

Photo NASA.

La terre photographiée par un satellite géostationnaire (Applications Technology Satellite) au-dessus du 47° W. On distingue, à gauche, le continent américain.

RAYONNEMENTS NATURELS ET BILAN ÉNERGÉTIQUE

APPLICATIONS AUX RÉGIONS INTERTROPICALES

par C. PERRIN de BRICHAMBAUT.
Ingénieur en chef de la Météorologie.

SUMMARY

NATURAL RADIATION AND THE ENERGY BALANCE-SHEET

The author indicates the origins of natural energy exchanges and their quantitative aspects, describing more particularly the nature and magnitude of solar radiation (0.3 to 4 μm) and terrestrial radiation (4 to 30 μm). The various components of the heat balance at ground level are then assessed, account being taken of heat and moisture factors and their respective importance.

Numerical estimations point up the considerable relative variations of the factors involved depending on exposure : on open ground, under cover of dense forest, or along the axes of service tracks of various widths and orientations.

In conclusion there is a glossary of basic notions and international terminology.

RESUMEN

RADIACIONES NATURALES Y BALANCE ENERGETICO

El autor indica los orígenes de los intercambios energéticos naturales, así como sus aspectos cuantitativos, describiendo, en particular, el género y el orden de magnitud de las radiaciones solar (0,3 a 4 μm) y terrestre (4 a 30 μm). A continuación, se estiman los diversos componentes del balance radiativo en el suelo, teniendo en cuenta los factores térmicos e hídricos y sus importancias respectivas.

Las estimaciones numéricas permiten poner de manifiesto las fuertes variaciones relativas a los parámetros de que se trata según la exposición : en terreno despejado, en bosque denso o en el eje de trochas de anchuras y orientaciones diversas.

Un léxico final recupera las nociones fundamentales y la terminología internacional.

GÉNÉRALITÉS

Partout, sur notre planète, la vie, sous toutes ses formes, puise ses ressources quotidiennes dans le rayonnement que nous prodigue le Soleil, principe moteur et source inépuisable d'énergie. La vie naturelle, au sens le plus large du mot, n'existe et ne se perpétue que grâce à lui sous réserve, cependant, que les intensités reçues soient adaptées aux besoins des êtres ou des végétaux mais aussi que l'eau puisse éventuellement jouer un rôle à la fois créateur et pondérateur, indissociable également de tout équilibre vital. Hommes, animaux et végétaux matérialisent directement cette énergie solaire, et la biologie reste ainsi la science fondamentale qui étudie les rapports entre l'énergie et la vie, initiée par le Soleil, permise par l'eau, et soumise à l'air comme à la terre.

Si ces réflexions préalables apparaissent très généralement acceptables pour toute vie sur la Terre, elles n'en sont que plus fondamentalement vraies dans les régions où le Soleil règne en maître indiscuté tout au long de l'année, en particulier dans les régions intertropicales. Et c'est également là que l'eau devient un élément essentiel, en permettant seule une juste répartition de l'énergie

reçue et en tempérant les excès thermiques qui en résulteraient normalement, comme le montrent les climats désertiques par exemple.

Pour tenter de préciser ces notions générales, nous rappellerons d'abord brièvement les lois astronomiques régissant le mouvement apparent du Soleil et nous examinerons les lois physiques permettant d'estimer le rayonnement solaire parvenant au sol. Puis nous traiterons du rayonnement terrestre émis par les corps naturels dans le domaine de l'infra-rouge lointain. De ces divers types de rayonnement découle un bilan radiatif qui, associé aux aspects thermiques classiques, d'une part, et aux phénomènes d'évaporation et de précipitations, d'autre part, permet de déterminer les principales composantes du bilan énergétique global. Nous essaierons enfin d'estimer les importances des divers termes de ce bilan pour les régions équatoriales ou tropicales humides, spécialement dans les zones forestières et pour quelques cas d'expositions particulières.

En fin d'article figure un lexique rappelant les définitions des principaux termes utilisés.

LES ÉLÉMENTS DU CLIMAT RADIATIF

Perdue dans l'espace, la Terre est noyée dans le flux de rayonnements pratiquement parallèles issus du soleil, qu'elle intercepte selon un plan

diamétral. Mais elle en renvoie une partie dans toutes les directions de l'espace (un tiers, en moyenne globale annuelle) par diffusion sur les

nuages et les molécules gazeuses de son atmosphère et sur le sol même. Le rayonnement solaire piégé par notre planète est en partie utilisé à des transformations photochimiques dans les hautes couches atmosphériques (ozone), en partie absorbé par les gaz atmosphériques (vapeur d'eau) et diffusé par les molécules (azote et oxygène), ou diffracté par les gouttelettes nuageuses et les aérosols : parvenant au sol, le rayonnement solaire incident se présente donc sous deux formes :

— le rayonnement dirigé provenant directement du soleil, légèrement affaibli par diffusion et absorption lors de sa traversée de l'atmosphère,

— le rayonnement diffus provenant de toute la voûte céleste par suite de la diffusion du rayonnement direct par les molécules et les aérosols, ayant subi une faible absorption supplémentaire.

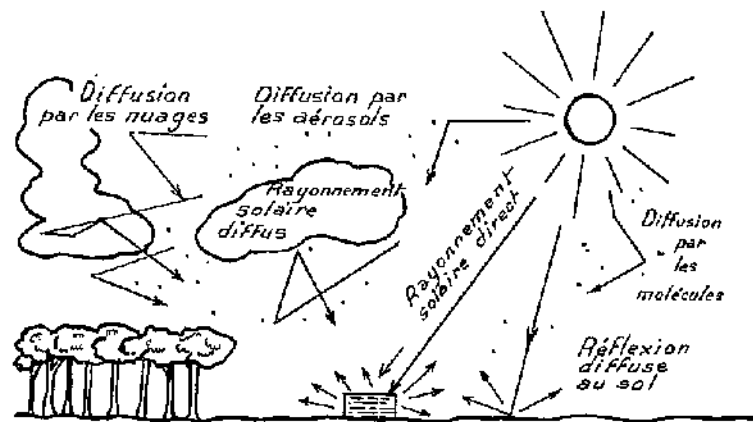
Il s'agit là, toujours, du rayonnement solaire, de longueurs d'onde comprises entre 0,3 et 5 μm environ.

La partie de ce rayonnement absorbée par les gaz atmosphériques, les particules en suspension, ou le sol même, est transformée en énergie thermique et provoque l'échauffement du corps absorbant, qu'il soit gazeux, solide ou liquide. Et, puisque les corps naturels présentent toujours une certaine absorption dans le domaine infrarouge également, ils émettent eux-mêmes un rayonnement de grandes longueurs d'onde, fonction de leur température et de leur émissivité : il s'agit alors du rayonnement terrestre, de longueurs d'onde comprises entre 4 et 80 μm environ.

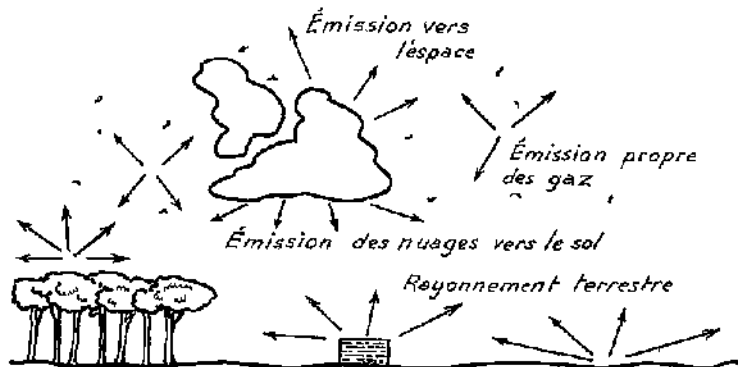
Le sol reçoit ainsi le rayonnement infrarouge lointain émis par l'atmosphère et les nuages, de toutes les directions, et il émet lui-même son rayonnement propre.

En résumé, tout corps naturel à la surface du sol reçoit, de jour (fig. 1) :

- le rayonnement solaire direct, provenant du disque solaire,
- le rayonnement solaire diffusé par le ciel et les nuages, ou réfléchi et diffusé au sol,



Formes du rayonnement solaire (0,3 μm à 5 μm) reçues au sol le jour.
L'albédo du sol correspond à la fraction non absorbée



Formes du rayonnement terrestre (4 à 80 μm) émis naturellement, jour et nuit.
Les températures de surface sont déterminantes.

FIG. 1.

— le rayonnement terrestre provenant du ciel et des nuages, mais aussi du sol, et il émet, dans toutes les directions, son propre rayonnement « thermique ». De nuit, par suite de l'absence du rayonnement solaire, seuls subsistent les échanges radiatifs liés au rayonnement terrestre (ou thermique), se traduisant le plus souvent par un refroidissement car l'émission est généralement supérieure au rayonnement reçu du ciel dans l'infrarouge lointain.

De jour, le rayonnement solaire compense très largement cette perte d'énergie dans le domaine du rayonnement terrestre, et le bilan final se traduit, en général, par un réchauffement.

LES FACTEURS ASTRONOMIQUES

Dans les régions intertropicales, l'influence directe des lois astronomiques reste assez réduite : tout au long de l'année, en effet, la hauteur angulaire

du soleil à midi reste toujours grande et supérieure à 45°, ou même à 60° pour la ceinture équatoriale. Ainsi, en milieu de journée, le trajet des rayons

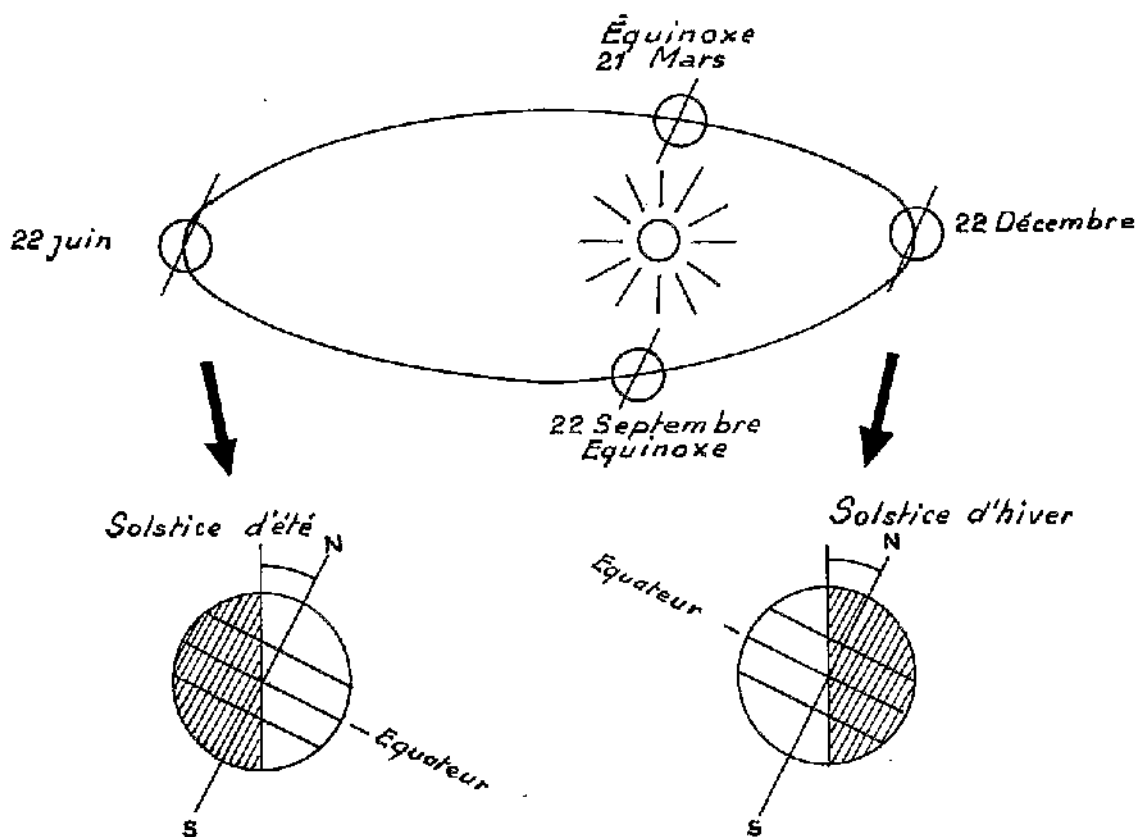


FIG. 2. — Les variations annuelles de la hauteur du soleil à midi et de la durée du jour sont dues à l'inclinaison de l'axe de rotation de la terre sur le plan de sa trajectoire autour du soleil ($23^{\circ} 27'$) dont elle se trouve le plus près en décembre et le plus loin en juin. Dans les régions équatoriales, l'influence de ces variations reste cependant secondaire vis-à-vis de celle de la nébulosité et du contenu en eau et en poussières de l'atmosphère vers 10° de latitude.

directs du soleil au sein de l'atmosphère ne varie que peu avec la saison, tout au plus de $\pm 20\%$ autour de sa valeur moyenne annuelle : la seule variation de cet élément n'entraîne, pour le rayonnement solaire direct, que des écarts de 10% au maximum, de l'ordre du double ou du triple des effets de la distance variable entre la Terre et le Soleil, elle-même traduite par une intensité minimale en juillet et maximale en janvier, entraînant une amplitude annuelle de 7% environ. Par contre, les variations de la teneur de l'atmosphère en vapeur d'eau ou en aérosols déterminent des écarts beaucoup plus importants, ainsi que la nébulosité et le type même des nuages présents.

La longueur des jours reste aussi assez constante durant l'année : régulièrement égale à 12 h à l'équateur, elle peut osciller entre 11 et 13 h vers 15° de latitude. Là encore, les écarts restent d'environ $\pm 10\%$ et peuvent donc être considérés comme négligeables, en première approximation, devant les facteurs atmosphériques.

Ces remarques (fig. 2) tendent à montrer que, à l'inverse des conditions régnant dans les régions tempérées, les facteurs astronomiques purs n'interviennent ici que fort peu dans les variations an-

nelles du rayonnement solaire incident à la limite de l'atmosphère et que, pour le rayonnement solaire reçu au sol, les paramètres essentiels restent alors la durée d'insolation ou la nébulosité, mais aussi la teneur de l'atmosphère en aérosols (trouble atmosphérique) et, accessoirement, en vapeur d'eau (épaisseur d'eau condensable).

Cependant, un point doit être signalé : l'azimut du soleil, à son lever ou à son coucher, ne diffère guère que de $\pm 25^{\circ}$ de l'Est ou de l'Ouest, vers le Nord en janvier ou vers le Sud en juillet, valeurs inférieures aux écarts angulaires rencontrés sous nos latitudes. Par contre, alors que le soleil, à midi, se trouve toujours vers le Sud dans les régions tempérées, il n'en est pas de même dans la zone intertropicale puisque la culmination, toujours assez voisine du zénith, peut se produire soit vers le Nord soit vers le Sud (fig. 3). Il semble utile de tenir compte de cette remarque pour utiliser au mieux les ombrages durant les périodes les plus sèches : dans l'Ouest tropical africain, la saison sèche la plus notable se produit autour du mois de janvier, alors que le soleil se trouve vers le Sud, et les versants des collines orientés au Nord sont moins fortement insolés et moins rapidement desséchés.

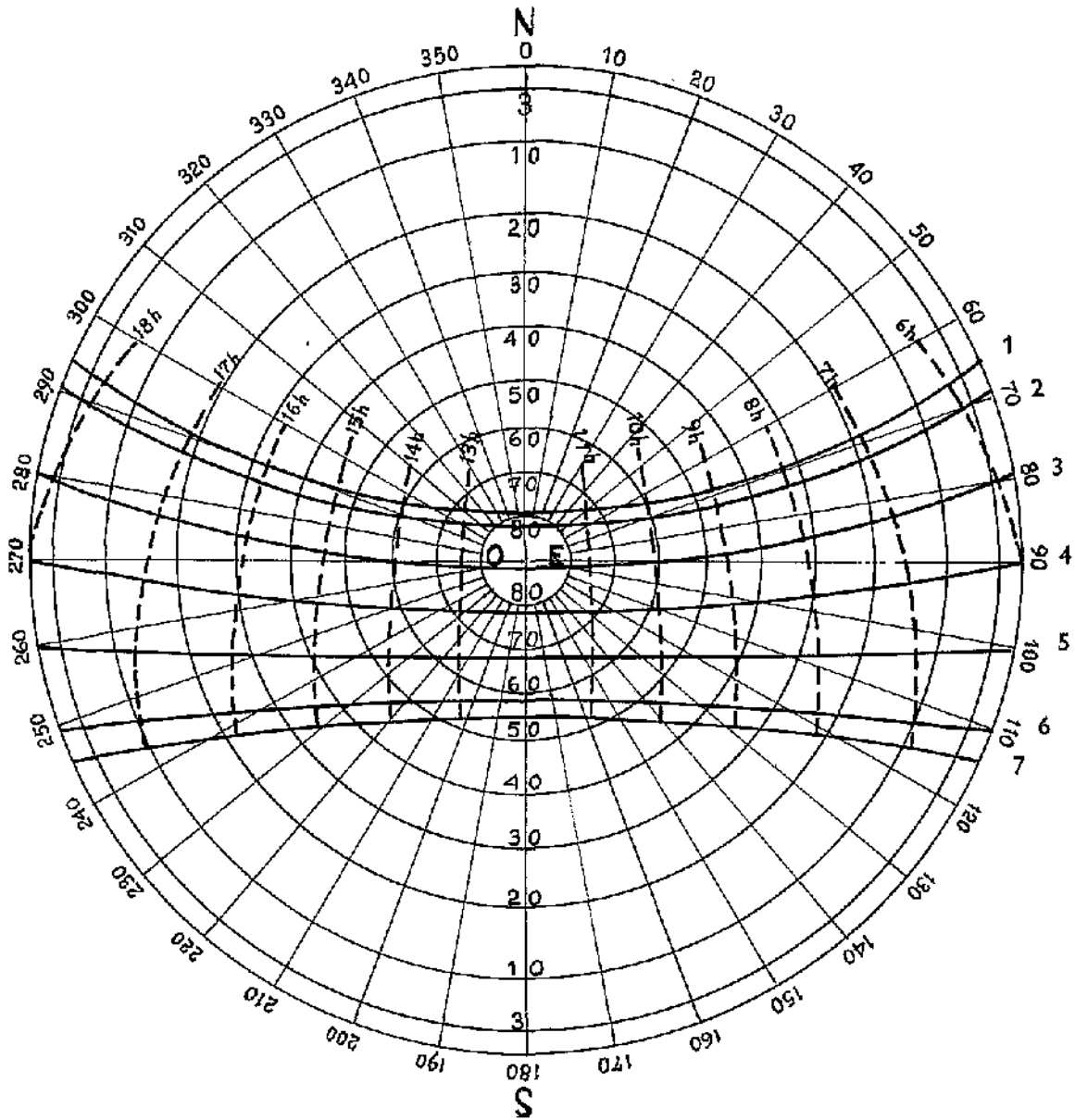


FIG. 3.

TRAJECTOIRES APPARENTES DU SOLEIL DANS LE CIEL POUR LA LATITUDE 12° N.

— Les rayons correspondent aux divers azimuts géographiques :

0 = NORD, 90° = EST, 180° = SUD, 270° = OUEST.

— Les cercles concentriques correspondent aux hauteurs angulaires, cercle extérieur = horizon, centre = zénith.

— Les courbes représentent les trajectoires du soleil :

1. déclinaison maximale (23° 27'), solstice d'été, 22 juin,
2. déclinaison + 20°, 20 mai, 25 juillet,
3. déclinaison + 10°, 15 avril, 27 août,
4. déclinaison 0° (Equinoxes) 21 mars, 22 septembre,
5. déclinaison - 10°, 23 février, 18 octobre,
6. déclinaison - 20°, 20 janvier, 22 novembre,
7. déclinaison minimale (- 23° 27') au solstice d'hiver, 22 décembre.

Les heures sont exprimées en temps solaire vrai. De 9 h à 15 h, le soleil se trouve à moins de 45° du zénith vers l'Est, le Nord ou l'Ouest, entre le 20 avril et le 20 août. Il passe à midi vers le Sud à partir du 20 août et jusqu'au 20 avril et très nettement en décembre et janvier où il atteint à peine une hauteur de 60° (comme en juin, juillet en France).

LE RAYONNEMENT SOLAIRE

A la limite de l'atmosphère, chaque cm^2 de surface horizontale reçoit, par jour moyen de chaque mois, les valeurs suivantes de l'énergie solaire exprimée en J, selon le système international

	Janv.	Févr.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
20° N ..	2.710	3.110	3.530	3.800	3.940	3.980	3.940	3.820	3.610	3.260	2.820	2.610
10° N ..	3.240	3.500	3.720	3.800	3.760	3.740	3.740	3.760	3.720	3.550	3.300	3.150
Eq.	3.650	3.780	3.800	3.720	3.530	3.380	3.420	3.590	3.720	3.760	3.880	3.610
10° S ..	3.960	3.940	3.780	3.480	3.150	2.960	3.020	3.300	3.610	3.840	3.940	3.960

Ainsi, à 20° N, les écarts atteignent $\pm 20\%$ autour de la valeur moyenne annuelle : ils ne dépassent guère $\pm 5\%$ à l'Equateur. Rappelons que cette énergie quotidienne intervient en 12 à 13 h de jour environ tandis que, en régions tempérées, des sommes supérieures sont relevées (4.200 J/cm² en juin), mais alors réparties sur 16 h.

En moyenne annuelle, les valeurs correspondantes (3.640 J/cm² à l'Equateur) sont supérieures de 20 à 30 % à celles des régions tempérées (2.500 J/cm² à 50° N).

Mais, et c'est là qu'intervient en complément

d'unités. Rappelons à ce propos que 1 cal = 4,18 J ; les chiffres indiqués doivent donc être divisés par 4,2 si l'on veut les exprimer en cal/cm² (ou langley).

l'influence de l'atmosphère, ces chiffres doivent être déjà fortement corrigés pour estimer l'énergie solaire parvenant effectivement au sol, à la fois sous forme de rayonnement direct, comme c'est le cas du rayonnement solaire extraterrestre examiné ci-dessus, et sous celle du rayonnement solaire diffusé par l'atmosphère vers le sol. En prenant pour hypothèse de calcul une très belle journée sans nuages, avec un trouble atmosphérique réduit se traduisant par un ciel bien bleu et une très faible épaisseur d'eau condensable, on peut donner les valeurs suivantes pour un sol normal :

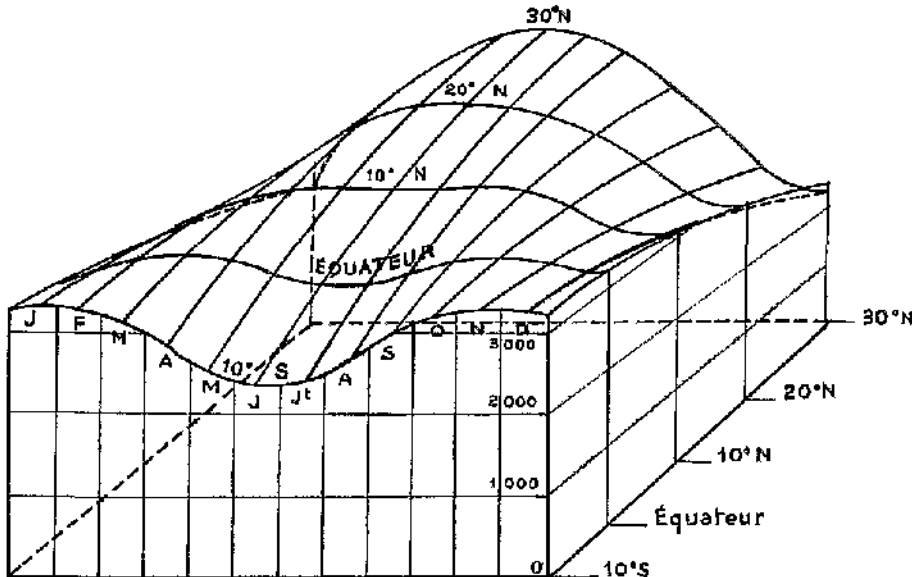
Somme quotidienne maximale du rayonnement solaire global (Fig. 4 et fig. 5)

	(\overline{GG}_{\max} en J par cm^2 , moyennes mensuelles)											
	Janv.	Févr.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
20° N ..	2.050	2.350	2.750	3.000	3.100	3.150	3.100	3.000	2.800	2.500	2.150	1.950
10° N ..	2.500	2.700	2.950	3.000	3.000	2.950	2.950	3.000	2.950	2.750	2.550	2.450
Eq.	2.350	2.950	3.000	2.900	2.750	2.650	2.650	2.800	2.950	2.950	2.900	2.800
10° S ..	3.100	3.100	3.000	2.700	2.450	2.300	2.300	2.550	2.850	3.050	3.100	3.100

FIG. 4
(Les valeurs numériques sont données ci-dessus.)

Sommes quotidiennes du rayonnement solaire global au sol par très beau temps.

La variation annuelle reste possible à l'équateur et, vers 10° N, la stabilité est remarquable entre avril et septembre, la variation de distance du soleil compensant celle due aux variations de déclinaison.



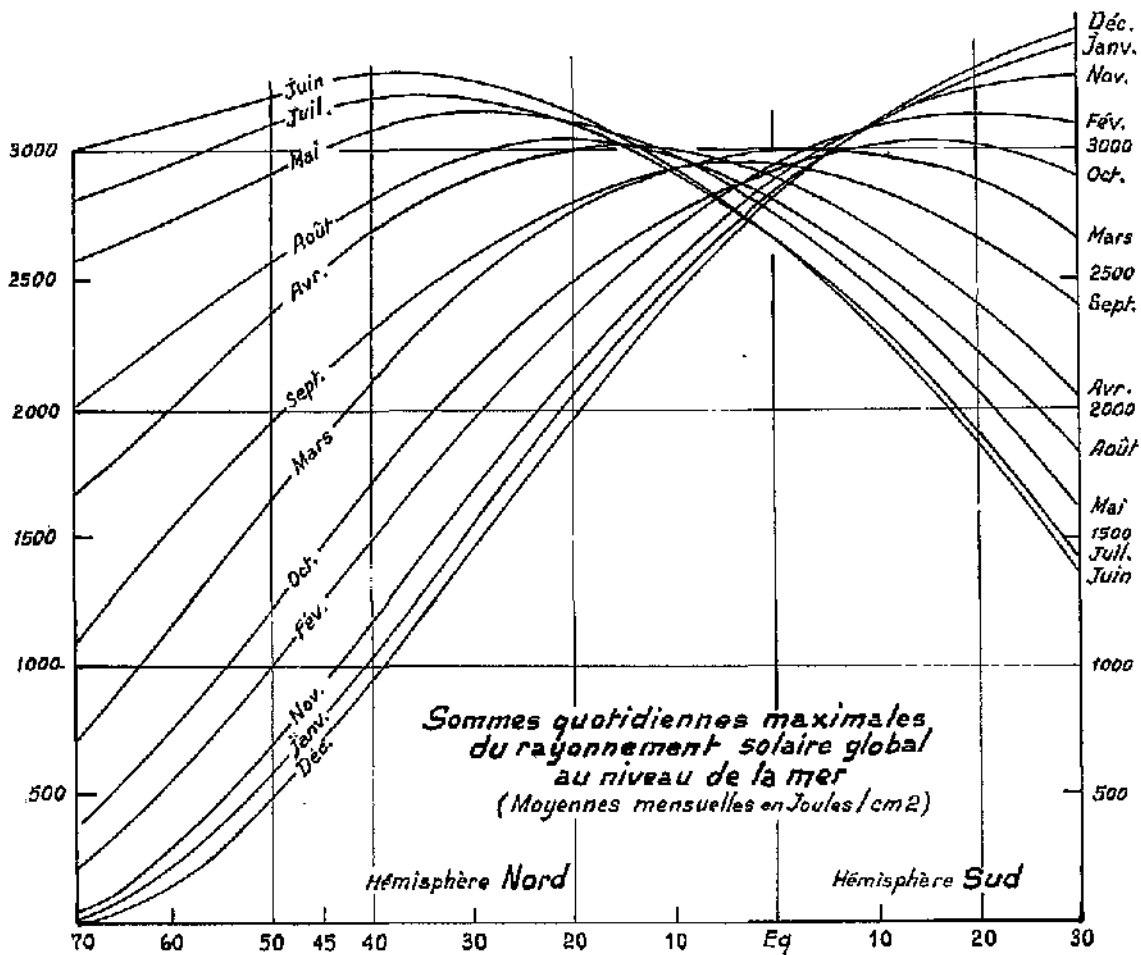


FIG. 5.

La variation relative annuelle reste pratiquement comparable à celle du rayonnement extraterrestre, car ces valeurs correspondent à très peu près aux précédentes, affectées d'un rapport compris entre 0,75 et 0,80.

Mais la nébulosité intervient pour les modifier : si les estimations précédentes s'avèrent correctes dans le cas exceptionnel considéré d'une journée sans nuages, avec une atmosphère claire et pure, s'il est même possible d'affiner ces chiffres en effectuant des corrections tenant compte de l'humidité, du trouble atmosphérique, de la nature du sol, de l'altitude du lieu..., les valeurs obtenues restent finalement sans grand intérêt car ces conditions de ciel sans nuage sont rarement rencontrées, sauf parfois en pleine saison sèche, mais alors le plus souvent avec une brume atmosphérique impor-

tante (ciel laiteux) et fluctuante. Ainsi, dans les cas habituels, on pourra estimer la valeur moyenne décadaire du rayonnement solaire parvenu au sol en fonction d'un autre paramètre lié à la nébulosité, à savoir : la durée d'insolation.

Sous réserve d'employer des héliographes du type Campbell, correctement installés dans un site bien dégagé, et d'utiliser des diagrammes du type international soigneusement dépouillés selon les consignes normalement prescrites, on pourra relier la moyenne décadaire de l'énergie solaire reçue par jour au sol aux valeurs maximales calculées précédemment par une relation simple tenant compte de la fraction d'insolation, c'est-à-dire du rapport entre la durée d'insolation mesurée et la durée maximale possible pour la même latitude et la même époque.

Durée maximale d'insolation quotidienne (héliographe de référence) (Fig. 6)

(\overline{SS}_{max} en dixièmes d'heures, moyennes mensuelles)

	Janv.	Févr.	Mars	Avr.	Mal	Juin	Juill.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
20° N .	105	109	115	121	125	127	128	123	118	112	106	103
10° N .	111	113	116	118	121	122	121	120	117	115	111	110
Eq. ...	116	116	116	116	116	116	116	116	116	116	116	116
10° S .	121	119	117	114	111	110	111	115	118	118	121	122

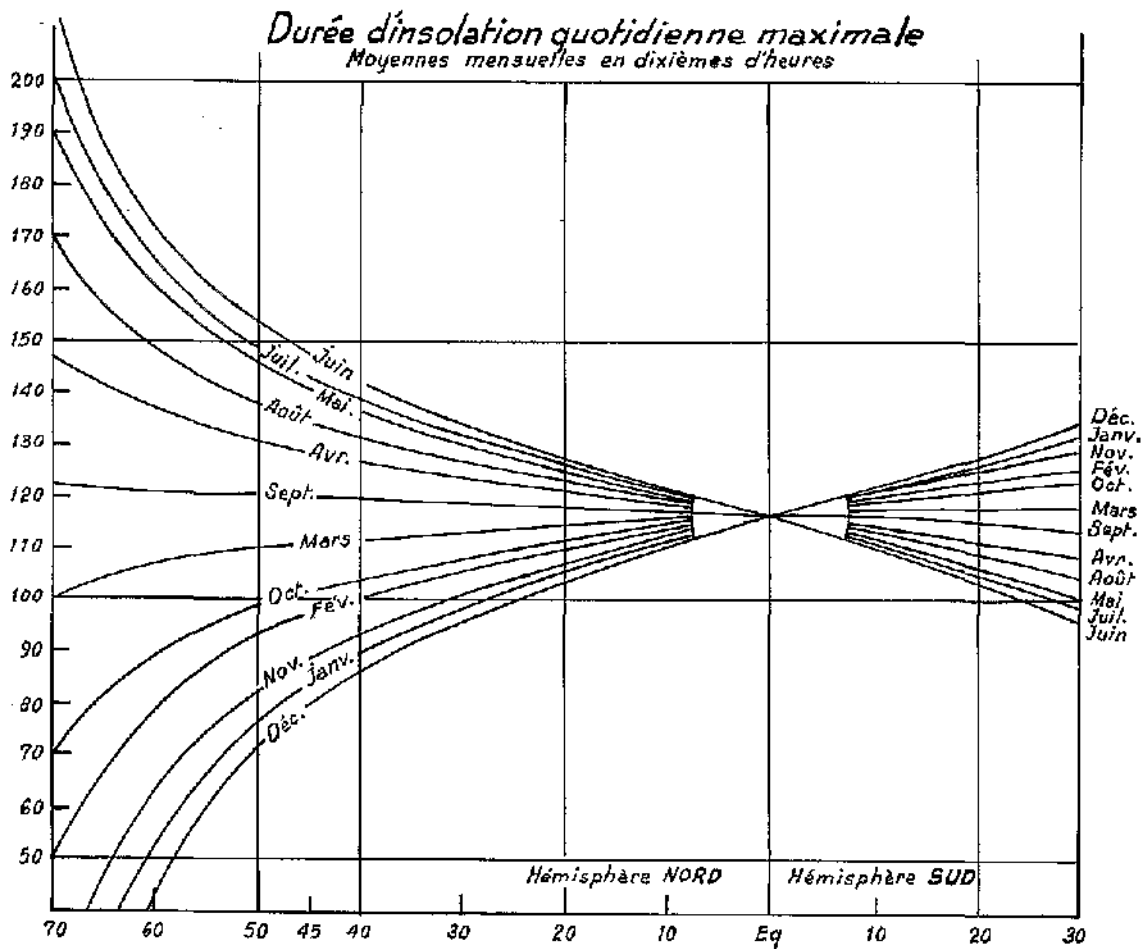


FIG. 6.

La relation entre ces deux fractions se traduit alors par le tableau numérique suivant, valable

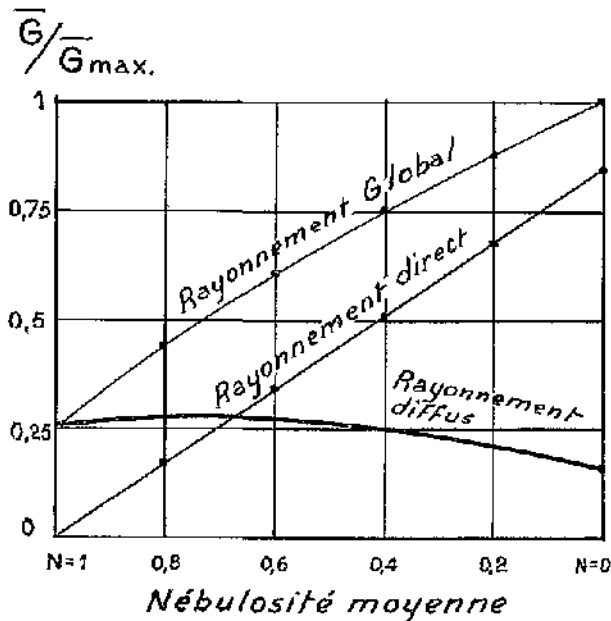


FIG. 7.

pour des périodes décennales (ou mensuelles) mais non pour des journées prises isolément ;

\bar{SS} mesuré	0,00	0,20	0,40	0,50	0,60	0,80	1,00
\bar{SS} maximal							
\bar{G} estimé	0,24	0,42	0,58	0,65	0,75	0,86	1,00
\bar{G} maximal							

On voit ainsi que, par ciel complètement couvert, le rayonnement solaire global est en moyenne le quart (0,24) du même rayonnement par ciel clair. En saisons de transition, pour divers types particuliers de nuages, ce rapport peut même dépasser la valeur 0,30 (fig. 7).

FIG. 7.

Variation du rayonnement solaire global G et de ses composantes sur une surface horizontale dégagée, en fonction de la nébulosité moyenne (somme quotidienne moyenne) pour des conditions de ciel assez pur.

Dans le cas de surfaces inclinées et diversement orientées, les estimations deviennent difficiles et doivent tenir compte avec précision :

- de la trajectoire du soleil dans le ciel,
- de la variation diurne de la nébulosité,
- de l'albédo du sol voisin.

N. B. — Le rayonnement global est égal à la somme du rayonnement diffus et du rayonnement direct.



Photo Lepitre.

Forêt du Banco, Côte-d'Ivoire.
C'est la partie supérieure de la couverture forestière qui reçoit le rayonnement solaire global et en transmet vers le sol des fractions variables selon les niveaux.

Il existe d'autres formules, plus simples mais moins directement représentatives, reliant des rapports similaires obtenus par exemple en remplaçant les valeurs maximales estimées par des valeurs réellement mesurées ou par les sommes extraterrestres. Dans tous les cas, des mesures restent nécessaires dès que l'on veut attaquer de plus courtes périodes, en particulier la journée, ou si l'on se trouve dans des conditions locales peu habituelles (ombres ou diffusions parasites provenant d'obstacles proches ou éloignés, pollution anormale, ...).

Notons seulement que l'on peut affecter les valeurs maximales du rayonnement global données ci-dessus de facteurs correctifs tenant compte de l'humidité et du trouble atmosphérique, par exemple :

- 0,95 en pleine saison des pluies (ciel bleu, forte humidité),
 - 0,90 en pleine saison sèche (ciel laiteux, humidité faible),
 - 0,85 en saison transitoire (ciel blanchâtre, forte humidité),
- ceci à $\pm 0,05$ près selon le coefficient de réflexion

du sol (albédo), et les valeurs réelles du trouble atmosphérique.

On peut également noter que la part du rayonnement diffus dans le rayonnement global (fig. 7) peut être, à ces latitudes, estimée par le tableau suivant, donnant la valeur moyenne de \bar{D}/\bar{G} (à $\pm 0,05$ près) selon la valeur du rapport G/G_{\max} :

\bar{G}/G_{\max}	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
\bar{D}/\bar{G}	0,75	0,60	0,50	0,43	0,36	0,29	0,23	0,18

Bien entendu, de même que pour la relation précédente qui relie ce rapport à la fraction d'insolation, le trouble atmosphérique, le type des nuages et l'allure de la variation diurne de nébulosité jouent un rôle non négligeable, que l'on peut difficilement apprécier *a priori* et qui permet des différences assez sensibles entre saisons, situations géographiques et climats différents.

Pour terminer ce chapitre du rayonnement solaire global, c'est-à-dire du rayonnement solaire, direct ou diffusé, parvenant au sol sur une surface horizontale, il faut insister sur l'aspect purement statistique des tableaux donnés précédemment, valables d'ailleurs seulement pour des stations à faible altitude (moins de 100 m) et dans des sites dégagés.

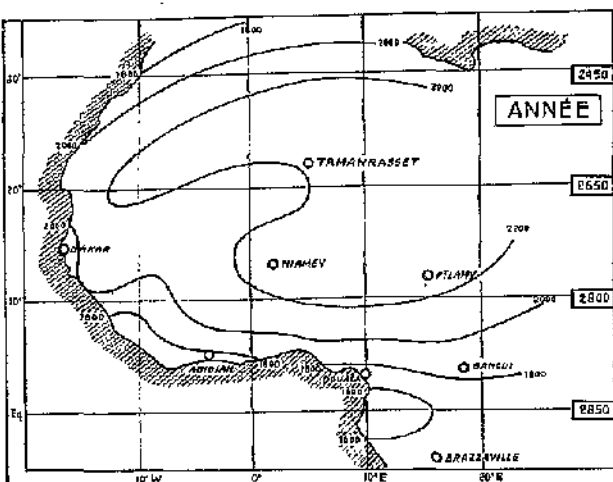
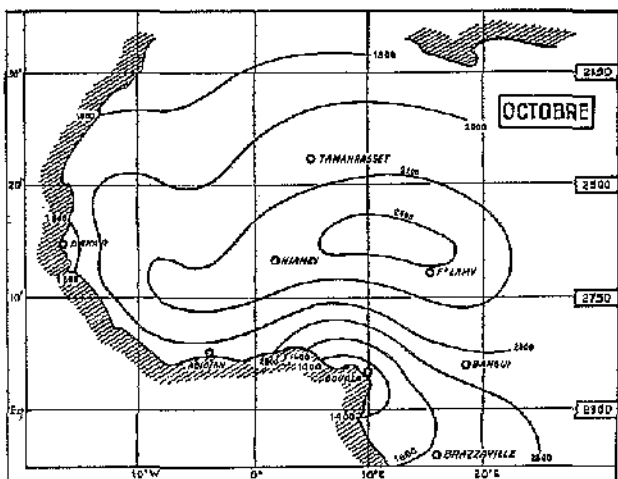
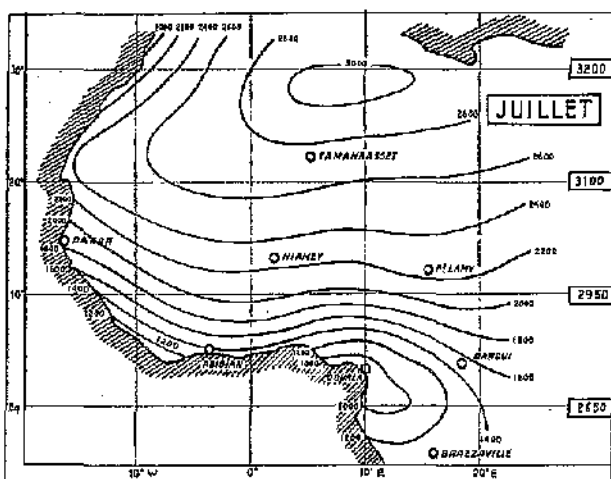
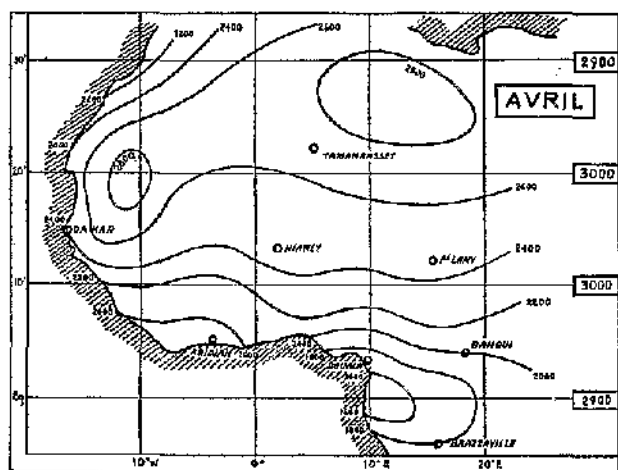
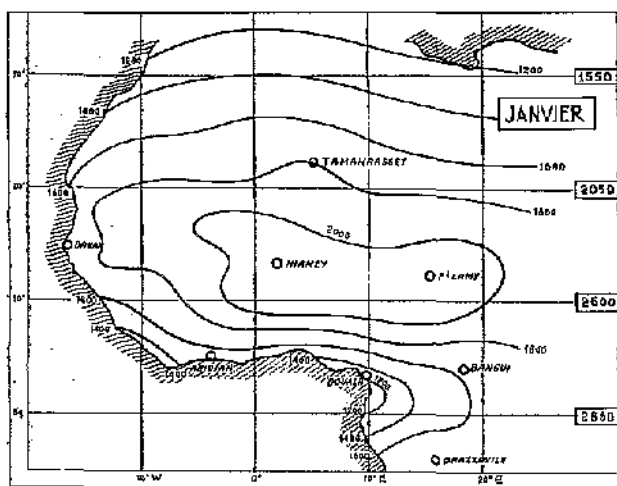


FIG. 8.

ESTIMATION DES SOMMES QUOTIDIENNES MOYENNES DU RAYONNEMENT SOLAIRE GLOBAL AU SOL, POUR 4 MOIS DE L'ANNÉE ET POUR L'ANNÉE.

Dans les cadres latéraux figurent des valeurs maximales par très beau temps retenues aux diverses latitudes.

L'exploitation de quelques séries de mesures de rayonnement a permis, grâce au réseau complémentaire d'héliographes, d'obtenir les cartes jointes (fig. 8) dès 1967, mais il est certain que l'accroissement des données radiométriques depuis 5 ans devrait permettre, aujourd'hui, de préciser considérablement nos connaissances dans ce domaine fondamental. Cependant, il restera toujours difficile, sinon même insensé, de vouloir estimer ou prévoir, *a priori*, l'énergie relative à une période trop courte, pour une journée ou une heure définie, à un endroit déterminé, et en particulier de chercher à déterminer des éclairagements énergétiques à un instant donné à partir des données précédentes.

Un exemple simple le démontrera facilement (fig. 9) :

— lorsque le soleil est proche du zénith, l'éclairage dû au rayonnement solaire direct est de l'ordre de :

1.000 W par m² par ciel pur,
ou de 850 W/m² par ciel laiteux.

L'éclairage dû au rayonnement solaire diffus sur une surface horizontale peut varier presque du simple ou double :

130 W/m² dans le cas de ciel pur,
230 W/m² et plus pour le ciel laiteux.

Si des nuages existent, nuages d'orage très lumineux dans une direction opposée au soleil en particulier, le rayonnement diffusé peut être considérablement accru en atteignant 400 W/m².

Ainsi, le rayonnement global, composé des deux formes du rayonnement solaire, est alors de :

- 1.130 W/m² pour un ciel bleu pur sans nuages,
- 1.080 W/m² pour un ciel laiteux sans nuages,
- 1.400 W/m² temporairement, avec certains types de nuages.

Cette dernière valeur atteint l'éclairage solaire extraterrestre et peut se maintenir durant plusieurs minutes. Elle n'a aucun sens statistique : il faut seulement bien comprendre qu'elle est compensée, dans l'espace, par une zone d'ombre créée par le nuage en question et où règnent des éclairagements très faibles. Localement et temporairement, elle ne peut être sérieusement appréciée que par des mesures.

Il en est de même pour les relations statistiques liant le rayonnement global à la fraction d'insolation ou à la nébulosité :

— Vers midi, un mince voile de fins nuages élevés affaiblit le rayonnement solaire direct, mais accroît le rayonnement diffus : leur somme,

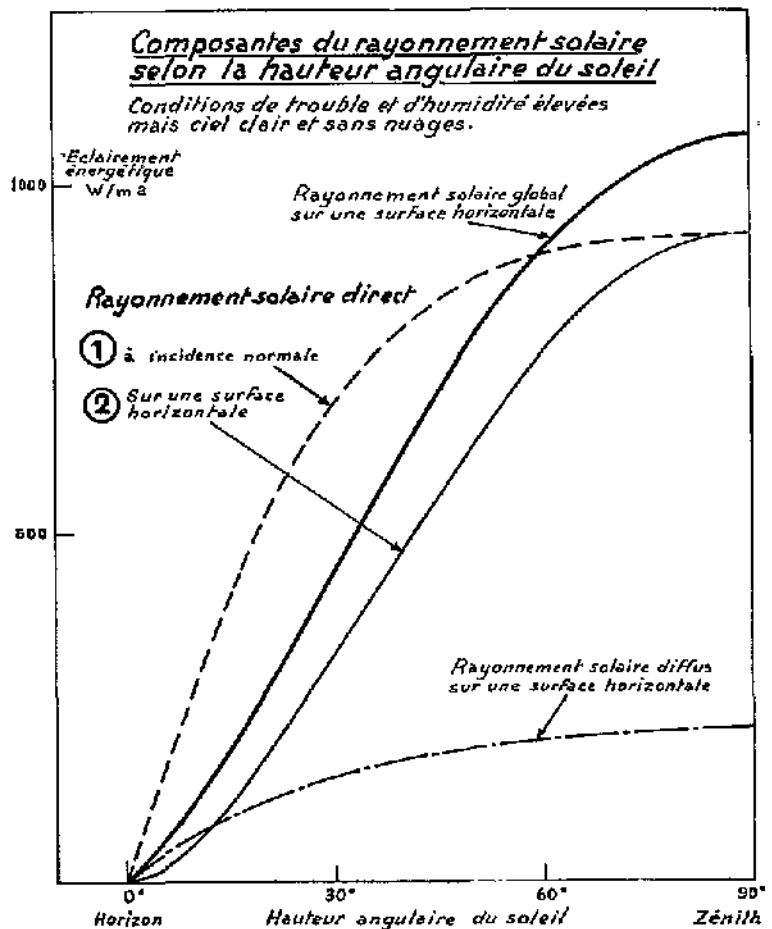


FIG. 9.

qui définit le rayonnement global, est ainsi légèrement amoindrie. Le soir par contre, au coucher du soleil, ce même voile nuageux peut accroître fortement le rayonnement diffus, sans perturber le rayonnement direct s'il ne s'étend pas dans la direction du soleil couchant : le rayonnement global est alors plus élevé que celui correspondant au ciel pur et clair.

— Pour une même fraction d'insolation, par exemple de 0,5, correspondant à 6 h d'insolation et 6 h, fractionnées ou non, d'ombres portées par les nuages, la somme quotidienne du rayonnement global G peut différer sensiblement selon les heures où se sont produites les occultations du soleil : entre 6 h et 12 h — ou entre 9 h et 15 h par exemple. Dans le premier cas, on peut obtenir 1.900 J/cm² dans la journée, dans le deuxième cas 1.400. Par ciel clair, le total de la journée aurait été de 3.000 J/cm² : la formule précédente donne 1.950 J/cm², laissant supposer une égale probabilité des nuages tout au long du jour.

D'autres exemples pourraient être donnés : il convient seulement d'insister encore sur l'importance à accorder au choix d'une échelle de temps

adaptée au problème. Dans le cas qui nous occupe, celui de la biologie végétale, et en excluant les difficultés éventuelles posées par des valeurs extrêmes instantanées, il faut se rappeler que le végétal intègre le rayonnement reçu et le perçoit surtout comme dose répartie sur plusieurs jours. Avec le sol et l'alimentation en eau régulatrice, il est en effet doté d'une certaine inertie et il semble que la pentade (5 jours) soit la période utile la plus courte et que, en règle générale, la décade (10 jours)

ou le mois correspondent au mieux à ce genre de problème.

Toutes ces remarques étant faites, nous n'insisterons pas plus sur les aspects quantitatifs du rayonnement solaire : cette forme d'énergie sera de nouveau reprise, dans un contexte plus global, à propos du bilan de rayonnement, pour lequel nous donnerons également quelques idées sur ses aspects qualitatifs, liés à la répartition spectrale de ce rayonnement.

LE RAYONNEMENT TERRESTRE

Abordons maintenant le rayonnement de grandes longueurs d'onde, toutes situées dans l'infrarouge lointain (4 à 80 microns) et naturellement émises par la surface des corps.

Nous ne détaillerons pas l'émission des corps artificiels ou trop particuliers (métaux polis, cristaux, microparticules, ...) puisque notre centre d'intérêt se limite à la matière, solide ou liquide, provenant de processus biologiques naturels, contenant par là même une proportion certaine d'eau et donc dotée d'une émissivité et d'une absorptivité très voisines de celles d'un corps noir théorique.

Dans ces conditions, il est parfaitement normal et justifié de restreindre nos réflexions à l'application des lois physiques classiques régissant l'émission d'un corps noir.

Tout d'abord, rappelons que cette émission est proportionnelle à la puissance 4 de la température absolue de la surface émettrice, de la « peau » du corps, éventuellement différente de celle de ce corps à une certaine profondeur. Les valeurs principales sont notées dans le tableau ci-contre :

t en °C	0	10	20	30	40	50	77
émission (W/m ²)	316	365	419	479	546	619	855

et sont approchées par la formule (entre 10 et 50 °C) :

$$E \text{ (W/m}^2\text{)} = 305 + 6t \text{ (}^\circ\text{C)}.$$

Ainsi, dans le vide, un corps noir dont la température de surface serait 27 °C rayonnerait, dans les gammes de l'infrarouge lointain (rayonnement terrestre), une puissance de 460 W/m². Les corps naturels (Fig. 10), les végétaux vivants en particulier, peuvent être affectés des mêmes puissances rayonnées, éventuellement corrigées par le facteur moyen 0,96.

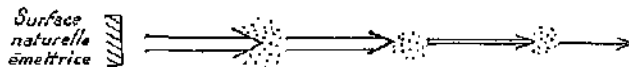
Ce rayonnement est émis dans toutes les directions.

Mais, simultanément, tous les corps solides ou liquides naturels émettent leur propre rayonnement, aussitôt absorbé par les corps voisins. Un échange continu se produit qui, même dans le vide, tend à égaliser les températures des surfaces de deux corps en regard l'une de l'autre.

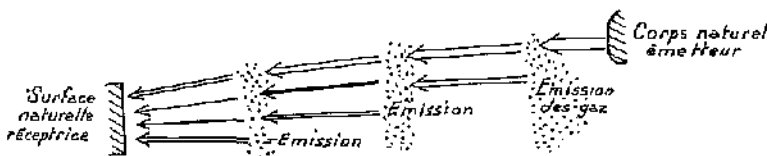
Cependant, en direction du ciel, le problème se complique (Fig. 11) : l'absorption, comme l'émission, des gaz atmosphériques ne peut être assimilée à celle d'un corps noir, et l'atmosphère est même très transparente (en l'absence de nuages) aux longueurs d'onde comprises entre 8 et 12,5 microns, représentant 25 % du total, en moyenne : dans ce domaine, elle n'absorbe et n'émet presque rien. Par contre, entre 5 et 8 microns, et au-delà de 18 microns, la vapeur d'eau est un excellent absorbant et complète, vers les grandes longueurs d'onde, les bandes d'absorption dues au gaz carbonique

Fig. 10.

Principes généraux d'émission et d'absorption du rayonnement infra-rouge lointain (rayonnement terrestre) par les corps naturels (solides ou liquides et gazeux).



a) Emission de surface lentement absorbée le long de son trajet par les gaz atmosphériques. Les phénomènes sont identiques dans toutes les directions.

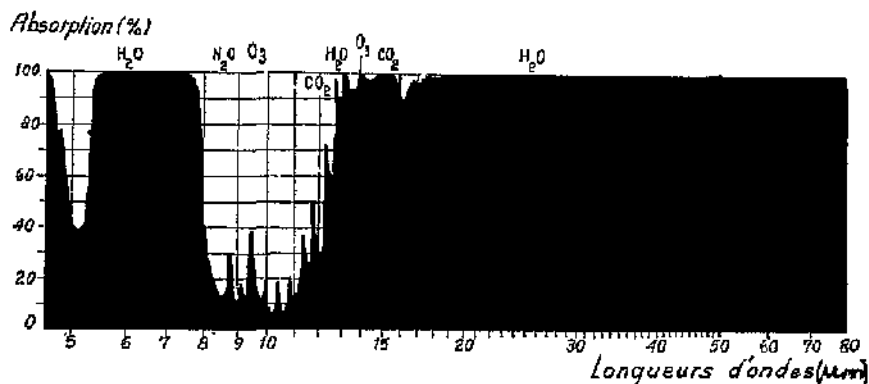


b) Emissions naturelles des gaz atmosphériques, partiellement absorbées avant de parvenir à la surface réceptrice. Ces phénomènes sont identiques dans toutes les directions.

Fig. 11.

Absorption par les gaz de l'atmosphère du rayonnement infrarouge lointain émis par les corps naturels lors de la traversée verticale de l'atmosphère.

On voit nettement la fenêtre de transparence située entre 8 et 12 microns où se situe justement l'émission maximale. La présence de nuages entraîne sa suppression.



vers 15 microns ; il suffit même de quelques mètres ou décimètres d'atmosphère humide pour arrêter totalement les longueurs d'onde supérieures à 25 microns (20 % du total, en moyenne). Une colonne d'air homogène de cette longueur émettra ici presque le même rayonnement qu'un corps noir porté à la température de l'air. Les longueurs d'onde inférieures à 8 microns (20 % du total) ou comprises entre 13 et 25 microns (35 % du total, en moyenne) nécessitent, pour être sérieusement absorbées, un parcours atmosphérique de plusieurs centaines de mètres.

Mais peu importent ces phénomènes d'absorption : ils n'offrent d'intérêt que par la symétrie qui existe entre absorption et émission, en montrant ainsi, de manière plus intuitive que rationnelle, l'origine et la nature du rayonnement émis par l'atmosphère.

Les réflexions précédentes laissent en effet apparaître que l'air et les gaz qui le composent (vapeur d'eau, gaz carbonique) émettent un rayonnement de grandes longueurs d'onde, ainsi composé :

- pratiquement rien entre 8 et 12,5 microns,
- émission d'un corps noir porté à la température de l'air, au-delà de 25 microns,
- émission d'un corps noir à une température mal définie, voisine de celle de l'air ou inférieure de quelques degrés par suite de la décroissance habituelle de la température avec l'altitude, pour les longueurs d'onde comprises entre 4 et 8 microns et entre 13 et 25 microns.

Ainsi, et par ces diverses estimations, on montre que l'atmosphère émet vers le sol un rayonnement infrarouge lointain qui compense en bonne partie l'émission naturelle des corps vers le ciel et qui correspond à celle d'un corps noir dont la température apparente est inférieure à celle de l'air d'une quantité variable, d'autant plus grande que l'atmosphère est plus pure et sèche, et par là même plus transparente à ce rayonnement, ou que la direction d'origine est plus proche de la verticale, les températures apparentes d'émission décroissant avec l'altitude.

Pratiquement, et toujours dans le cas d'une atmosphère claire, sans nuages ni aérosols, la

température d'émission apparente du ciel varie lentement, depuis l'horizon jusqu'au zénith, entre une température très proche de celle de l'air et une température moindre, de 10 à 20° inférieure à celle de l'air selon la teneur en vapeur d'eau (12° en moyenne en pleine saison humide, 20° en moyenne en pleine saison sèche). De nuit, par ciel clair et pour le sol horizontal, ces valeurs se traduisent par des pertes au sol de l'ordre de 60 à 130 W/m² selon les températures et les humidités, pertes qui tendent à diminuer lorsque la surface se refroidit jusqu'à une température limite déterminée par les caractéristiques thermiques du support (sol ou feuilles) et par les échanges d'énergie concurrents. Ainsi, en fin de nuit, par ciel clair et pur, relativement sec, les écarts entre la température de surface d'une feuille et la température de l'air au même niveau peuvent souvent atteindre 10 à 15 °C, et la température minimale de l'air est elle-même d'autant plus basse que la surface en contact est peu conductrice et que le vent est faible.

Mais le ciel n'est pas toujours clair, et les gouttelettes composant les nuages, lorsqu'elles sont en quantité suffisante, arrivent à jouer le rôle d'un véritable corps noir, doté d'une absorptivité et d'une émissivité voisine de l'unité. La température d'émission correspond alors à celle de la base du nuage, mais il reste nécessaire que l'épaisseur du nuage soit d'au moins une cinquantaine de mètres, éventuellement 250 à 300 m pour de faibles densités optiques.

Ainsi, dans le cas de nuages denses, bas et relativement chauds, ceux-ci jouent le rôle d'un véritable couvercle : le rayonnement infrarouge lointain parvenant du ciel est sensiblement accru, et le sol, dont la température de surface peut être très voisine de celle de la base du nuage, émet à peu près autant qu'il reçoit. Le refroidissement habituel est alors pratiquement stoppé ; il peut même se transformer en réchauffement si la base du nuage est plus chaude que le sol.

Des valeurs précises des échanges entre le sol et l'atmosphère, dans le domaine du rayonnement terrestre, peuvent être obtenues directement à l'aide d'instruments particuliers, tous malheu-

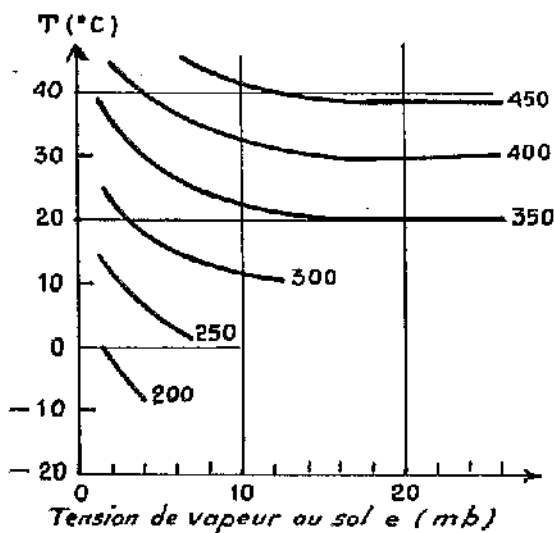


Fig. 12. — Abaque destiné à l'estimation du rayonnement terrestre émis par l'atmosphère claire et pure vers le sol, selon la température et la tension de vapeur d'eau au sol. Courbes cotées en $W. m^2$.

LE BILAN DU RAYONNEMENT SOLAIRE

Exposée au soleil ou abritée par un ombrage, la surface externe de tout être vivant reçoit, de jour, le rayonnement solaire :

- soit direct, du soleil,
- soit diffusé par la voûte céleste (ciel, nuages),
- soit diffusé et réfléchi par les corps voisins.

Selon son orientation, son inclinaison, sa disposition, ... mais aussi selon la latitude, le lieu, la saison, l'heure, le type de nuages présents ..., c'est l'une ou l'autre forme de ce rayonnement solaire qui prédomine. Mais, si une partie de ce rayonnement solaire est absorbée, une autre part est réfléchi : c'est cette fraction non absorbée que l'on dénomme « albédo ».

Malheureusement, l'albédo est souvent lié aux longueurs d'onde : dans la gamme des longueurs lumineuses, ses variations spectrales déterminent les couleurs naturelles. Pour mieux apprécier les énergies absorbées, il convient donc de préciser à la fois la composition spectrale du rayonnement solaire incident (Fig. 13) et la répartition spectrale de cet albédo.

La couleur du ciel bleu indique que les gaz atmosphériques diffusent plus les petites longueurs d'onde (violet-bleu) que les grandes (rouge, infrarouge proche) ; c'est ainsi que s'explique également la teinte orangée puis rouge du soleil près de l'horizon. Le rayonnement solaire direct, dont le maximum se situe dans la jaune (vers $0,55 \mu m$), tend peu à peu, lorsque l'épaisseur d'air traversée augmente et que la hauteur angulaire du soleil décroît, à s'appauvrir en courtes longueurs d'onde

rensement très délicats à utiliser et peu fidèles. On peut également, dans certaines conditions caractéristiques, calculer les émissions du sol, de l'air et des nuages à l'aide d'abaques (Fig. 12). Mais ces estimations sont d'autant plus valables que les températures, humidités et nébulosités résultent de moyennes, décadales ou mensuelles par exemple, qui atténuent fortement les cas extrêmes et anormaux. Ici encore, les réflexions déjà faites quant aux estimations statistiques du rayonnement solaire gardent toute leur valeur.

Il faut enfin insister sur l'aspect omnidirectionnel de ce rayonnement terrestre : celui-ci se comporte de la même manière que le rayonnement solaire diffusé par l'air, les nuages ou le sol ; il provient de toutes les directions et il est émis dans toutes les directions. Mais il existe aussi bien de jour que de nuit, à l'inverse du rayonnement solaire, et ne peut jamais être négligé, au moins sous son aspect énergétique pur, par suite de ses incidences immédiates sur les températures et l'évaporation.

Ces divers points seront repris à propos des bilans divers que nous allons maintenant aborder.

et à s'enrichir, relativement, en infrarouge proche ($0,7$ à $2,5$ microns).

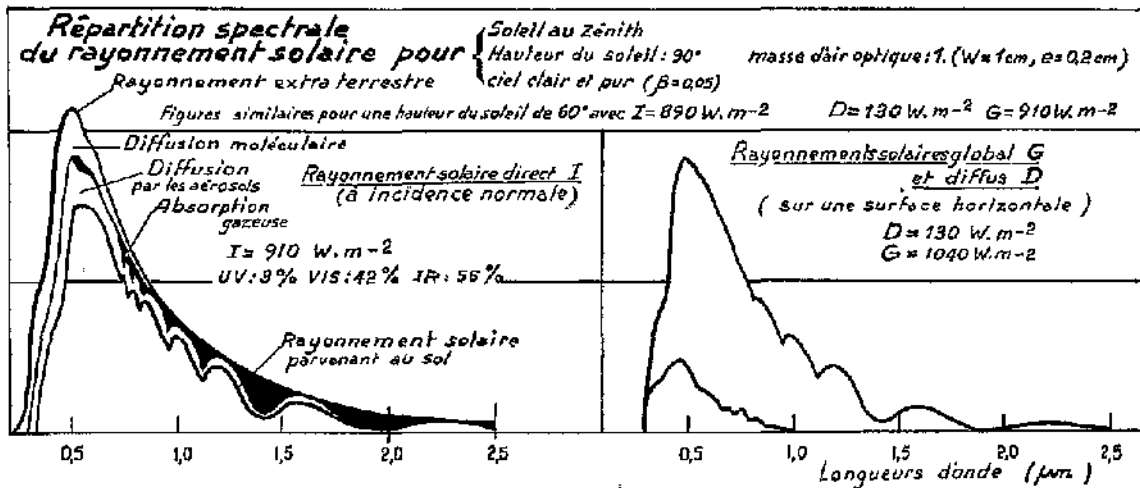
La lumière diffusée par le ciel clair est, par contre, toujours bien fournie en radiations bleues mais ne possède que très peu de radiations du proche infrarouge.

Lorsque des aérosols (poussières, brume), et surtout des nuages, sont présents, c'est-à-dire lorsque la diffusion due aux molécules apparaît faible vis-à-vis de la diffusion neutre des particules ou des gouttelettes, toutes les longueurs d'onde sont soumises aux mêmes phénomènes et également diffusées : un nuage apparaît ainsi blanc éclatant, ou gris, sans dominance colorée comme celle du ciel bleu qui lui sert souvent de fond.

De ces quelques remarques, on peut déduire plusieurs conclusions d'importances diverses à propos du bilan du rayonnement solaire :

— dans les lieux ombragés où le soleil ne pénètre presque jamais et où le rayonnement solaire n'existe que sous forme de rayonnement diffusé, la part due à l'infrarouge proche reste toujours très faible, sinon même négligeable, sauf cas de ciel nuageux ou lorsque l'ombre provient de feuillages, souvent peu absorbants pour les longueurs d'onde comprises entre $0,8$ et $1,4 \mu m$;

— la partie du spectre comprenant l'ultra-violet proche se trouve surtout contenue dans le rayonnement diffusé par le ciel ; le rayonnement direct du soleil peut cependant intervenir de manière importante durant les périodes d'ensoleillement,



Répartition spectrale du rayonnement solaire pour { Hauteur du soleil: 30°
Masse d'air optique: 2 ($W=1\text{cm}, e=0,2\text{cm}$)
Ciel clair et pur ($\beta=0,05$)

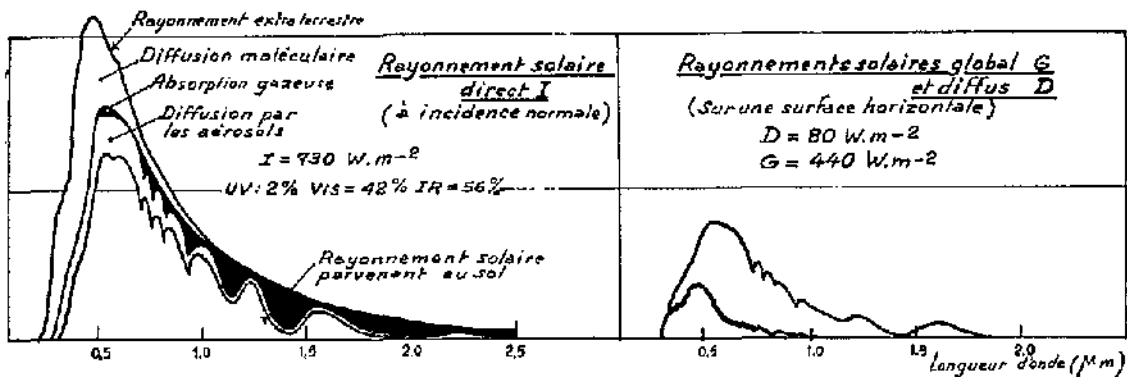


FIG. 13. — Répartition spectrale du rayonnement solaire parvenant au sol :

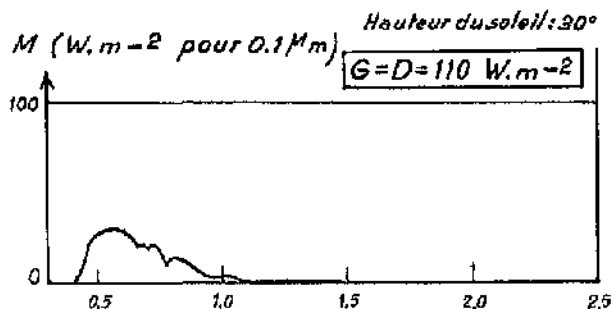
En haut : cas du ciel clair, soleil au zénith
Au centre : cas du ciel clair, hauteur moyenne du soleil.
En bas, à droite : ciel couvert, hauteur moyenne du soleil.

Le rayonnement solaire direct ne figure que pour les cas du ciel clair.

en particulier dans les taches lumineuses de soleil sous les couverts forestiers pour lesquelles cet apport apparaît souvent important, en valeur relative au moins, par suite de la réduction du rayonnement diffus ;

— entre 0,4 et 1 micron se situent le rayonnement lumineux visible (0,4 à 0,7 μm) et le très proche infrarouge (0,7 à 1 μm) : dans ce domaine spectral se trouvent en moyenne 65 à 80 % de l'énergie solaire disponible, selon la hauteur du soleil et la pureté du ciel, clair ou nuageux ;

— sauf pour les faibles hauteurs de soleil, et compte tenu des compensations naturelles, il est possible de retenir un seul facteur de luminosité pour le rayonnement solaire global en terrain



dégagé : 1 lumen par W . Inversement, un éclairage énergétique de 1 W/m^2 se traduit par environ 100 lux pour l'éclairage lumineux ;

— de simples mesures effectuées avec une cellule photoélectrique, bien corrigée, permettent, dans de nombreux cas, d'obtenir des ordres de grandeur très acceptables des éclairages énergétiques et les études ainsi réalisées (SARLIN,

Roussez) donnent des indications précieuses sur la répartition des luminosités.

Essayons maintenant de préciser les ordres de grandeur de l'albédo des surfaces naturelles, végétales en particulier, dans toute l'étendue spectrale du rayonnement solaire.

L'assimilation chlorophyllienne, d'abord, se traduit par des bandes d'absorption marquées vers 0,42-0,46 μm et vers 0,64-0,67 μm . Le minimum d'absorption des feuillages se trouve en général entre 0,7 et 1,4 μm . L'albédo des feuilles est ainsi le plus souvent de l'ordre de 0,1 pour les longueurs d'onde inférieures à 0,7 μm , et d'environ 0,5 entre 0,8 et 1,6 μm ; il décroît ensuite lentement pour atteindre de nouveau 0,1 vers 2,7 μm .

Comme comparaison, l'albédo du sable est d'environ 0,2 vers 0,5 μm , augmente progressivement jusqu'à 0,4 vers 1,5 μm puis diminue ensuite très lentement.

L'angle d'incidence du rayonnement joue un rôle parfois sensible, de même que l'état de surface. Mais, en règle générale, l'albédo mesuré dans le visible reste inférieur à l'albédo effectif pour le rayonnement solaire global.

Par ces diverses considérations, il est possible d'apprécier les aspects énergétiques du rayonnement solaire : la fraction absorbée est en effet très voisine de la différence entre les rayonnements solaires incident et réfléchi.

A l'aide d'études plus poussées, nécessairement complétées par des mesures détaillées, il est également possible d'approcher la répartition spectrale de cette énergie absorbée, qui diffère sensiblement selon les longueurs d'onde des radiations composant le rayonnement envisagé, chacune d'elles possédant par ailleurs une efficacité spécifique (lumineuse, biologique, ...) bien particulière.

En résumé, le bilan du rayonnement solaire se traduit énergétiquement par l'absorption d'une fraction du rayonnement solaire incident comprise entre 0,7 et 0,8, et même parfois plus élevée dans le cas où l'on considère une forêt dans son ensemble : on atteint alors 0,85 ou même 0,9 (sapin). Dans ce dernier cas, l'albédo, de l'ordre de 0,15 à 0,10 pour le rayonnement solaire global, n'est souvent que de 0,07 à 0,04 pour le rayonnement visible : cet écart notable provient surtout du très proche infrarouge.

LE BILAN DU RAYONNEMENT TERRESTRE

Le domaine de longueurs d'onde couvert par le rayonnement terrestre pose aussi quelques problèmes, cependant moins marqués que pour le rayonnement solaire.

Le rayonnement terrestre provenant du ciel clair et pur se caractérise par un trou d'émission entre 8 et 13 μm .

Les aérosols et les nuages éventuellement présents atténuent plus ou moins cette lacune et l'on peut considérer, pratiquement, que tout le spectre de l'infrarouge lointain, compris entre 4 et 80 μm doit être envisagé, et, plus spécialement entre 5 et 20 μm où se situe la plus forte densité d'énergie.

Dans ces domaines de longueurs d'onde, l'albédo reste toujours faible, de l'ordre de 0,04 en moyenne. On doit cependant relever, en particulier pour certains feuillages dont l'état de surface est déterminant, des valeurs dépassant 0,10 et atteignant même 0,15 dans quelques bandes assez larges. La transmission de ce rayonnement par les corps naturels reste toujours négligeable et, en règle générale, on peut considérer les variations spectrales de l'albédo comme secondaires.

Ainsi, et sauf cas particuliers surtout liés à la sécheresse et à l'état de surface des feuillages, nous adopterons systématiquement un albédo de 0,04 ; l'émissivité correspondante, 0,96, représente le rapport entre l'émission vraie de la surface et celle d'un corps noir dont la température serait celle de cette surface.

Compte tenu des ordres de grandeurs cités précédemment, on voit clairement que le sol horizontal, durant la nuit par exemple, peut rayonner une puissance comprise entre 0 et 130 W/m^2 . Ce dernier chiffre est atteint par ciel clair et pur, peu humide, et peut même, temporairement, être dépassé. Mais ceci se traduit, au cours d'une nuit de 12 h, par une perte de 1,56 kWh/m^2 ou environ 560 J/cm^2 (Fig. 14).

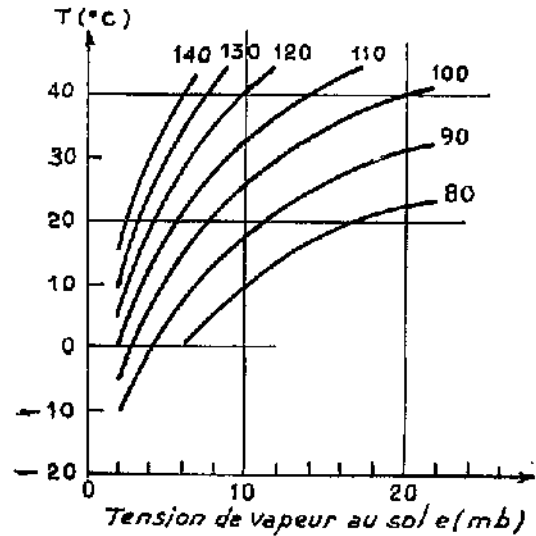
De jour, lorsque les températures de surface augmentent par suite de l'absorption du rayonnement solaire, et plus rapidement que la température de l'air dont elles provoquent l'échauffement, ce bilan négatif du rayonnement terrestre peut encore croître en valeur absolue. Si l'on veut néanmoins essayer d'approcher l'énergie perdue ainsi en 24 h, ou durant une décade, il convient d'estimer aussi précisément que possible les températures moyennes de la surface et de l'air durant cette période : ni la mesure ni l'estimation ne sont aisées, sauf dans le cas où une forte inertie, couplée à une bonne conductibilité thermique, permet d'adoucir les variations et d'obtenir naturellement une certaine intégration.

C'est là une hypothèse qui est souvent admise, au moins pour le sol nu, sous réserve que la période soit suffisamment longue (compensation statistique), que les accidents liés aux pluies ou à l'évaporation et à la convection puissent être appréciés comme négligeables, et que la profondeur de mesure

FIG. 14. — Abaque destiné à l'estimation du bilan du rayonnement terrestre au sol dans le cas d'atmosphère claire et pure, selon la température et la tension de vapeur d'eau au sol. Courbes notées en $W. m^{-2}$.

de la température du sol soit judicieusement choisie en fonction tant de la nature du sol que de la durée de la période retenue. Pour des relevés décennaires, on peut souvent effectuer les moyennes utiles par des relevés biquotidiens de température à 10 ou à 25 cm dans le sol.

Dans le cas d'un sol couvert de végétation convenablement alimentée en eau, ou au contraire d'un matelas isolant de débris végétaux secs, l'estimation de la température moyenne est beaucoup plus difficile : des mesures de températures de surface sont alors généralement indispensables, tout en restant très délicates à effectuer.



LE BILAN RADIATIF TOTAL

Le bilan radiatif total n'est autre que la somme des deux bilans radiatifs que nous venons d'étudier :

le bilan du rayonnement solaire et celui du rayonnement terrestre.

*En survolant la forêt du Zaïre....
L'albedo moyen d'une forêt doit intégrer les formes, les ombres,
portées les couleurs, la répartition.... des diverses espèces forestières.*

Photo Pierre Ichac.



Variation diurne des composantes du bilan radiatif total au sol au cours d'une journée de ciel clair et pur (Régions tropicales humides)

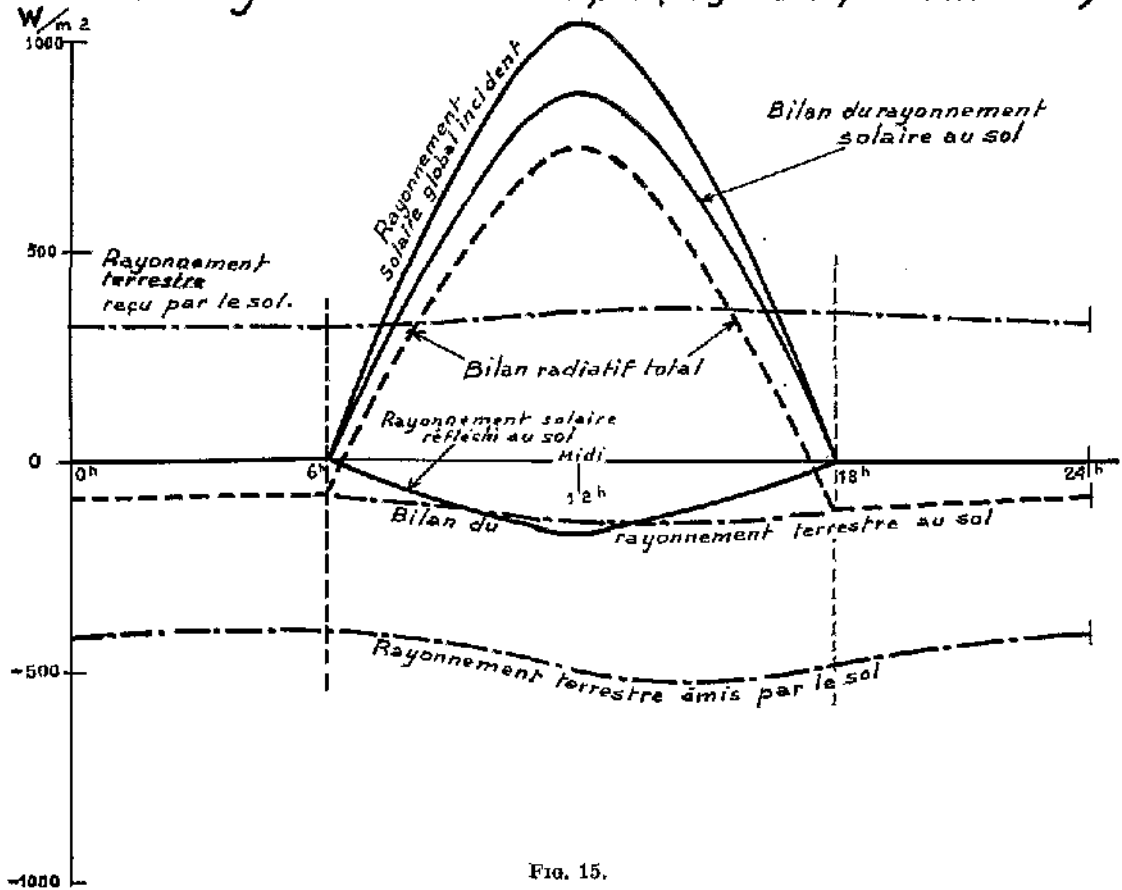


FIG. 15.

Quelle que soit l'échelle de temps envisagée, sa valeur numérique est également la somme algébrique des valeurs de ces deux bilans radiatifs partiels. Rappelons seulement qu'on a coutume d'affecter du signe + l'énergie apportée au sol et du signe - l'énergie perdue par le sol (ou par le corps naturel envisagé).

Afin de fixer quelques ordres de grandeur, essayons de schématiser l'évolution diurne de ces bilans pour un jour moyen de beau temps (Fig. 15) : le bilan du rayonnement solaire est nul la nuit de 18 h (temps solaire vrai) à 06 h, et passe par son maximum (700 W/m^2) entre 11 h et 13 h. Le bilan du rayonnement terrestre est toujours négatif et sa valeur absolue passe par un minimum (70 W/m^2) peu après le lever du soleil et par un maximum (180 W/m^2) vers 13 h.

Les énergies correspondantes, qui peuvent être estimées par intégration, seraient alors les suivantes :

- bilan du rayonnement solaire (06 h à 12 h) : $+ 2.000 \text{ J/cm}^2$,
- bilan du rayonnement terrestre (00 h à 24 h) : $- 1.000 \text{ J/cm}^2$,
- bilan radiatif total (00 h à 24 h) : $+ 1.000 \text{ J/cm}^2$.

En valeurs absolues instantanées, ce bilan radiatif total était alors positif entre 6 h 45 et 16 h 30 environ et négatif en dehors de cet intervalle.

Pour une journée continuellement couverte par des nuages moyens, nous aurions pu trouver, par exemple : $+ 500 \text{ J/cm}^2$, $- 400 \text{ J/cm}^2$, et 100 J/cm^2 pour le bilan total (Fig. 16).

LE BILAN THERMIQUE

Un premier effet, immédiat, de ces échanges de rayonnement et du bilan radiatif total à la surface d'un corps concerne la modification de sa température de surface (Tabl. 17 et Fig. 18).

Un bilan positif provoque un échauffement,

plus ou moins rapide selon la conductibilité et la capacité thermique du corps et, inversement, un bilan négatif entraîne un refroidissement. De l'augmentation de température de surface découlent aussitôt trois conséquences :

— diminution du bilan radiatif, par suite d'un accroissement de l'émission propre,

— augmentation des transferts thermiques par convection, naturelle ou forcée, avec l'air environnant,

— transferts thermiques directs par conduction vers la masse interne du corps.

Plus l'échauffement tend à augmenter, plus ces échanges d'énergie modérateurs augmentent également.

La masse du corps joue le rôle de réservoir thermique, entraînant une certaine inertie des températures de surface, tant à l'échauffement qu'au refroidissement, et provoquant des déphasages entre les variations de température de l'air et celles de la surface.

Les échanges par convection dépendent surtout de la ventilation et de la turbulence, et sont ainsi fonction des dimensions, de la forme et de la rugosité du corps considéré, mais aussi des caractéristiques du vent (vitesse moyenne, turbulence) ou, à plus grande échelle, de la stabilité de l'atmosphère. Dans le cas où le vent naturel est nul, c'est l'échauffement de l'air par conduction gazeuse qui provoque une convection dite naturelle, elle même génératrice d'une ventilation facilitant la dissipation, ainsi que des tourbillons thermoconvectifs d'échelles variées : c'est ce phénomène qui engendre, par exemple, le développement des nuages cumuliformes, pour des échelles d'es-

FIG. 16.
ÉVOLUTION DU BILAN RADIATIF TOTAL AU SOL ET TRANSFERTS ÉNERGÉTIQUES A L'ATMOSPHÈRE

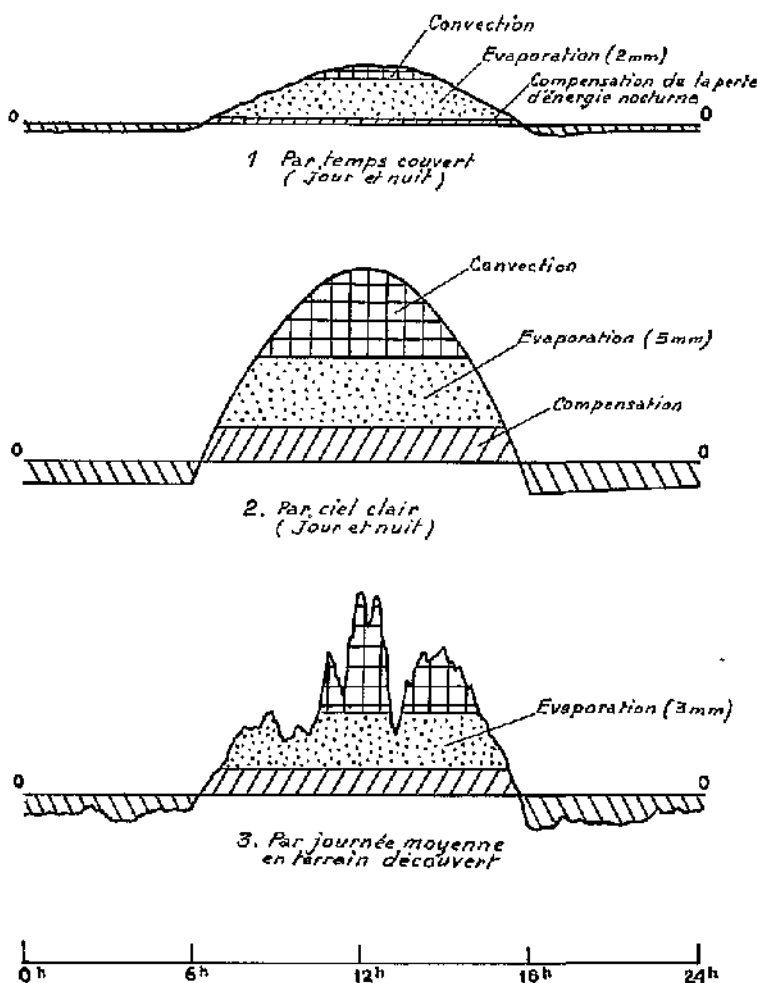


FIG. 17. — De jour, pour une température de l'air déterminée, l'accroissement du rayonnement solaire global se traduit par l'augmentation du bilan du rayonnement terrestre et par :

	Température de surface	Convection	Evaporation	Bilan du rayonnement terrestre
1. Lac, étendue d'eau	faible augmentation →	faible accroissement →	forte augmentation ↗	peu de changement →
2. Surfaces végétales alimentées en eau	légère augmentation ↗	léger accroissement ↗	forte augmentation ↗	faible diminution →
3. Herbes sèches	forte augmentation ↗	fort accroissement ↗	léger accroissement →	forte diminution (rapide) ↘
4. Sol aride (désert)	très forte augmentation ↗	fort accroissement ↗	stabilité (0) →	forte diminution (progressive) ↘

En règle générale, le bilan radiatif total s'accroît, plus ou moins fortement et rapidement, en entraînant, à l'échelle d'une journée, une forte augmentation de l'évaporation (cas 1 et 2) ou de la convection (cas 3 et 4) complée à un éventuel stockage thermique (surtout marqué dans les cas 1 et 4, mais aussi en 2) suivant le réservoir d'énergie lors du rayonnement nocturne.

Évolution diurne de température de surfaces horizontales

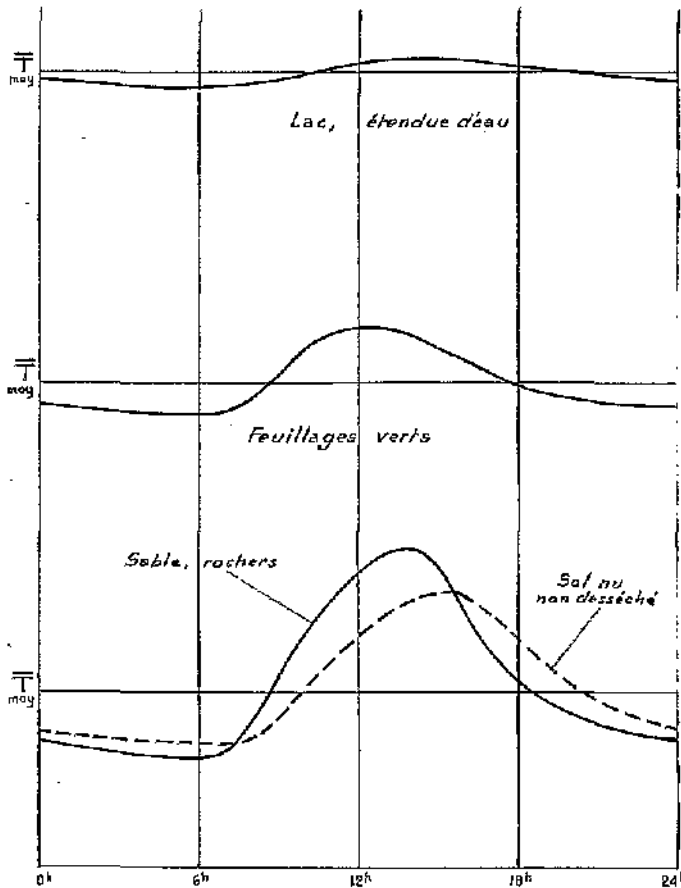


FIG. 18.

pace et de temps suffisantes (quelques kilomètres, une demi-heure).

S'il est déjà délicat d'essayer de décrire la nature de ces phénomènes et leur aspect qualitatif, il est encore beaucoup plus difficile de les apprécier quantitativement, surtout pour de courtes périodes et pour de petites surfaces (feuille par exemple).

Mais, compte tenu des remarques déjà faites sur les échelles biologiques utiles, les déterminations deviennent possibles et significatives pour des durées suffisantes. En particulier, on peut donner les ordres de grandeur suivants :

— L'échauffement du sol, de densité 2,5 et de chaleur spécifique 2 J/g, nécessite en moyenne 500 J/cm² pour accroître de 1 °C la température moyenne d'une colonne de 1 m de hauteur (conduction),

— L'échauffement de l'air, de chaleur spécifique 1,2 J/g, nécessite environ 130 J/cm² pour accroître de 1 °C la température moyenne d'une colonne de 1.000 m de hauteur (convection).

Les variations habituellement relevées pour des intervalles décennaires ou mensuels montrent que ces deux phénomènes ne font intervenir, en général, que des énergies relativement faibles. Par contre, à l'échelle d'une journée, et *a fortiori* à celle d'un plus court intervalle de temps, ces aspects peuvent devenir prédominants.

Il faut noter à ce propos que la conductibilité thermique d'un sol humide est supérieure à celle d'un sol sec, mais aussi que, si les phénomènes de conduction solide restent symétriques lors d'un réchauffement ou d'un refroidissement, il en est presque de même pour la convection forcée mais il en va tout autrement pour la convection naturelle : le refroidissement de la surface du sol n'entraîne pas de mouvements thermoconvectifs générateurs de turbulences et de transferts thermiques, mais provoque au contraire une stagnation sur le sol froid de l'air qui n'est plus alors refroidi que par conduction gazeuse (phénomène d'inversion thermique au sol).

Ainsi, dans le cas qui nous occupe, les échanges thermiques superficiels semblent d'une grande importance, particulièrement par la modification des bilans radiatifs qui en découlent, alors que les échanges annexes par conduction et convection peuvent difficilement être appréciés, d'une part, et paraissent énergétiquement secondaires sauf dans des cas exceptionnels, d'autre part. Ils n'en provoquent pas moins les variations diurnes, sensibles et déterminantes, de la température de l'air.

Remarquons enfin l'influence de la nature du sol et de sa couverture végétale, par suite de la prédominance des phénomènes superficiels se produisant au contact avec l'air libre : c'est déjà à ce propos qu'interviennent le contenu en eau du sol et l'alimentation en eau de la surface, en déterminant ses caractéristiques thermiques qui dictent les échanges convectifs. Mais, surtout, les mécanismes liés à l'évaporation et à la condensation restent généralement les plus notables consommateurs d'énergie : ce sera là l'important et dernier sujet de réflexion que nous aborderons.

Par ailleurs, ces mécanismes peuvent se produire à température constante, et l'on voit ainsi clairement l'effet tampon, le rôle modérateur que peut

LE BILAN HYDRIQUE

Les énergies correspondant aux phénomènes d'évaporation ou de condensation de l'eau sont très importantes : 2.500 J par g d'eau, environ.

Par ailleurs, ces mécanismes peuvent se produire à température constante, et l'on voit ainsi clairement l'effet tampon, le rôle modérateur que peut

jouer l'eau. Mais celle-ci permet aussi d'importants transferts d'énergie entre la surface évaporante et l'air, tout en réduisant les grandeurs purement thermiques et en adoucissant également les échanges radiatifs par suite de l'absorption due à la vapeur d'eau atmosphérique.

L'étude du bilan hydrique essaie d'approcher, le plus précisément possible, les pertes et gains en eau du sol et du couvert végétal, d'une part, mais aussi de l'air atmosphérique, d'autre part. Dans les régions intertropicales humides, où l'évapotranspiration comme l'évaporation, atteint facilement 25 à 30 mm par décade en moyenne (1.200 mm par an), ce changement d'état se traduit par la mise en jeu de 600 à 800 J/cm² par jour : c'est donc bien là un phénomène énergétiquement notable tant en valeur relative vis-à-vis des échanges purement thermiques, qu'en valeur absolue, comparable à celle découlant du bilan radiatif total (Fig. 16).

Notons par ailleurs que les énergies correspondantes sont, dans leur plus grande part, empruntées au support évaporant, et non à l'air ; Cependant, l'atmosphère recueille la totalité de l'énergie ainsi libérée lors de la condensation de la vapeur d'eau sous forme de gouttelettes nuageuses. Dans le cas des condensations, des remarques similaires peuvent être faites, qui permettent d'apprécier le dépôt maximal de rosée : lorsque le refroidissement, par rayonnement nocturne, du sol ou d'une surface végétale lui permet d'atteindre la température de condensation de la vapeur d'eau atmosphérique (point de rosée), l'énergie rayonnée est compensée par celle qui résulte de cette condensation. Pour un bilan de rayonnement terrestre de - 100 W/m², la rosée se dépose ainsi à raison de 0,15 mm par h, environ : cette intensité correspond tout au plus à 2 mm de rosée pour la nuit entière, dont l'évaporation ultérieure nécessitera 500 J/cm² provenant du bilan radiatif ou thermique. Mais les principaux facteurs du bilan hydrique restent, d'une part, l'évapotranspiration réelle des surfaces végétales et du sol, intervenant pour transférer l'eau du sol à l'atmosphère et, d'autre part, les précipitations, permettant le retour vers le sol de l'eau antérieurement évaporée et condensée en nuages. Notons, encore dans ce cas, l'intervention d'un mécanisme naturel autorégulateur : un fort ensoleillement accroît l'évaporation et la thermoconvection, facilitant ainsi la formation de nuages qui réduisent le rayonnement solaire.

Bref, la présence de l'eau permet seule, à la fois de régulariser les phénomènes radiatifs et thermiques et d'accroître les échanges énergétiques avec

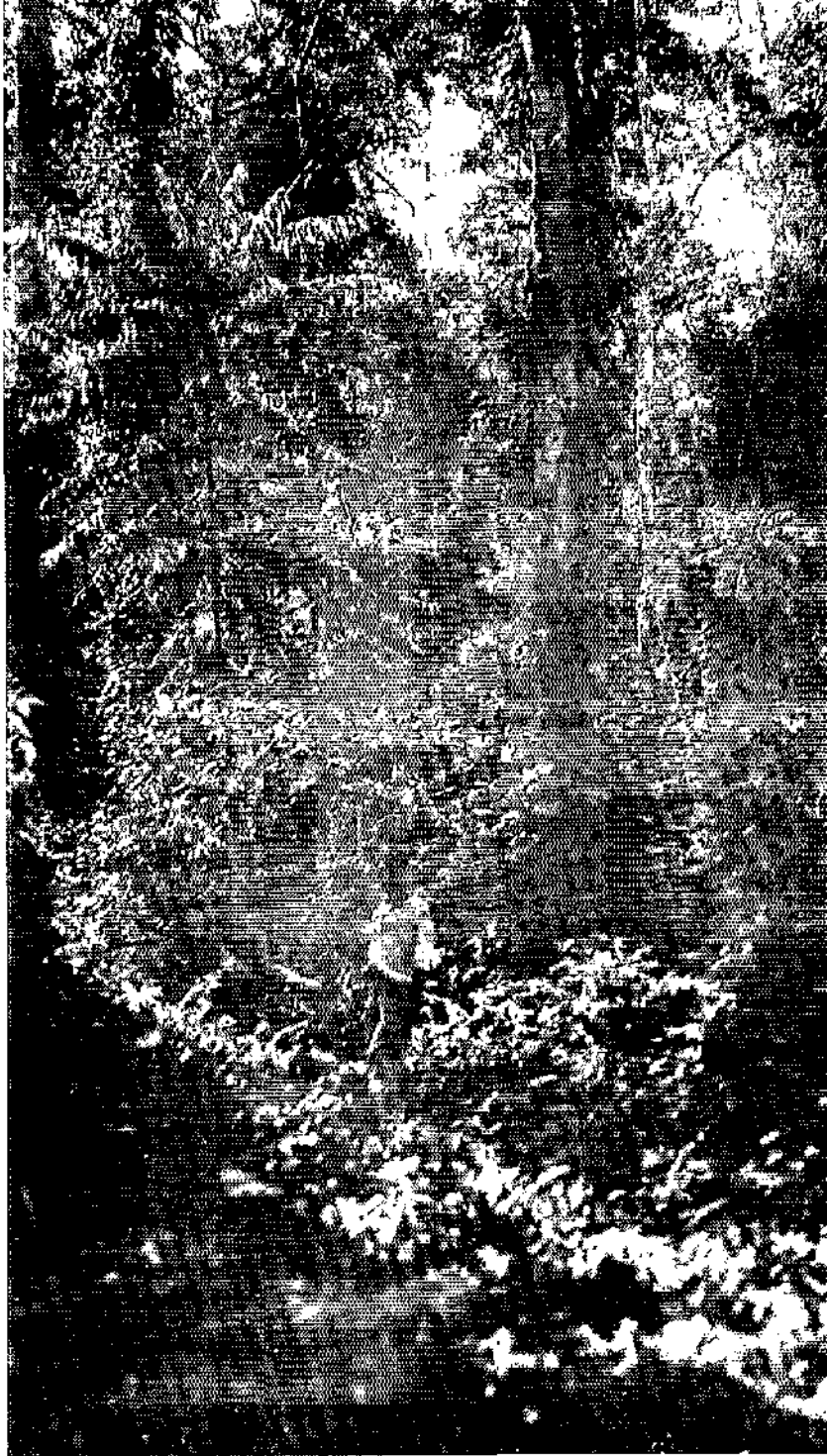


Photo Bégé.

Sipo (Entandrophragma utile). Plantation en layon dans la forêt de la Rosso, au Nord d'Agboville, Côte-d'Ivoire. Les composantes du bilan énergétique dépendent des conditions d'éclairement et de ventilation, très variables d'un endroit à un autre.

l'atmosphère : c'est là la cause fondamentale de la faible amplitude des températures en saison des pluies, par opposition avec la grande variation diurne des régions sèches et surtout désertiques. Cet effet apparaît même sur les moyennes mensuelles des températures extrêmes : l'écart

entre maximum et minimum moyens, de l'ordre de 5 à 8 °C sur les côtes équatoriales très humides, atteint 10 à 12 °C en saison des pluies dans les stations de l'intérieur alors qu'il dépasse 20 °C en pleine saison sèche lorsque les réserves d'eau disponible sont presque épuisées. A titre d'information, signalons que les tensions de la vapeur d'eau atmosphérique correspondant aux trois cas cités sont respectivement de 23 à 31 mb, de 20 à 25 mb et de 7 à 12 mb.

Le lien entre l'évaporation et les températures, et donc entre les bilans hydrique et thermique, apparaît ainsi sans ambiguïté et à toutes les échelles de temps et d'espace. Selon nos habitudes et si nous considérons des périodes décennales ou mensuelles, nous allons voir que ces mécanismes fondamentaux de transferts de l'eau peuvent être appréciés assez nettement, et doivent l'être pour mieux comprendre les conséquences biologiques des échanges radiatifs.

L'ÉVAPORATION

Il paraît vain de vouloir ici détailler les mécanismes d'évapotranspiration par les végétaux : les spécialistes en biologie végétale sont beaucoup plus compétents et diverses études montrent la complexité du phénomène (AUBREVILLE, SARLIN). Il convient cependant d'insister sur l'inexactitude des estimations qui pourraient être brutalement déduites des mesures d'évaporation effectuées par les météorologistes, soit à partir de bacs d'évaporation soit à l'aide d'évaporomètres sous abri.

En effet, pour un même pouvoir évaporant de l'atmosphère, l'évapotranspiration est limitée par les énergies disponibles, comme nous venons de l'envisager, mais aussi par les ressources en eau permettant l'alimentation des végétaux et par les mécanismes biologiques contrôlant les débits possibles. Ainsi, la teneur en eau du sol et la nature même de ce sol, d'une part, le type et le stade de la végétation et le volume de terre drainé par les racines, d'autre part, doivent aussi être considérés comme des facteurs déterminant l'évapotranspiration réelle.

Par ailleurs, la notion même d'évapotranspiration potentielle, éventuellement caractéristique d'un type de végétal alimenté dans des conditions très particulières, ne peut être toujours acceptée comme représentative de l'évapotranspiration réelle, même en lui appliquant quelques facteurs correctifs déterminés statistiquement par voie expérimentale.

Enfin, et surtout, la complexité des phénomènes d'évaporation est liée à l'intervention de notions concernant à la fois l'aérodynamique : couche limite, vitesse et turbulence du vent, ... et la thermodynamique : déficit de saturation, température superficielle, ... et reste de ce fait difficilement appréciable avec précision, au moins aux faibles échelles de temps et d'espace. Ici encore, seules des moyennes statistiques portant sur des intervalles décennales ou mensuels semblent utilisables pratiquement.

Malgré ces restrictions préliminaires, le cas des

régions intertropicales humides paraît pouvoir donner lieu à une appréciation de l'évapotranspiration réelle fondée sur des bases physiques et statistiques relativement sûres et homogènes : il reste cependant nécessaire, comme pour les bilans radiatifs, de les confirmer par des mesures expérimentales tenant compte des espèces végétales et de la nature du sol, mais aussi d'une exposition au vent et aux rayonnements comparable aux conditions naturelles, sans négliger non plus l'identité des conditions d'échanges thermiques éventuels par conduction.

Nous rappellerons, à titre d'information complémentaire, que l'évaporation à partir d'une surface constamment maintenue humide est proportionnelle :

— à la vitesse du vent, éventuellement affectée d'un exposant compris entre 0,5 (vent laminaire) et 1 (vent turbulent), variable avec la rugosité et les dimensions de la surface évaporante et par exemple égal à 0,8,

— au déficit de saturation, c'est-à-dire à la différence entre la tension de vapeur d'eau saturante à la température de la surface évaporante et celle régnant dans l'air parvenant à son contact.

Les principales valeurs de tensions de vapeur saturantes sont rappelées ci-dessous, à toutes fins utiles :

t (°C)	0	10	20	25	30	40
e (millibars)	6,1	12,3	23,4	31,7	42,4	73,8

Elles sont très correctement approchées par la formule logarithmique :

$$L_{\infty} e \text{ (mb)} = \frac{457 + 20 t \text{ (°C)}}{252 + t \text{ (°C)}}$$

L'importance de la température de surface doit être encore remarquée, de la même manière que pour le bilan du rayonnement terrestre.

Ainsi, pour une même surface humidifiée située dans l'air à 27 °C et à 70 % d'humidité relative (e = 25 mb), l'évaporation sera doublée :

— si le vent moyen passe de 1 à 2,4 m/s ou de 2,4 à 5,7 m/s,

— si la température de la surface passe de 24 °C ($e' = 30$ mb) à 26,7 °C (35 mb).

Nous signalerons au passage, en conformité avec les propositions de M. AUBREVILLE, l'intérêt des mesures d'humidité par le psychromètre : si l'on suppose en effet que la température de la surface évaporante atteint finalement celle du

thermomètre mouillé, ce qui ne peut être le cas que pour un bilan radiatif très faible et pour une ventilation suffisamment élevée, la vitesse d'évaporation est directement proportionnelle à la différence entre les températures des thermomètres sec et mouillé du psychromètre, et ceci quelle que soit la température de l'air. Malheureusement, aucune relation de proportionnalité avec l'évapotranspiration n'a encore été démontrée, même en zone équatoriale...

LES PRÉCIPITATIONS

Nous n'insisterons pas plus sur les pluies, leur intensité, leur régime saisonnier... : des réflexions très pertinentes à ce propos ont déjà été faites, en particulier par M. AUBREVILLE. Il faut seulement se souvenir que, sauf dans le cas de vallées irriguées par un fleuve, les pluies restent la principale source d'alimentation en eau du sol, qui peut stocker des réserves utiles non négligeables, d'ailleurs variables selon la nature du sol et la configuration orographique du terrain. Si les mesures directes en sont trop rares, les spécialistes ont pu cependant caractériser les sols par des paramètres permettant une estimation acceptable des ressources utilisables par les végétaux. Et c'est là l'aspect le plus utile à notre sujet : par la mesure simple des précipitations, puis par l'estimation des pertes par ruissellement superficiel ou drainage souterrain, il est, en effet, possible d'apprécier les variations du contenu en eau du sol et ainsi de connaître, indirectement, la quantité d'eau évaporée ou évapotranspirée et donc l'énergie utilisée à cette fin, en moyenne et sur le bassin considéré.

Malheureusement, l'intensité de la pluie intervient pour modifier le coefficient de ruissellement (et aussi pour dégrader et raviner la surface du sol dénudé...) : les statistiques peuvent tenir compte de cet aspect, au moins implicitement, mais l'importance de ce facteur est souvent négligée à tort, en particulier à flanc de colline. Ainsi, et de même que pour le bilan du rayonnement solaire, l'exposition et l'orographie du site peuvent jouer un rôle important en modulant fortement les quantités d'eau disponibles localement. Mais nous ne traiterons pas ici de ce problème : hydrologues et pédologues peuvent seuls intervenir utilement pour en discuter et pour préciser la nature et l'importance des influences de ce type.

Nous avons déjà abordé, très superficiellement, les autres formes de précipitations, en particulier la rosée : ajoutons seulement que celle-ci peut jouer un rôle biologiquement important, surtout en saison sèche, par un apport complémentaire d'eau pouvant atteindre annuellement 100 à 200 mm.

Pour ce paramètre, encore, les périodes décennales semblent souvent acceptables, sous réserve de garder en mémoire que les réserves du sol permettent généralement l'alimentation de végétaux convenablement développés durant 15 jours à 1 mois, au moins en début de saison sèche. Les études précises portant sur des périodes horaires ou même quotidiennes s'avèrent extrêmement difficiles à réaliser et sont, de plus, rarement généralisables à de vastes étendues.

Les problèmes posés par la caractérisation des saisons sèches ou par la variabilité des hauteurs de pluie mensuelle ou des totaux cumulés sur des périodes décennales ne sont pas envisagés dans cet article. Les relevés climatologiques locaux doivent être soigneusement exploités pour caractériser au mieux la répartition des pluies, dans le temps et dans l'espace, et leur comparaison avec les relevés hydrologiques permet ensuite d'apprécier tous les éléments du bilan hydrique : ruissellement, drainage, stockage, évaporation.

A propos de la répartition spatiale des pluies, on peut signaler l'influence du relief tant sur les pluies de mousson (orientation des côtes, accroissement sur le versant au vent) que sur les pluies orogènes ou les lignes de grains (ascendances forcées génératrices d'instabilité). On doit également noter que les forêts jouent un rôle assez voisin de celui d'étendues d'eau, tant par suite de leur pouvoir évaporant qu'à cause de l'inertie thermique dont elles sont dotées : en régions tropicales humides, ce phénomène ne se manifeste clairement qu'en saison sèche mais intervient cependant aussi en saison des pluies pour réduire, le jour, ou accroître, la nuit, l'activité des lignes de grains.

Rappelons enfin quelques ordres de grandeur caractérisant les pluies de l'Ouest tropical africain :

— Sur la côte : hauteur maximale mensuelle en juin, de l'ordre de 300 à 400 mm, sauf exception du bas Togo (200 mm). Saison sèche en décembre-janvier et en août (moins de 30 mm). Total annuel : 1.300 mm environ (800 mm au bas Togo). 4 à 5 jours par an avec une hauteur en 24 h

supérieure à 50 mm et 20 à 35 jours avec une hauteur dépassant 10 mm.

— A l'intérieur, vers 12 °N : maximum mensuel de 250 à 350 mm en août. Saison sèche de novembre à avril. Total annuel de l'ordre de 1.100 mm. 2 à 4 jours par an de hauteur en 24 h supérieure à 50 mm et 30 à 40 jours avec une hauteur dépassant 10 mm.

LE BILAN ÉNERGÉTIQUE GLOBAL

Le climat de toute une région, de même que le microclimat d'une galerie forestière par exemple, est essentiellement déterminé par l'importance relative des bilans partiels particuliers au sein du bilan énergétique global, sous réserve d'associer à l'échelle d'espace envisagée une échelle de temps bien adaptée et d'estimer les divers termes du bilan énergétique dans les mêmes limites et pour les mêmes durées.

Les exemples cités précédemment avaient surtout trait à des périodes mensuelles ; il a par ailleurs été indiqué que la décade pouvait être un intervalle souvent utile dans ces régions et pour le but envisagé. Sauf études et moyens particuliers, il semble difficile de descendre à des périodes plus brèves, même de l'ordre de la journée. Par contre, il est évidemment possible, et souvent beaucoup plus simple, de considérer des intervalles de temps plus longs, trimestriels ou annuels.

Afin d'éviter les problèmes délicats posés par les stockages thermique et hydrique dans le sol, c'est l'année qui sera prise comme durée d'intégration pour les quelques exemples suivants (Fig. 19). Les valeurs citées correspondent à une journée moyenne, déduite des moyennes annuelles des divers paramètres ; cette durée permet de mieux apprécier les ordres de grandeur estimés bien que les conditions indiquées ne se rencontrent éventuellement jamais, même au voisinage des équinoxes.

1) Savane herbeuse, terrain dégagé. Zone forestière soudano-guinéenne, journée normale.

Totaux quotidiens moyens, surface du sol horizontale.

Bilan du rayonnement solaire : + 1.600 J/cm².
Bilan du rayonnement terrestre : - 550 J/cm².
Bilan radiatif total résultant : + 1.050 J/cm².
Évaporation (3 mm/jour) : - 730 J/cm².

Transferts thermiques dans le sol : 0 (températures du sol inchangées).

Transferts thermiques à l'atmosphère : - 320 J/cm² (valeur déduite des chiffres précédents afin de rendre nul le bilan énergétique global).

Ces ordres de grandeur correspondent à l'interface sol-atmosphère, c'est-à-dire aussi bien au

Le maximum en 24 h est partout de l'ordre de 150 mm.

— En première approximation, les totaux annuels peuvent varier entre des extrêmes dont le rapport est de 2. Les totaux mensuels ont une variabilité plus élevée, surtout durant les mois de transition entre saison des pluies et saison sèche, et le rapport entre les valeurs extrêmes des totaux d'un même mois dépasse parfois 5 en saison des pluies.

niveau supérieur moyen des cimes d'arbres, pour la forêt, qu'à celui des herbes, pour la savane. La valeur calculée pour les transferts thermiques directs à l'atmosphère reste évidemment discutable, car très dépendante de celle du bilan solaire ou de l'évaporation ; elle implique cependant des échauffements de surface sensibles.

2) Végétation sous couvert de forêt dense, même région.

Totaux quotidiens moyens, niveau du sol, surface horizontale.

Bilan du rayonnement solaire : + 80 J/cm².
Bilan du rayonnement terrestre : - 45 J/cm².
Bilan radiatif total résultant : + 35 J/cm².

En négligeant les transferts thermiques avec le sol et l'atmosphère, l'évaporation correspondant à un bilan énergétique nul ne peut dépasser 0,15 mm (soit 50 mm par an).

Ce résultat peut paraître absurde : il est cependant logique, et peut facilement être expliqué par l'effet de couvercle que jouent les feuillages des niveaux supérieurs, emprisonnant une atmosphère moite, lourde et rarement renouvelée, au voisinage du sol. Le bioclimat est donc essentiellement différent du précédent.

Cette dernière explication, de même que les estimations énergétiques initiales, concerne essentiellement les phénomènes se produisant sous un couvert de forêt dense équatoriale, au voisinage du sol. La hauteur de pluie annuelle, de l'ordre de 1.500 à 2.000 mm, n'est cependant pas évacuée par ruissellement ; si les étages supérieurs de la forêt interceptent une partie des pluies et permettent une évaporation directe, la plus grande part des transferts hydriques à l'atmosphère s'effectue par évapotranspiration, selon les mécanismes habituels localisés aux niveaux supérieurs du feuillage, et pour des valeurs voisines de celles du paragraphe précédent.

On peut cependant essayer d'apprécier les différences principales existant entre une zone d'herbes de savane et une zone de forêts : l'albedo solaire n'est pas identique dans les deux cas et reste plus faible au-dessus des forêts alors que

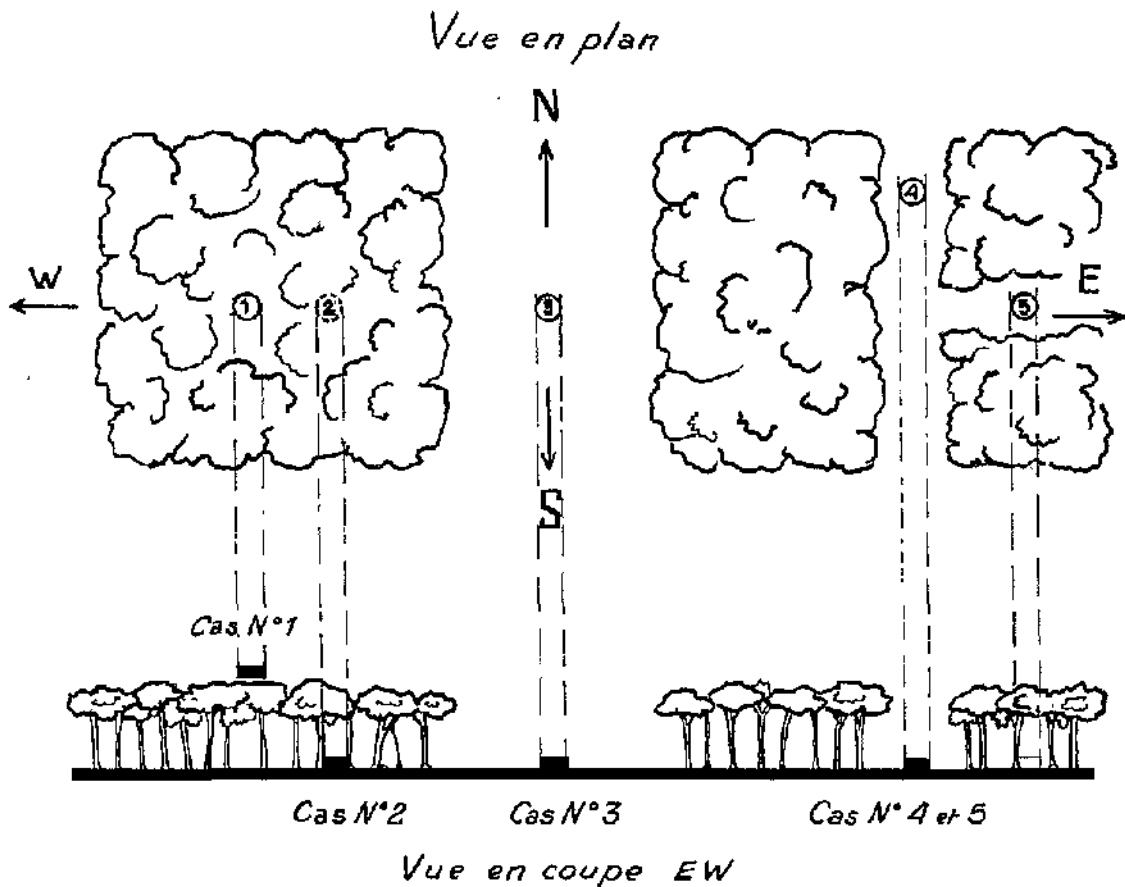


FIG. 19. Schéma des implantations correspondant aux estimations du bilan énergétique annuel.

L'alimentation en eau des végétaux est au contraire plus élevée dans ce dernier cas. Compte tenu des échanges complémentaires par convection et rayonnement terrestre, on peut estimer que la zone forestière doit engendrer finalement, en moyenne annuelle au moins :

- des transferts thermiques directs plus faibles que la zone de savane,
- des transferts hydriques plus élevés,
- une captation plus grande d'énergie solaire.

Pour en revenir aux couches voisines du sol sous couvert de forêt dense, il apparaît clairement que ce couvert joue un rôle assez voisin de l'effet de serre, celui d'un piège à eau (et à énergie) en particulier. La reconstitution artificielle d'un tel microclimat paraît difficilement réalisable, en tous les cas délicate à doser avec tact : c'est dans ce sens que, comme l'indique AUBREVILLE, une destruction trop brutale des forêts reste pratiquement irréversible et que seule leur extension naturelle, éventuellement contrôlée et ajustée par des interventions humaines, peut permettre la repopulation, en conservant les conditions microclimatiques favorables. C'est dans ce sens égale-

ment qu'un accroissement de nos connaissances est nécessaire, permettant de mieux définir les caractéristiques essentielles de ce microclimat par des mesures nouvelles, précises et détaillées des principaux paramètres énergétiques : les possibilités de sylviculture en découlent directement.

3) Layon large orienté Nord-Sud, même région (L = 2 H).

Totaux quotidiens moyens, surface du sol horizontale.

Bilan du rayonnement solaire	: + 1.150 J/cm ² .
Bilan du rayonnement terrestre	: - 400 J/cm ² .
Bilan radiatif total résultant	: + 750 J/cm ² .
Evaporation estimée	: - 600 J/cm ² .

Les transferts thermiques directs sont alors sensiblement diminués, malgré les conditions particulières de vent et de turbulence réalisées dans une telle percée. Une étude plus détaillée dans le temps (jour, nuit) serait utile pour mieux apprécier les variations diurnes et les compensations probables.

4) Layon étroit orienté Nord-Sud ($H = 2 L$).

Totaux quotidiens moyens, surface du sol horizontale.

Bilan du rayonnement solaire : $+ 500 J/cm^2$.
Bilan du rayonnement terrestre : $- 150 J/cm^2$.
Bilan radiatif total résultant : $+ 350 J/cm^2$.

L'évaporation apparaît alors réduite, au moins de moitié, sauf si l'atmosphère cède au sol une quantité notable d'énergie, directement sous forme thermique : toute estimation reste arbitraire. Le mécanisme d'évaporation apparaît sensiblement différent de ce qu'il serait en terrain dégagé.

5) Layon étroit orienté Est-Ouest ($H = 2 L$).

Totaux quotidiens moyens, surface du sol horizontale.

Bilan du rayonnement solaire : $+ 950 J/cm^2$.
Bilan du rayonnement terrestre : $- 150 J/cm^2$.
Bilan radiatif total résultant : $+ 800 J/cm^2$.

L'évaporation normale est alors largement assurée, mieux encore que dans le cas n° 3 ci-dessus et presque autant qu'en terrain dégagé, malgré l'étroitesse du layon. Les composantes du bilan radiatif total sont très particulières et peuvent fortement différer selon l'époque de l'année (sols-tice d'été ou d'hiver).

Ces quelques exemples, directement déduits des considérations et remarques sur les bilans, n'ont pas la prétention de vouloir donner des valeurs réelles de l'évaporation, même pour le cas envisagé du sol horizontal et du centre du layon, et encore moins celles de l'évapotranspiration par des feuilles d'orientation et d'inclinaison très diverses.

Ils permettent cependant d'apprécier, qualitativement, les différences importantes de répartition des trois facteurs principaux du bilan énergétique global en moyenne annuelle et, par là même, d'apprécier schématiquement les mécanismes mis en jeu et les caractéristiques principales des bioclimats considérés.

Notons enfin que les exemples donnés, associés à des estimations numériques des échanges éner-

gétiques, n'ont été traités que sous l'angle d'un bilan annuel moyen : il est évident, surtout dans les cas 3) et 5), que des variations saisonnières très sensibles doivent être envisagées, dues en particulier à la répartition des pluies (nature, intensité, selon la saison) et de l'insolation (types de nuages, azimut du soleil selon la saison) mais aussi tenant compte des caractéristiques géographiques et pédologiques des sites envisagés (réserves en eau, ruissellement). Ces estimations n'ont ainsi qu'un sens statistique et restent essentiellement destinées à montrer la diversité des microclimats forestiers et leurs différences fondamentales ; des modifications sensibles devraient être apportées à ces chiffres pour tenir compte des aspects locaux et saisonniers, mais des campagnes expérimentales restent encore nécessaires pour préciser les bilans à de plus fines échelles spatio-temporelles.

Il convient à ce propos de noter que les différences essentielles entre une journée de ciel clair et une journée de ciel couvert se manifestent surtout dans le domaine des échanges thermoconvectifs avec l'air, alors que les mécanismes d'évaporation restent du même ordre de grandeur et ne peuvent en aucun cas être négligés en terrain découvert, même dans le cas d'une journée sans soleil pour laquelle l'évaporation ou l'évapotranspiration peut très normalement être de l'ordre de 2 mm, au lieu de 3 mm en moyenne, ou de 5 mm par belle journée (Fig. 16).

Ces remarques montrent également l'utilité de connaître en détail les expositions optimales des jeunes plants et ainsi, par exemple, le meilleur choix des conditions artificielles à créer par des méthodes habituelles. Cependant, si les conditions climatiques générales permettent de telles appréciations, il n'en reste pas moins nécessaire, ou pour le moins très utile, de préciser la climatologie de la zone de plantation considérée et de l'affiner encore par des mesures sur les parcelles mêmes. De faibles variations de la nébulosité, et surtout des ressources en eau, peuvent en effet modifier les principaux termes du bilan global et entraîner des erreurs non négligeables d'estimation.

CONCLUSIONS

Cette brève étude, très générale, a pour but principal d'attirer l'attention des forestiers sur les profondes modifications des bilans qui résultent de leurs actions éventuelles sur les couverts naturels.

Il serait intéressant de pouvoir la poursuivre et la compléter à l'aide de mesures précises sur le terrain, mais c'est là une tâche délicate, de longue durée et d'autant plus complexe qu'il serait indis-

pensable de s'attaquer aux microclimats très localisés.

Il conviendrait également d'établir des tables et des cartes des principales données climatologiques, sans négliger celles qui ont pu être acquises récemment : températures extrêmes de l'air, précipitations, évaporation, tension de vapeur, températures dans le sol, durées d'insolation, vitesse du vent, nébulosité, coefficient de trouble atmo-



sphérique et toutes données radiométriques disponibles. L'utilisation récente des satellites artificiels pour l'exploration fine de la surface terrestre dans diverses gammes de longueurs d'onde devrait par ailleurs permettre de compléter nos connaissances de l'état des couverts végétaux sur de vastes surfaces, en précisant même les renseignements que l'on peut déjà obtenir par des photographies prises du sol ou d'avion dans plusieurs bandes du rayonnement visible et du proche infra-rouge solaire.

Les instruments et méthodes de mesure utilisables au sol dans les conditions climatiques envisagées devraient être par ailleurs améliorés, en tenant compte des besoins mais aussi des ressources, en personnel comme en crédits. Peut-être même certains appareils nouveaux pourraient-ils être conçus ou adaptés aux problèmes spécifiques des forestiers.

Dans tous les cas, il convient de respecter une certaine homogénéité des échelles de temps et d'espace utilisées : il est aussi inintéressant qu'inutile et même absurde de vouloir estimer par des méthodes de climatologie statistique le bilan d'énergie moyen d'une feuille sur une période de l'ordre du mois, ou de chercher à généraliser à de vastes surfaces des mesures instantanées et ponctuelles. Dans les problèmes qui se posent aux agriculteurs ou aux forestiers, s'occupant du complexe formé par des végétaux et le sol, ainsi doté d'une inertie certaine et couvrant de vastes surfaces, seules des valeurs intégrées sur plusieurs journées offrent une bonne validité et peuvent être représentatives, sous réserve de mesurer les valeurs instantanées de tous les paramètres utiles, avec des précisions et selon des cadences adaptées à la rapidité et à l'amplitude des fluctuations de chaque grandeur, et de procéder à une intégration sur des périodes identiques et suffisantes. La décade semble être un intervalle de temps généralement acceptable pour des études climatiques conduites dans l'esprit indiqué, et il convient de tenir compte de tous les facteurs météorologiques déjà notés précédemment, sans oublier, bien entendu, les paramètres relatifs au sol et à son contenu en eau. Certains facteurs

prépondérants, mais non directement mesurés, pourront alors être statistiquement estimés avec une bonne approximation (bilan du rayonnement terrestre, par exemple), à condition que les divers paramètres déterminants soient connus (température et humidité de l'atmosphère dans les basses couches, nébulosité et type des nuages, température de surface du sol pour le cas cité).

Pour ce qui concerne le bilan radiatif, il faudra toujours apprécier distinctement ses divers éléments : rayonnements solaires direct, diffus et global, d'une part, rayonnements terrestres atmosphérique et ascendant, d'autre part. Il devra en être de même pour les composants du bilan hydrique (précipitation, évaporation, ruissellement, infiltrations, stockage) et du bilan thermique (conduction et stockage, convection), aussi bien dans le sol qu'au sein de l'atmosphère en contact.

Un tel programme correspond, évidemment, à un long travail de patience, qui devrait être mené simultanément en terrain découvert et en forêts, dans des layons d'orientations diverses, en des sites d'expositions variées et toujours avec des instruments comparables. Mais ce n'est que par des études très complètes de cette sorte, au moins à leur début, que les paramètres principaux pourront être dégagés quant à leurs incidences sur le comportement biologique des jeunes plants ou des arbres à leurs divers stades de végétation, selon les essences.

Des simplifications devraient être permises, ultérieurement, en synthétisant les données obtenues pour tel végétal, à telle phase de croissance, dans tel environnement climatique et pour telles caractéristiques pédologiques...

Une collaboration étroite est naturellement nécessaire entre biologistes, hydrologues, météorologistes, pédologues : ce n'est qu'à cette condition que des progrès sensibles pourront être accomplis dans la discipline complexe qu'est la sylviculture — surtout si l'on veut recréer, artificiellement, des conditions propices à l'établissement d'un équilibre biologique fragile et en perpétuelle évolution.

LEXIQUE DE BASE ET RAPPELS DE TERMINOLOGIE

Absorption.

Disparition de tout ou partie d'un flux de rayonnement, par transformation de l'énergie électromagnétique de certains photons en énergie photochimique ou thermique, se traduisant par une réaction chimique (comme l'assimilation chlorophyllienne) ou un échauffement.

Voir également *Extinction* et *Transmission*.

Albédo.

Fraction d'un flux de rayonnement, provenant d'une ou de plusieurs directions, renvoyée dans toutes les direc-

tions par réflexion ou diffusion sur une surface réceptrice. L'albédo d'une surface dépend de l'angle d'incidence des rayons, et donc de la nature du rayonnement (dirigé ou diffus), mais aussi des longueurs d'onde.

Dans le seul cas d'un corps opaque au rayonnement incident, l'albédo est le complément de l'absorption. Par exemple, pour la surface du sol, un albédo global de 0,20 signifie que 20 % du rayonnement solaire global incident est renvoyé vers le ciel ; l'absorption au sol est alors de 80 % de ce rayonnement. Par contre, pour un corps transparent, cette complémentarité n'est pas respectée ; voir *Transmission*. Il est toujours souhaitable de préciser la longueur d'ondes ou le domaine spectral envisagé, ainsi

que la nature ou l'angle d'incidence du rayonnement considéré.

Voir également *Réflexion*.

Azîmut.

Angle formé par le plan vertical correspondant à une direction et le plan méridien du lieu (plan vertical passant par le Nord géographique). Évalué généralement en degrés, à partir du Nord et dans le sens des aiguilles d'une montre.

Ainsi, l'azîmut de la direction Est est 90°.

Bilan.

Somme algébrique de tous les échanges se produisant au niveau d'une surface déterminée, réelle ou fictive.

— LES BILANS RADIATIFS ne tiennent compte que des échanges par rayonnement, en pouvant soit séparer les domaines de longueurs d'onde (bilan du rayonnement solaire, bilan du rayonnement terrestre) soit concerner l'ensemble des échanges radiatifs naturels (bilan radiatif total).

— LE BILAN THERMIQUE se définit à l'aide des échanges de chaleur sensible, dictés par la conduction et la convection.

— LE BILAN HYDRIQUE est en rapport direct avec les échanges d'eau, liquide ou vapeur : au sol, il doit donc tenir compte des précipitations ou des condensations et de l'évaporation ou de l'évapotranspiration.

— LE BILAN ÉNERGÉTIQUE englobe tous les échanges d'énergie sous leurs formes principales : rayonnement, chaleur sensible, contenu en eau — sans négliger les chaleurs latentes de changement d'état ni le stockage thermique. Dans le cas de la surface d'un corps, on affecte généralement du signe + les apports énergétiques et du signe — les pertes, en utilisant les mêmes unités pour les diverses formes d'énergie.

Conduction.

Phénomène thermodynamique permettant le transfert de chaleur sensible par contact direct entre molécules.

Les corps naturels sont affectés d'une conductivité calorifique variable avec leur nature mais aussi avec certaines de leurs caractéristiques (contenu en eau, par exemple), en étant toujours supérieure à celle des gaz, mais très inférieure à celle des métaux.

Convection.

Phénomène thermodynamique se produisant au sein des gaz ou des liquides et assurant le transport d'éléments de températures différentes de celle du gaz ou liquide environnant. La convection naturelle peut être due soit au vent et à la turbulence, entraînant dans le courant général des particules d'air par exemple échauffées au contact d'une surface chaude, soit à la formation de bulles d'air chaud (thermo-convection) s'élevant d'elles-mêmes par poussée hydrostatique, lorsque le vent est faible ou nul.

Diffusion.

Phénomène de dispersion, dans toutes les directions, d'un faisceau incident de rayonnement dirigé. La diffusion peut résulter aussi bien de la réflexion sur une surface rugueuse ou sur des micro-particules que de la diffraction optique. L'air est un milieu diffusant même lorsqu'il est très pur : il s'agit alors de diffusion moléculaire. En complément, les micro-particules solides qu'il contient provoquent une diffusion supplémentaire : c'est la diffusion par les aérosols. Le phénomène de diffusion ne provoque aucune transformation de la nature du rayonnement, mais

seulement une autre répartition spatiale. Il se traduit par une extinction apparente du faisceau de rayonnement dirigé.

Voir également *Réflexion* et *Transmission*.

Éclairément.

Puissance reçue par unité de surface d'un corps récepteur plongé dans un flux. Sans autres qualificatif il s'agit d'un éclairément énergétique, alors exprimé en $W.m^{-2}$. Dans le cas de l'éclairément lumineux, l'unité est le lux. Dans tous les cas, il s'agit du quotient d'une puissance par une surface.

Voir *Rayonnement* et *Unités*.

Efficacité.

Rendement d'un flux de rayonnement pour la production de phénomènes particuliers. L'efficacité lumineuse traduit la possibilité, pour une radiation, de provoquer une sensation de lumière. On peut également envisager l'efficacité érythémale ou bactéricide d'une radiation. Elle s'exprime par un facteur de conversion dépendant des unités employées pour mesurer le flux énergétique incident et le phénomène provoqué, et reste caractéristique de chaque longueur d'onde ou radiation.

Voir *Longueur d'onde*.

Équinoxes.

Dates de l'année où la déclinaison solaire devient nulle, c'est-à-dire où le Soleil se trouve dans le plan équatorial. Voisines du 21 mars (équinoxe de printemps) et du 23 septembre (équinoxe d'automne).

A ces dates, les durées des jours et des nuits sont égales en tous les points de la Terre, et le Soleil culmine, à midi, à une distance zénithale égale à la latitude du lieu considéré.

Extinction.

Affaiblissement d'un flux de rayonnement dirigé, dû à des mécanismes d'absorption ou de diffusion. Aspect complémentaire de la transmission.

Dans un milieu homogène et pour une radiation donnée, l'extinction est régie par des lois exponentielles et ne peut être considérée comme proportionnelle au trajet parcouru que pour des valeurs très faibles du coefficient d'extinction.

Voir également *Transmission*.

Insolation.

Période durant laquelle le disque solaire reste nettement visible, déterminant ainsi des ombres portées clairement dessinées. La durée d'insolation se mesure généralement en dixièmes d'heures. La durée maximale quotidienne d'insolation est définie tantôt par des considérations astronomiques (intervalle entre le lever et le coucher du Soleil), tantôt, et plus précisément, par des conditions géographiques et en tenant compte des obstacles naturels occultant le Soleil le long de sa trajectoire apparente, selon l'époque de l'année. La mesure de la durée d'insolation est effectuée à l'aide d'héliographes, normalisés sur le plan mondial : héliographes type Campbell-Stokes, bandes diagrammes de qualités définies, consignés de dépôttement bien déterminées. Il est ainsi possible, statistiquement, d'en déduire l'irradiation globale.

Irradiation.

Synonyme de dose de rayonnement. Obtenue par intégration de l'éclairément par rapport au temps, durant une période définie. Concerne, le plus souvent, l'énergie reçue par unité de surface durant la période envisagée : il s'agit

alors d'irradiation énergétique, exprimée en joules par cm^2 ($\text{J} \cdot \text{cm}^{-2}$) en spécifiant la durée. Pour exemple, l'irradiation d'une surface horizontale par le rayonnement solaire global a pour valeurs maximales pratiques :

450 $\text{J} \cdot \text{cm}^{-2}$ en une heure
3.200 $\text{J} \cdot \text{cm}^{-2}$ en un jour

et la valeur moyenne annuelle d'une journée est de l'ordre de 2.000 $\text{J} \cdot \text{cm}^{-2}$ dans les régions considérées.

Longueur d'onde.

Longueur de l'onde électromagnétique définissant une radiation dans le cadre de la théorie ondulatoire de la lumière.

Evidemment associée à une fréquence, compte tenu de la vitesse de la lumière dans l'air (300.000 $\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$ environ). Exprimée généralement en microns (μm ou 10^{-6} m), mais aussi en nm (10^{-9} m) ou en Angström (10^{-10} m). Eventuellement associée à une efficacité lumineuse ou autre : le spectre visible s'étend de 0,4 à 0,7 μm , le proche UV de 0,2 à 0,4 μm , le proche IR de 0,7 à 3 μm , l'IR lointain au-delà (de 3 à 100 μm). L'efficacité lumineuse maximale est obtenue pour $\lambda = 0,555 \mu\text{m}$ (680 lumen par watt) et l'assimilation chlorophyllienne correspond à des longueurs d'onde λ de l'ordre de 0,42 et 0,65 μm .

Lux.

Unité d'éclairement lumineux d'un récepteur plongé dans le flux lumineux unité de 1 lumen par m^2 et orienté perpendiculairement aux rayons : pour le rayonnement solaire, on établit une certaine proportionnalité entre éclairement lumineux et éclairement énergétique, se traduisant par l'équivalence moyenne de 90 à 100 lux pour 1 watt. m^{-2} , soit 95 lumen pour 1 watt, lorsque la hauteur angulaire du soleil est suffisante.

Nébulosité.

Paramètre caractéristique de la quantité de nuages dans le ciel. Estimée par observation visuelle et exprimée généralement en octas : une couche nuageuse continue a une nébulosité de 8 octas, un ciel clair correspond à 0 octa. Souvent détaillée pour les divers types ou couches de nuages en fonction de leur altitude ; on utilise aussi fréquemment la notion de nébulosité totale qui exprime le nombre (compris entre 0 et 8) de huitièmes du ciel couverts par des nuages de tous genres, à tous les niveaux.

La nébulosité est également chiffrée en dixièmes de ciel occulté par des nuages.

Radiation.

Rayonnement monochromatique, pratiquement défini par un intervalle très étroit de longueurs d'onde. Un rayonnement est constitué d'un grand nombre de radiations.

Rayonnement (Fig. 20).

Energie électromagnétique émise par une source, transportée dans l'espace ou reçue par un corps. Caractérisée par les radiations qui le composent :

— RAYONNEMENT SOLAIRE : composé de radiations de courtes longueurs d'onde (0,2 à 5 μm , pratiquement), il correspond au rayonnement émis par le Soleil (UV \pm visible \pm proche IR).

— RAYONNEMENT TERRESTRE : composé de radiations de grandes longueurs d'onde (\pm à 100 μm , pratiquement), il correspond au rayonnement émis par la Terre.

D'autres subdivisions peuvent être utilisées en tenant compte :

— soit de la nature du rayonnement :
rayonnement solaire direct, diffus, global (sur une surface horizontale, par exemple).

Rayonnement solaire direct (à incidence normale)

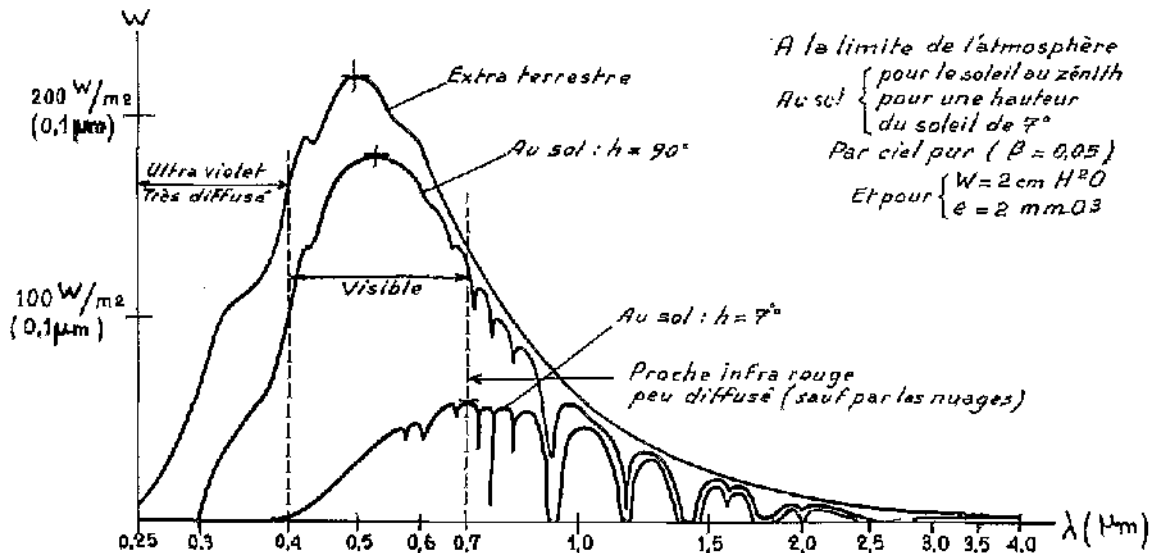


FIG. 20.

— soit de l'origine ou du sens du rayonnement :
rayonnement terrestre ascendant, rayonnement
atmosphérique.

Réflexion.

Phénomène optique correspondant à un changement brutal de direction du rayonnement incident. On peut distinguer la réflexion métallique (le rayonnement « rebondit » sur la surface, pratiquement sans perte), la réflexion vitreuse (seule une partie du rayonnement est réfléchi, une autre partie étant réfractée) et la réflexion diffuse (les directions de réflexion sont multiples si les dimensions des irrégularités de la surface sont grandes devant les longueurs d'onde).

Serre.

L'effet de serre est procuré par des plaques de verre opaques au rayonnement terrestre mais transparentes au rayonnement solaire. Il constitue un véritable isolement radiatif permettant d'accroître l'efficacité thermodynamique de l'énergie solaire reçue, sans pour autant l'augmenter quantitativement.

Solstices.

Dates de l'année, où la déclinaison solaire passe par son maximum (solstice d'été = + 23° 27' le 22 juin) ou son minimum (solstice d'hiver : — 23° 27' le 22 décembre). A ces dates, les jours ou les nuits ont leur durée maximale.

Transmission.

Rapport du flux transmis au flux de rayonnement incident, après trajet dans un milieu entraînant une certaine extinction. La transmission d'un milieu complexe est égale au produit des transmissions des milieux élémentaires qui le composent. Il convient généralement de considérer individuellement les radiations, et non pas le rayonnement s'étendant sur un vaste domaine de longueurs d'onde soumises à des extinctions différentes. Pour un rayonnement dirigé, transmission, diffusion et absorption sont complémentaires. Par exemple, lors de la traversée de l'atmosphère à la verticale et par ciel assez pur, le rayonnement solaire direct est affecté en moyenne d'une extinction par absorption de 8 % et de 25 % par diffusion : la transmission est alors de $0,92 \times 0,75 = 0,69$.

Notons également que la diffusion moléculaire seule donne une transmission de 0,30 pour la longueur d'onde

0,3 μm et de 0,96 pour $= 0,7 \mu\text{m}$, pour le même trajet vertical au sein de l'atmosphère.

Trouble.

Paramètre caractéristique des aérosols diffusants contenus dans l'atmosphère. Selon leur quantité et leurs dimensions, la diffusion correspondante affecte les longueurs d'onde du rayonnement solaire selon des lois diverses : l'extinction est normalement proportionnelle à la longueur d'onde, affectée d'un exposant compris entre 0 (diffusion neutre identique pour toutes les longueurs d'onde) et — 4 (diffusion moléculaire pour les gaz), en moyenne de l'ordre de — 1 à — 1,5. Si l'on utilise la valeur — 1,3, on peut caractériser la quantité des aérosols par le coefficient de trouble β d'Angström.

Unités.

Jusqu'à ces dernières années, les unités de mesure du rayonnement (solaire et terrestre) étaient des unités calorimétriques : la calorie par cm^2 (également appelée langley) pour l'irradiation, ou la calorie par cm^2 et par minute pour l'éclairement.

Actuellement, il est nécessaire d'utiliser les unités physiques du système international et d'exprimer les éclairements en watts par m^2 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) et les irradiations en joules par m^2 (ou en $\text{J} \cdot \text{cm}^{-2}$).

Il s'agit là d'employer des unités énergétiques connues et universelles, auxquelles il convient dorénavant de toujours se référer, même pour des problèmes particuliers. Le lumen et le lux restent encore acceptés pour le rayonnement visible, mais il convient alors de se rapporter aux normes internationales des efficacités lumineuses et de bien préciser les domaines de longueurs d'onde couverts par les mesures. On pourrait également utiliser des unités spécifiques à l'assimilation chlorophyllienne si des courbes normalisées étaient définies et si les appareils de mesures correspondants étaient réalisés : faute de quoi, il reste nécessaire de ne retenir que les unités énergétiques et de préciser les radiations mesurées.

Zénith.

Verticale du lieu. Pour les latitudes intertropicales, le Soleil passe au zénith, à midi vrai, deux fois par an. La distance zénithale du Soleil n'est autre que l'écart angulaire entre la direction du Soleil et la verticale : c'est l'angle complémentaire de la hauteur angulaire du Soleil au-dessus de l'horizon.

A midi vrai, lors de la culmination, la distance zénithale du Soleil est égale à la latitude (signe + pour l'hémisphère Nord) diminuée de la déclinaison solaire (comprise entre + 23° 27' et — 23° 27').

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

1) Généralités.

AUBREVILLE. — Climats, forêts et désertification de l'Afrique tropicale ; 1949, Ed. Géographiques.

AUBREVILLE. — Le potentiel des forêts tropicales dans l'économie mondiale des bois d'œuvre, B. F. T. n° 76, mars-avril 1961.

PERRIN DE BRICHAMBAUT. — Modifications artificielles du temps et du climat, La Météorologie, 1968.

PETIT et PERLAT. — Mesures en météorologie, 1961, Gauthier-Villars, MÉTÉOROLOGIE NATIONALE. — *Annales climatologiques des territoires d'Outre-Mer* (1959), 1968.

O. M. M. — *Tables météorologiques internationales*, n° 83, T. P. 84, 1966, O. M. M. Genève.

I. N. R. A. — *Techniques d'étude des facteurs physiques de la biosphère*, 1970, I. N. R. A.

C. C. T. A./C. S. A. — *Atlas climatologique de l'Afrique*, 1961, Pretoria.

2) Rayonnement.

PERRIN DE BRICHAMBAUT. — *Rayonnement solaire et échanges radiatifs naturels*, 1963, Gauthier-Villars.

CATINOT. — Sylviculture tropicale en forêt dense africaine. *B. F. T.*, n° 100, 101, 102, 103, 104 et 105.
DIRMHIRN. — Das Strahlungs feld im Lebensraum, 1964, A. V. G.
ROBINSON. — Solar Radiation, 1966, Elsevier.
CHARTIER. — Microclimat lumineux dans la végétation, *Annales Agronomiques*, 1966.
AFEDES. — Cahier n° 1 : le rayonnement solaire au sol et ses mesures, 1968, Editions Européennes Technique et Industrie.
RIOU. — Conférence tenue à la séance A. F. E. D. E. S. du 20/10/1970, non publié.
ROUSSEL. — Photologie forestière, 1972, Masson.

3) Evaporation.

O. M. M. — Rapport du Groupe de Travail sur la mesure de l'évaporation, 1965.
MALICK. — Etude agronomique des climats du Gabon, *Monographie* n° 16, Météorologie Nationale, 1959.
BROCHET et GERBIER. — L'évapotranspiration, *Monographie* n° 65, Météorologie Nationale, 1968.
SARLIN. — Evapotranspiration et végétation forestière tropicale, *B. F. T.* n° 133, 1970.
AUBREVILLE. — Réflexions sur les formules d'évapotranspiration, *B. F. T.* n° 126-1971.
PRIESTLEY et TAYLOR. — On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation..., *Monthly Weather Review*, Fév. 72 (vol. 100, n° 2).

LES CAHIERS SCIENTIFIQUES

Nous avons déjà annoncé à nos lecteurs la publication d'un nouveau complément à la revue : "**Les Cahiers Scientifiques**" qui prennent place ainsi à côté du Recueil Technique de l'Exploitant Forestier.

Il a paru, en effet, souhaitable de créer auprès de "*Bois et Forêts des Tropiques*", Revue destinée à diffuser des articles et des informations à caractère plus particulièrement technique, une publication qui assurera la diffusion des études plus spécialement scientifiques des chercheurs du CENTRE TECHNIQUE FORESTIER TROPICAL.

Les **Cahiers Scientifiques** n'ont pas un caractère périodique, ils paraissent toutes les fois qu'une étude ou un ensemble d'études scientifiques justifient une publication.

Ils sont donc vendus au numéro et la parution de chaque livraison est annoncée dans la Revue.

Le numéro 2, est consacré à une étude de MM. CAILLIEZ et GUENEAU, "Analyse en composantes principales des propriétés technologiques des bois malgaches". Une traduction complète en anglais du texte français peut être fournie sur demande, avec le cahier n° 2.