

# L'ÉNERGIE SOLAIRE PARAMÈTRE IMPORTANT DU CLIMAT ET SA MESURE

B. MONTENY, + B. DJOULET, + J.P. LHOMME  
Bioclimatologie - ORSTOM.

## INTRODUCTION

Le soleil représente la source principale d'énergie. Il chauffe le sol l'air et la mer induisant ainsi par ses effets — différences de température — des mouvements des masses d'air (vent) et des courants dans les océans. Ces déplacements de grande amplitude influent à leur tour sur les répartitions d'énergie et donc sur la circulation générale de l'atmosphère; entraînant des variations spatiales et temporelles des climats.

En fait le climat en un lieu donné correspond à la résultante entre les différents échanges énergétiques sol-atmosphère et dépendra :

- de la quantité d'énergie reçue du soleil et des caractéristiques physiques de la surface réceptrice;
- des quantités de chaleur et d'humidité présentes dans les masses d'air et de la formation des nuages qui conditionnent la transparence de l'atmosphère aux rayons solaires.

On comprend dès lors l'importance des mesures de rayonnements pour une meilleure connaissance des échanges énergétiques. De plus, elles sont indispensables :

- à l'agriculture dont les rendements peuvent être augmentés par une meilleure utilisation de l'énergie solaire;
- à l'urbanisation qui par une architecture adaptée doit rationaliser les dispositifs de pertes d'énergie (climatisation - chauffage);
- et enfin à tous ceux qui sont intéressés à l'utilisation de l'énergie solaire comme remplaçante de l'énergie fossile qui s'épuise.

Nous porterons notre attention sur les transferts radiatifs entre le soleil, l'atmosphère et la surface terrestre en mettant l'accent sur les rayonnements à mesurer et les types d'appareils les plus couramment utilisés. Nous verrons ensuite quelques résultats qui mettent en évidence l'importance de la connaissance du climat radiatif en un lieu donné. Nous terminerons par une esquisse présentant sur la carte la distribution de l'énergie solaire sur le territoire ivoirien.

## CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES

La principale source d'énergie reçue par le système terre-atmosphère provient du soleil. Les variations de sa puissance autrement dit sa densité de flux énergétique au niveau d'une surface réceptrice au sol dépend de la distance terre-soleil et de la hauteur zénithale, variable en fonction de l'heure de la journée, de la période de l'année et de la latitude du lieu.

Considérons une surface réceptrice d'un mètre carré, perpendiculaire à la direction du rayon solaire et située au sommet de l'atmosphère terrestre. Cette surface reçoit une énergie moyenne égale à 1353 W.m<sup>-2</sup> appelée encore constante solaire et dont la répartition spectrale s'étend de 300 à 2500 nm.

Au cours de sa traversée de l'atmosphère, le rayon solaire s'appauvrit quantitativement et qualitativement suite aux processus d'absorption, de diffusion et de réflexion, par les différents constituants de l'air (fig. 1).

— L'absorption est sélective. Elle est liée à la nature et à la concentration de certains gaz (ozone, oxygène, vapeur d'eau, gaz carbonique) et varie pour les différentes longueurs d'onde de la lumière;

— La diffusion correspond à un changement de trajectoire des photons constituant la lumière et dépend donc du diamètre des molécules et des aérosols rencontrés.

Le rayon solaire s'appauvrit encore d'avantage avec la présence des formations nuageuses, des microgouttelettes d'eau ou des particules de glace en suspension dans l'atmosphère.

Les nuages interviennent non seulement comme diffuseurs mais également comme réflecteurs: 30 à 80% de l'énergie peuvent être réfléchis et constituent ainsi l'albédo terrestre. De plus, la fraction de

l'énergie absorbée augmente la température propre du nuage. Les énergies reçues au sol peuvent donc être très variables selon le lieu et la saison.

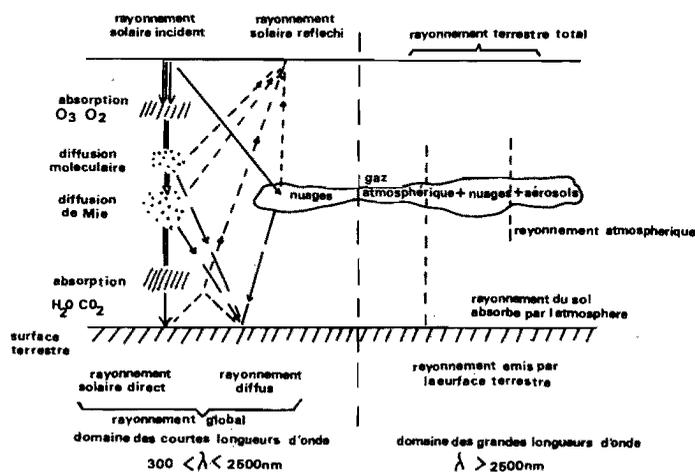


fig. 1 : Les échanges radiatifs entre le soleil, l'atmosphère et la surface terrestre. (Boyer & Dogniaux)

En ce qui concerne les rayonnements de courte longueur d'onde, de 300 à 2500 nm, le rayonnement solaire global nous parvient sous deux formes :

- une fraction directe et une fraction diffuse.

Dans ce rayonnement global se trouve incluse la partie intéressant le monde vivant puisque nous en sommes tributaires soit par notre système de vision pour le règne animal soit par la photosynthèse pour le règne végétal, appelé rayonnement visible ou rayonnement photosynthétiquement actif. Au sol, l'énergie reçue est absorbée ou réfléchie. La fraction réfléchie est plus ou moins importante selon les caractéristiques de la surface réceptrice: 3 à 5% pour une surface d'eau propre, 12 à 15% par une forêt et plus de 18% pour une culture.

Ceci nous conduit à un premier bilan partiel pour les rayonnements de courte longueur d'onde :

$$I + D - R_r = G - R_r$$

le rapport du rayonnement réfléchi au rayonnement global est appelé albédo  $a = R_r/G$

Venons-en aux rayonnements de grande longueur d'onde. La terre, comme tout corps ayant sa température propre, rayonne également. Ce rayonnement terrestre RT est une émission d'énergie qui est en partie absorbée par l'atmosphère du fait de la présence de vapeur d'eau et de gaz carbonique. Toutefois, une part de ce rayonnement terrestre comprise dans la bande spectrale de 8000 à 14000 nm n'est pas absorbée et quitte le système terre-atmosphère. On donne à cette gamme de longueur d'onde le nom de fenêtre atmosphérique.

L'absorption, par l'atmosphère, des autres rayonnements augmente sa température et son rayonnement propre et le système tend vers un nouvel équilibre.

Le bilan des rayonnements de grande longueur d'onde, au sol, correspond dès lors à la différence : RA - RT.

Pour établir le bilan général des rayonnements reçus au sol, il convient de réunir les deux bilans partiels et le rayonnement net qui en découle peut s'écrire :

$$R_n = (1 - a) G + RA - RT$$

Les bilans radiatifs sont assez complexes et leur évaluation précise se trouve conditionnée par la variabilité de certains facteurs comme nous venons de le voir : l'albédo, la concentration de vapeur d'eau et d'aérosols et la présence de nuages.

L'intérêt de mesurer le bilan radiatif est qu'il est un des termes du bilan des échanges de masses et de chaleur pour lequel il est important de connaître la quantité totale d'énergie radiative dans tout le domaine spectral.

Nous constatons par ce bilan radiatif que le rayonnement solaire intervient comme unique source d'énergie extérieure dans tous les processus atmosphériques. A ce titre il peut être considéré comme paramètre principal de l'étude du climat en temps que moteur des différents processus d'échanges.

Le rayonnement global devrait être le paramètre à enregistrer dans le réseau météorologique. Etant donné sa distribution spectrale, sa mesure doit être réalisée par des détecteurs non sélectifs. Le principe repose sur la transformation de l'énergie radiative en chaleur par absorption non sélective du rayonnement sur une surface noircie. L'augmentation de température est utilisée comme mesure du flux incident, après étalonnage. Tel est le cas des pyranomètres thermoélectriques, à distillation et à bilame (fig.2).

Le pyranomètre thermoélectrique (ex : type Moll - fig.2) utilise des thermocouples dont les soudures « chaudes » sont fixées à la surface réceptrice plane de l'élément sensible et les soudures froides à la

surface d'une masse (boîtier) protégée du rayonnement solaire par un écran. L'élément sensible est recouvert de deux coupelles de verre et sous le boîtier existe un récipient contenant du desséchant pour éviter la corrosion des points de soudure (Perrin de Brichambaut et Lamboley (1968).

Cet appareil est robuste, viable mais nécessite une surveillance permanente de son fonctionnement et du système d'enregistrement des forces électromotrices débitées. Par ailleurs, il est nécessaire d'effectuer un contrôle régulier de l'étalonnage de l'ensemble pyranomètre + enregistreur. Ce pyranomètre permet outre la mesure du rayonnement global, des rayonnements diffus et réfléchis.

Un autre pyranomètre, plus simple, à distillation (ex : type Gun Bellani) totalise la somme du rayonnement global par lecture différentielle de volumes de liquide distillés. Il est robuste, peu coûteux, il ne nécessite pas d'alimentation électrique. Il est constitué de deux sphères concentriques prolongées vers le bas par un tube en verre gradué. La surface extérieure de la sphère interne, en métal, est noircie. La chaleur provenant de l'absorption de l'énergie solaire par cette surface (300 à 2500 nm) est transmise au liquide contenu dans la sphère qui se vaporise et va se condenser dans le tube gradué situé à la partie inférieure de l'appareil. La quantité de liquide condensé est proportionnelle à cette énergie. Il est alors aisé d'étalonner l'appareil avec un pyranomètre thermoélectrique (cfr graphique fig. 2).

Le pyranomètre bimétallique fonctionne sur le principe de deux bilames de caractéristiques identiques mais travaillant mécaniquement en opposition. L'un des bilames est blanc, l'autre est noir. Le déplacement du stylet encreur sur le graphe correspond à une absorption différente d'énergie par chaque bilame. On l'utilise peu car les résultats obtenus dépendent trop :

- des coefficients d'étalonnage qui varient avec la saison, la température et le lieu;
- de la courbure de la coupelle protectrice;

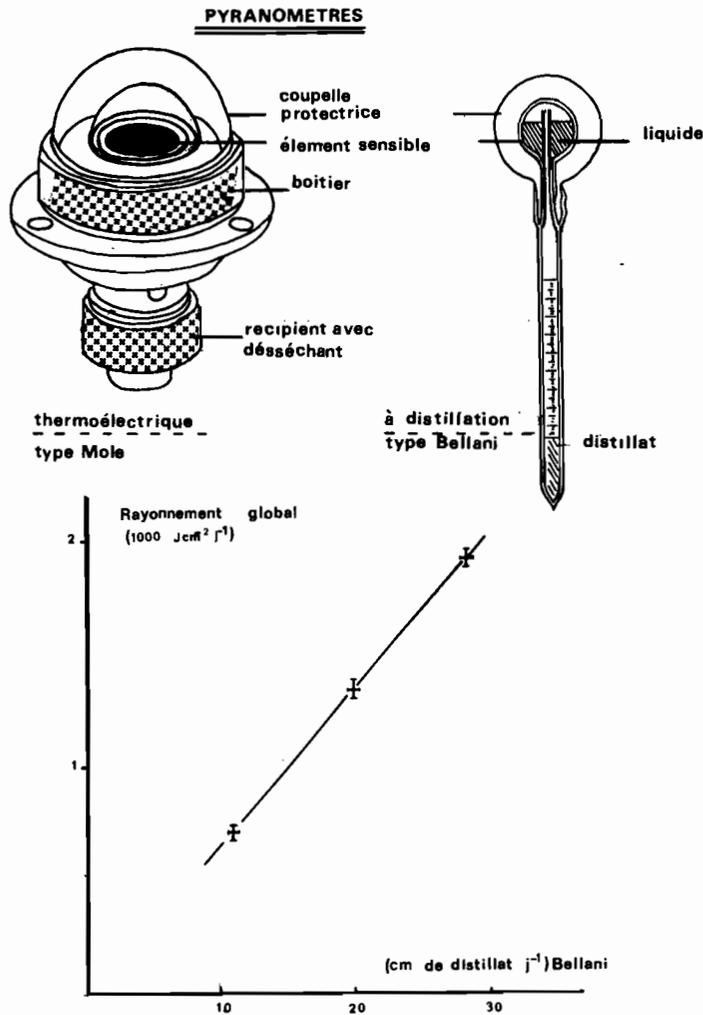


Fig. 2 Relation entre la quantité de distillat recueilli par jour au Bellani et l'énergie globale reçue au sol mesurée à l'aide d'une thermopile solarimétrique.

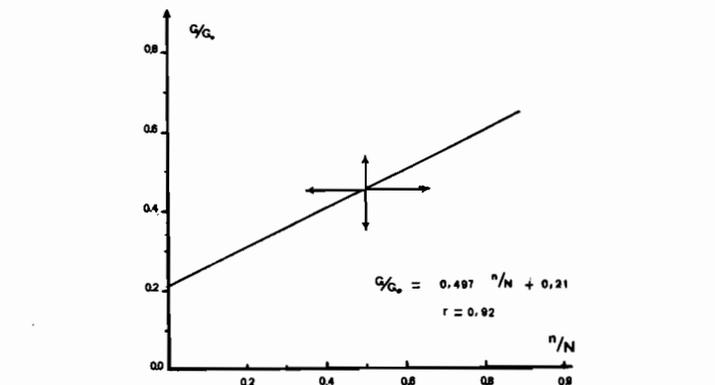
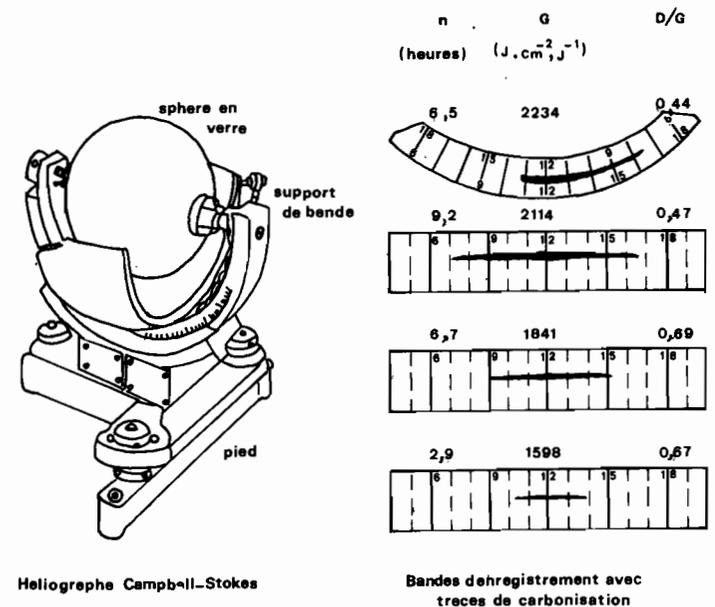


Fig. 3 - Relation entre la durée d'insolation relative n/N et la fraction d'énergie transmise G/Go (1977)

— du système mécanique transmettant le mouvement;  
 — du planimétrage des graphes pour l'intégration des valeurs instantanées qui est à l'origine d'erreurs importantes.

Du fait des difficultés techniques de la mesure des rayonnements et du rayonnement global en particulier à l'aide de ces appareils, on a préféré généralement la mesure de la durée d'insolation mais qui est bien moins représentative de l'aspect énergétique du rayonnement. (fig. 3).

La durée d'insolation est enregistrée à l'aide d'un héliographe type CAMPBELL-STOKES, appareil constitué d'une boule en verre qui concentre les rayons solaires directs sur une bande de papier sous-jacente. La longueur de la brûlure indique le nombre d'heures où le rayon solaire direct a brillé au cours de la journée. Il est utile de pouvoir traduire le nombre d'heures d'insolation en une quantité énergétique comme le rayonnement global. A cette fin on utilise couramment une expression empirique (type Black) :

$$\frac{G}{G_0} = a \frac{n}{N} + b$$

G : rayonnement global mesuré au sol  
 G<sub>0</sub> : rayonnement global au sommet de l'atmosphère  
 n : durée d'insolation enregistrée au sol  
 N : durée du jour astronomique  
 a et b : coefficients déterminés statistiquement et qui varient suivant la durée de la période d'enregistrement et le lieu de mesure.

L'erreur commise dans l'estimation du rayonnement global à partir d'un tel type de formule est variable suivant la période et surtout le type de temps : ciel dégagé, ciel gris plomb ou ciel avec de multiples passages nuageux.

Prenons les exemples des bandes d'enregistrement linéaires (fig.3). Nous constatons que la durée d'insolation passe successivement de 9,2 à 6,7 et 2,9 heures c'est-à-dire une réduction de 27 et 66%; alors que le rayonnement global n'a diminué que de 13 et 25%. On aurait pu croire à une certaine proportionnalité dans la réduction si on se réfère à l'équation de Black. En effet, la réduction de l'énergie solaire directement responsable de la carbonisation de la bande d'enregistrement est compensée par l'augmentation de l'énergie diffuse mesurée au pyranomètre. L'héliographe ne peut concentrer ce type d'énergie omnidirectionnelle en un point.

La comparaison entre la bande courbe et la première bande linéaire est tout aussi indicatrice des limites de l'héliographe. Pour des quantités d'énergie de 2234 J.cm<sup>-2</sup>. j<sup>-1</sup> et 2114 J. cm<sup>-2</sup>. j<sup>-1</sup> la durée d'insolation a augmenté, passant de 6,5 à 9,2 heures alors que le phénomène inverse avait été noté précédemment.

L'utilisation de ce type de relation doit être faite avec prudence. Une estimation de la valeur moyenne du rayonnement global peut toutefois être calculée en considérant des périodes relativement longues et où les variabilités sont compensées. La figure 5 montre la bonne corrélation qui existe entre les valeurs moyennes mensuelles mesurées du rayonnement global et de la durée d'insolation au cours de l'année à Adiopodoumé.

Toutefois, compte tenu du réseau relativement dense des mesures de la durée d'insolation effectuées en Côte d'Ivoire, il est indispensable que quelques stations représentatives de leur région soient équipées pour la mesure du rayonnement global et éventuellement du bilan radiatif et du trouble atmosphérique ce qui permettrait l'établissement de la climatologie radiative du territoire. De telles stations devraient pouvoir :

- 1 - Mesurer en continu la durée d'insolation, le rayonnement solaire global, le rayonnement diffus et le trouble atmosphérique;
- 2 - Disposer de moyens nécessaires à la mesure des termes du bilan radiatif en vue de les utiliser dans les programmes d'aménagement et d'amélioration des cultures;
- 3 - Servir de centre de contrôle et d'étalonnage pour assurer l'homogénéité des mesures;
- 4 - Collationner toutes les données recueillies pour l'établissement d'une climatologie du rayonnement solaire et conseiller tout utilisateur possible.

## RÉSULTATS

Quels seraient les termes du bilan radiatif susceptibles d'être mesurés en continu dans les stations météorologiques? Pour y répondre, prenons l'exemple d'une journée de mesures réalisées en basse Côte, en début de la saison des pluies sur une végétation graminéenne d'un mètre de haut. Les termes mesurés sont les rayonnements global, diffus, visible, réfléchi et net. (fig. 4).

Malgré les pluies, les valeurs du rayonnement global sont moyennes, l'affaiblissement du rayonnement solaire direct est essentiellement dû aux microgouttelettes d'eau présentes dans l'atmosphère, phénomène qui se traduit par une valeur relativement élevée du rayonnement diffus qui intervient pour 40 à 45% du rayonnement global. La fraction d'énergie réfléchie par la surface réceptrice varie

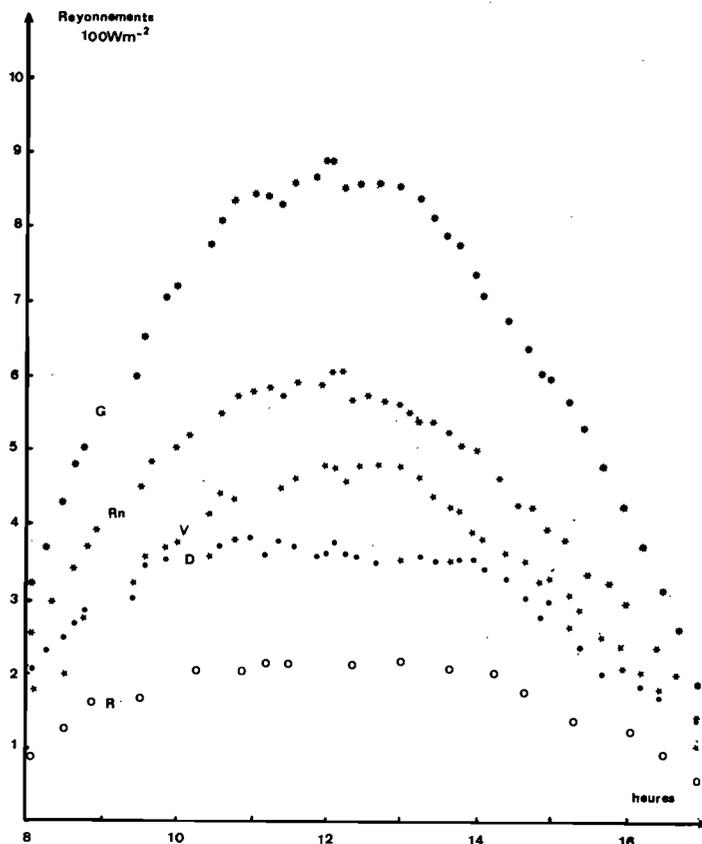


Fig. 4 - Evolution des rayonnements global (G), net (Rn), visible (V), diffus (D) et réfléchi (R) au cours d'une journée.

en fonction de la hauteur du soleil et des propriétés optiques de cette surface. Elle représente 20 à 22% du rayonnement global quand le soleil est au zénith. Le rayonnement photosynthétiquement actif ou rayonnement visible qui intervient dans les différents processus métaboliques et physiques reste proportionnel au rayonnement global (53 à 55% de G). Cette valeur est élevée et à mettre en relation avec la quantité totale d'eau précipitable contenue dans l'atmosphère : 5 à 6 cm de liquide. Cette vapeur d'eau absorbe une quantité d'énergie dans le proche infrarouge. La valeur représentant le bilan radiatif (Rn) est la plus importante, car elle intervient également dans les études des échanges en particulier pour déterminer la quantité d'énergie disponible pour les processus d'évapotranspiration et de transfert de chaleur sensible entre le sol et l'atmosphère. On constate qu'elle évolue parallèlement au rayonnement global, ce qui nous a permis de faire la corrélation entre le rayonnement global et le rayonnement net (fig. 4). La relation linéaire obtenue indique que le rayonnement net vaut 71% du rayonnement global avec un coefficient de corrélation de 0,98 pour les valeurs instantanées (MONTENY GOSSE 1976).

Etant donné la particularité des appareils à mettre en place et compte tenu de certains résultats obtenus comme cette relation entre les rayonnements global et net, nous pensons qu'il est plus utile dans un premier stade de pouvoir mesurer le rayonnement global ainsi que le rayonnement diffus, qui est une caractéristique du trouble atmosphérique. La connaissance de la répartition spatiotemporelle est indispensable pour tous ceux qui s'intéressent à son action sur les phénomènes atmosphériques et sur les processus biologiques.

Si nous passons à l'analyse de l'atténuation du rayonnement solaire global et de son évolution au cours de l'année, nous constatons que le climat lumineux en basse Côte est conditionné par la position du front intertropical et du balancement apparent du soleil. Le rayonnement global moyen présente deux maxima — avril-mai et novembre — on notera (fig. 5) :

— les valeurs du rayonnement global moyen journalier G sont très faibles par rapport à celles du rayonnement global moyen calculé G<sub>0</sub> pour une transparence atmosphérique correspondant à une quantité de vapeur d'eau précipitable de 5 cm, une concentration d'ozone de 0,24 cm et une concentration d'aérosols de 300 particules au cm<sup>3</sup>.

— l'amplitude entre les valeurs maximales et minimales du rayonnement global moyen est beaucoup plus importante comparative-

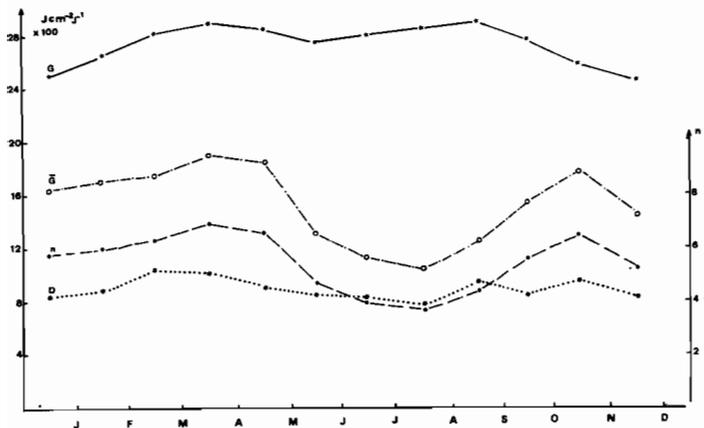


Fig. 5 - Evolution des rayonnements global G, diffus D, et de la durée d'insolation n au cours de l'année 1977 à Adiopodoumé - ORSTOM.

ment au rayonnement global pour une transparence atmosphérique optimale  $G+$  provenant d'un affaiblissement du rayonnement solaire direct très inégal au cours de l'année dû à la présence des nuages; — quant au rayonnement diffus, il est nettement plus constant au cours de l'année, sa valeur moyenne oscille autour de  $900 \text{ J. cm}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$ .

Cette variation saisonnière du rayonnement solaire global moyen en basse Côte est liée aux modifications de la couverture nuageuse qui, entre juin et septembre, est relativement homogène. De plus en fonction de la position du F.I.T., le passage du rayon solaire direct dans des masses d'air océaniques ou continentales aura pour effet un affaiblissement différent MONTENY GOSSE 1978).

Si on définit la transmission atmosphérique comme le rapport entre le rayonnement global mesuré au sol et celui mesuré au sommet de l'atmosphère, on peut la considérer comme une caractéristique radiative du climat et suivant ses valeurs maximales et minimales il nous est possible de distinguer le rôle respectif des aérosols et des nuages sur l'extinction de l'énergie solaire. En prenant la valeur journalière maximale du mois du rayonnement global, on caractérisera l'effet de l'atténuation provoquée principalement par la présence des aérosols en l'absence de nuages. Les plus fortes valeurs de la transmission sont obtenues après des périodes d'orages importants qui lessivent l'atmosphère des poussières et autres aérosols qu'elle contient. La réduction de la transmission maximale observée en décembre provient essentiellement d'un apport de poussières sahariennes en suspension dans les masses d'air venant du nord.

Quant à la transmission minimale, correspondant à la plus faible valeur journalière du rayonnement global mensuel, elle traduit l'importance de l'enneuagement sur l'affaiblissement de l'énergie solaire directe. Cet enneuagement est presque continu de juin à septembre.

Quelles peuvent en être les conséquences? Prenons l'exemple du maïs à Adiopodoumé. Il est possible dans cette région de réaliser deux cycles de cultures à l'occasion de chaque saison des pluies: mi-avril à juillet et septembre à mi-décembre. De l'ensemble des données de rendement obtenues sur plusieurs années, les meilleurs résultats sont généralement ceux du second cycle (bilan hydrique favorable dans les deux cas). Or durant la période cruciale du grossissement des grains, nous constatons que la quantité d'énergie solaire reçue en juin et juillet diminue, alors qu'elle augmente en octobre et novembre (fig. 5) de manière suffisante pour expliquer la différence de rendement.

Ceci a également été observé pour une culture graminéenne comme le *Panicum maximum*: sa productivité est de  $1,4 \text{ T M.S./ha/mois}$  en août et de  $3,2 \text{ T M.S./ha/mois}$  en novembre.

Des constatations semblables ont été faites sur d'autres cultures agroindustrielles telles que le palmier à huile et l'hévéa.

En caractérisant le climat radiatif d'une région comme nous venons de le faire, ces exemples illustrent que l'énergie solaire, même en zone équatoriale peut être un facteur limitant dans la production agricole et ce, pour une période pouvant s'étendre sur plusieurs mois.

Nous terminerons sur une esquisse de la distribution spatiale du rayonnement global en Côte d'Ivoire. Cette présentation d'une étude préliminaire est faite pour définir une densité des stations devant constituer le réseau actinométrique.

Les données de rayonnement utilisées et les corrélations de base nécessaires sont celles obtenues à Adiopodoumé (ORSTOM), à La

Mé (IRHO) et à Bouaké (IRAT). Elles ont permis partiellement de définir les zones géographiques où les relations empiriques, discutées précédemment, ont pu être utilisées pour l'estimation du rayonnement global. Les résultats pour les mois de février et août sont présentés figures 6 et 7.

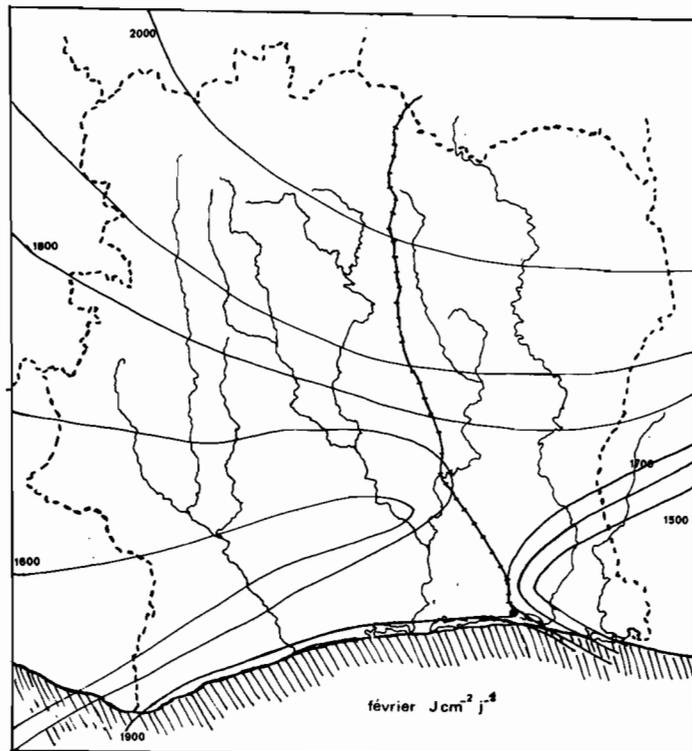


Fig. 6 - Distribution du rayonnement global - valeur journalière moyenne mensuelle exprimée en  $\text{J. cm}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$  - pour le mois de février.

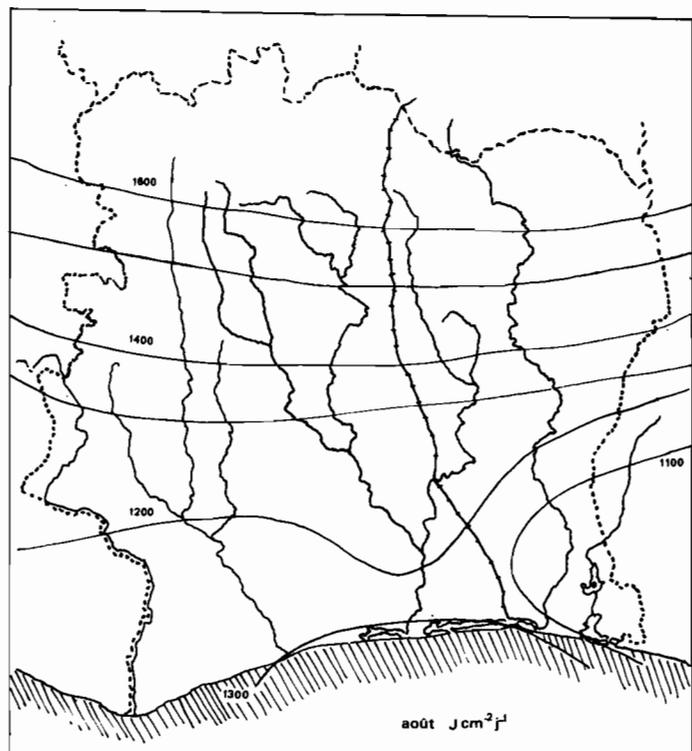


Fig. 7 - Distribution du rayonnement global - valeur journalière moyenne mensuelle exprimée en  $\text{J. cm}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$  - pour le mois d'août.

Les variations des isoplèthes d'énergie sont liées au mouvement des masses d'air de grande amplitude (courants d'alizés) et de la position de la zone de convergence intertropicale (F.I.T.) qui définit certaines caractéristiques de transparence de l'atmosphère.

Au mois de février (fig. 6), la région sud se caractérise par un climat assez humide et chaud, le F.I.T. est proche de l'équateur. Le ciel est généralement dégagé de nuages mais il y a souvent des brumes matinales qui s'estompent vers 9 ou 10 heures. Dans la région nord, les masses d'air sont plus sèches mais chargées de poussières sahariennes, phénomène qui influence davantage la proportion des énergies directe-diffuse que le rayonnement global reçu au sol. Il est à remarquer que le couloir allant de Sassandra à Dabou vers Toumodi et Bongouanou sépare deux régions qui reçoivent moins d'énergie et qui sont en réalité deux importantes zones forestières. En août (fig. 7), les masses d'air océaniques très humides s'étendent sur l'ensemble du territoire, le F.I.T. est localisé très au nord. Il pleut quasiment partout sauf sur la partie méridionale du pays. L'enneigement est important et assez homogène en dessous du 6° parallèle, il est plus intermittent dans le nord du pays.

La bande côtière a un caractère exceptionnel: le rayonnement global y est systématiquement supérieur à ce qu'il est plus au nord. Doit-on y voir l'influence du massif forestier, dont la température est plus basse que celle de la mer, sur les masses d'air humides qui provoquent la condensation de la vapeur d'eau avec formation des nuages?

Les cartes fournies seront meilleures si un réseau plus adapté peut être mis en place.

Quelle conclusion peut-on tirer au stade actuel du travail entrepris? Nous avons vu les rayonnements à mesurer c'est-à-dire le rayonnement global, diffus et éventuellement le rayonnement net, ainsi que les types d'appareils à utiliser, pyranomètres principalement auxquels on peut associer des héliographes. Le réseau actuel pourrait être plus dense et il serait judicieux d'installer des pyranomètres dans des zones climatiques différenciées et ce, suivant trois transects nord-sud. Ce quadrillage est possible au vu des stations climatiques de l'ASECNA possédant déjà des héliographes. Il faut y inclure les Instituts qui participent au réseau et dont les stations sont localisées dans une zone climatique assez homogène.

## BIBLIOGRAPHIE

- Boyen, H. et Dogniaux R. 1976 - Méthodes de détermination du bilan énergétique de la surface active de la terre. Inst. R. Météor. Belg. n° 99 - 71 p.
- Cardon D et Gosse G. 1975 Estimation et variation de la hauteur d'eau précipitable dans un climat tropical humide. Rapport ORSTOM.
- Eldin, M et Monteny, B. 1972 - Utilisation du pyranomètre sphérique à condensation du type Bellani pour la mesure du rayonnement global et la conduite des irrigations en basse Côte d'Ivoire. Agron. Trop. 27 : 388-395.
- Monteny, B. et Gosse, G. 1976 - Analyse et estimation du rayonnement net d'une culture de *Panicum maximum* en zone tropicale humide. Oecol. Plant. 11 : 173-191.
- Monteny, B., Eldin, M. et Lhomme, J.P. 1976 - La mesure de la durée d'insolation et du rayonnement global en Côte d'Ivoire. Rapport ORSTOM 80 p.
- Monteny, B. et Gosse, G. 1978. - Variation et estimation du rayonnement solaire direct utile à la photosynthèse en milieu tropical. Agric. Meteor 19 : 121 - 136
- Monteny, B et Gosse, G. 1978 - Variation du rayonnement photosynthétiquement actif en région tropicale humide. Arch. Met. Geog. Biocl. ser. B 25 : 371-382.
- Perrin de Brichambaut, Chr. et Lamboley, G. 1968 - Le rayonnement solaire au sol et ses mesures. Cahier AFEDES n° 1 109p.

## QUESTIONS - RÉPONSES

### Mr. MANDENGUE

Je voudrai faire remarquer l'importance qu'ont les mesures du rayonnement dans le domaine de l'assistance à l'agriculture et l'expérience des moussons africains dans l'Afrique de l'Ouest est là pour nous le prouver. Les données du rayonnement sont importantes mais il faut rapidement pallier

### Mr. MANDENGUE

Je voudrai faire remarquer l'importance qu'ont les mesures du rayonnement dans le domaine de l'assistance à l'agriculture et l'expérience des moussons africains dans l'Afrique de l'Ouest est là pour nous le prouver. Les données du rayonnement sont importantes mais il faut rapidement pallier les faiblesses du réseaux africain. Mr. MONTENY vient de montrer la nécessité d'associer la mesure du rayonnement global à celle déjà faite de la durée d'insolation tout en restant prudent. L'ASECNA doit faire un effort de ce côté.

### Mr. BAUDET

Les paramètres radiatifs sont intéressants et doivent s'ajouter à ceux de la climatologie (température-pluie-humidité). Ils influent fortement sur les mouvements convectifs.

### Mr. BAH

L'énergie solaire absorbée par l'atmosphère tend-elle à augmenter la température du système considéré?

### Mr. CERF

Le système : terre-atmosphère est un système fermé en équilibre : l'absorption d'énergie par l'atmosphère est compensée par les pertes de rayonnement de grandes longueurs d'onde. On peut s'attendre qu'une modification de l'albedo général du système (par augmentation de la fraction d'énergie réfléchie) aura pour conséquence une diminution de la température générale.

RÉPUBLIQUE DE CÔTE D'IVOIRE

MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS, DES TRANSPORTS  
DE LA CONSTRUCTION ET DE L'URBANISME

# ANNALES DU SERVICE MÉTÉOROLOGIQUE

COMPTE RENDU DES TRAVAUX  
DES  
SIXIÈMES JOURNÉES NATIONALES  
DE CLIMATOLOGIE  
BOUAKÉ  
(27-28 AVRIL 1978)

---

ASECNA  
SERVICE MÉTÉOROLOGIQUE

ABIDJAN - 1979

**Publications du Service Météorologique  
de Côte d'Ivoire**

Dans la série **Monographies**  
*1 - Le climat de la Côte d'Ivoire,*  
*Abidjan 1979*

Edité par le Service Météorologique  
ASECNA 01 BP 1365 Abidjan 01  
Les articles sont publiés sous la  
responsabilité des auteurs