



HAL
open science

Influence de la masse d'air et du trouble atmosphérique sur le rayonnement direct photosynthétiquement actif reçu au sol

Mathias Katz, Alain Baille, M. Mermier

► To cite this version:

Mathias Katz, Alain Baille, M. Mermier. Influence de la masse d'air et du trouble atmosphérique sur le rayonnement direct photosynthétiquement actif reçu au sol. *Agronomie*, 1981, 1 (5), pp.359-364. hal-02722482

HAL Id: hal-02722482

<https://hal.inrae.fr/hal-02722482v1>

Submitted on 1 Jun 2020

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

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

Influence de la masse d'air et du trouble atmosphérique sur le rayonnement direct photosynthétiquement actif reçu au sol

Mariano KATZ, Alain BAILLE & Marie MERMIER

I.N.R.A. Station de Bioclimatologie - Centre de Recherches d'Avignon, F84140 Montfavet

RÉSUMÉ

*Rayonnement solaire direct,
Fraction photosynthétiquement active,
Trouble atmosphérique*

Cet article présente les résultats de mesures concernant le rayonnement direct photosynthétiquement actif reçu au sol (Ph.A.R.) et, plus particulièrement, le rapport η de ce rayonnement sur le rayonnement direct total.

On étudie l'influence de divers paramètres caractéristiques de l'atmosphère, notamment la masse d'air, le trouble atmosphérique et l'épaisseur d'eau condensable. Les comparaisons avec des études analogues sont satisfaisantes et une relation simple donnant η en fonction de la masse d'air et du trouble atmosphérique est proposée.

SUMMARY

*Solar Direct Irradiance,
Photosynthetically active radiation,
Atmospheric turbidity*

Influence of air mass and atmospheric turbidity on direct photosynthetically active radiation at ground.

Results on direct photosynthetically active radiation (Ph.A.R.) received at ground and especially on the ratio η of this parameter on total direct radiation are presented.

The influence of various parameters as air mass, atmospheric turbidity and water vapour content is discussed. Comparisons with analogous studies give good agreement and a simple formula is proposed for estimating η from air mass and atmospheric turbidity.

I. INTRODUCTION

La connaissance, à la fois qualitative et quantitative, du rayonnement photosynthétiquement actif (Ph.A.R.) est d'importance fondamentale dans les études concernant la photosynthèse et le potentiel de production de matière d'un couvert végétal. Ce rayonnement est fonction d'un certain nombre de facteurs et notamment de la concentration des divers constituants gazeux, liquides ou solides de l'atmosphère (molécules de O₂ et N₂, gaz absorbants, aérosols). Le travail présenté dans cet article ne traite que de l'influence de ces constituants atmosphériques sur la composante directe du Ph.A.R. Il faut cependant souligner le rôle également important que joue la composante diffuse au niveau du couvert végétal. Ce dernier aspect a été particulièrement étudié par Mc CREE & KEENER (1974, 1976) qui ont mis en évidence les évolutions opposées de ces deux composantes, notamment en fonction de la concentration de l'atmosphère en aérosols.

La définition du Ph.A.R. direct qui est la plus utilisée

dans des études analogues (SZEICZ, 1974 ; STANHILL & FUCHS, 1977) et que nous avons adoptée, est la suivante :

$$\text{Ph.A.R.} = \int_{300 \text{ nm}}^{700 \text{ nm}} I(\lambda) \cdot d\lambda \quad (1)$$

où $I(\lambda)$ est le rayonnement solaire direct reçu à la longueur d'onde λ par unité de longueur d'onde. Le choix de cette définition est dû au fait que les mesures du Ph.A.R. direct sont en général faites avec le filtre sélectif RG8 dont la bande passante est 700-2 800 nm.

En fait, les limites exactes du rayonnement photosynthétiquement actif ne sont pas définies avec précision : ainsi, McCREE & KEENER (1974) ont utilisé la bande 400-700 nm, alors que DOGNIAUX & NISEN (1975) préconisent la bande 380-710 nm. On peut constater que toutes ces définitions comprennent une partie commune (400-700 nm) qui correspond à l'essentiel du rayonnement utile à la photosynthèse et on peut donc raisonnablement admettre que les légères différences dans le choix des valeurs

extrêmes n'affectent pas sensiblement les résultats, quelle que soit la définition adoptée.

Dans la suite, on utilisera surtout le paramètre η , qui est défini comme la fraction de rayonnement direct photosynthétiquement actif sur le rayonnement direct total I_T :

$$\eta = \frac{\text{Ph.A.R.}}{I_T} = \frac{\int_{300 \text{ nm}}^{700 \text{ nm}} I(\lambda) d\lambda}{\int_{300 \text{ nm}}^{3000 \text{ nm}} I(\lambda) d\lambda} \quad (2)$$

A la limite de l'atmosphère, la valeur de η est de 47 p. 100 environ (THEKAEKARA, 1976). Lors du passage du rayonnement direct à travers l'atmosphère terrestre, la présence des divers constituants atmosphériques modifie cette proportion. On peut prévoir le sens de variation de η en fonction de la nature de ces constituants. Ainsi, l'atténuation Rayleigh due aux molécules d'air, qui est proportionnelle à λ^{-4} , affecte davantage les courtes longueurs d'onde et entraîne une diminution de η par rapport à sa valeur hors de l'atmosphère. Il en est de même pour les aérosols dont l'atténuation est proportionnelle à $\lambda^{-\alpha}$ (avec des valeurs de α généralement comprises entre 1 et 2). Par contre, pour les constituants gazeux, notamment H_2O et CO_2 , l'action est opposée puisqu'ils atténuent davantage le rayonnement infrarouge que le rayonnement visible.

Parmi les travaux publiés dans la littérature sur ce sujet, on peut citer ceux de SZEICZ (1974) : cet auteur donne la variation diurne et annuelle de η à Locarno-Monti (Suisse) pour la période 1958-1966. Il calcule également η à partir du spectre théorique au sol donné par AVASTE *et al.* (1962), en fonction de la masse d'air, de l'épaisseur d'eau condensable et du coefficient d'extinction dû aux aérosols. UNSWORTH & MONTEITH (1972), puis Mc CARTNEY & UNSWORTH (1978) donnent la variation de η en fonction de différents paramètres qui caractérisent le trouble atmosphérique et constatent une diminution de η lorsque le contenu en aérosols de l'atmosphère augmente. En ce qui concerne la variation de η avec m , les facteurs qui diminuent η (molécules d'air, aérosols) prédominent sur ceux qui le font croître (H_2O , CO_2), ainsi que l'a constaté la majorité des auteurs.

Cependant, les données quantitatives sur η restent rares, mis à part les relations données par Mc CARTNEY & UNSWORTH (1978) et le but de cette étude est de préciser les relations existant entre η et les différents facteurs cités précédemment, à partir de mesures du rayonnement direct total du Ph.A.R. et du trouble atmosphérique.

II. DISPOSITIF EXPÉRIMENTAL

Les mesures ont été réalisées pendant la période octobre 1977-juin 1979 sur la parcelle expérimentale de la Station de Bioclimatologie à Montfavet (latitude : $43^{\circ}55'$ N, longitude : $4^{\circ}51'$ E, altitude 25 m). Il s'agit d'un site qu'on peut qualifier de semi-rural, puisque situé à quelques kilomètres d'une agglomération urbaine d'importance moyenne (Avignon), comportant quelques implantations industrielles dans ses environs. Ce site est souvent sous l'influence d'un vent fort, le mistral, qui descend la vallée du Rhône.

Les appareils utilisés sont des pyréliomètres Eppley à incidence normale (type N.I.P.), montés sur des montures équatoriales. L'un, avec filtre de quartz seul, donne le rayonnement direct total, I_T . Deux autres appareils sont munis d'un filtre additionnel : l'un, d'un filtre RG8 permettant la détermination du Ph.A.R., l'autre d'un filtre RG2 (bande passante : 630 nm-2 800 nm) permettant de calculer

le coefficient de trouble atmosphérique d'ANGSTRÖM, β (ANGSTRÖM, 1961 ; PERRIN DE BRICHAMBAUT, 1963), paramètre caractéristique du contenu en aérosols de l'atmosphère.

Ces trois pyréliomètres ont été régulièrement comparés, pendant la période de mesures, avec un pyréliomètre de référence à compensation électrique d'ANGSTRÖM, du Centre Actinométrique de Carpentras de la Météorologie Nationale. Les corrections concernant la température de l'air et le vieillissement des appareils ont été incluses dans le traitement des données.

Les valeurs sont enregistrées toutes les 10 min sur une acquisition de données. De manière à éliminer l'influence éventuelle de nuages non discernables à l'œil, les mesures sont doublées à intervalles de 30 s ; lorsque la variation entre ces deux mesures est supérieure à 1 p. 100, la donnée est éliminée.

Sur la période de mesures considérée, environ 3 000 mesures ont été traitées.

III. ANALYSE DES RÉSULTATS

A. Influence de β et de la masse d'air

Avec l'ensemble des résultats obtenus sur notre site expérimental, nous avons dressé le tableau 1, analogue à celui donné par SZEICZ pour ses mesures à Locarno-Monti. Les valeurs du coefficient de trouble $\bar{\beta}$ qui figurent dans ce tableau correspondent aux moyennes de β sur les mois considérés, \bar{m} est la moyenne mensuelle de la masse d'air m prise au midi solaire et σ est l'écart type des valeurs ponctuelles de η obtenues dans la tranche horaire 11 h 30-12 h 30.

A partir des valeurs données dans ce tableau, on peut avoir un premier aperçu de l'influence du trouble atmosphérique sur η : le mois de février, où on observe un trouble moyen $\bar{\beta}$ élevé (0.099), présente des valeurs de η plus faibles que celles obtenues en janvier et en mars, auxquelles correspondent des valeurs de $\bar{\beta}$ plus faibles (respectivement 0,050 et 0,079). Inversement, le mois de juillet, où le trouble est faible en comparaison avec les mois voisins, présente des valeurs de η élevées. En comparant aux résultats de SZEICZ à Locarno-Monti (tabl. 2), on peut noter :

— que le rapport η est systématiquement plus faible à Montfavet, quelle que soit la période de l'année ; cela est peut-être dû à un trouble atmosphérique plus important à Montfavet qu'à Locarno-Monti, site de montagne à atmosphère très pure ;

— que le cycle annuel de variation de η est le même dans les deux sites (η est plus faible en hiver qu'en été).

Pour mettre en évidence les relations existant entre η et β , nous avons éliminé l'influence de la masse d'air m en calculant les coefficients des droites de régression $\eta = a + b \cdot \beta$ pour différents intervalles de valeurs de m ($1,0 < m \leq 1,5$, $1,5 < m \leq 2,0$, ..., $6,5 < m \leq 7,0$). Les valeurs de ces coefficients a et b sont présentées dans le tableau 2, ainsi que les coefficients de corrélation correspondants, r . On constate :

— que les coefficients de corrélation r sont relativement élevés, sauf pour le dernier intervalle ($6,5 < m \leq 7,0$), ce qui paraît normal : pour les valeurs de m élevées (> 6), les mesures, très délicates du fait des phénomènes de réfraction et de diffraction et des erreurs dans le pointage des pyréliomètres, sont assez aléatoires ;

— que les valeurs des pentes b sont négatives et croissent

TABLEAU 1

Variations diurne et annuelle de η (en p. 100) et variation annuelle de $\bar{\beta}$, \bar{m} et σ à Montfavet (1977-79)
Daily and annual variation of η (in p. 100) and annual variation of $\bar{\beta}$, \bar{m} and σ at Montfavet (1977-79)

Mois	Temps solaire vrai												σ		
	6 h	7 h	8 h	9 h	10 h	11 h	12 h	13 h	14 h	15 h	16 h	17 h		18 h	
Mois	$\bar{\beta}$	\bar{m}	η												
Janv.	0,050	2,32	—	—	31	35	39	40	40	38	33	28	—	—	3,4
Fév.	0,099	1,81	—	27	35	36	37	37	37	8	35	28	—	—	4,9
Mars	0,079	1,44	—	—	40	42	43	43	43	42	40	34	27	—	1,2
Avr.	0,101	1,21	—	37	39	40	41	42	42	42	40	37	38	—	2,7
Mai	0,103	1,11	—	42	43	44	44	44	44	44	43	41	36	27	2,3
Juin	0,125	1,07	39	41	43	43	45	45	45	45	44	43	44	—	2,3
Juil.	0,097	1,09	41	43	45	43	46	46	46	45	44	43	—	34	0,9
Août	0,107	1,16	—	40	41	43	45	45	45	44	43	41	—	—	2,2
Sept.	0,076	1,32	—	42	43	44	44	45	45	44	43	40	—	—	2,4
Oct.	0,117	1,64	—	—	37	40	41	41	41	39	36	30	26	—	2,1
Nov.	0,102	2,13	—	—	33	35	37	37	36	36	32	30	—	—	4,2
Déc.	0,057	2,52	—	—	37	37	38	38	38	36	33	—	—	—	2,2

TABLEAU 2

Variations diurne et annuelle de η (en p. 100), et variation annuelle de $\bar{\beta}$ et \bar{m} à Locarno-Monti (1958-66), d'après SZEICZ
Daily and annual variation of η (in p. 100) and annual variation of $\bar{\beta}$ and \bar{m} at Locarno-Monti (1958-66), from SZEICZ

Mois	Temps solaire vrai												
	6 h	7 h	8 h	9 h	10 h	11 h	12 h	13 h	14 h	15 h	16 h	17 h	18 h
Janvier	—	—	—	38	41	42	43	42	41	36	—	—	—
Février	—	—	36	42	42	43	44	44	43	42	35	—	—
Mars	—	32	42	43	44	45	46	45	45	45	43	32	—
Avril	28	42	43	44	45	46	46	46	46	45	43	40	26
Mai	39	43	45	46	46	47	47	46	46	45	44	41	35
Juin	43	45	47	47	47	48	48	48	47	47	47	45	42
Juillet	45	45	47	48	49	49	49	49	49	48	47	46	43
Août	35	44	46	47	48	49	49	49	49	47	47	44	37
Septembre	—	30	45	46	47	47	47	47	47	47	46	40	—
Octobre	—	—	42	42	44	45	45	45	45	44	42	—	—
Novembre	—	—	—	40	41	42	43	44	43	40	—	—	—
Décembre	—	—	—	36	38	40	42	41	40	37	—	—	—

en valeur absolue lorsque m augmente, ce qui confirme que la diminution de η avec β est d'autant plus marquée que m est élevé.

La figure 1 montre les variations de a et b en fonction de m . Si on ne tient pas compte des valeurs correspondant à $m > 6$, les coefficients a et b offrent une variation à peu près linéaire avec m . Les droites de régression obtenues sont les suivantes :

$$a = 51,5 - 2,7 m \quad r = 0,99 \quad (3)$$

$$b = -20,5 - 21,3 m \quad r = 0,98 \quad (4)$$

Ce résultat est important car il permet, en supposant une variation linéaire de η en fonction de β (hypothèse admissible étant donné les coefficients de corrélation relativement élevés présentés dans le tableau 3), d'obtenir une relation simple donnant η en fonction de m et β , à savoir :

$$\eta_c = a(m) + b(m) \cdot \beta \quad (5)$$

ou encore :

$$\eta_c(p. 100) = 51,5 - 2,7 m - 20,5 \beta - 21,3 \beta \cdot m \quad (6)$$

TABLEAU 3

Valeurs de a , b et r des régressions $\eta(p. 100) = a + b \cdot \beta$, pour différents intervalles de variation de m

Values of a , b and r in the linear regression $\eta(p. 100) = a + b \cdot \beta$, for different classes of m

Intervalle de m	a (Ordonnée à l'origine)	b (Pente)	r (Coefficient de corrélation)
1,0-1,5	49	- 47	0,89
1,5-2,0	47	- 59	0,92
2,0-2,5	45	- 67	0,87
2,5-3,0	43	- 75	0,93
3,0-3,5	43	- 97	0,93
3,5-4,0	41	- 100	0,90
4,0-4,5	40	- 109	0,95
4,5-5,0	39	- 120	0,92
5,0-5,5	38	- 134	0,96
5,5-6,0	36	- 122	0,93
6,0-6,5	35	- 128	0,96
6,5-7,0	37	- 145	0,72

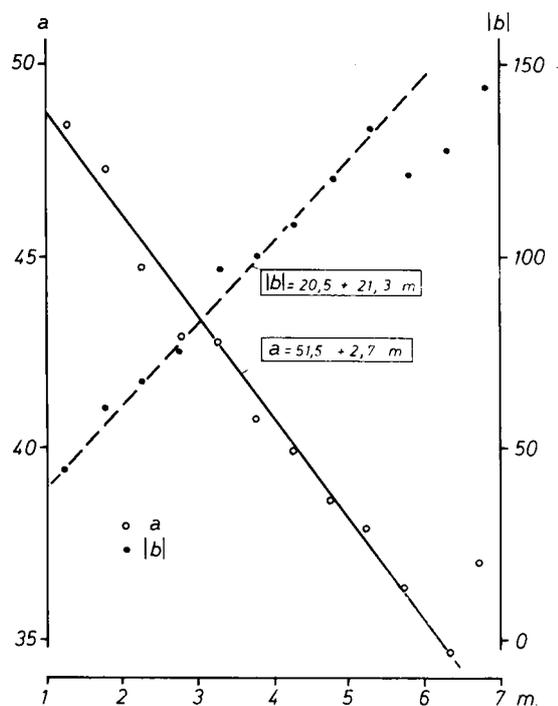


Figure 1
Variation des coefficients a et b en fonction de m .
Variation of coefficients a and b versus m .

La comparaison entre les valeurs mesurées, η , et les valeurs η_c calculées à partir de la relation (6) est présentée à la figure 2 : l'estimation de η à partir de cette relation est satisfaisante, sans même avoir tenu compte de l'effet des constituants gazeux tels que H_2O et CO_2 ($r = 0,97$). L'intérêt d'une telle relation est de donner η en fonction de deux paramètres : m , qui est aisément calculable, et β , qui peut être estimé soit à partir des mesures de routine effectuées dans les stations actinométriques de la Météorologie Nationale, soit à partir de la corrélation existant en β et le facteur de trouble de LINKE, T (PERRIN de BRICHAMBAUT, 1963 ; KATZ, 1980), qui présente l'avantage d'être déterminé avec un seul pyréliomètre, sans adjonction de filtre.

B. Influence des constituants gazeux

Il s'agit de préciser l'influence de la vapeur d'eau sur le paramètre η . Pour cela, l'épaisseur d'eau condensable w

(en cm) a été calculée à partir de la tension de vapeur d'eau au sol, e (mb), en utilisant l'approximation ;

$$w = 0,2 e \tag{7}$$

En se restreignant à l'étude de la variation de η sur des intervalles limités de β , on peut déceler une certaine tendance à l'augmentation de η avec w . Ainsi, la figure 3 représente les valeurs de η en fonction du produit $m \cdot w$, pour la classe $0,080 < \beta \leq 0,100$, et pour $1,0 < m \leq 1,5$; on peut effectivement constater que η , malgré la forte dispersion des points, a tendance à croître avec $m \cdot w$, notamment pour les faibles valeurs de ce produit. Pour $m \cdot w > 3$, η semble pratiquement invariant.

Si nous considérons l'abscisse à l'origine, a , des droites de régression $\eta = a + b \cdot \beta$ pour un intervalle de m donné, nous pourrions considérer que a est la valeur de η pour une atmosphère pure sans aérosols ($\beta = 0$). En comparant ces valeurs avec celles données par DEIRMENDJIAN & SEKERA (1954) pour une atmosphère sans aérosols et sans gaz absorbants, η_R , nous pouvons considérer que la différence $a - \eta_R$ est due à l'influence des gaz absorbants sur η . Le tableau 4 présente les valeurs de cette différence pour diverses valeurs de m .

TABLEAU 4

Valeurs de a , η_R et de leur différence pour différentes valeurs de m
Values of a , η_R and $a - \eta_R$ for different values of m

	a (%)	η_R (%)	$a - \eta_R$ (%)
$m = 1,30$	49	42	7
$m = 2,00$	45	39	6
$m = 2,90$	43	36	7
$m = 5,60$	36	30	6

L'influence des gaz absorbants consiste donc à augmenter η par rapport à η_R , comme cela est signalé dans l'introduction, et l'augmentation moyenne semble être relativement constante — de l'ordre de 6 à 7 p. 100 — quel que soit m .

Le dernier résultat confirme que la relation 6, prise à l'état brut, fournit une bonne estimation de η à partir de la seule connaissance de m et de β , l'influence des gaz, H_2O et CO_2 principalement, semblant être constante et prise en compte dans l'abscisse à l'origine, a .

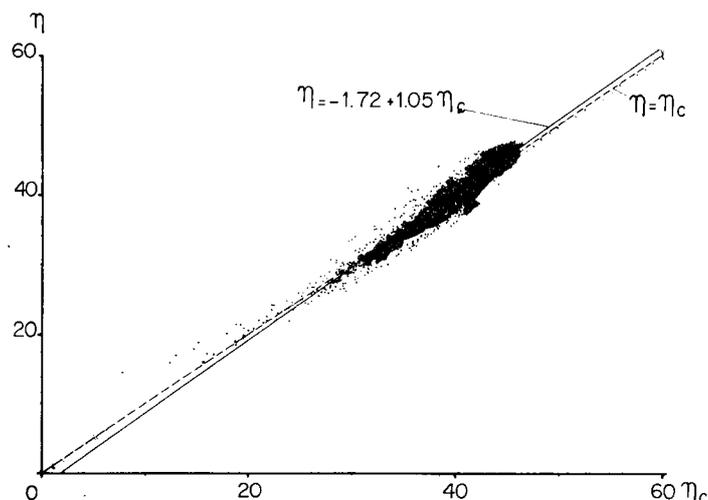


Figure 2
Comparaison des valeurs mesurées, η , et des valeurs calculées, η_c .
Comparison of measured values, η , and estimated values, η_c .

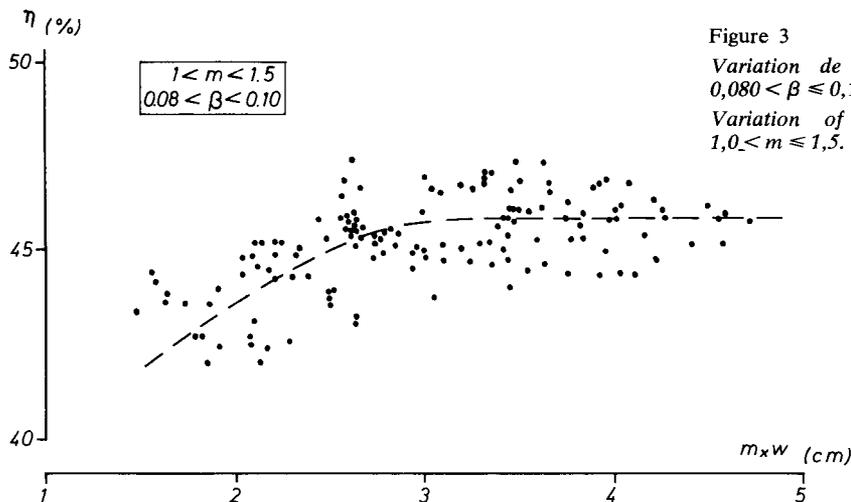


Figure 3
 Variation de η en fonction de $m \cdot w$, pour les intervalles $0,080 < \beta \leq 0,100$ et $1,0 < m < 1,5$.
 Variation of η versus $m \cdot w$, for $0,080 < \beta \leq 0,100$ and $1,0 < m < 1,5$.

C. Comparaison avec d'autres travaux

1. Comparaison avec les estimations théoriques d'AVASTE

Le tableau 5 donne, pour différentes classes de m , les intervalles de variation de η et leur amplitude, $\Delta\eta$. Ces valeurs mesurées sont comparées, dans ce même tableau, aux valeurs déduites des données théoriques d'AVASTE *et al.* (1962), η_a et $\Delta\eta_a$.

TABLEAU 5

Intervalles et amplitudes de variation de η (p. 100) pour différentes classes de m . Comparaison avec les valeurs calculées à partir des données de AVASTE *et al.*, η_a

Variation intervals and amplitudes of η (p. 100) for different classes of m . Comparison with calculated values from data of AVASTE *et al.*, η_a

m	Intervalle de variation de η à Avignon	$\eta_{Avignon}$	Intervalle théorique (AVASTE)	η_{Avaste}	η_R
[1,0-1,5]	34-48	14	40-49	9	42
[1,5-2,0]	30-47	17	—	—	—
[2,0-2,5]	30-46	16	36-48	12	39
[2,5-3,0]	26-44	18	30-44	14	36
[3,0-3,5]	25-44	19	—	—	—
[3,5-4,0]	24-41	17	24-41	17	—
[4,0-4,5]	20-40	20	—	—	—
[4,5-5,0]	21-39	18	—	—	—
[5,0-5,5]	17-36	19	16-36	20	30
[5,5-6,0]	14-36	22	—	—	—

théoriques ; il faut cependant noter que, dans cet intervalle, une très grande majorité des points se situe dans la gamme 40-47 p. 100.

2. Comparaison avec les résultats de Mc CARTNEY et UNSWORTH

Mc CARTNEY & UNSWORTH (1978) calculent les corrélations entre η et le trouble atmosphérique qu'ils caractérisent, non pas par le coefficient de trouble d'ANGSTRÖM, β , mais par un coefficient de trouble d'extinction totale pour l'intervalle 300 nm-700 nm, τ_v . Ce paramètre est lié à β par la relation :

$$\tau_v = \beta \cdot \lambda^{-\alpha} \tag{8}$$

On peut, en prenant pour λ la longueur d'onde effective ⁽¹⁾ dans la bande 300 nm-700 nm et pour α la valeur moyenne 1,5 obtenue à Montfavet (KATZ, 1980), exprimer les corrélations données par ces auteurs sous la forme $\eta = a + b \cdot \beta$. Le tableau 6 présente la comparaison entre nos valeurs des coefficients a et b et celles de Mc CARTNEY & UNSWORTH et la figure 4 donne les droites de régression correspondantes. On peut constater un accord satisfaisant entre les différents résultats, notamment dans la partie correspondant à l'intervalle $0,050 < \beta < 0,150$.

TABLEAU 6

Comparaison de valeurs des coefficients a et b des régressions $\eta = a + b \cdot \beta$

Comparison of coefficients a et b in the linear regression $\eta = a + b \cdot \beta$

m	Mc CARTNEY et UNSWORTH		KATZ <i>et al.</i>	
	a	b	a	b
[1,15-1,31]	52	- 49	—	—
[1,31-1,56]	51	- 63	48	- 44
[1,56-2,00]	49	- 75	47	- 60
[2,00-2,92]	47	- 92	45	- 67

Les constatations suivantes peuvent être faites :

— les valeurs mesurées de η sont dans l'ensemble en bon accord avec les valeurs calculées η_a : pour $m < 2$, elles ont tendance à être plus faibles mais cela est sans doute dû au fait que la période pour laquelle m est inférieur à 2 au cours de la journée correspond aux mois d'avril à septembre durant lesquels le trouble est plus élevé en moyenne que pendant le reste de l'année ($\beta = 0,102$ contre $\beta = 0,084$) ;

— la variabilité de η augmente avec m : ainsi, les écarts-types moyens mensuels dans la tranche horaire 11 h 30-12 h 30 (tabl. 1) sont en général plus élevés pour les mois d'hiver que pour les mois d'été et les amplitudes $\Delta\eta$ croissent régulièrement avec m . Il apparaît également une bonne concordance entre $\Delta\eta$ et $\Delta\eta_a$, sauf pour $m < 2$, où les amplitudes mesurées sont plus larges que les amplitudes

⁽¹⁾ La longueur d'onde effective $\bar{\lambda}$ est définie comme la longueur d'onde pour laquelle on a :

$$I_0 \cdot e^{-\beta \cdot \bar{\lambda}^{-\alpha}} = \int_{300 \text{ nm}}^{700 \text{ nm}} I_0(\lambda) \cdot e^{-\beta \cdot \lambda^{-\alpha}} d\lambda$$

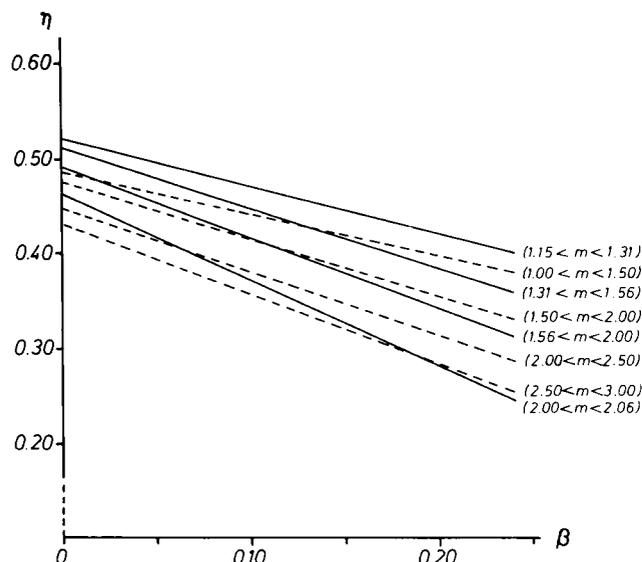


Figure 4

Comparaison des droites de régression $\eta = a + b \cdot \beta$ obtenues par Mc CARTNEY & UNSWORTH (—) et par les auteurs (- - -).

Comparison of the regression $\eta = a + b \cdot \beta$, derived from Mc CARTNEY & UNSWORTH (—) and from this study (- - -).

IV. CONCLUSION

Dans cette étude, nous avons pu mettre en évidence l'influence de divers paramètres atmosphériques sur le paramètre η . Du point de vue quantitatif, il semblerait que les gaz absorbants ont un effet moyen qui est toujours du même ordre de grandeur, quelle que soit la masse d'air : ils contribuent à une augmentation de η de l'ordre de 6 à 7 p. 100. L'influence de trouble atmosphérique va dans le sens d'une diminution de η . Cette diminution est en général sensible et augmente rapidement lorsque m croît. Une relation est proposée qui permet d'estimer η avec une précision satisfaisante à partir de la connaissance de m et de β .

Reçu le 24 novembre 1980.

Accepté le 30 janvier 1981.

REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier Monsieur COUDERC (Météorologie Nationale, Carpentras) pour l'aide qu'il nous a apportée au niveau de l'étalonnage des pyréliomètres.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Angström A., 1961. Technique of determining the turbidity of the atmosphere. *Tellus*, **13**, 214-223.
- Avaste O., Moldau H., Shifrin K. S., 1962. Distribution spectrale des rayonnements direct et diffus. *Akad. Navk. Est. S.S.R. Inst. Phys. Astron.* n° 3, 44-57 (en russe).
- Deirmendjian D., Sekera Z., 1954. Global radiation resulting from multiple scattering in a Rayleigh atmosphere. *Tellus*, **6**, 382-392.
- Dogniaux R., Nisen A., 1975. *Traité de l'éclairage naturel des serres et abris pour végétaux*. Institut Royal Météorologique de Belgique, Bruxelles, 198 p.
- Katz M., 1980. *Contribution à l'étude du trouble atmosphérique dans un site semi-rural*. Thèse de Docteur-Ingénieur. Université de Paris VII, 122 p.
- Mc Cartney H., Unsworth M., 1978. Spectral distribution of solar radiation. I: direct radiation. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **104**, 699-718.
- Mc Cree K. J., 1975. A comparison of experimental and theoretical spectra for photosynthetically active radiation at various atmospheric turbidities. *Agric. Meteorol.*, **16**, 405-412.
- Mc Cree K. J., Keener M. E., 1974. Effect of atmospheric turbidity on the photosynthetic rates of leaves. *Agric. Meteorol.*, **13**, 349-357.
- Perrin de Brichambaut Ch., 1963. *Rayonnement solaire et échanges radiatifs naturels*. Gauthier-Villars. Paris, 300 p.
- Stanhill G., Fuchs M., 1977. The relative flux density of photosynthetically active radiation. *J. appl. Ecol.*, **14**, 317-322.
- Szeicz G., 1974. Solar radiation for plant growth. *J. appl. Ecol.*, **11**, 617-635.
- Thekaekara M. P., 1976. Solar radiation measurement : techniques and instrumentation. *Sol. Energy*, **18**, 309-325.
- Unsworth M. H., Monteith J. L., 1972. Aerosol and solar radiation in Britain. *Quart. J. Roy. Soc. Meteorol.*, **98**, 778-797.