

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER
CENTRE D'ADIOPODOUME
B.P. V-51 ABIDJAN (Côte d'Ivoire)

Laboratoire de Bioclimatologie

**ECHANGES RADIATIFS ET BILAN D'ENERGIE
D'UN COUVERT D'HEVEA**

MONTENY, B.A.; BARBIER, J.M.; LHOMME, J.P.

avec la collaboration technique de YAPI, K.R. et KAH, D.

Juillet 1981

ÉCHANGES RADIATIFS ET BILAN D'ÉNERGIE D'UN COUVERT D'HÉVÉA

MONTENY B.A., BARBIER J.M., LHOMME J.P.

Laboratoire de Bioclimatologie

ORSTOM, BP. V-51 Abidjan

(Côte d'Ivoire)

RESUME

Les divers échanges qui s'établissent entre un couvert d'hévéa et l'atmosphère ont été mesuré par la méthode du bilan d'énergie/rapport de Bowen.

L'évapotranspiration instantanée se réduit principalement l'après midi pour des valeurs élevées du potentiel hydrique du sol; quant au rapport de l'évapotranspiration réelle journalière à l'évapotranspiration standard LE/ET_0 , il tend à diminuer progressivement avec la réduction de la quantité d'eau disponible dans le sol.

D'autre part, certains paramètres physiques des masses d'air peuvent freiner le processus d'évapotranspiration. C'est ainsi que l'alizé austral (brise de mer), dont les caractéristiques d'équilibre se sont établies au-dessus de l'océan, modifie brutalement les gradients et donc le rapport de Bowen (en valeur et en signe), perturbant temporairement les échanges microclimatiques lors de son passage sur les régions côtières. L'équilibre des échanges se rétablit quelques heures après le passage du front de brise de mer.

I - INTRODUCTION

Le remplacement de l'écosystème forestier naturel par une culture perenne du type de l'hévéa entraîne des modifications des interactions qui existaient entre le couvert et l'atmosphère. Les répercussions à moyen ou long terme du rééquilibre des processus d'échange peuvent conduire à des changements des cycles hydrique et carboné sous l'influence des facteurs biologiques.

La forêt d'hévéa, écosystème cultivé et artificiel, occupe une superficie de plus en plus importante dans le massif forestier ivoirien. Elle fonctionne dans les limites que le climat et le sol imposent à tout système biologique : apports saisonniers d'énergie solaire et de pluies. L'utilisation de ces apports par les cultures dépendra d'autres facteurs tels que les caractéristiques des masses d'air, des réserves hydriques du sol et des stades phénologiques des plantes.

Nous présentons les premiers résultats obtenus sur l'importance des échanges radiatifs et leur devenir au niveau des flux d'énergie. Leur analyse fournira les éléments qui permettront de déterminer les conséquences de la transformation de l'écosystème sur les caractéristiques physiques de l'environnement.

II - CONSIDERATIONS THEORIQUES

L'interprétation du fonctionnement de l'écosystème forêt hévéa, siège de la transformation de l'énergie solaire reçue, nécessite la connaissance des mécanismes de transfert qui s'y opèrent.

a) Transferts radiatifs

Le bilan des transferts radiatifs au niveau supérieur du couvert végétal s'écrit :

$$R_g - R_r + \epsilon R_a - \epsilon \sigma T_s^4 = R_n$$

R_g = rayonnement solaire global (< 3000 nm)

R_r = rayonnement réfléchi par la surface du couvert
(< 3000 nm)

R_a = rayonnement atmosphérique (> 3000 nm)

σT_s^4 = rayonnement émis par le massif forestier
(> 3000 nm), fonction de sa température moyenne.

ϵ = émissivité de la surface (égale à son absorptivité)

σ = constante de Stefan - Boltzmann.

Le rayonnement net est défini comme la résultante des densités de flux des rayonnements descendants (+) et ascendants (-) par unité de surface. Il représente la quantité d'énergie absorbée et donc utilisable par le système végétal. Ce terme doit être connu avec une grande précision du fait de son importance au niveau de l'étude du bilan d'énergie.

b) Transferts convectif et conductif - bilan d'énergie

La quantité d'énergie absorbée R_n par le couvert et utilisée dans les divers processus convectifs et conductifs peut s'exprimer par l'équation du bilan d'énergie :

$$R_n = S + \lambda E + G + P + \Delta T + \rho c_p \int_z^{z'} U_z \frac{dt}{dx} (z) dz + \rho \lambda \int_z^{z'} U_z \frac{de}{dx} (z) dz$$

R_n = rayonnement net

S = flux convectif de chaleur sensible

λE = flux convectif de chaleur latente - évapotranspiration

P = énergie photosynthétique fixée sous forme chimique

G = flux conductif à la surface du sol

λ = chaleur latente de vaporisation de l'eau.

ρ = masse volumique de l'air

c_p = chaleur massique de l'air à pression constante

U_z = vitesse du vent ($m.s^{-1}$) au niveau Z .

ΔT = correspond au changement de la quantité de chaleur sensible et de chaleur latente de l'air à l'intérieur du système :

c'est à dire
$$\int_0^z (\rho_a c_p \frac{dT_a}{dt}) dz + \int_0^z (\rho_v c_{pv} \frac{de}{dt}) dz$$

Les données ΔT calculées entre 11 et 12 h par belles journées ensoleillées varient de 15 à 20 Wm^{-2} en fonction du rayonnement

net (500 à 650 Wm⁻²). Notre bilan, effectué sur des périodes de 15 minutes, négligera ces quantités dans un premier temps. Ces variations d'énergie dans le volume du système sont du même ordre de grandeur que celles obtenues par STEWART et al., (1973). Le bilan d'énergie de tout écosystème est à la base de l'analyse de son microclimat et des échanges qui s'y produisent. La somme algébrique des gains et des pertes d'énergie par unité de volume du couvert est égale à zéro dans les conditions de stabilité (principe de conservation de l'énergie). Dans la réalité, ces conditions sont rarement rencontrées, mais les variations des gains et des pertes intégrées sur 15 minutes sont très faibles et l'hypothèse précédente reste donc valable.

Les flux de chaleur sensible S et de chaleur latente λE sont des processus de transfert turbulent qui, en absence d'advection s'écrivent :

$$S = - \rho c_p K_h \left(\frac{dt}{dz} \right) = - \rho c_p \frac{dT}{r_a}$$

$$\Delta E = - \rho \lambda K_v \frac{de}{dz} = - \rho \lambda \frac{de}{r_a + r_s}$$

avec K_h et K_v comme coefficients de diffusivité turbulente :

dt = gradient de température

de = gradient de tension réelle de vapeur d'eau

r_a = résistance aérodynamique du couvert

r_s = résistance stomatique du couvert.

La fraction d'énergie stockée par le système photosynthétique du couvert (P) qui, selon les auteurs, ne représenterait que 1 à 2% du rayonnement net, sera négligée au niveau des premiers résultats.

Quant aux 2 termes traduisant l'apport horizontal de chaleur sensible et de vapeur d'eau dans l'écosystème, ils ont été généralement considérés comme négligeable si l'étendue des surfaces cultivées entourant le site est importante. Toutefois, l'impact des mouvements des masses d'air de grande échelle sur l'évolution des flux ne peut être sous estimé.

Compte tenu de certaines hypothèses - uniformité horizontale et équilibre des conditions physiques, l'équation du bilan d'énergie, sous sa forme simplifiée, correspond à :

$$R_n + G = S + \lambda E$$

c'est à dire que l'énergie absorbée est répartie selon les 2 flux verticaux S et λE dont le rapport $S/\lambda E$ correspond au rapport de Bowen :

$$B = \frac{S}{\lambda E} = \gamma \frac{dT}{de}$$

Plusieurs cas sont à considérer quant à l'évolution du rapport de Bowen en fonction des signes des gradients (cf. Tableau I).

Tableau I - Cas possibles du rapport de Bowen.

	β	dT	de	R_n	λE	S	Observations
1	+	-	-	+	- < R_n	- < R_n	Alimentation hydrique correcte
2	+	+	+	-	+ < R_n	+ < R_n	Condensation de la vapeur d'eau refroidissement
3 a)	$-1 < \beta < 0$	+	-	+	- > R_n	+ < R_n	Advection d'énergie sensible
b)	$\beta < -1$				+ < R_n	- > R_n	?
4 a)	$-1 < \beta < 0$	-	+	+	- > R_n	+ < R_n	?
b)	$\beta < -1$				+ < R_n	- > R_n	Advection d'énergie latente

Il est évident que les mesures sont réalisées dans la couche limite où le régime des flux est conservatif.

Les cas 1 et 2 sont d'observation courante pour des couverts végétaux sans déficit hydrique, transpirant normalement ; le cas 2 se situe durant la période nocturne.

Le cas 3 a correspond à l'apport d'énergie advective au système étudié, appelé encore "effet d'oasis" et se rencontre généralement avec des cultures irriguées (advection locale) ou dans le cas des transports de grande échelle des masses d'air sec (sirocco, harmattan, simoun) qui modifient les caractéristiques de la couche limite.

Le cas 4 b se rencontre également. Il traduit l'apport d'énergie latente dans le système étudié. RAYNOR et al. (1979) SIMPSON et al. (1977) ont montré que les masses d'air humides comme les brises de mer pouvaient pénétrer sur des distances importantes à l'intérieur des terres. De ce fait, il faut

s'attendre à ce que les caractéristiques de ces masses d'air influencent les échanges plante-atmosphère. Il se distingue du cas 3a par le fait que l'apport d'énergie latente au système ne peut participer au bilan général car il n'y a pas de changement d'état de cette vapeur d'eau.

Les cas 3b et 4a sont uniquement théoriques et ne se rencontreraient pas dans les conditions expérimentales. Ils correspondent à des flux dont le signe est contraire au gradient mesuré.

JARVIS et *al.* (1976) font remarquer qu'il y a lieu de s'attendre à une grande variabilité du rapport de Bowen du fait de sa dépendance à la résistance stomatique du couvert, ainsi que des conditions atmosphériques générales qui influencent les situations microclimatiques sur le lieu du site des mesures.

Le flux de chaleur latente, mesuré à l'aide de l'équation du bilan d'énergie/rapport de Bowen, peut être aisément comparé à l'évapotranspiration standard ET_0 , correspondant au terme radiatif de la formule de Penman (MONTENY et *al.* (1981) :

$$ET_0 = \frac{P'}{P' + \gamma} (R_n + G)$$

P' = pente de la courbe de pression de vapeur d'eau saturante, en fonction de la température.

γ = constante psychrométrique.

L'évapotranspiration standard considérée comme terme de référence, permet de vérifier l'impact de certains facteurs climatiques ou physiologiques sur le processus d'échange de vapeur d'eau.

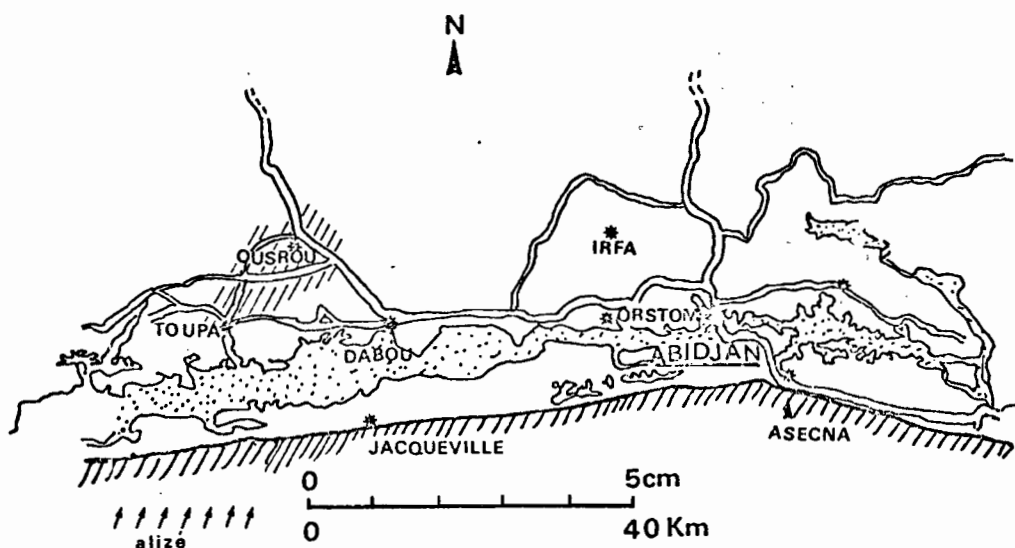
III - METHODOLOGIE EXPERIMENTALE

A. Situation géographique de la station

La plantation d'hévéa est située à OUSROU, à 57 km à l'Ouest d'Abidjan - (cf. carte). La région a un climat général du type tropical humide à 2 saisons de pluies (mai à juillet et octobre-novembre avec un régime de vent de secteur S-SW

(brise de mer) dominant et qui correspond à l'alizé austral (ELDIN, 1971). Cette masse d'air, de 300 à 600 m d'épaisseur après passage sur les étendues océaniques, se caractérise par une forte concentration en vapeur d'eau (> 30 mb) et par une instabilité liée à la convection thermique. Elle influence, lors de son passage sur le continent, les conditions climatiques locales : amplitudes thermiques faibles ($23-30^{\circ}\text{C}$), humidité relative élevée, atténuation de l'énergie solaire importante par les cumulus d'alizés amortissant ainsi les extrêmes diurnes.

A cette caractéristique générale, s'ajoute l'effet de la circulation locale-brise de terre-dont l'impact sur les conditions microclimatiques n'est pas à négliger. Son mouvement est faible (1 à 2 m s^{-1}) et se produit tôt le matin entre $2-6$ h. . Au cours de la matinée, le changement de direction provoque une réduction partielle de la vitesse du vent et quand le régime d'alizé (brise de mer) est bien établi, la vitesse s'accroît (3 à 5 m s^{-1}). Cette asymétrie des brises a également été observé par PEARSON (1975). La masse d'air océanique pénètre largement à l'intérieur du pays. L'alternance des mouvements des masses d'air est assez régulière.



Situation géographique de l'hévéaculture (en hachuré)

La superficie de l'hévéaculture est d'environ 9.000 ha, sans discontinuité, formant un bloc uniforme établi sur un terrain plat légèrement valonné. La plantation est divisée en blocs de 25 ha chacun séparés par un chemin de 12 m de large permettant la collecte du latex.

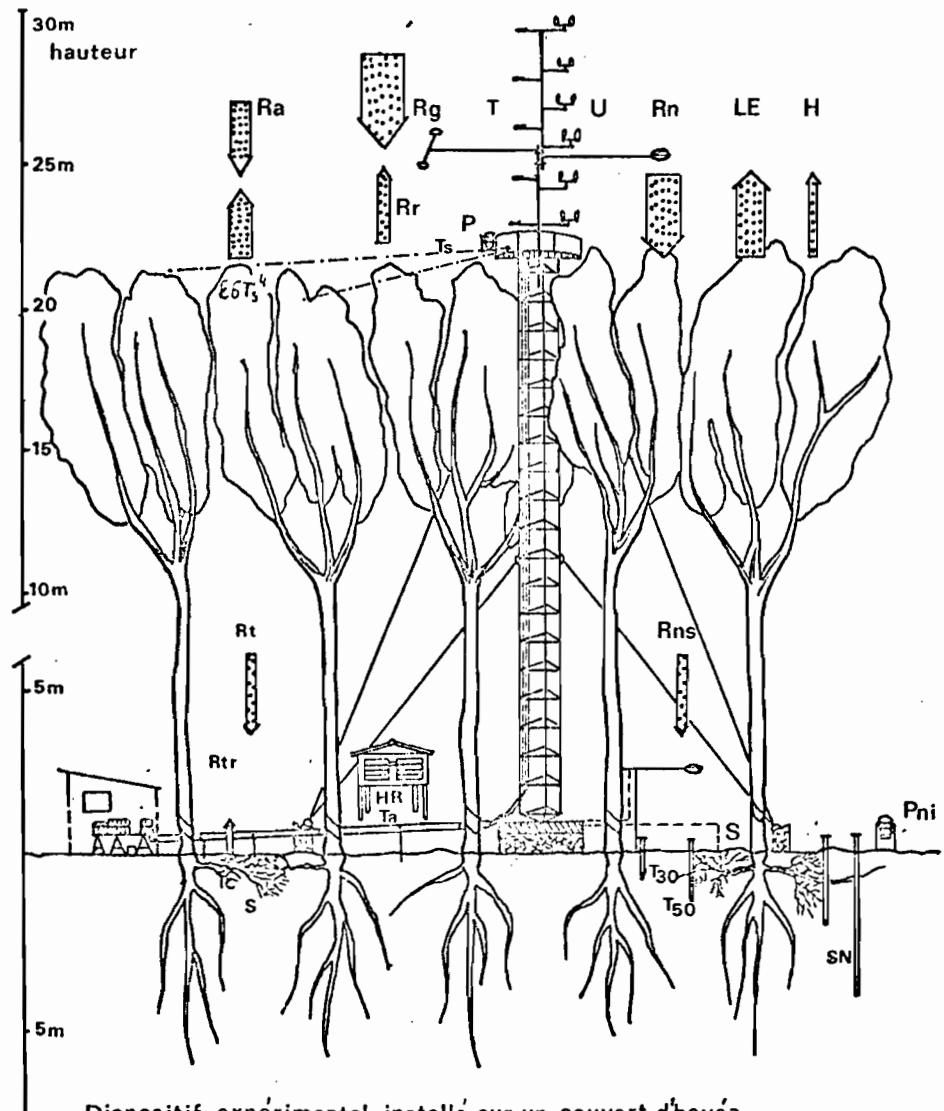
La station de mesure a été établie dans un bloc situé au centre de la plantation dans le clone le plus répandu en Côte d'Ivoire. Elle comprend une tour haubannée de 22 m de haut avec une nacelle située dans la partie supérieure de la canopée et un local au sol pour abriter l'ensemble du matériel d'enregistrement. Une station climatique sous couvert enregistre les caractéristiques de l'air (T_a et HR), la pluie au sol ainsi la température dans le sol (à 20 et 30 cm) et son humidité par des tensiomètres à effet Peltier, installés tous les 20 cm jusqu'à 2 m de profondeur. La campagne de mesure a été réalisée au cours de la période de décembre à mai, caractérisant la saison sèche entrecoupée d'averses importantes et très localisées.

B. Dispositifs de mesure (cf. schéma)

Les rayonnements solaires global (R_g) et réfléchi (R_r) sont mesurés à l'aide de pyranomètres thermoélectriques (Kipp et Zonen) maintenus en position horizontale par un bras, à 4 m au dessus du couvert. Le bilan des rayonnements R_n est mesuré à l'aide d'un pyrriobilanmètre (Schenk) disposé également à 4 m au-dessus de la canopée. Quant à la température de surface - T_s , elle est enregistrée par un radiothermomètre (Barns). L'ensemble de ces appareils et leurs intégrateurs ont été étalonnés au préalable.

Les profils de vitesses de vent ont été réalisés à l'aide d'anémomètres sensibles Casella (T 16110) dont le seuil de démarrage est de l'ordre de 0,10 à 0,15 $m.s^{-1}$. Ils ont été comparé à un anémomètre de référence dont l'étalonnage a été réalisé en soufflerie. Ils sont fixés à des montants perpendiculaires au mat télescopique qui permet d'ajuster leur hauteur (MONTENY et *al.*, 1979).

Les températures ont été mesuré à l'aide de thermocouples cuive-constantan par rapport à la température de la glace fondante. Chaque thermocouple avec son enregistreur a été au préalable, étalonné. Parallèlement, l'air était prélevé à 2 niveaux avec 2 pompes à membrane (débit de 120 litres par minute) pour la mesure directe de leur température du point de rosée (hygromètre à effet Peltier), ainsi que de leur concentration



Dispositif expérimental installé sur un couvert d'hevéa

Rg: rayonnement global	LE: flux de chaleur latente de vaporisation
Rr: rayonnement réfléchi	H : flux de chaleur sensible
Ra: — atmosphérique	S : flux de chaleur entrant dans le sol
$\epsilon \sigma T_s^4$ — terrestre	T _{30-T50} température du sol à 30-50 cm
Rn: bilan des rayonnements	SN: tubes de sonde à neutron
Rt: rayonnement transmis	Ta: HR: température et humidité relative
Rtr: — réfléchi par le sol	T: profil de température
P: Pni pluviomètres	U: profil des vitesses de vent

en gaz carbonique. Le tableau II donne la position des capteurs. Le flux de chaleur conductif à la surface du sol G est enregistré par un fluxmètre (SRI 9) installé à 3 cm de profondeur entre 2 rangées d'arbres.

Tableau II -

Capteur \ Niveau hauteur (m)	1	2	3	4	5		6
	22,6	23,6	24,6	25,6	26,6	26,7	28,7
Pyranomètres					x		
Bilanmètre					x		
Anémomètre	x	x	x	x		x	x
Thermocouple	x	x	x			x	x
Vapeur d'eau		x					x
CO ₂		x					x

Les tensions débitées par les capteurs sont intégrées sur une période de 15 minutes. Un programme de calcul fournit pour chaque période, les valeurs des différents flux.

Ce dispositif de mesure permet d'utiliser divers méthodes pour déterminer les flux : la méthode du bilan d'énergie/ rapport de Bowen, la méthode mixte (couplage méthode aérodynamique - bilan d'énergie) GRANT (1975) PERRIER et *al.* (1970) et la méthode simplifiée (ITIER 1980).

IV - RESULTATS

A. Transfert radiatif

Le rayonnement net, paramètre climatique important, représente la quantité d'énergie qui régit les processus d'évapotranspiration, d'échange de chaleur et de la photosynthèse. La figure 1 présente la relation entre ces 2 rayonnements en fonction des caractéristiques du couvert dont l'influence porte sur les échanges d'énergie rayonnante comme la réflexion et l'émissivité. En effet, durant la période de défoliation, la quantité d'énergie absorbée R_n est inférieure de 10% à celle de la phase feuillée. Si la quantité d'énergie réfléchie (albedo) est réduite durant la phase défeuillée (fig. 2), la quantité

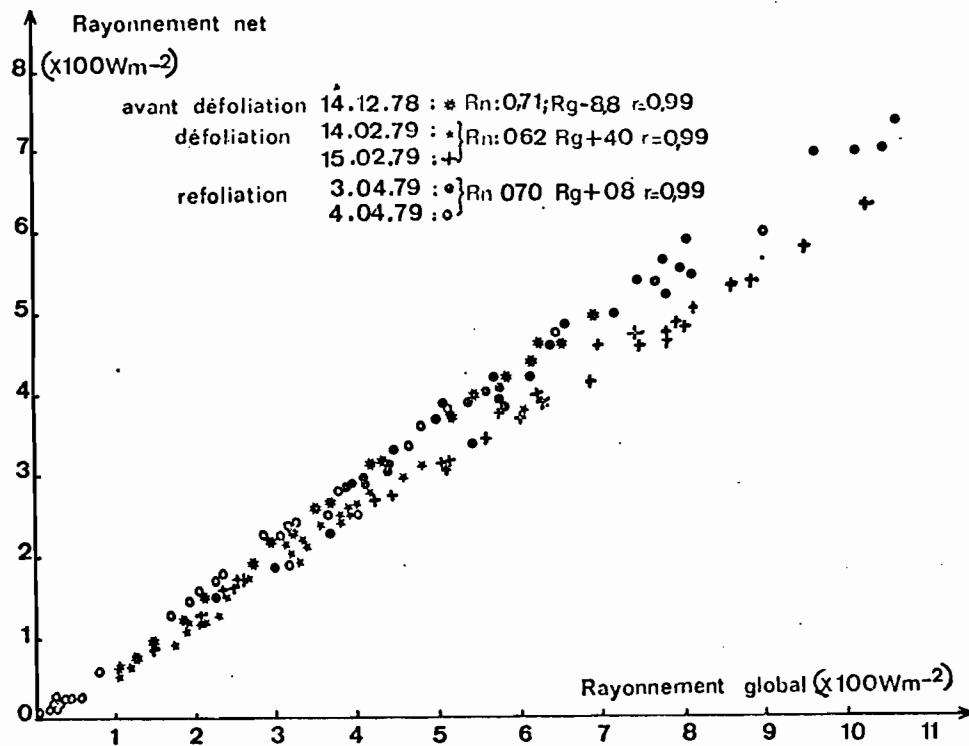


Fig. 1: Relation entre le bilan radiatif R_n et le rayonnement global R_g .

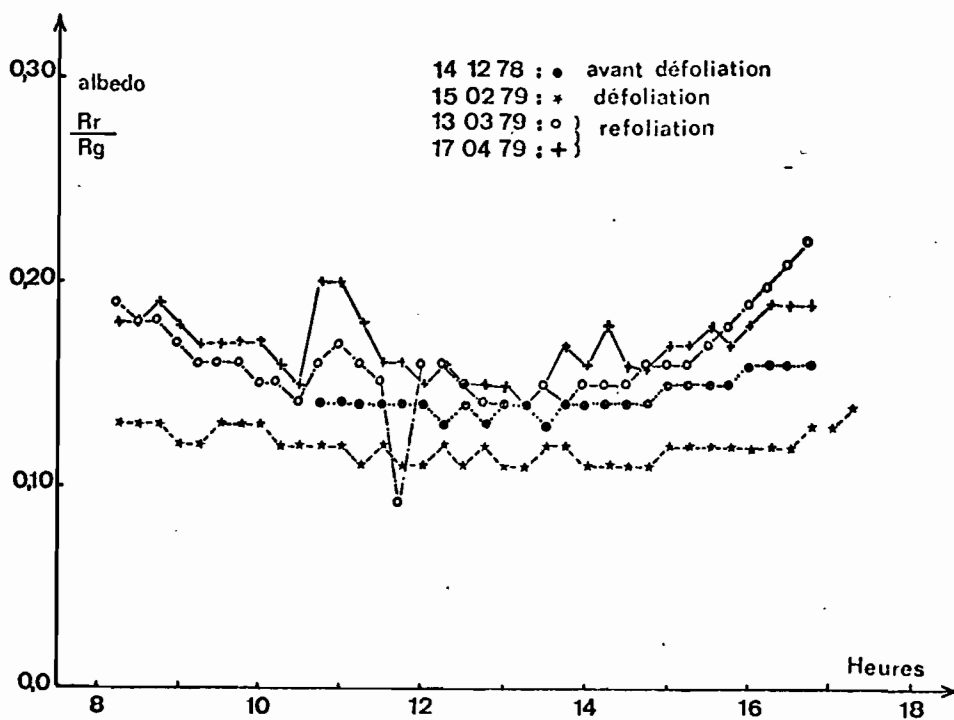


Fig. 2: Evolution de la fraction d'énergie réfléchie (albedo) au cours de la journée en fonction de l'état végétatif d couvert.

d'énergie émise par les branches, les troncs et le sol devient le facteur prépondérant de la réduction du rayonnement net pour une même quantité du rayonnement global. En effet, exposées directement au rayonnement solaire, ces surfaces s'échauffent et la température de l'air au sol peut atteindre 35 à 36°C (entre 13 et 14h) alors que durant la phase feuillée, la température de l'air sous couvert ne dépasse pas 30°C (Tableau III). Le rapport des rayonnements nets au sol et au sommet du couvert passe de 45% en phase défeuillée à 15% en phase feuillée. Une relation linéaire, à caractère statistique, relie donc ces deux rayonnements et correspond à :

$$\text{pour la phase feuillée : } R_n = 0,70 R_g + 0,8 \quad r = 0,99 \quad (\text{W m}^{-2})$$

$$\text{pour la phase défeuillée : } R_n = 0,62 R_g + 4,0 \quad r = 0,99 \quad (\text{W m}^{-2}).$$

Les résultats sont très voisins de ceux obtenus sur divers couverts végétaux analysés précédemment (MONTENY et *al.* 1981). Il semble qu'en région tropicale humide, la relation entre le bilan radiatif et le rayonnement global soit quasi identique quelles que soient les différences d'architecture des couverts végétaux et leurs caractéristiques optiques. Cette constatation exprime la faiblesse des échanges radiatifs de grandes longueurs d'onde en relation avec l'importance de la concentration de vapeur d'eau atmosphérique. Les calculs effectués par CARDON et *al.* (1976) estiment la quantité d'eau condensable à 5-6 cm d'épaisseur.

Le tableau III résume le comportement du couvert d'hévéa pour les différents échanges radiatifs.

Tableau III - Variation des échanges radiatifs en fonction du stade phénologique.

	Phase feuillée	Phase défeuillée
1) LAI	3,5 à 4,2 Toute l'année sauf du 15.02 au 15.03	0
2) R_r / R_g	0,14 à 0,16	0,11 à 0,13
3) R_n / R_g	0,70	0,62
4) G / R_n	0,015 à 0,030	0,020 à 0,030
5) T dans le sol (20 cm)	25,0 à 26,5°C	26,0 à 27,0°C
6) $R_n \text{ Sol} / R_n$	0,15 ± 0,03	0,43 ± 0,13
7) Temp. moyenne de l'air à 2 m du sol	28° - 30°C	34° - 36°C

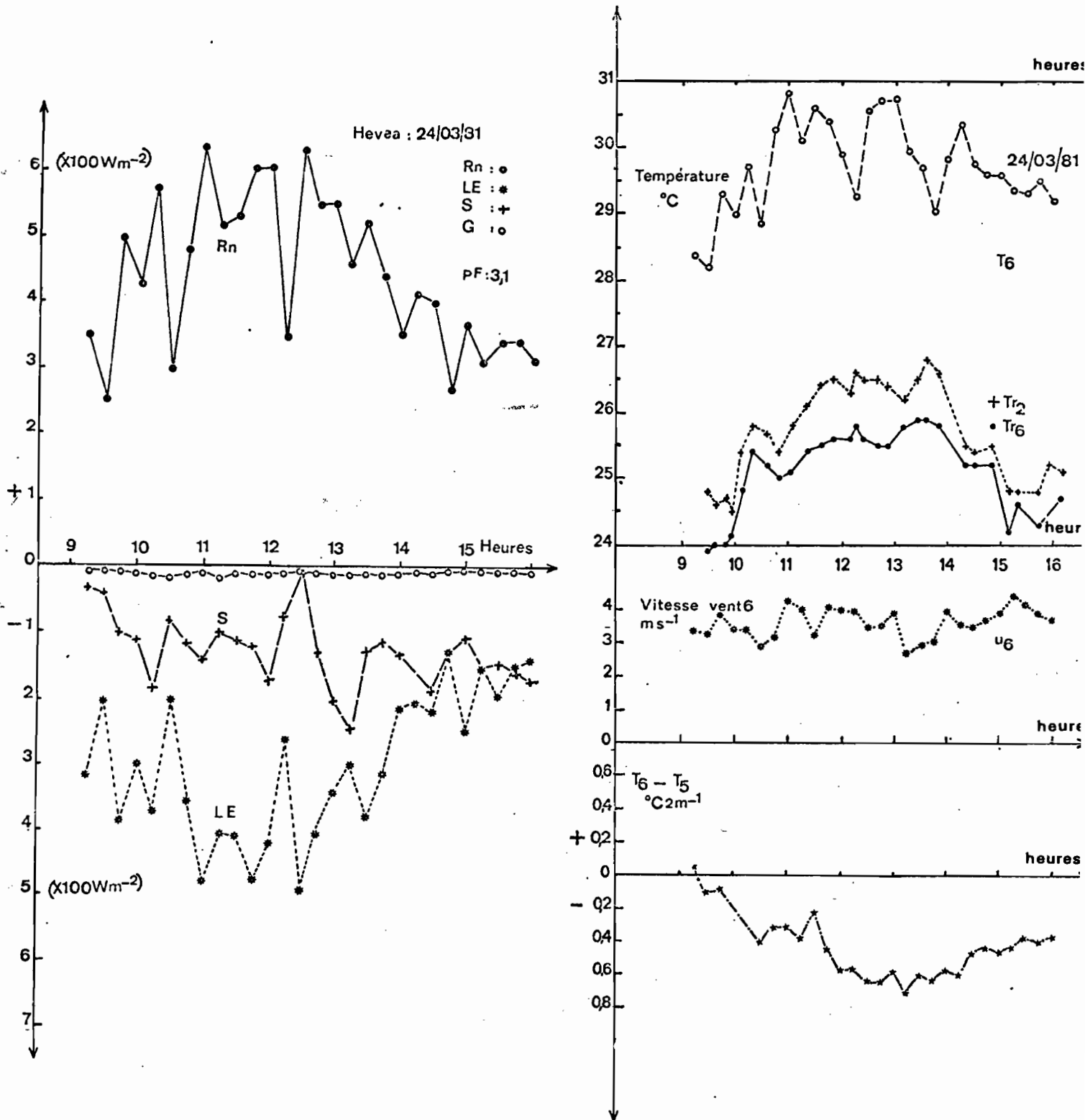


Fig. 3: Evolution des différents termes du bilan d'énergie d'un couvert d'hévéa correctement alimenté en eau.

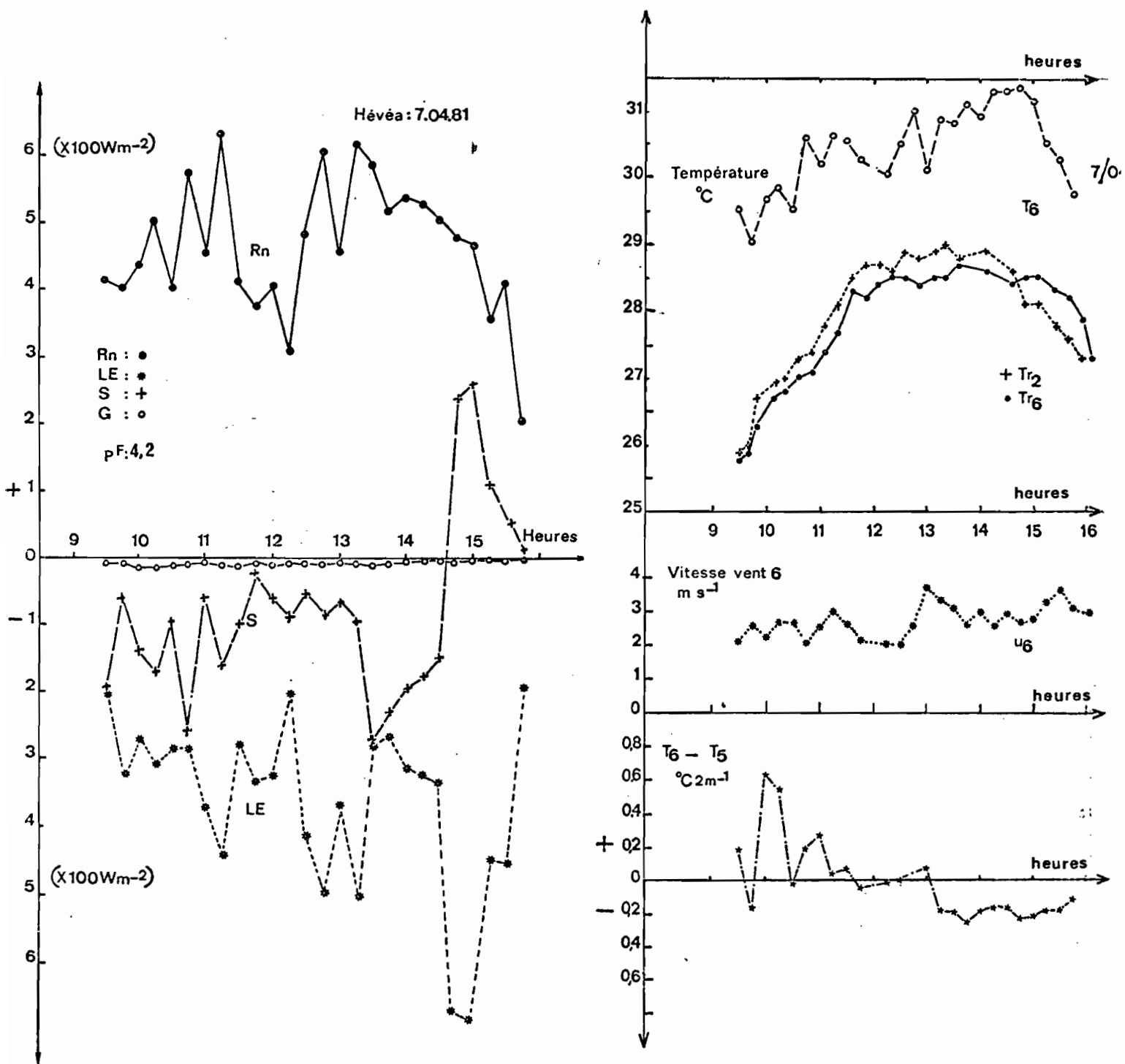


Fig. 4: Evolution des différents termes du bilan d'énergie d'un couvert d'hévéa porteur de la charge de la masse d'air humide de l'air.

La faiblesse du flux conductif à la surface du sol provient de la couche de feuilles mortes qui forment un écran protecteur aux agressivités du rayonnement et des pluies. L'écart à la moyenne est en relation avec les taches de soleil et leur durée.

B. Evolution des différents termes du bilan d'énergie

Les figures 3 à 8 représentent l'évolution des différents flux au cours de journées typiques de la saison ainsi que de certaines caractéristiques des masses d'air.

- fig. 3 (24.03) : la culture d'hévéa récemment refoliée est relativement bien alimentée en eau (pF 3.1 jusqu'à 70 cm, 3,5 jusqu'à 1,20 m) et le flux de chaleur latente se trouve corrélié aux variations du rayonnement net durant la 1ère partie de la journée ; l'après midi l'évapotranspiration se réduit d'avantage que le rayonnement, relayé par le flux de chaleur sensible. Pour l'ensemble de la journée, l'évapotranspiration représente 70% de R_n .
- fig. 4 (7.0.4) : si le flux de chaleur latente est proportionnelle au rayonnement net, son accroissement important observé dès 14 h.30 n'est qu'un artefact lié au signe de β . (cas 4 a). Cette inversion du signe de β provient du fait que la température du point de rosée au niveau 6 est plus élevée que celle du niveau 2.

Cet apport d'énergie dans le système est du type chaleur latente (vapeur d'eau), en relation avec le changement de direction des masses d'air qui s'est produit vers 11h.30 et 12h.30. Parallèlement, on observe une inversion des températures de l'air au niveau supérieur (niveaux 6-4), phénomène qui n'était pas observé précédemment - (fig. 3).

- fig. 5 (15.04) : cette journée peut être comparée à celle du 24.03 en ce qui concerne les conditions climatiques générales mais le couvert végétal est en stress hydrique : pF 4,6 sur l'ensemble du profil. L'effet du manque d'eau est nettement marqué au cours de l'après midi. Le flux

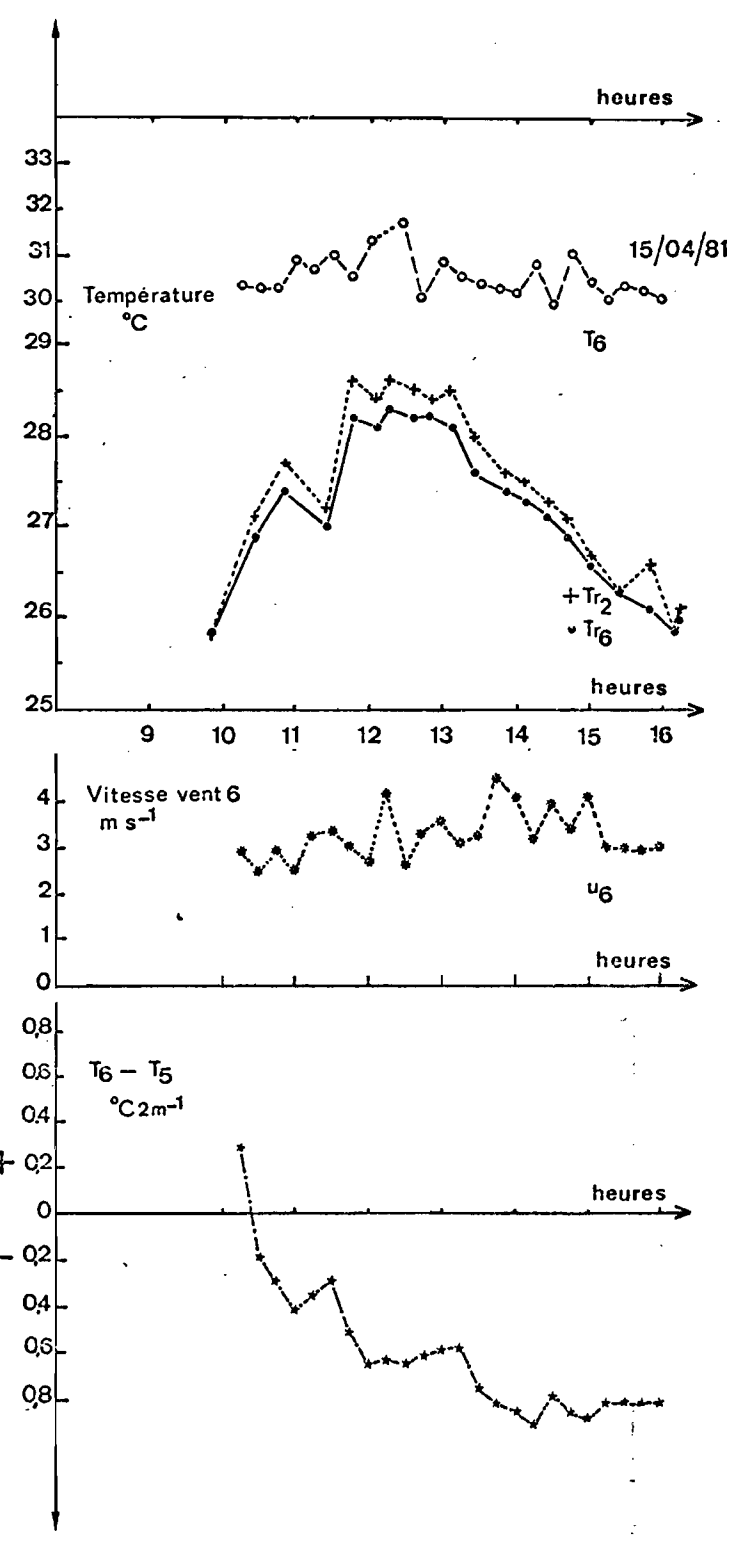
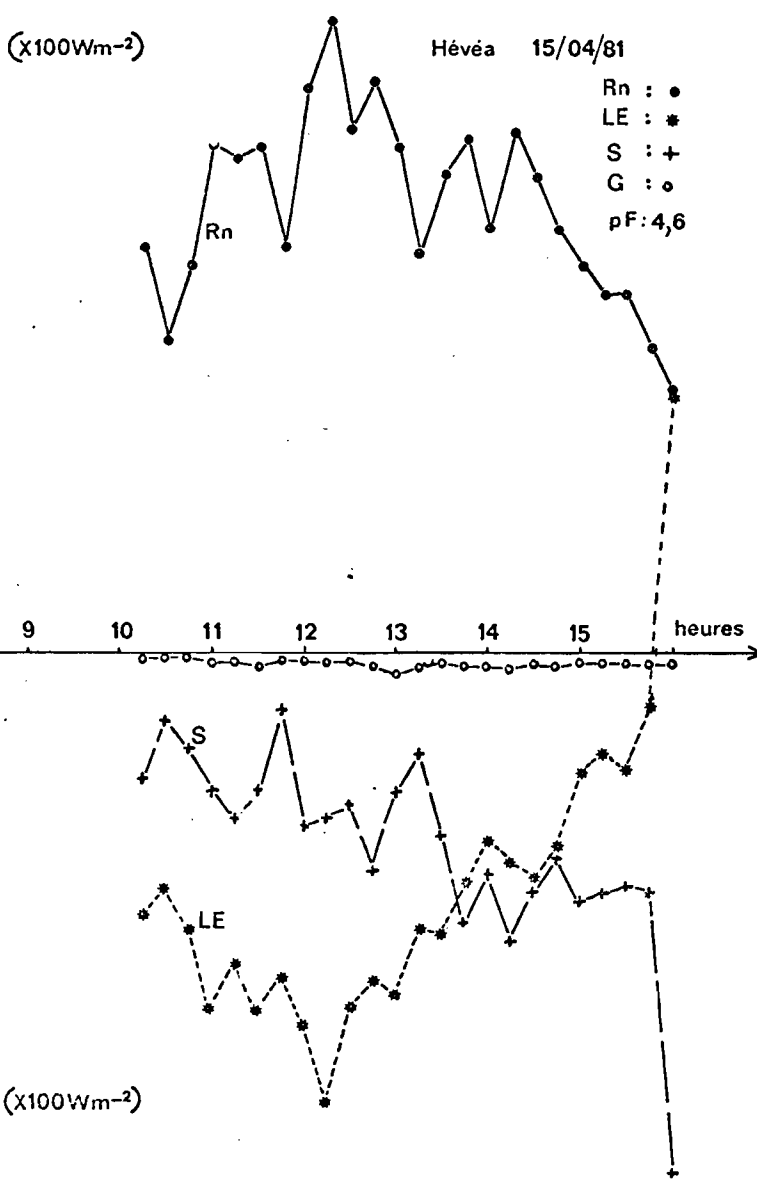


Fig. 5: Variation des flux (Rn, LE, S, G) et de la température de l'air et de la température de l'eau en atmosphère hydrique.

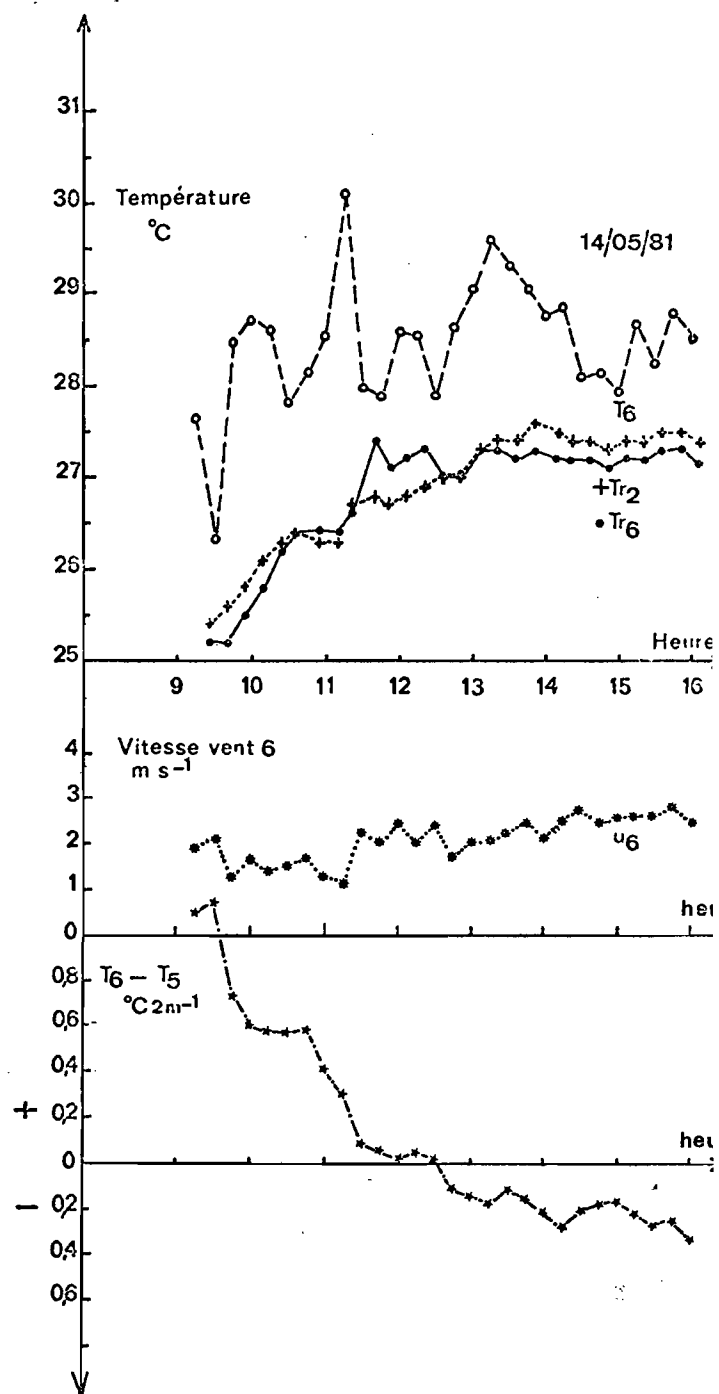
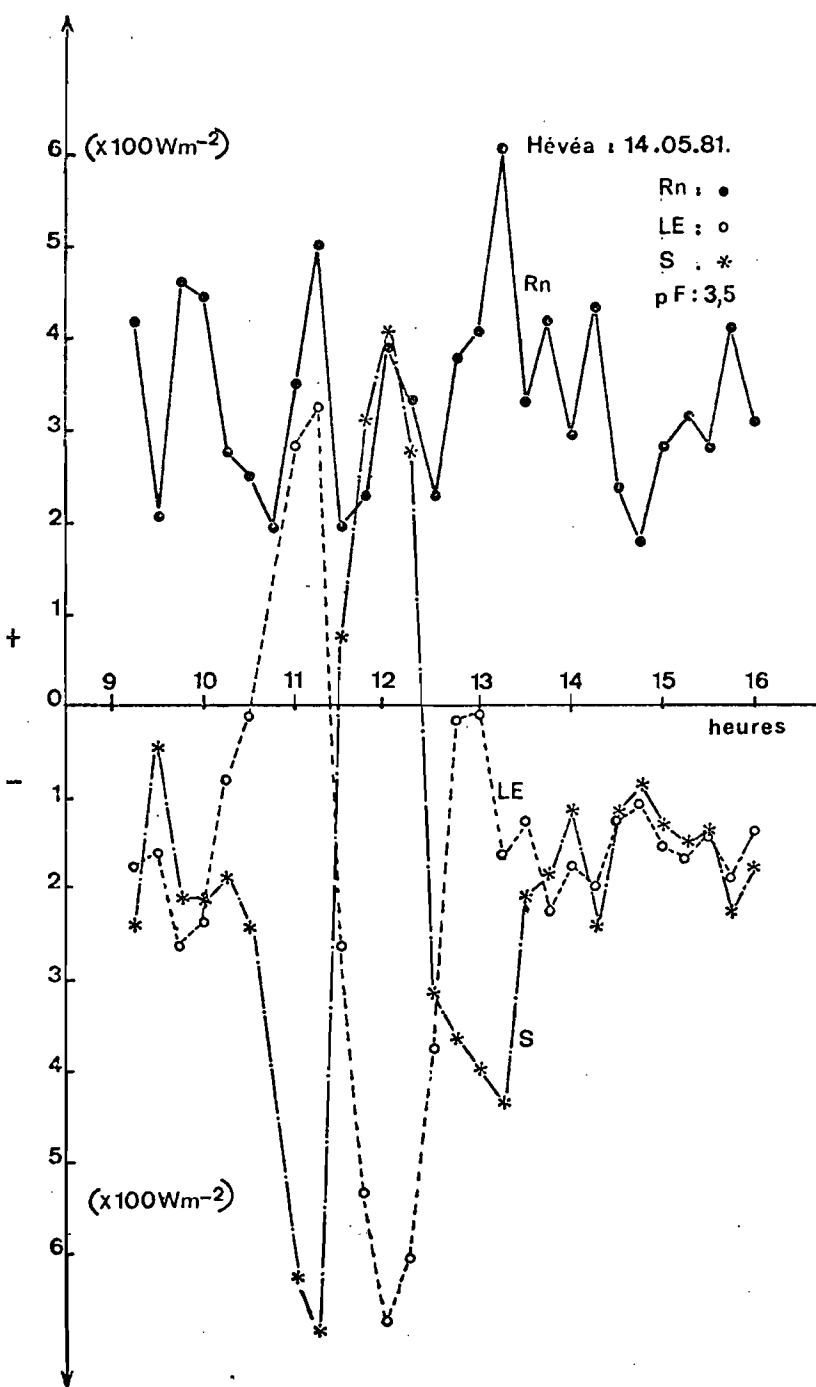


Fig. 6: Modification des échanges d'énergie au dessus de la canopée d'hévéa par l'apport advectif de vapeur d'eau.

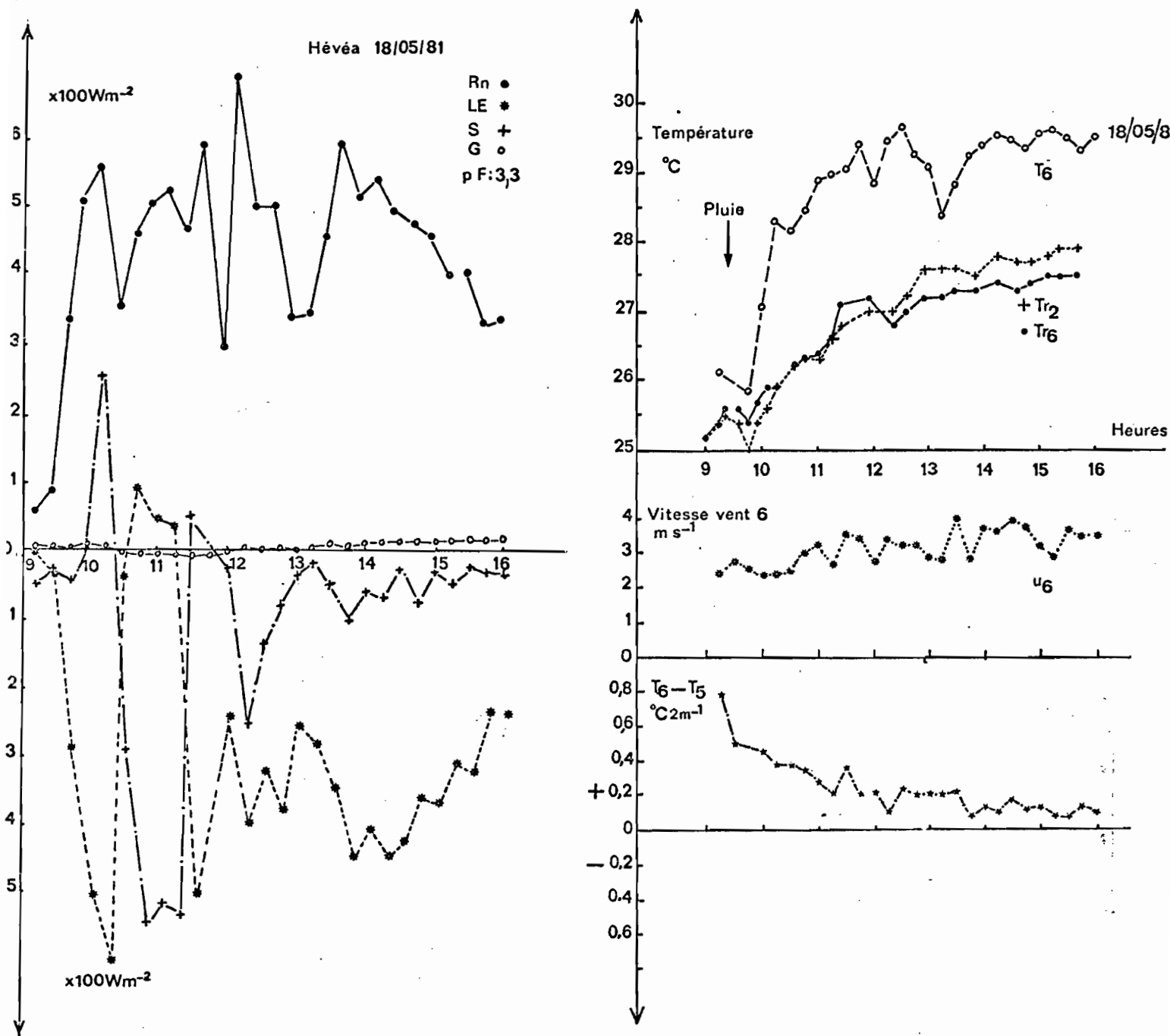


Fig. 7: Modification des échanges d'énergie au-dessus de la canopée d'hévéa par l'apport advectif de vapeur d'eau.

de chaleur latente se réduit rapidement, le rapport de Bowen atteint des valeurs supérieures à l'unité. (fig. 9)

L'évolution de la différence de température au-dessus du couvert est caractéristique du phénomène. La température de surface végétale enregistrée a atteint des valeurs de 34-35°C entre 12 et 14 h.

- fig. 6 et 7 (14 et 18.05) : ces journées sont caractérisées par l'équilibrage des mécanismes d'échanges entre le couvert et l'atmosphère lors du changement des caractéristiques des masses d'air. Dans les 2 cas, le couvert est bien alimenté en eau. Toutefois, le 14.05 les fluctuations du rayonnement net sont importantes et nombreuses, le 18.05 une petite pluie de 2 mm est tombée vers 9 h.15.

Les changements des caractéristiques des masses d'air observés affectent la détermination des flux. En effet, l'inversion des gradients de vapeur d'eau et son importance numérique entraîne un apport de chaleur latente (LE) dans le système, ce qui a pour conséquence théorique une déperdition d'énergie sous forme d'énergie sensible (14 et 18.05 vers 11 h.).

Ensuite le phénomène s'inverse, ce qui correspond à un apport de chaleur sensible au couvert végétal. Cette inversion n'est qu'un artefact liée au signe de β . Tout ce passe comme si le phénomène présentait un caractère oscillatoire avant d'atteindre son état d'équilibre au début de l'après midi. Remarquons que, le 18.05, l'importance du flux de chaleur latente entre 9 h.30 - 10h. provient de l'évaporation de l'eau mouillant les surfaces des feuilles suite à la pluie de 9h.15.

Dans les 2 cas, l'équilibre entre le couvert et l'atmosphère est rétabli l'après midi. La répartition de l'énergie absorbée, R_n , s'effectue proportionnellement sur les 2 flux le 14.05, alors qu'il porte essentiellement sur l'évapotranspiration le 18.05 en relation avec le gradient des températures au-dessus du couvert.

- fig. 8 (13.04) : cette journée illustre parfaitement le cas d'advection d'énergie latente en saison sèche sans que l'équilibre des échanges plante-atmosphère ne soit atteint. L'arrivée de la brise de mer vers 10 h.30 provoque une inversion des gradients de tension de vapeur d'eau et le calcul, suivant les données respectives de dt et de , fournit les valeurs de flux de chaleur latente qui sont négatives et supérieures au rayonnement net et ce pour l'ensemble de la journée.

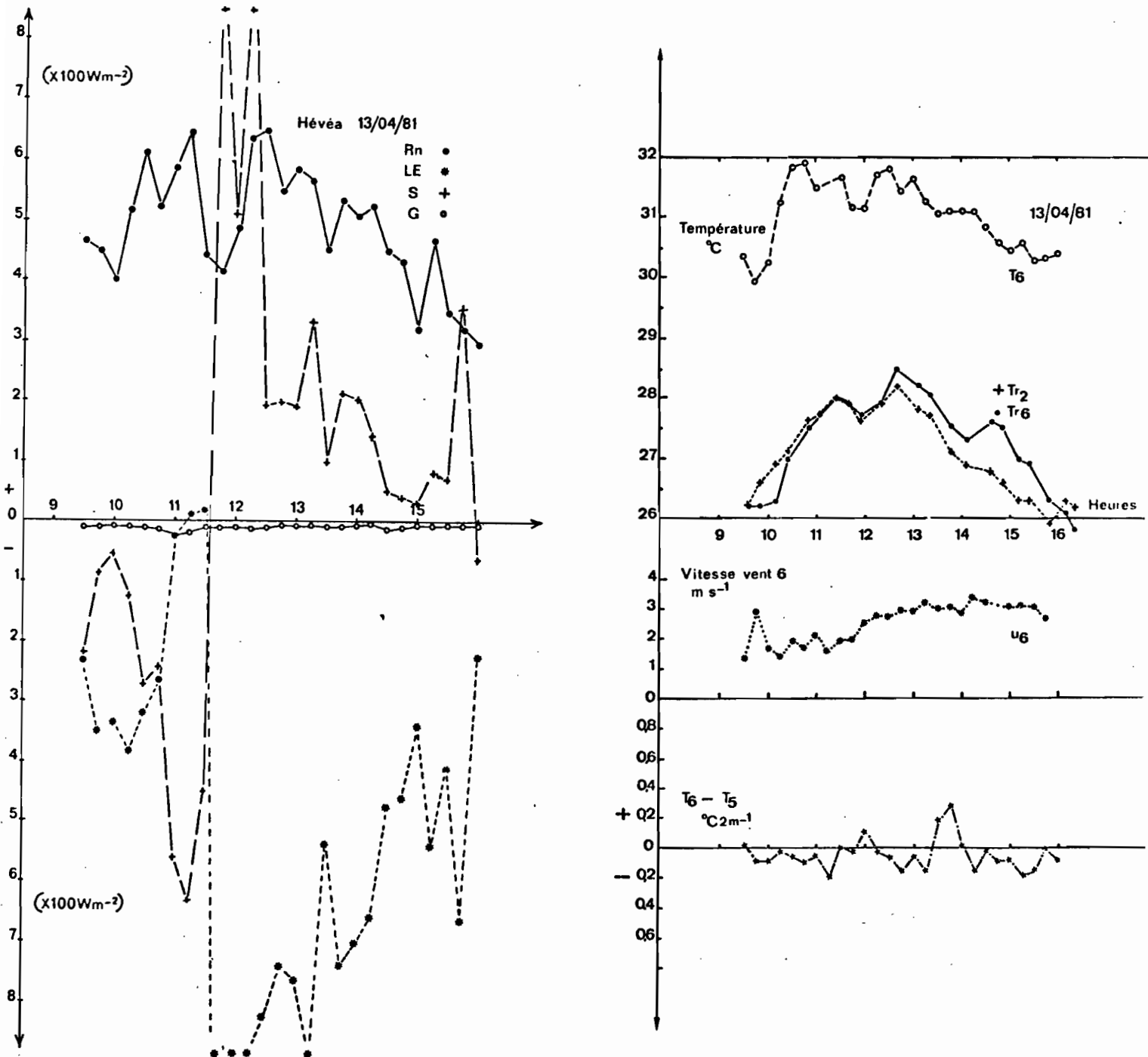


Fig. 8: Perturbation des échanges d'énergie lors du passage de la brise de mer au cours de la saison sèche, sans rééquilibrage des échanges.

Le couvert végétal se trouve en stress hydrique, le potentiel hydrique du sol est à 4,6 sur l'ensemble du profil. L'énergie absorbée par le couvert devrait être restituée à l'atmosphère principalement sous forme de chaleur sensible ; or les masses d'air maritime ont une température supérieure à 31,5°C impliquant des gradients de température très faibles. Toute inversion du gradient de tension de vapeur d'eau modifiera le signe de β dont la valeur est comprise entre 0 et -1 (cas 4 a).

L'équation du bilan d'énergie/rapport de Bowen appliqué comme précédemment ne permet pas de traduire la réalité car les résultats auxquels elle conduit sont contraires au phénomène observé.

Les conditions d'application de la méthode ne sont plus respectées car la principale composante des échanges est, semble-t-il, horizontale et les flux de ce fait ne sont plus conservatifs malgré l'importance de la superficie en hévéaculture autour du site. En effet, la faiblesse du gradient thermique et le très faible taux de transpiration du couvert ($pF : 4,6$) sont des quantités minimes face à l'importante masse de vapeur d'eau en déplacement horizontal au-dessus du couvert végétal. La méthode de mesure ne permet donc pas, dans ce cas, de discerner ces échanges dans les mouvements de plus grande échelle.

V - DISCUSSION ET CONCLUSION

En régime d'alizé bien établi (24.03 et 15.04), les processus d'échanges sont régulés par la transpiration foliaire en fonction de la disponibilité en eau dans le sol. En régime transitoire, les changements de direction des masses d'air en relation avec le phénomène de brise de mer - brise de terre, provoquent un déséquilibre temporaire des échanges de vapeur d'eau et de chaleur sensible entre le couvert végétal et l'atmosphère. En effet, l'arrivée des masses d'air océanique, généralement plus humides et souvent plus frais entraîne des inversions momentanées des caractéristiques microclimatiques au-dessus du site expérimental (7.04 ; 14 et 18.05). Mc ILROY et

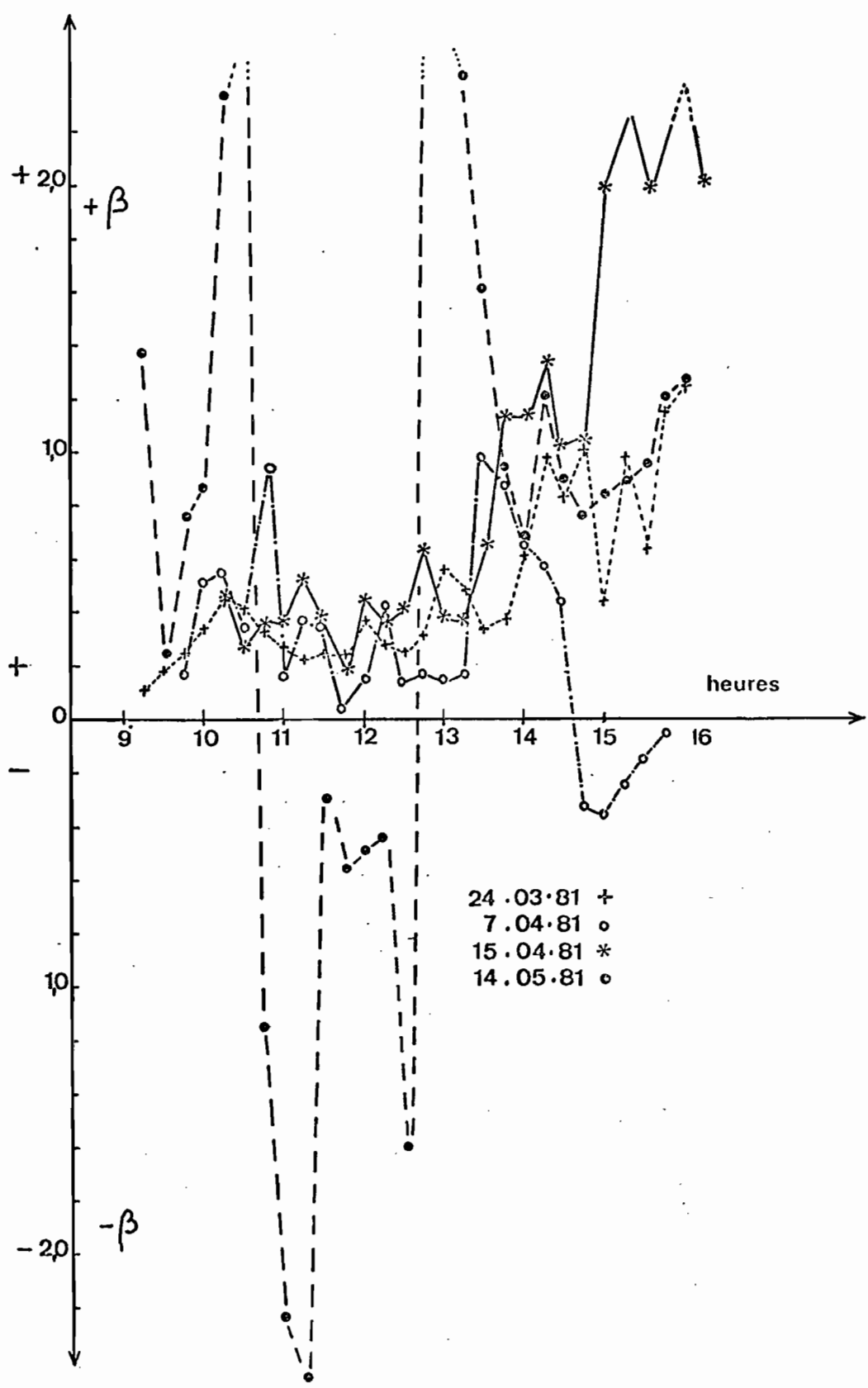


Fig. 9: Variation diurne du rapport de Bowen pour les différentes journées analysées.

al. (PENMAN et *al.* 1967) ont également observé en Australie des changements brusques des caractéristiques des masses d'air (température) avec un effet très marqué sur le signe de β .

L'évolution des températures du point de rosée, en forme de cloche, traduit l'augmentation de la concentration en vapeur d'eau des masses d'air provenant de l'évapotranspiration de l'ensemble des couverts végétaux situés entre la mer et le site de mesure (24 km de distance de la mer). Cette forme ne se trouve qu'en période de saison sèche, les quantités d'eau disponibles dans le sol limitant les échanges de vapeur d'eau. Au mois de mai avec les premières pluies importantes, l'alimentation de l'atmosphère en vapeur d'eau par la végétation se poursuit au delà de 16 h., compte tenu du gradient de tension de vapeur d'eau observé sur l'hévéa. Toutefois, la réduction de la température du point de rosée enregistrée le 24.03, malgré une alimentation hydrique du couvert assuré (pF : 3,1) est exceptionnelle. Cette réduction a été également observée peu avant 12 h. à la station climatique d'Adiòpodoumé (ORSTOM), vers 13 h. à celle d'Angué-dédou (IRFA) et vers 14 h. 30 à Ousrou, ce qui correspond à l'avance progressive des masses d'air océanique perturbées (cfr. carte). Il est probable que la modification des caractéristiques observées provient d'une averse qui, même localisée, entraîne une réduction de la température de l'air de plusieurs degrés (5 à 8°C) et donc de sa concentration en vapeur d'eau.

Les perturbations observées sur les échanges plante-atmosphère lors de l'arrivée du front de brise de mer proviennent des caractéristiques propres des masses d'air de la brise. SIMPSON (1977) montre l'importance des variations rapides des caractéristiques de l'air (concentration de vapeur d'eau notamment) dans le premier km derrière le front en liaison avec le phénomène de brassage, alors que 5 km derrière le front, les masses d'air sont beaucoup plus homogènes. Ceci est confirmé par nos résultats qui montrent le rééquilibrage des échanges plante-atmosphère après le passage de front. Toutefois, dans certains cas, les données observées au cours de la saison sèche au niveau des flux sont liées au signe et à la valeur de β (13.04). Si le cas d'apport d'énergie advective sensible dans un système ayant de l'eau à sa disposition est connu, il faut également envisagé le cas d'apport d'énergie advective

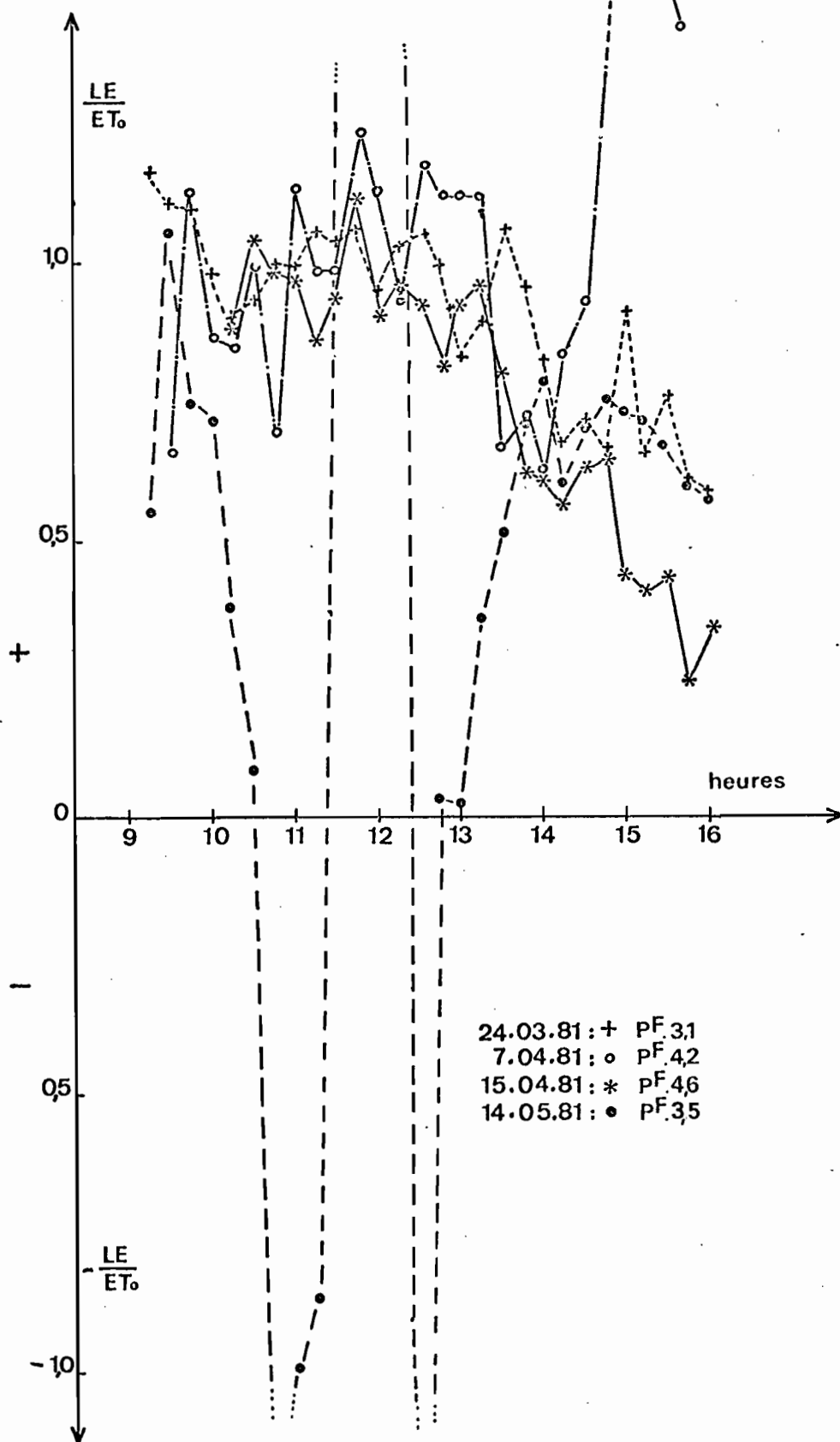


Fig. 10: Evolution de l'évapotranspiration relative instantanée au cours de la journée pour différentes valeurs du potentiel hydrique du sol.

latente (masse d'air humide) dans un système situé dans une zone sèche. En effet, il se rencontre partout où la pénétration de l'alizé océanique (brise de mer) n'est pas perturbée et où ses caractéristiques physiques modifient les conditions microclimatiques locales.

La fig. 9 est éloquent à ce sujet. Le rapport de Bowen β , est généralement compris entre 0,1 et 0,6 pendant la matinée et il s'accroît les après midi, non pas à cause de l'augmentation de la différence de température mais plutôt par la réduction du gradient de tension de vapeur d'eau en relation avec les masses d'air océanique. En comparant nos valeurs à celles de MOORE (1976) sur conifères, nous n'obtenons pas de résultats semblables quelles que soient les conditions hydriques. Peut être faut-il voir là une différence physiologique entre le comportement des conifères et celui des arbres caducifoliés.

Quel effet les masses d'air humide ont elles sur les écharges ? L'état d'équilibre entre les masses d'air océanique et le couvert végétal entraîne une réduction de la consommation en eau. En effet, le rapport LE/ET_0 défini précédemment, varie autour de l'unité durant la première partie de la journée et se réduit ensuite à 0,7 (fig. 10). Cette réduction confirme les observations effectuées par NIXON et *al.* (1968). Les mesures d'évapotranspiration de ryegrass irrigué en région côtière ne représente que 65% du rayonnement net alors que les données enregistrées plus en l'intérieur des terres correspondent à 90% de R_n . De ce fait, il considère cette masse d'air océanique comme un puits d'énergie, réduisant la consommation en eau des cultures établies le long des régions côtières.

En représentant l'intégration sur la journée du rapport LE/ET_0 en fonction du potentiel hydrique du sol (l'écart des valeurs des potentiels mesurés entre 0 et 2 m est traduit par la longueur du trait), on constate que l'hévéa ne réduit que progressivement son évapotranspiration en fonction du manque d'eau dans le sol (fig. 11). Seul le cotonnier (PALMER et *al.* 1964) présente une relation semblable à l'hévéa, les autres couverts - maïs (DENMEAD et *al.* (1962) et pin (BLACK 1979) - réagissent beaucoup plus rapidement au déficit hydrique du sol.

Il est probable que ce phénomène est en relation avec l'architecture racinaire : l'hévéa et le cotonnier ont un pivot bien développé qui, outre son rôle d'ancrage, participerait à l'alimentation hydrique de l'arbre. De plus, l'hévéa, de par sa physiologie particulière (plante à latex) présente des possibilités d'accroître son potentiel osmotique au-delà des seuils généralement admise, lui permettant de fonctionner dans des conditions relativement extrêmes (ex : 15.04).

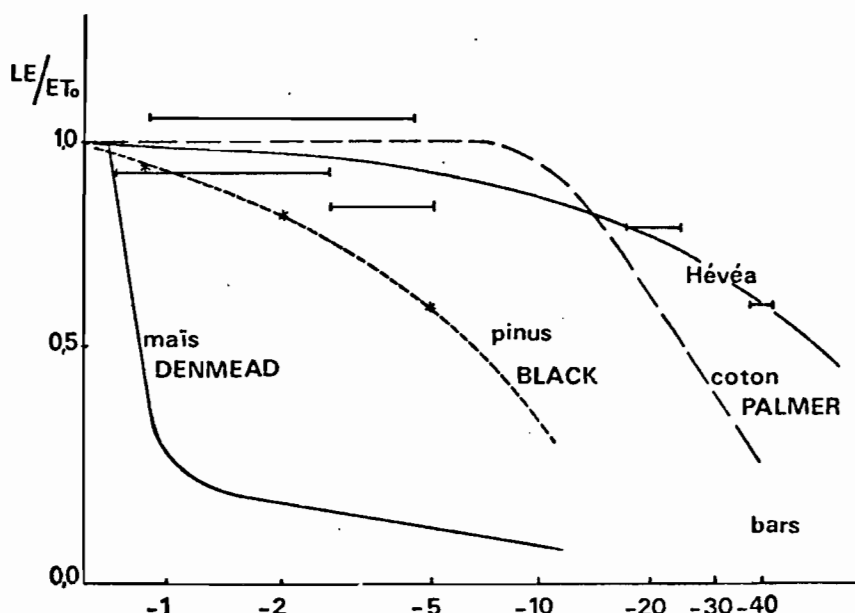


Fig. 11: Relation entre le potentiel hydrique du sol et l'évapotranspiration relative journalière de l'hévéa en comparaison d'autres couverts végétaux.

Il est à noter que le phénomène d'advection humide se produit malgré l'importance des surfaces en hévéaculture. Le site de mesure se trouve à plusieurs km du bord d'attaque dans le sens des vents dominant (SW).

Il faut voir là un processus de grande échelle mettant en jeu des volumes d'air considérables.

L'utilisation de l'équation bilan d'énergie/rapport de Bowen pour le calcul des flux nous a été imposé par les conditions climatiques particulières de la région où l'expérimentation a été conduite, les autres méthodes n'ayant pas donné satisfaction. Ceci rejoint les conclusions de SPITTLEHOUSE et *al.* (1979).

VI - BIBLIOGRAPHIE

- BLACK, (T.A.), 1979.- Evapotranspiration from Douglas fir stands exposed to soil water deficits.
Water Resources Research. 15 : 164-170.
- CARDON, (D.), GOSSE, (G.), 1976.- Estimation et variation de la hauteur d'eau précipitable contenue dans l'atmosphère en climat tropical humide.
Rapport ORSTOM, 14p.
- ELDIN, (M.), 1971.- Le climat *in* "Le milieu naturel de la Côte d'Ivoire".
Mémoire ORSTOM 50 : 73-108.
- DENMEAD, (O.T.), SHAW, (R.H.), 1962.- Availability of soil water to plants as affected by soil moisture content and meteorological conditions.
Agron. J. 45 : 385-390.
- GRANT, (D.R.), 1975.- Comparison of evaporation measurements using different methods.
Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 101 : 543-550
- ITIER, (B.), 1980.- Une méthode simplifiée pour la mesure du flux de chaleur sensible.
J. Rech. Atmos. 14 : 17-34.
- JARVIS, (P.G.), JAMES, (G.B.), LANDSBERG, (J.J.), 1976.-
Coniferous forest in "Vegetation and the Atmosphère".
ed. J.L. Monteith, vol. 2 : 171-240.

- MONTENY, (B.A.), LHOMME, (J.P.), 1979.- Echanges radiatifs et bilan d'énergie d'un couvert d'hévéa.
I. Méthode d'étude.
Rapport ORSTOM, 15p.
- MONTENY, (B.A.), HUMBERT, (J.), LHOMME, (J.P.), KALMS, (J.M.)
1981.- Le rayonnement net et l'estimation de l'évapotranspiration en Côte d'Ivoire.
Agric. Meteor. 23 : 45-59.
- MOORE, (C.J.), 1976.- Eddy flux measurement above a pine forest.
Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 102 : 913-918.
- NIXON, (P.R.), LAWLESS, (G.P.), 1968.- Advective influences on the reduction of evapotranspiration in a coastal environment.
Water Resources Research. 4 : 39-46.
- PALMER, (J.H.), TRICKETT, (E.S.), LINACRE, (E.T.), 1964. Transpiration response of *Atriplex minmularia* and upland cotton vegetation to soil moisture stress.
Agr. meteor. 1 : 282-293.
- PEARSON, (R.A.), 1975.- On the asymetry of the land-breeze seabreeze circulation.
Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 101 : 529-536.
- PENMAN, (H.L.), ANGUS, (D.E.), BAVEL, (C.M.M.), 1967.- Microclimat factors affecting evaporation and transpiration.
in "Irrigation for agricultural lands".
Agronomy 11 : 483-504.
ed. MAGAN-MAISE-EDMINSTER.
- PERRIER, (A.), SEGUIN, (B.), 1970.- Méthodes et techniques de détermination des coefficients de transfert et des flux dans l'air.
in "Techniques d'étude des facteurs physiques de la biosphère". INRA : 428-445.

- SIMPSON, (J.E.), MANSFIELD, (D.A.), MILFORD, (J.R.), 1977.-
Inland penetration of sea breeze fronts.
Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 103 : 47-76.
- RAYNOR, (G.S.), STEHURAMAN, (S.), BROWN, (R.M.), 1979.- Forma-
tion and characteristics of coastal internal
boundary layer during on shore flows.
Bound. Layer. Meteorol. 16 : 487-514.
- STEWART, (J.B.), THOM, (A.S.), 1973.- Energy budgets in pine
forest.
Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 99 : 154-170.
- SPITTLEHOUSE, (D.L.), BLACK, (T.A.), 1979.- Determination of
forest evapotranspiration using Bowen ratio and
eddy correlation measurements.
J. Appl. Meteor. 18 : 647-653.