 1 montre le couplage entre le cycle de l'énergie et le cycle de l'eau et leurs implications entre la surface et l'atmosphère.

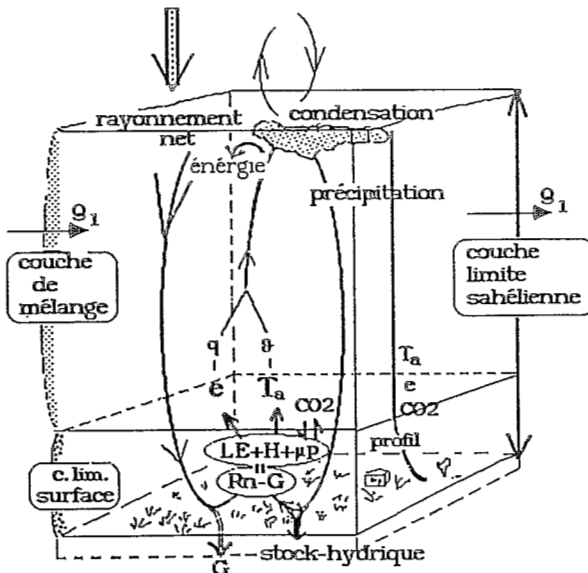


Figure 1 :
Couplage entre le cycle de l'énergie et de l'eau.

L'objectif de ce travail est de présenter une première analyse du comportement de la surface sahélienne et son interaction avec l'atmosphère. Elle passe par l'étude des bilans radiatifs et énergétiques des surfaces représentatives de la région. L'évolution de leurs échanges au cours du cycle de croissance et en phase d'épuisement du stock hydrique du sol fournit des informations quant à leur implication au niveau des caractéristiques des masses d'air de la couche limite de surface. L'intégration des échanges de masse et d'énergie des surfaces (chaleurs latente LE et sensible H et assimilation de CO_2) se retrouve au niveau des paramètres physiques de la couche limite de la région sahélienne (humidité e , température T_a et concentration de gaz carbonique). L'étude de ces caractéristiques de l'atmosphère (valeurs pondérées) représentant l'ensemble des surfaces permet une estimation régionale des flux en utilisant certaines formes des équations de conservation intégrées. (LHOMME *et al.* 1994c).

MÉTHODES

— Le bilan radiatif général au niveau d'une surface correspond à la densité du flux radiatif net ou rayonnement net en Wm^{-2} ou $MJm^{-2}j^{-1}$:

$$Rn = Rg - Rr + \varepsilon.Ra - \varepsilon.\sigma.Ts^4$$

Rg : rayonnement solaire reçu au sol ; Rr : rayonnement réfléchi par la surface ;

Ra : rayonnement atmosphérique et Ts température de surface.

L'évaluation précise des bilans radiatifs des surfaces est assez complexe et se trouve conditionnée par la variabilité de certains facteurs comme les caractéristiques de la surface ou des propriétés de l'atmosphère. Le rayonnement net est le terme prépondérant du bilan d'énergie pour l'étude des échanges de masse et de chaleur.

— Le bilan d'énergie d'un système sol-végétation en équilibre avec la masse d'air correspond à la somme des échanges convectifs et conductifs entre le système et l'atmosphère. La répartition de l'énergie disponible s'exprime (Wm^{-2} ou $MJm^{-2}j^{-1}$) :

$$Rn - G = L.E + H + \mu P + (S)$$

avec :

$L.E$: densité de flux de chaleur latente ;

H : densité de flux de chaleur sensible ;

G : densité de flux de chaleur conductif dans le sol ;

μP : densité de flux d'énergie fixée par la photosynthèse ;

S : densité de flux de chaleur latente et sensible stockée par le volume végétal, qui est négligeable.

En pratique, cette méthode nécessite la connaissance du rayonnement net et du flux de chaleur dans le sol ; elle permet d'estimer l'évaporation du système sol-végétation par la mesure des gradients de température et de pression de vapeur d'eau situés au-dessus du couvert dans la couche limite de surface du système. La stratégie adoptée pour appréhender les flux des surfaces hétérogènes comme celles des zones semi-arides consiste à positionner correctement les capteurs. La non prise en compte de cette caractéristique d'hétérogénéité des couverts aboutit à réaliser des mesures de flux qui ne sont pas nécessairement représentatives de la surface considérée, mais plutôt de certaines aires sources de la surface à recouvrement non uniforme. Ces aires sources de la surface influencent les caractéristiques de l'air en fonction du degré d'hétérogénéité de la végétation épars. Les paramètres physiques de la masse d'air, pour être représentatifs du mélange de chaleur et de vapeur des différentes aires sources de la surface, doivent être mesurés à une hauteur suffisamment élevée dans la couche limite de surface pour intégrer une plus large superficie. Pour ce faire, les stations de mesure des flux au sol sont positionnées sur des grandes étendues de végétation représentatives de la région (surface de savane : 1 km² et champ cultivé en mil : 0,6 km²). Ils comprennent un ensemble de capteurs installés à 12 mètres du sol pour la mesure des paramètres nécessaires à la détermination du bilan radiatif et entre 5 et 9 mètres pour les paramètres évaluant le bilan énergétique des surfaces. Les capteurs en position haute intègrent une surface hétérogène plus importante et donnent une valeur pondérée plus représentative des propriétés de la surface. La méthode utilise le rapport de Bowen pour le calcul des valeurs des flux de vapeur d'eau, de CO₂ et de chaleur sensible.

La grande variabilité de la quantité d'énergie solaire atteignant la surface du sol d'un couvert épars nécessite la mise en place d'un dispositif de plusieurs capteurs pour estimer correctement le flux conductif moyen.

Les données ont été collectées durant la période d'observation intensive d'août à octobre 1992 de l'expérience Hapex-Sahel. (MONTENY, 1992).

- L'évaluation de l'évaporation d'une surface peut être réalisée par différentes équations dont celle de Priestley et Taylor (1972) qui tient compte essentiellement de la quantité d'énergie disponible selon l'expression :

$$L.E = \alpha^* LE_0 = \alpha^* (\Delta / \gamma + \Delta)^* (Rn - G)$$

avec :

$$\frac{1 + (\gamma / \gamma + \Delta)^* (rc / ra)}{1 + (\gamma / \gamma + \Delta)^* (rv / ra)}$$

et LE_0 = évaporation standard.

Le coefficient α est l'expression du rapport des résistances aux transferts de chaleur et de vapeur d'eau entre la surface et l'atmosphère. La valeur de α peut être reliée à l'évolution de la disponibilité en eau du sol (MONTENY et CASNAVE, 1989, MONTENY *et al.*, 1994).

RÉSULTATS

La quantité d'énergie disponible ($R_n - G$) varie en fonction des propriétés de la surface réceptrice : selon le type de végétation, cette fraction d'énergie rapportée à l'énergie solaire incidente évolue dans le temps selon le degré de développement des couverts et du recouvrement du sol comme le montre la figure 2.

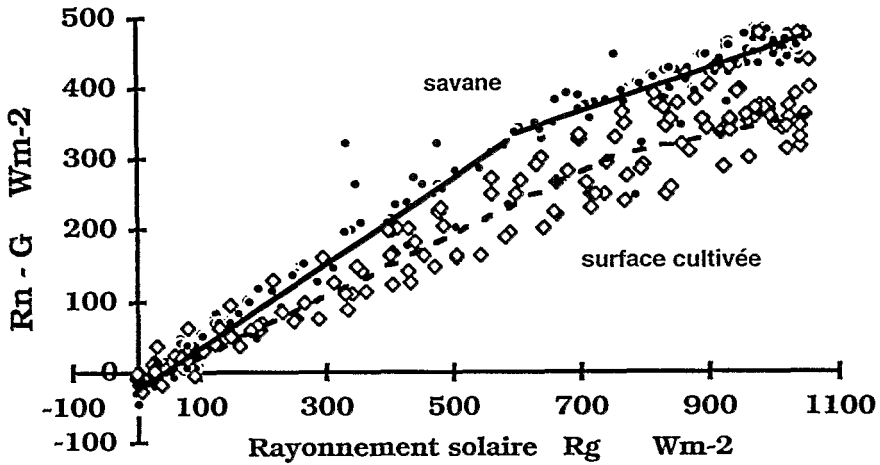


Figure 2 :

Relation entre le rayonnement solaire reçu au sol et la fraction d'énergie disponible $R_n - G$ au niveau des surfaces.

Pour la surface de savane tout comme pour la surface cultivée en mil, le faible recouvrement du sol sableux l'expose directement au rayonnement solaire et les pertes par réflexion et émission de rayonnement sont élevées. L'énergie disponible au niveau d'une surface cultivée représente 43-48 % du rayonnement solaire ; elle est légèrement supérieure au-dessus d'une savane (53-58 %) où les débris végétaux et arbustes de *guiera* couvrent partiellement la surface du sol. La non linéarité de la relation provient des effets d'ombrage des plants de végétation haute, aux angles solaires inférieurs à 60° .

La fraction d'énergie disponible est répartie selon les deux processus d'échange : flux de vapeur d'eau et flux de chaleur sensible. Cette répartition dépend du développement du couvert végétal et de son recouvrement, du stock hydrique dans la zone explorée par le système racinaire et de l'humidité de la surface du sol.

Pour la journée 261, l'évolution horaire de la fraction évaporative, définie comme le rapport LE/R_n-G , du site savane et du site champ de mil est quasi identique alors que les couverts végétaux sont en phase de croissance active avec un stock hydrique du sol égal à 90 % de la fraction d'eau utilisable. L'évaporation moyenne journalière représente 73 % de la quantité d'énergie disponible, valeur élevée en raison de la participation de l'humidité de la surface du sol au processus d'évaporation qui peut représenter 20 à 30 % du total juste après la pluie (figure 3).

Avec l'épuisement du stock hydrique du sol, l'activité stomatique exerce un frein à la transpiration des feuilles. Cette augmentation de la résistance de surface des couverts végétaux *rv* réduit les échanges de vapeur d'eau de la surface. (LHOMME *et al.* 1994a, b). En outre, la surface du sol ne participe plus au processus de transfert de vapeur d'eau (figure 4).

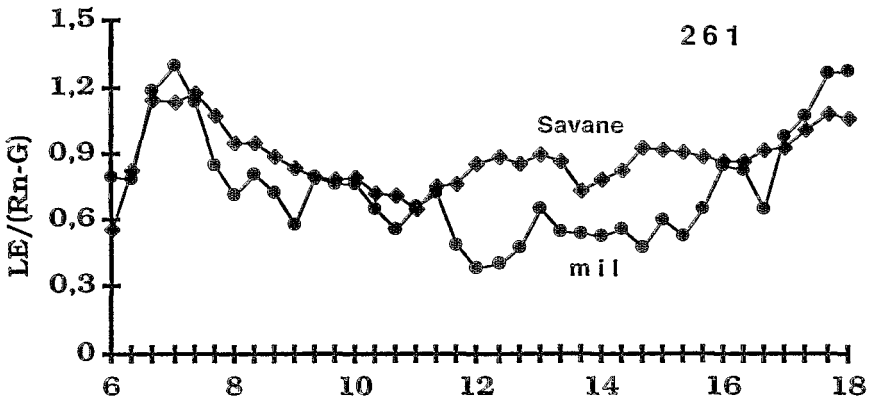


Figure 3 :

Évolution horaire de la fraction évaporative de deux surfaces bien alimentées en eau pour la journée 261 (17 sept.).

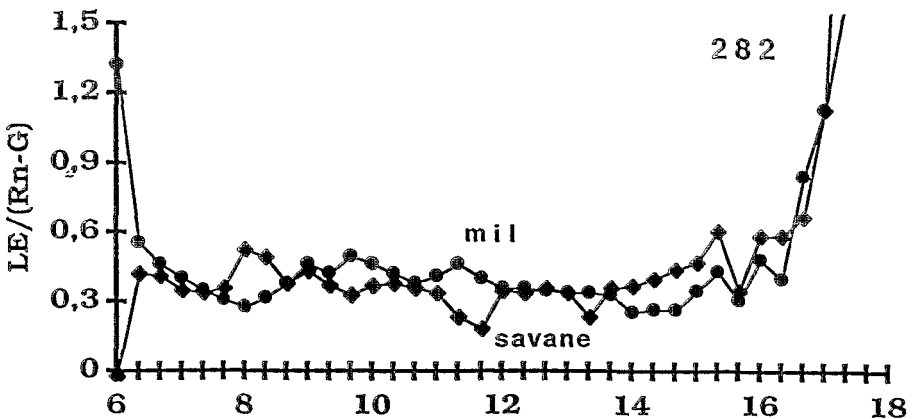


Figure 4 :

Évolution horaire de la fraction évaporative de deux surfaces en condition de manque d'eau pour la journée 282 (8 oct.).

L'assimilation photosynthétique de la surface de savane suit partiellement l'évolution des échanges de transpiration foliaire puisque le gaz carbonique emprunte la même voie mais en sens inverse. La figure 5 montre d'une part l'évolution de la photosynthèse nette dans le cas d'un couvert bien alimenté en eau (265 à 273) et d'autre part en période de déficit hydrique (278 à 282) avec réduction rapide de l'assimilation de CO₂. La diminution de la disponibilité de la réserve hydrique du sol affecte les échanges, conduisant à une élévation de la température. Ainsi, l'assimilation photosynthétique journalière décroît davantage (278 à 282) sous l'effet dépressif des températures élevées qui accroissent la respiration totale de la biosphère. La réduction des transferts de vapeur d'eau par fermeture stomatique est compensée par une augmentation du transfert de chaleur sensible avec accroissement de la température de la surface et donc de l'air. L'effet rétroactif de cette augmentation de la température crée au voisinage immédiat de la biosphère des conditions de sécheresse de l'air plus élevées affectant la physiologie de certaines plantes. Le bilan carboné journalier du système devient dès lors négatif, correspondant à la phase de sénescence du système végétal. Ainsi le couvert végétal, influencé par la disponibilité en eau du sol, joue un rôle important dans le contrôle des échanges de vapeur d'eau et de gaz carbonique, affectant l'humidité et la concentration de CO₂ atmosphérique.

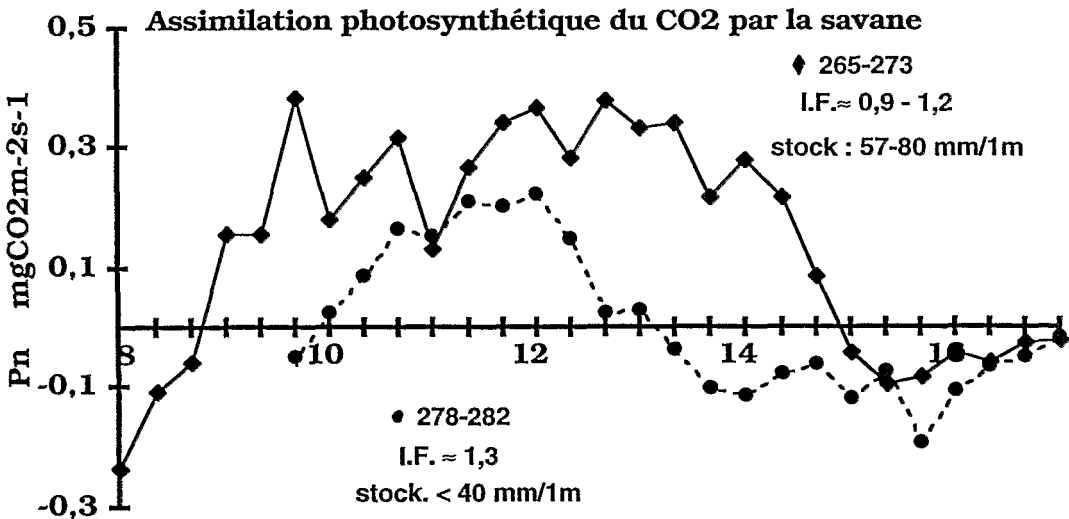


Figure 5 :

Évolution horaire de l'assimilation photosynthétique de la savane
 >> bien alimentée en eau pour les journées 265 à 273,
 >> en déficit hydrique en fin de végétation 278 à 282.

En considérant l'évolution globale des fractions évaporatives des différentes surfaces, elles présentent un comportement assez identique au cours de la période d'observation. Les pluies successives sur une période de 3 semaines du 6 au 30 août (TAUPIN *et al.* 1992) favorisent la levée progressive des plantes annuelles et de leur croissance formant les couverts végétaux. Près de 70 % de la quantité d'énergie disponible durant cette période est ainsi transférée sous forme de vapeur d'eau vers l'atmosphère quel que soit le type de végétation au cours de la phase de croissance (figure 6).

L'épuisement progressif de la fraction d'eau utilisable du sol réduit les transferts de vapeur d'eau et les pompages de CO₂ atmosphérique par les couverts végétaux. L'évaporation relative LE/LE₀ diminue dès que la disponibilité en eau S-S_m dans les premiers 0,60 m de sol atteint 60-70 % de la quantité d'eau totale utilisable S/S_m (figure 6).

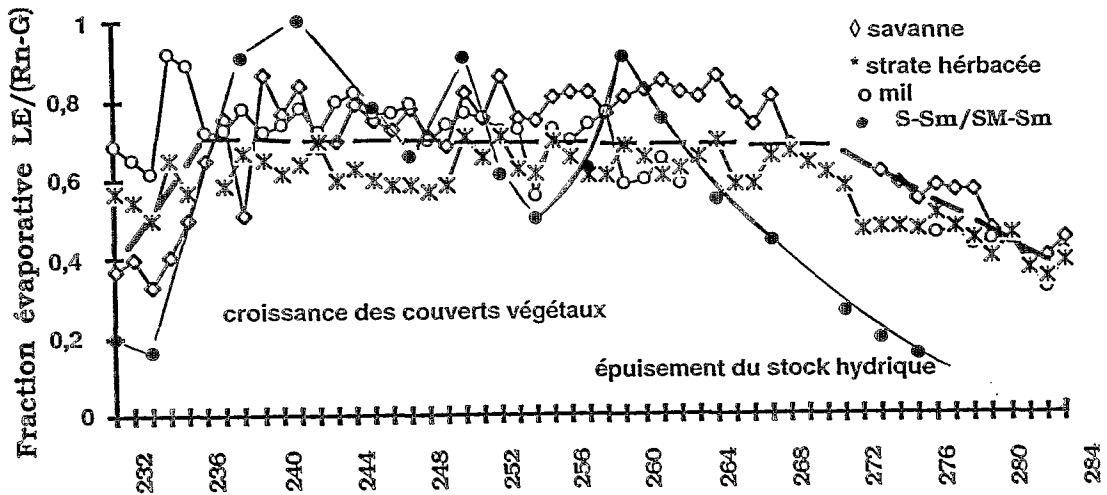


Figure 6 :

Évolution de la fraction évaporative des diverses surfaces au cours de leur phase de développement et croissance.

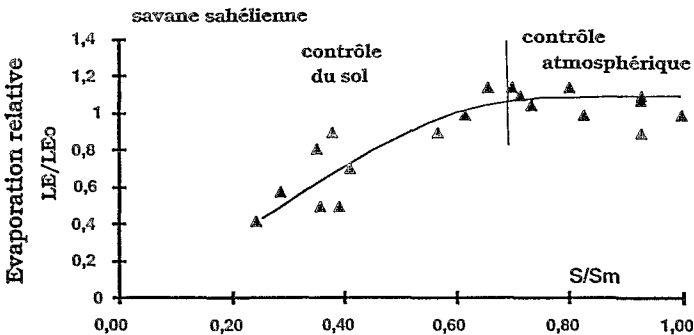


Figure 7 :

Évolution de la fraction d'évaporation LE/LE₀ en fonction de la disponibilité hydrique du sol de la savanne.

Ainsi, après les pluies, la demande climatique contrôle les échanges de vapeur d'eau de la surface sol-végétation. Avec la réduction progressive de l'humidité à la surface du sol, la biosphère régule les échanges de vapeur d'eau en fonction de son activité physiologique. Dès lors, l'évaporation est sous le contrôle de la réserve hydrique du sol. Le couplage entre le bilan de masse d'eau atmosphérique et celui de la surface passe donc par une évaluation correcte de cette disponibilité en eau du sol.

Le suivi du stock hydrique du sol en différents points de la zone montre bien une réduction importante entre les jours 260 et 281 quel que soit le type de système végétal présent en surface (figure 8). L'épuisement observé du contenu en eau du sol est général. Le point JO8 correspond à une aire d'épandage des écoulements venant des jupes et du plateau.

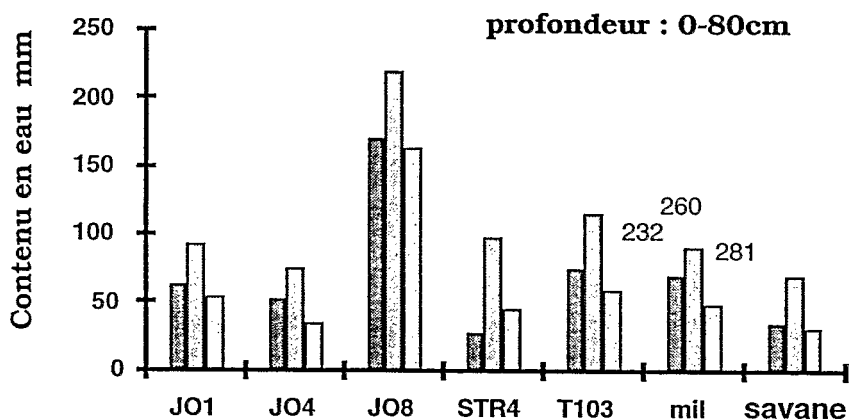


Figure 8 :

État du stock hydrique du sol à 3 dates pour un transect de 3,5 km dans la zone d'étude.

La réduction de la fraction d'eau disponible pour l'ensemble des surfaces affecte les transferts de toutes les surfaces de la zone (sol + couverts végétaux) comme observé précédemment au niveau des sites de mesures (figure 6).

Cette évolution est également constatée au niveau des données des mesures de flux aéroportés (jours 261 et 282) intégrant une distance de 20-25 km dans la couche limite de surface (figure 9).

La caractéristique générale observée est l'affaiblissement entre ces deux dates des transferts de vapeur d'eau entre la surface et l'atmosphère confirmant l'épuisement généralisé du stock hydrique du sol sur l'ensemble de la zone d'étude qui est bien le paramètre déterminant contrôlant les échanges de vapeur d'eau.

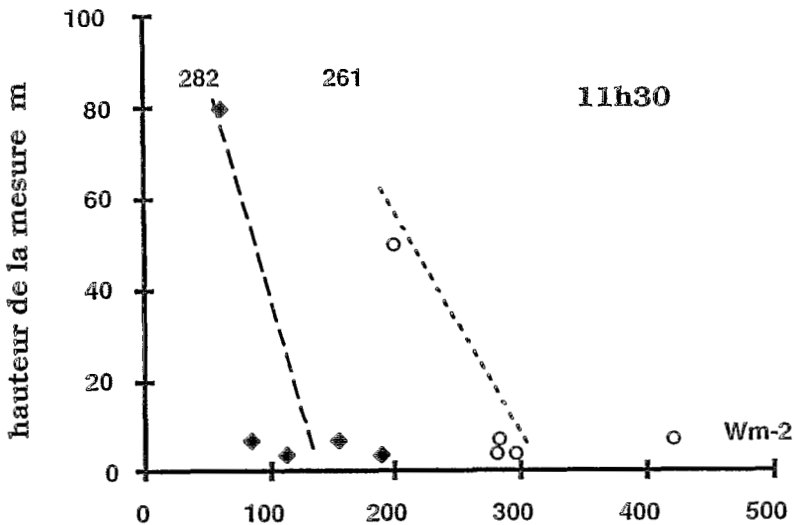


Figure 9 :

Flux de vapeur d'eau au niveau des surfaces savane et champ de mil et les données de flux aéroportés pour les deux journées spécifiques. (SAID et al. 1992).

Les profils des caractéristiques physiques de la couche limite sahélienne (figure 10) démontrent clairement pour deux jours caractéristiques, l'impact de la réduction de la disponibilité en eau des sols sur les quantités de vapeur d'eau dans la couche limite. Le rapport de mélange passe de 15g/kg à 10g/kg sur une hauteur de 1 300-1 400 mètres correspondant à la couche limite sahélienne.

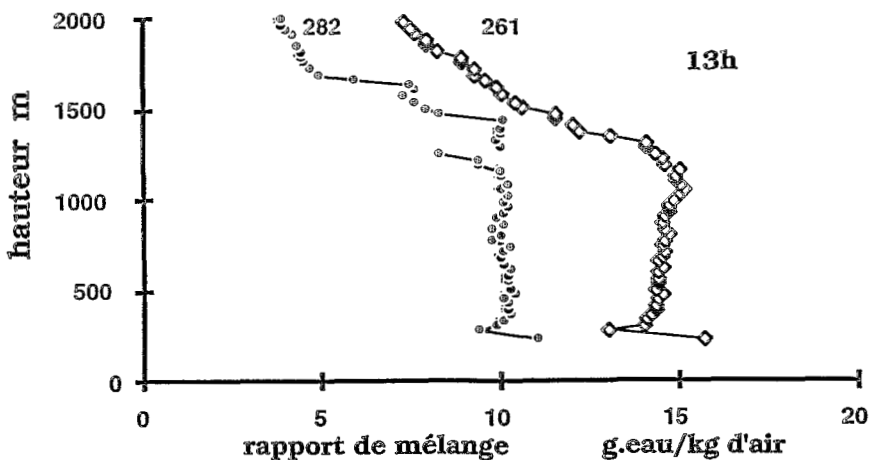


Figure 10 :

Profil du contenu en eau Q de la couche limite de surface pour deux jours caractéristiques du fonctionnement de la surface sol-végétation. (BERGUE et BESSEMOULIN, 1993).

En région sahélienne, la connaissance correcte de la fraction d'eau utilisable du sol et de son évolution doit être considérée comme une variable d'état déterminante pour l'évaluation de l'évaporation régionale (MONTENY *et al* 1994). Les variations spatio-temporelles du stock hydrique du sol jouent peu du fait de l'intégration des échanges dans les paramètres physiques de l'atmosphère. Par ailleurs, le suivi de la signature de deux paramètres physiques (vapeur d'eau et CO₂) de la couche limite de surface montre clairement une réduction progressive de l'humidité et un accroissement de la concentration en gaz carbonique (figure 11). En raison de l'épuisement de l'eau dans la zone racinaire des couverts végétaux, l'activité physiologique de la biosphère conduit à un rééquilibrage de la répartition de l'énergie disponible : réduction des échanges de vapeur d'eau et de CO₂, augmentation des échanges de chaleur sensible conduisant à un rééquilibrage climatique. La concentration atmosphérique de ces variables physiques représente une valeur moyenne surfacique de l'ordre de plusieurs centaines de kilomètres carrés, lissant les hétérogénéités spatio-temporelles de la surface.

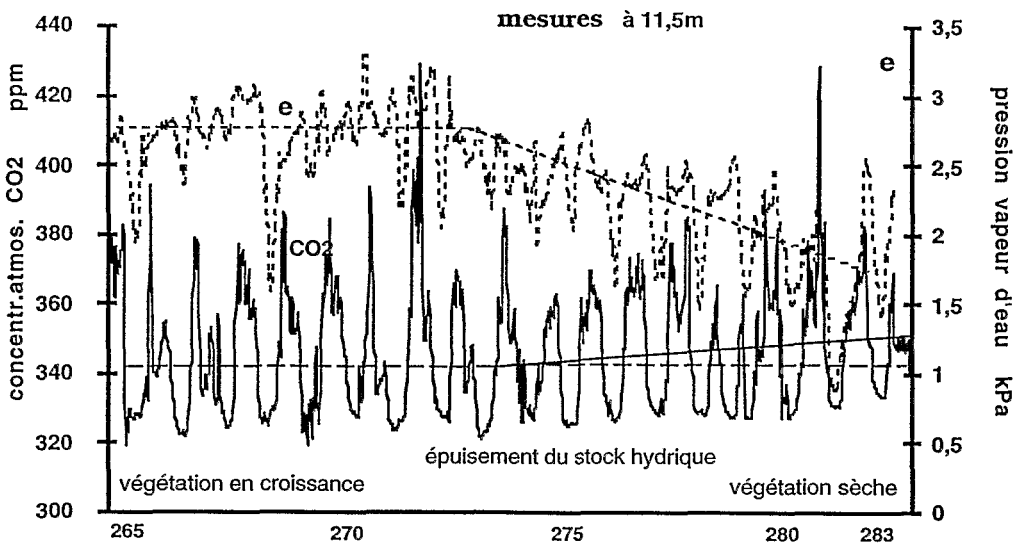


Figure 11 :

Évolution de la signature physique de l'humidité et de la concentration de CO₂ dans la couche limite de surface au cours de la période de déstockage hydrique du sol.

À la méso-échelle, l'évolution de certains paramètres physiques de la couche limite de surface tels que l'humidité de l'air et la concentration en CO₂ met bien en évidence le couplage entre la disponibilité en eau du sol et l'intensité des

différents échanges au niveau de la biosphère (figure 12). Le bilan de masse d'eau de la branche atmosphérique du cycle hydrologique montre bien une décroissance continue au cours cette période.

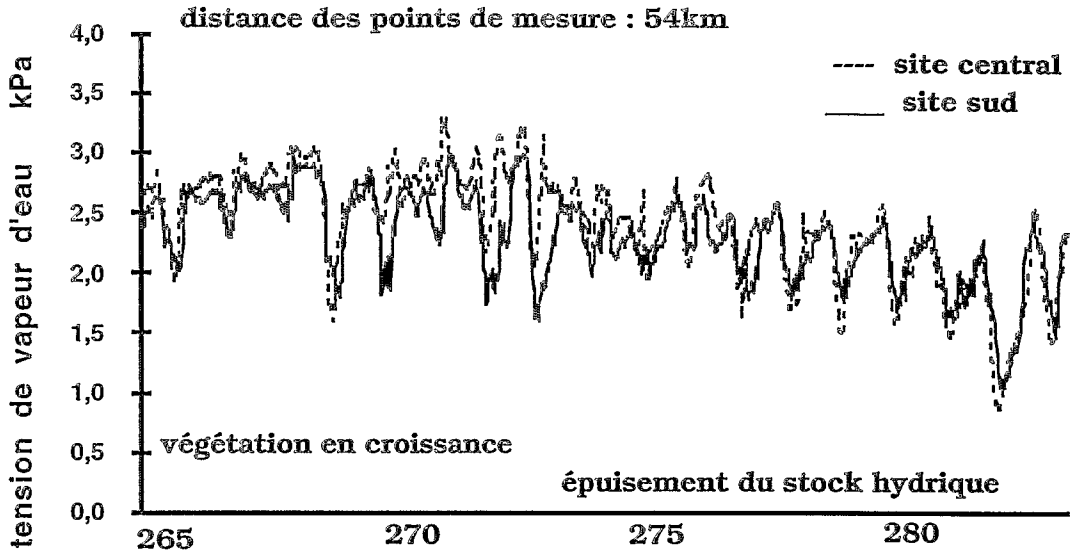


Figure 12 :

Évolution de la tension de vapeur d'eau en deux points distants de 54 km.

Le degré carré de la région sahélienne où les travaux ont été réalisés peut-il être considéré comme une unité hydrologique relativement uniforme avec des variables d'état représentatives à cette échelle ? La comparaison entre les données des tensions de vapeur d'eau mesurées dans le site sud (LLOYD, 1994) et les données observées sur le site central est, distant de 54 km l'un de l'autre à vol d'oiseau, montre une fluctuation quasi identique avec des très faibles écarts, indiquant le caractère relativement homogène des caractéristiques physiques de la couche limite de surface sahélienne. Tout indique un même fonctionnement des surfaces.

Ainsi, l'évaporation de la zone peut être modélisée à partir d'une équation du type Priestley-Taylor adaptée pour cet ensemble sur la base d'une variable d'état pondérée comme le stock hydrique du sol, évalué à partir des différences de températures surface-air (MONTENY *et al.* 1994) ou à partir d'un modèle bicouche également basé sur les différences de températures (LHOMME et MONTENY, 1993).

Au Sahel, le suivi de l'évolution de certains paramètres physiques de la couche limite de surface permet le passage d'échelle compte tenu de l'atténuation des variations spatiales. Le couplage entre le bilan de masse d'eau de la branche atmosphérique et celui de la surface sahélienne conduirait à réaliser le bilan hydrologique de la région.

CONCLUSION

En raison du mode de distribution des précipitations au cours de l'année 92, les couverts végétaux ont pu se mettre en place et croître dans des conditions hydriques très satisfaisantes. Toutefois, la succession des diverses espèces composant la strate herbacée de la savane n'a pas été complète, suite à une saison des pluies courtes. Les conditions de fortes humidités du sol n'ont pas permis de mettre en évidence des différences notables des échanges énergétiques entre les surfaces sur les paramètres physiques de la couche limite et donc sur le climat. Les échanges de vapeur d'eau se situent entre 70-75 % de l'énergie disponible durant la période humide, la participation de la surface du sol au processus d'évaporation étant prise en compte. De ce fait, une certaine stabilité des conditions climatiques à la méso-échelle est observée même si la répartition des précipitations varie dans le temps et l'espace.

Après la saison des pluies, la disponibilité en eau dans la zone racinaire induit un contrôle de la végétation sur les échanges : l'accroissement des résistances de surface entraîne une répartition différente des échanges énergétiques. La réduction des transferts de vapeur d'eau et de CO₂ et l'augmentation de la chaleur sensible au niveau des surfaces conduisent à une modification des caractéristiques physiques de la couche limite de surface. Considérant les paramètres physiques (e , T_a , $C^\circ\text{CO}_2$) de la masse d'air de cette couche comme intégrant les échanges surface-atmosphère de grande échelle, leur évolution confirme la réduction des transferts de vapeur d'eau et de CO₂. Les paramètres physiques de la couche limite de surface permettent ainsi le passage d'échelle.

L'analyse du fonctionnement de la surface sahélienne montre l'importance de l'impact de l'assèchement des surfaces sur les caractéristiques de la couche limite de surface, et donc sur les variables climatiques. Le changement d'équilibre climatique entre la surface sahélienne et l'atmosphère se produit quand la fraction d'eau utilisable du sol devient facteur limitant, imposant au niveau de la surface sol-végétation une réduction des échanges de vapeur d'eau et de CO₂. Cette réduction se traduit par une augmentation générale des résistances de surface de la biosphère conduisant à une autre répartition de l'énergie disponible : la réduction des échanges de vapeur d'eau est compensée par une augmentation de chaleur sensible influençant les variables climatiques et l'épaisseur de la couche limite sahélienne.

BIBLIOGRAPHIE

- BERGUE P., BESSEMOULIN P., 1993. Catalogue of CNRM radiosoundings during Hapex-Sahel 92. Note de travail n°3. 31 p.
- GOUTORBE J.P., LEBEL T., TINGA A., DOLMAN A.J., ENGMAN E.T., GASH J.G.C., KABAT P., KERR Y.H., MONTENY B.A., PRINCE S.D., SELLERS P., WALLACE J.S., HOEPFFNER M., 1992. Experiment plan for Hapex-Sahel. Orstom, Montpellier.
- GOUTORBE J.P., LEBEL T., TINGA A., BESSEMOULIN P., BROUWER J., DOLMAN A.J., ENGMAN E.T., GASH J.G.C., HOEPFFNER M., KABAT P., KERRY H., MONTENY B.A., PRINCE S.D., SAID F., SELLERS P., WALLACE J.S., 1993. A large scale study of land-atmosphere interactions in the semi-arid tropics (Hapex-Sahel). 357-361. in BOLLE H.J., FEDDES R.A., KALMA J. « Exchange processes at the land surface for a range of space and time scales ». Proceedings of the IAHGS Symposium n°212, IAHS-Yokohama, July 1993.
- GOUTORBE J.P., LEBEL T., TINGA A., BESSEMOULIN P., BROUWER J., DOLMAN A.J., ENGMAN E.T., GASH J.G.C., HOEPFFNER M., KABAT P., KERRY H., MONTENY B.A., PRINCE S.D., SAID F., SELLERS P., WALLACE J.S., 1994. Hapex-Sahel : A large scale study of land-atmosphere interactions in the semi-arid tropics. *Ann. Geophysicae* : 12, 53-64
- LHOMME J.P., MONTENY B.A., 1993. Estimates of convective fluxes over sparse canopy from infrared temperature. 437-446. in BOLLE H.J., FEDDES R.A., KALMA J. « Exchange processes at the land surface for a range of space and time scales ». Proceedings of the IAHGS Symposium n°212, IAHS-Yokohama, July 1993.
- LHOMME J.P., MONTENY B.A., AMADOU M., 1994. Estimating sensible heat flux from radiometric temperature over sparse millet. *Agric Forest meteorol.* 68, 77-91.
- LHOMME J.P., MONTENY B.A., CHEHBOUNI A., TROUFLEAU D., 1994. Determination of sensible heat flux over sahelian fallow savannah using infrared thermometry. *Agric Forest meteorol.* 68, 93-105.

- LHOMME J.P., CHEHBOUNI A., MONTENY B.A., 1994. Effective parameters of surface energy balance in heterogeneous landscape. Boundary-layer Meteorology 61-13p (in press).
- LLOYD C., 1994. communication personnelle
- MONTENY B.A., CASENAVE A., 1989. The Forest Contribution to the hydrological budget in tropical West Africa. *Annales Geophysicae*, 7 : 427-436.
- MONTENY B.A., 1992. Hapex-Sahel : Supersite central est. Campagne de mesures. Rapport général des activités durant la POI de l'expérience Hapex. 230 p.
- MONTENY B.A., LHOMME J.P., SICOT M., AMADOU M., CHEHBOUNI A., LEROUX X., 1994. Parametrization of the energy exchange processes over a semi-arid sahelian vegetated surface. European Conference on the Global Energy and Water Cycle Gewex. Royal Meteorological Society, 18-22 July 94, à Londres, (U.K.)
- SAID F., BENECH B., DRUIHET A., DURAND P., 1992. Campagne Hapex-Sahel : Comptes rendus scientifiques des expériences aéroportées. Vol1 et 2. note de travail 92-1.
- TAUPIN J.D., LEBEL T., CAZENAIVE F., GREARD M., KONG J., LECOCQ J., ADAMSON M., AMATO N., BEN MOHAMED A., 1992. Epsat-Niger. Campagne de mesure, 64 p.