

DU SOLEIL À LA TERRE

E. UHODA (1), G.E. PIÉRARD (2)

RÉSUMÉ : Le Soleil émet un large éventail de radiations électromagnétiques. Après un long mais rapide voyage, le spectre de la lumière visible et ultraviolette et des radiations infrarouges arrive aux confins de la Terre. Seule une fraction atteint la biosphère. La photogéoclimatologie dépend de cette énergie et est modulée par la latitude, le relief du sol, les saisons et le cycle nycthéral.

MOTS-CLÉS : *Biosphère - Lumière - Radiation électromagnétique - Soleil - Terre*

RAYONNEMENT SOLAIRE ÉLECTROMAGNÉTIQUE

A) ÉNERGIE SOLAIRE

Le Soleil est une parmi les 100 milliards d'étoiles formant la Voie Lactée. En son centre, la température est estimée à environ 15 millions de degrés et la densité vaut près de 100 fois celle de l'eau sur la Terre. C'est une sphère pratiquement gazeuse constituée principalement de dihydrogène (H_2 : 72 %) et d'hélium (He : 27 %). Comme les autres étoiles, le Soleil tire son énergie de réactions thermonucléaires, principalement par la fusion nucléaire d'atomes d'hydrogène en hélium. Cette transformation peut se faire suivant deux voies distinctes selon que l'étoile est chaude ou froide. La première voie, appelée cycle de Bethe, met en jeu six réactions successives selon la chaîne ^{12}C , ^{13}N , ^{13}C , ^{14}N , ^{15}O , ^{15}N , et ^{12}C , qui se retrouve intact et sert de catalyseur. L'autre voie, dite chaîne proton-proton, ne compte que trois étapes. Le Soleil, en situation intermédiaire entre ces deux types d'étoiles, utilise les deux régimes simultanément.

Environ 640 millions de tonnes d'hydrogène sont transformées chaque seconde, dont environ 0,6 % est libéré sous forme d'énergie. A ce débit, la perte de masse est de 3,83 millions de tonnes par seconde. Si aucun phénomène ne vient perturber la combustion régulière d'hydrogène, le Soleil est arrivé à mi-vie, et il lui reste encore 5 milliards d'années avant son extinction. Lorsque le Soleil aura transformé tout son hydrogène, sa luminosité augmentera, et l'astre grossira par dilatation de son noyau central. Celui-ci s'effondrera ensuite, en même temps que le Soleil deviendra une étoile géante, l'hélium sera alors brûlé, et le soleil deviendra finalement une étoile morte appelée naine blanche.

FROM SUN TO EARTH

SUMMARY : Sun emits a vast array of electromagnetic radiations. After a long but fast journey, the spectrum of visible and ultraviolet light, and infrared radiations reaches the furthest boundaries of the Earth. Only a fraction of them reaches the biosphere. Photogeoclimatology primarily depends on this energy and is modulated by the latitude, soil relief, seasons and nycthemeral cycle.

KEYWORDS : *Biosphere - Earth - Electromagnetic radiation - Light - Sun*

B) PHOTOSPHÈRE

Aujourd'hui, l'énergie émise par les réactions thermonucléaires du Soleil correspond à une suite continue de radiations électromagnétiques ionisantes et non ionisantes. Le spectre est continu, s'étendant des rayons cosmiques (100 nm de longueur d'onde) aux ondes hertziennes (500 m de longueur d'onde) (1). Leur répartition en fonction de l'énergie caractérise le spectre solaire (Fig. 1). La lumière polychromatique qui ne représente qu'une petite fraction de ce spectre électromagnétique correspond à sa partie visible par l'oeil humain. Les rayonnements ultraviolets (UV) et infrarouges (IR) ont des longueurs d'onde immédiatement en deçà et au-delà du spectre visible.

La photosphère du Soleil est sa partie périphérique qui produit la quasi totalité du rayonnement visible ainsi que les UV et IR. Elle forme la "surface" solaire, séparant les régions intérieures où le gaz est opaque au rayonnement lumineux, de la périphérie où il devient transparent. Les bords de la photosphère apparaissent très nets. Son épaisseur ne dépasse pas 100 à 200 km et sa masse volumique est de l'ordre de 10^{-8} g/cm³. La température thermodynamique diminue d'un niveau de 8000 Kelvin (K) pour les couches profondes à 4500 K vers l'extérieur. Le flux d'énergie radiante fourni par la photosphère solaire est de l'ordre de 6 kW/cm².

La photosphère couvre la région du Soleil où la chaleur des réactions thermonucléaires est convertie en mouvements convectifs. Certains de ces mouvements se manifestent à l'observateur terrestre par un réseau de mailles sombres délimitant des cellules claires dans la troposphère. Les granulations sont formées d'un ensemble de cellules convectives dont le diamètre est de l'ordre de 1500 km et dont la durée de vie varie de quelques minutes à quelques heures. Les supergranulations sont des groupements de cellules convectives qui s'étendent en

(1) Assistant, (2) Chargé de Cours, Chef de Service, CHU du Sart Tilman, Service de Dermatopathologie

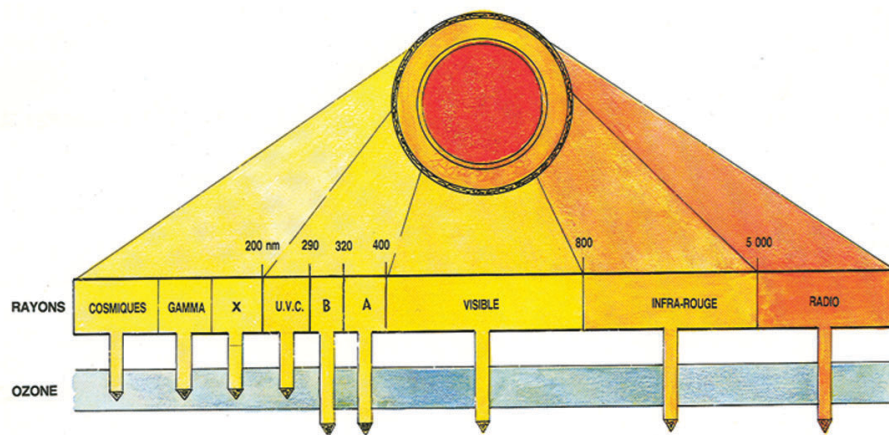


Fig. 1 : Radiations électromagnétiques émises par le Soleil et filtrées par l'ozone stratosphérique (selon réf. 1)

moyenne sur quelques 30.000 km et durent de quelques heures à quelques dizaines d'heures. D'autres cellules convectives fonctionnent à une échelle spatiale et temporelle beaucoup plus grande.

Cette convection globale, combinée à la rotation différentielle due à la composition gazeuse du Soleil, fournit des conditions favorables à la génération des champs magnétiques de la photosphère. Ceux-ci modifient la viscosité du milieu, ce qui influence les mouvements des gaz qui, à leur tour, font varier les champs magnétiques. Les facules, les pores et les taches sont des phénomènes photosphériques liés à la présence de champs magnétiques intenses. En effet, le champ magnétique des régions dépourvues de facules et de taches a une intensité de 2 à 5 gauss, celui des facules atteint 50 à 300 gauss et celui des taches 2000 à 4000 gauss. Les facules brillantes et de formes irrégulières peuvent évoluer vers la formation de taches solaires. En fait, l'organisation et l'évolution des champs magnétiques et des mouvements de la matière photosphérique conditionnent l'existence, la durée et le comportement de toutes les structures de grande taille incluant entre autres les protubérances, les plages faculaires, les arches, les jets et les condensations coronales, les trous polaires et les éruptions.

La photosphère est une région très importante pour les transferts d'énergie. Elle perd de l'énergie vers l'extérieur en partie par rayonnement des photons. Ces derniers sont de petites particules d'énergie qui se propagent à une vitesse de 300.000 km/s sous la forme d'une onde à double périodicité. La photosphère perd aussi de l'énergie par accélération de particules, mouvements convectifs, ondes acoustiques et ondes magné-

tiques. Elle reçoit en contrepartie une fraction de l'énergie perdue par rayonnement et conduction en provenance de la couronne chaude. Ces échanges sont à l'origine des phénomènes électromagnétiques, transitoires et/ou permanents, qui sont actifs dans la chromosphère.

Le Soleil produit des explosions d'énergie de courte durée au cours desquelles des particules chargées sont libérées. Après un parcours de plus d'un million de kilomètres, le flux de particules traverse la corona qui est la partie la plus externe de l'environnement solaire. Sous l'effet de la chaleur, ces particules chargées sont alors expulsées loin du Soleil formant le vent solaire.

C) PROPRIÉTÉS OPTIQUES DU RAYONNEMENT

Lors de l'interaction entre un faisceau lumineux et la matière, quatre processus optiques interdépendants apparaissent combinant la réflexion, l'absorption, la diffusion et la transmission.

Réflexion

La réflexion spéculaire se produit sur une surface lisse. L'angle formé par le rayon réfléchi est égal à celui formé par le rayon incident par rapport à la normale. La réflexion diffuse se produit sur une surface mate. Les rayons sont réfléchis dans différents plans et angles. La réflexion dépend de la longueur d'onde. C'est ainsi que le facteur de réflexion métallique est nettement plus faible pour les UV que pour le rayonnement visible. Le meilleur réflecteur UV est le carbonate de magnésium utilisé comme corps étalon pour les mesures relatives de réflexion. La neige exprime un des facteurs de réflexion les plus élevés. Parmi les textiles, le coton blanc possède un haut degré de facteur de réflexion UV. Son utili-

sation est donc répandue dans les pays soumis à une forte insolation UV.

Absorption

L'absorption résulte de la rencontre entre un photon et un atome ou une molécule dans un état activé. Le transfert de l'énergie du photon vers la matière diminue l'intensité du faisceau incident, c'est-à-dire le nombre de photons par unité de temps. Une partie de la lumière est ainsi absorbée. Comme dans tout phénomène de résonance, l'absorption d'énergie ne peut se faire que pour des valeurs discrètes de l'énergie imposées par la structure électronique de la molécule qui détermine le moment électrique oscillant (e) grâce auquel s'effectue l'échange d'énergie entre le photon et la molécule. Une molécule est donc caractérisée par un spectre d'absorption particulier qui varie selon la longueur d'onde.

Pour une épaisseur donnée, la fraction du faisceau absorbé est proportionnelle à la probabilité de rencontrer la molécule absorbante, ce qui définit le coefficient d'absorption. L'absorption obéit à la loi de Lambert : $I = I_0 e^{-dk}$ où I est l'intensité de la radiation à la sortie du système absorbant, I_0 l'intensité de la radiation incidente, e la base des log népériens, d l'épaisseur du milieu et k le coefficient d'absorption pour la longueur d'onde considérée. La courbe d'absorption en fonction de la longueur d'onde qui représente le spectre d'absorption est caractéristique d'un corps.

Le choix judicieux d'un corps absorbant permet d'éliminer certaines longueurs d'onde et de réaliser un filtre. Les filtres sélectifs dits "passe bande" sont caractérisés par leur pic (longueur d'onde du maximum de transmission) et leur largeur de bande (intervalle de longueur d'onde où la transmission est supérieure à 50 % du maximum). Les filtres "cut-off" coupent tout le rayonnement inférieur à la longueur d'onde caractéristique (ex : le verre à vitre élimine les UVB). Les filtres non sélectifs neutres, de type grille fine ou film uniformément voilé, atténuent le rayonnement indépendamment de la longueur d'onde.

Diffusion

La diffusion est due aux oscillations des électrons provoqués par le champ électrique du rayonnement incident. Il en résulte une oscillation électrique forcée à l'origine du rayonnement diffus. En pratique, le phénomène de diffusion combine les modifications de trajectoire liées aux réflexions, diffractions, réfractions présentes dans tout milieu structuré. Les coefficients d'absorption et de diffusion sont corrélés.

Transmission

La transmission est la résultante des trois autres processus, correspondant à la fraction du faisceau incident non réfléchi, non absorbée, non diffusée, traversant la matière.

D) PROPAGATION ET SPECTRE DE LA LUMIÈRE VISIBLE

Onde électromagnétique et photon

La lumière possède des caractéristiques ondulatoires et corpusculaires. Elle se comporte comme deux champs, l'un électrique et l'autre magnétique perpendiculaires entre eux et à la direction de propagation. Ces deux champs oscillent de manière sinusoïdale avec une longueur d'onde λ et une fréquence ν , liées entre elles par la relation $\lambda\nu=c$ où c représente la vitesse de la lumière. La lumière est également formée par des myriades de radiateurs, appelés aussi quanta ou photons. L'énergie (ϵ , Joules) du rayonnement électromagnétique est donnée par la relation de Planck : $\epsilon = hc.\lambda^{-1} = h\nu$ où h est une constante égale à $6,626 \times 10^{-34}$ J.s. La nature de ce rayonnement dépend de la composition, de la température et de la nature des réactions qui se produisent. Les photons ainsi émis se caractérisent par une énergie correspondant à une longueur d'onde bien précise. Le spectre du rayonnement définit la façon dont les photons sont répartis sur les différentes longueurs d'ondes.

Spectre visible

L'œil humain est sensible à une partie restreinte du spectre de la lumière pour les rayonnements dont la longueur d'onde est comprise entre 400 et 780 nm. Le continu du spectre visible se présente comme une juxtaposition de couleurs, passant progressivement du violet (vers 380 nm) au rouge (vers 700 nm), de la même façon qu'elles apparaissent dans un arc-en-ciel. Son intensité, variable avec la longueur d'onde, présente un maximum vers 500 nm.

Spectroscopie

La lumière passant au travers d'un diaphragme doté de fentes et dirigée sur un prisme se décompose en un spectre de couleurs distinctes. Cette technique appelée spectroscopie permet d'étudier l'interaction entre le rayonnement électromagnétique et la matière. Les astronomes l'utilisent pour définir la composition et mesurer la température d'objets lumineux particulièrement éloignés. Les lois fondamentales de cette forme d'analyse ont été découvertes à la fin du XIX^{ème} siècle. Un corps gazeux brûlant émet un spectre continu comportant toutes les couleurs de l'arc-en-ciel. Lorsque cette lumière

se déplace à travers un gaz, des longueurs d'ondes très spécifiques sont absorbées donnant un spectre de couleurs qui est caractéristique de la composition chimique du gaz absorbant. Un gaz peu concentré peut lui-même émettre de la lumière sur des longueurs d'ondes spécifiques, définissant de la sorte un spectre d'émission. Les propriétés du gaz peuvent être caractérisées tant à partir d'un spectre d'absorption que d'un spectre d'émission. La lumière solaire qui parvient à la Terre contient donc une information typique des gaz des couches externes du Soleil. La traversée de l'atmosphère terrestre modifie également le spectre lumineux. Les exemples les plus démonstratifs sont représentés par l'arc-en-ciel et les aurores boréales.

Arc-en-ciel et aurore boréale

Un arc-en-ciel se forme lorsque le spectre de la lumière du Soleil est décomposé par des fines gouttelettes d'eau en suspension dans l'atmosphère. Ce phénomène naturel reproduit le principe de la spectroscopie.

Dans l'environnement immédiat de la Terre, les particules chargées formant le vent solaire sont déviées et absorbées dans la magnétosphère par deux bandes appelées les ceintures Van Allen. Etant donné leur forme incurvée au-dessus du pôle magnétique de la Terre, le vent solaire ne peut heurter les atomes de la haute atmosphère terrestre que dans les zones polaires. Une couronne ovale appelée ovale auroral naît alors autour du pôle magnétique nord de la Terre qui se trouve au-dessus du Canada, contrairement au pôle géographique. Ce n'est que dans des conditions tout à fait particulières de grande tempête géomagnétique que cet ovale auroral s'élargit et se déplace vers le sud. Une aurore polaire survient lorsque les atomes de la thermosphère sont excités par le vent solaire en provoquant le passage des électrons à un niveau énergétique plus élevé. Lorsqu'ils retombent, un photon est libéré et une lumière brillante est émise. Elle est verte pour la bande d'émission de l'oxygène et rouge pour celle de l'azote. Les différentes couleurs dépendent non seulement de la nature des différents atomes, mais également de l'intensité du saut de niveau énergétique de ces électrons. De plus, les couleurs varient également en fonction de l'altitude à laquelle le phénomène se produit.

E) STRATOSPHERE, OZONE ET IRRADIANCE ULTRAVIOLETTE

Le rayonnement UV est divisé conventionnellement en trois secteurs en fonction de l'importance de la transmission possible dans le verre

(UVA de 320 à 400 nm), le quartz (UVB de 290 à 320 nm), et l'air (UVC de 190 à 290 nm). Au-delà, se situent les rayons X. Les UVA sont séparés en UVA 1 longs (340 à 400 nm) et en UVA 2 courts (320 à 340 nm).

La vie sur Terre est sous la protection d'un effet de filtre joué par la stratosphère et la troposphère envers les radiations solaires. Au centre de ce système de régulation se trouve l'ozone (O₃), molécule d'oxygène instable et vulnérable, qui est formée et dégradée en permanence sous l'effet des UVC. L'ozone situé dans la biosphère proche du sol est un polluant ayant des effets néfastes directs sur la santé. En revanche, il est précieux en tant que filtre envers les rayonnements UV lorsqu'il se trouve dans la stratosphère, entre 15 et 35 km d'altitude. Il constitue à ce niveau le bouclier protecteur des écosystèmes, et de l'Homme en particulier, en arrêtant totalement les UVC et les UVB de courte longueur d'onde. Il absorbe en fait les UV inférieurs à 290 nm, avec un maximum à 260 nm, en restituant de l'oxygène moléculaire et de l'oxygène à l'état atomique. Toute diminution, même faible, de la densité de l'ozone stratosphérique entraîne une augmentation importante de l'irradiance UVB à la surface de la terre. Ces rayonnements peuvent s'avérer néfastes à la vie, car ils altèrent l'acide désoxyribonucléique (ADN) et certaines membranes cellulaires. Tous les écosystèmes y sont donc sensibles à des degrés divers.

L'ozone stratosphérique est naturellement formé dans la zone intertropicale et est ensuite emporté vers des latitudes plus élevées. Il n'y a pas d'échange de ce gaz entre la biosphère et la stratosphère, ce qui empêche la correction de sa déplétion à très haute altitude. Ainsi, l'augmentation de l'ozone troposphérique, multiplié par 5 durant le XXème siècle du fait de la pollution, ne compense pas sa perte stratosphérique (2,3). L'ozone stratosphérique dépend en fait de l'équilibre entre sa formation, sa destruction et son transfert par des courants stratosphériques qui soufflent de la zone équatoriale vers les pôles. Des accidents naturels brutaux et les conséquences relativement récentes d'activités humaines perturbent l'équilibre quantitatif de l'ozone. A titre d'exemple, on estime que près de 20 mégatonnes de dioxyde de soufre ont été propulsées dans la stratosphère lors de l'éruption du volcan Pinatubo en 1991. La transformation en acide sulfurique a été responsable d'une réduction de 15 à 20 % de l'ozone à ce niveau. Il est également bien établi que la déplétion en ozone stratosphérique est due aux émissions de constituants organo-halogénés (chlorofluorocarbones,

CFC) libérés par diverses activités humaines. Compte tenu de la longue durée des effets pervers de ces molécules organo-halogénées par les réactions chimiques en chaîne qu'elles provoquent, la diminution de l'ozone stratosphérique ne peut que se poursuivre inéluctablement pendant des décennies, même en l'absence de nouvelles émissions.

La quantité de rayonnements UV atteignant la biosphère est en partie le reflet de l'efficacité de la fonction de filtre exercée par l'ozone. On estime qu'une diminution de 1 % en ozone stratosphérique est responsable d'un accroissement dramatique de 25 % de l'irradiance en UVB de courte longueur d'onde. En réalité, la dernière décennie a vu une diminution d'environ 58 % de l'ozone au-dessus de l'Antarctique. Il en résulte un accroissement de l'irradiance au sol de 300 % pour les UVB, de 31 % pour les UVA et de 32 % pour la lumière visible. Les parties méridionales de l'Amérique du Sud et de l'Australie ainsi que la Nouvelle-Zélande reçoivent ainsi d'avantage d'UV. Des lacunes identiques de la protection par l'ozone avec un déficit de l'ordre de 10 % existent également au-dessus de la zone arctique, de certaines régions d'Europe et d'Amérique du Nord. Les effets sur l'homme et sur l'environnement d'une destruction prolongée de l'ozone et de l'augmentation de l'exposition aux UV qui en résulte pourraient être très sévères.

Le Soleil est une source de radiations électromagnétiques relativement stable en quantité avec des écarts de l'ordre de 1 %. En revanche, il est évident que les UV naturels qui proviennent du Soleil sont par nature très changeants tant en qualité qu'en quantité lorsqu'ils atteignent la surface de la Terre. Le spectre reçu sur Terre varie en fonction de paramètres immuables liés à la distance Soleil-Terre selon les saisons et à l'angle zénithal selon l'heure et la latitude. Il varie également en fonction de paramètres aléatoires comprenant la nature et la densité des composants de l'atmosphère et de la stratosphère, ainsi que l'état de la situation météorologique.

Rayonnement infrarouge

Le rayonnement IR n'est pas perçu par l'œil humain. En revanche, lorsque son énergie est suffisamment puissante, il peut stimuler les récepteurs cutanés à la chaleur. On distingue l'IR proche (780 à 1500 nm) et l'IR lointain (1500 à 3000 nm). Lors de la traversée de la troposphère, les IR sont absorbés partiellement par l'eau présente sous forme de vapeur ou de nuage. Cette absorption est donc minimale dans les régions sèches intertropicales et en altitude.

Une partie du rayonnement IR d'origine terrestre est également absorbée par des gaz atmosphériques aboutissant au phénomène appelé effet de serre. Sans lui, la température terrestre serait environ 30°C plus basse, car la chaleur emmagasinée dans le système terrestre se disperserait beaucoup plus facilement dans l'espace.

Les modifications de composition de l'atmosphère ont un impact sur le climat en influençant la quantité de rayonnements IR renvoyés par la Terre et absorbés dans l'atmosphère, ou en modifiant la quantité de lumière solaire réfléchie dans l'espace. L'activité humaine accroît la quantité des gaz (CO₂, méthane, ozone, ...) captant le rayonnement IR. Ce phénomène engendre une augmentation de l'effet de serre et donc un réchauffement du climat. On estime que ce phénomène a provoqué un réchauffement de la surface terrestre d'environ 0,5°C depuis le début du XX^{ème} siècle. Des catastrophes naturelles peuvent en découler (Fig.2).

PHOTOGEOCLIMATOLOGIE

A) ATMOSPHERE, BRUMES ET NUAGES

Le climat terrestre est en grande partie défini par le bilan énergétique du rayonnement en provenance du Soleil qui réchauffe la Terre. Globalement, l'énergie solaire reçue à la surface de la Terre en région tempérée est d'environ 140



Fig. 2 : Ouragan sous les tropiques

mJ/cm². Elle se répartit pour 50 % dans l'IR, 40 % dans le visible, et 10 % dans l'UV. Cependant, l'UV est la partie du spectre la plus active biologiquement car l'énergie est inversement proportionnelle à la longueur d'onde. Deux tiers du rayonnement solaire atteignent la surface de la Terre et le tiers restant est diffusé ou absorbé par l'atmosphère et les nuages, et participe à la luminosité du ciel. L'énergie qui atteint la surface terrestre est absorbée en partie ou renvoyée, essentiellement par les sols enneigés et glacés.

Le phénomène de diffusion lumineuse dans le ciel est dû aux aérosols atmosphériques qui sont formés de minuscules particules en suspension dans l'air. Il est conditionné par le rapport entre la taille de ces particules et la longueur d'onde du rayonnement. En atmosphère claire, le diamètre des particules en suspension est inférieur aux longueurs d'onde de la lumière. Les courtes longueurs d'onde de la lumière bleue sont plus diffusées que les grandes longueurs d'onde du rouge et le ciel paraît bleu. La diffusion du rayonnement UV est également grande. A midi, 30 à 50 % du rayonnement UV au sol sont issus de la diffusion dans le ciel. Aussi, à l'ombre d'un parasol qui protège contre les IR et la lumière visible, l'individu reste exposé indirectement aux UV diffusés.

Par temps brumeux, c'est-à-dire quand le diamètre des particules de poussière et des gouttelettes d'eau est supérieur aux longueurs d'onde électromagnétique, la diffusion est identique pour toutes les longueurs d'onde, et elle reste très élevée pour les UV. Ainsi donc, même si la température chute par absorption partielle des IR, le rayonnement UV n'en est pas pour autant réduit à la même échelle.

En atmosphère nuageuse, les altocumulus de moyenne altitude absorbent la majeure partie des UV, alors que le ciel parsemé de cirrus en haute altitude transmet pratiquement autant d'UV que le ciel clair. Cette différence est importante car la couverture nuageuse atténue davantage les IR, ce qui facilite la surexposition aux UV par suppression du signal calorique.

Une nébulosité abondante atténue la quantité d'UV transmise. Cependant, la dose d'UVB reçue au sol reste plus élevée à midi par temps modérément couvert qu'en fin d'un après-midi au ciel dégagé.

Les dégagements d'aérosols dans l'atmosphère réfléchissent une partie de la lumière solaire. En outre, certains aérosols jouent un rôle essentiel dans la formation des nuages et leur fait réfléchir plus de lumière par un effet miroir. De la sorte, les aérosols diminuent légèrement la quantité de

lumière reçue par la Terre, ce qui refroidit le climat et permet de contrecarrer en partie l'effet de serre. Des différences régionales de concentration en aérosols dans le monde expliquent la moindre augmentation de température dans l'hémisphère nord par rapport à l'hémisphère sud dont l'atmosphère est moins polluée.

B) LATITUDE

La dernière décennie a vu une réduction d'ozone stratosphérique dans les régions arctiques et cette diminution est bien plus grande encore dans l'Antarctique pendant le printemps austral. Aux latitudes médio-européennes, la diminution de l'ozone stratosphérique au cours de la dernière décennie avoisine 6 % en hiver et 3 % en été. Cet état de fait incite à évaluer des impacts possibles des modifications photoclimatologiques sur la santé humaine.

Sous les tropiques, l'amincissement de la couche d'ozone et le rayonnement vertical expliquent la richesse en UVB (4). En été et vers midi, le rayonnement UVB est trois à cinq fois plus intense en zone équatoriale qu'en Europe du nord. Au-dessus du 45ème parallèle nord, l'irradiation lumineuse décroît progressivement. Aux alentours de 60° de latitude, le rayonnement UVB total janvier et février peut être inférieur à celui d'une seule journée ensoleillée du milieu de l'été.

C) ALTITUDE

L'intensité et la quantité du rayonnement direct dépendent de la longueur de son trajet dans l'atmosphère. Plus le trajet est court, plus les UVB sont abondants. En altitude, la quantité d'UVB reçue au sol augmente de 4 % tous les 300 m. En haute montagne, les skieurs peuvent ainsi recevoir un rayonnement UV intense, la neige constituant par ailleurs un excellent réflecteur. A l'inverse, les UVB sont pratiquement absents au niveau de la Mer Morte qui se trouve à 400 m sous le niveau des océans.

D) SAISONS ET HEURES

Dans les zones tempérées du globe, la quantité d'UVB parvenant au sol varie selon les saisons. En revanche, la proportion d'UVA reste globalement inchangée. Par voie de conséquence, le rayonnement UVB est 130 fois plus élevé en juillet (0,2 mW/cm² d'UVB et 5mW/cm² d'UVA au zénith) qu'en hiver (5). Il n'est pas symétrique par rapport au solstice d'été. En effet, l'intensité des UVB en automne est supérieure à celle du printemps, car la densité d'ozone stratosphérique diminue entre août et octobre (6, 7).

TABLEAU I : RÉFLEXION DES UV PAR LE SOL

<i>Surface</i>	<i>% de réflectance</i>
Neige	30 à 80 %
Sable	5 à 25 %
Eau de mer agitée	20 %
Eau calme	5 %
Terre labourée	4 %
Gazon et herbe	0,5 à 4 %
Asphalte gris	3 %
Lave noire	2 %

L'inclinaison du Soleil sur l'horizon en fonction de l'heure de la journée modifie la quantité d'UVB reçue au sol. Ainsi, le spectre solaire inférieur à 290 nm est effacé quand l'astre est au zénith. La limite est portée à 304 nm quand il est à 30°. Sous les latitudes européennes, les UVB sont ainsi particulièrement abondants entre 11 et 14 h selon l'heure solaire. Il a été établi empiriquement que lorsque l'ombre portée d'un objet au sol est plus petite que sa hauteur, un individu peut recevoir, durant ces quelques heures critiques d'une belle journée d'été, plus de la moitié de toute la quantité quotidienne d'UVB. Dans les mêmes zones géographiques, l'ensoleillement est maximal en juillet, mais la quantité d'UVA reçue est très largement supérieure à la quantité d'UVB tant pour le flux (2,5 à 6,5 W/cm² contre 0,02 à 0,06 W/cm² d'UVB) que pour la dose. En effet, les UVA sont présents pratiquement sans grande variation d'intensité du lever au coucher du Soleil. Ainsi, peut-on admettre que lors d'une exposition solaire sur une plage pendant une journée, le corps reçoit 100 fois plus d'UVA que d'UVB.

E) RÉFLEXION PAR LE SOL

La réflexion des UV par le sol est variable selon sa nature (Tableau I). Ainsi, au printemps, en altitude et par beau temps, du fait de sa réflexion sur la neige, le rayonnement UV peut être comparable à ce qu'il est en été. Le sable, lui aussi, contribue notablement à l'accroissement de l'exposition aux UV à la plage. Par conséquent, l'utilisation d'un parasol sur le sable protège peu des UV, car la réflexion du sol s'ajoute à la diffusion atmosphérique et expose les parties du corps habituellement non exposées. Comme près de 40 % du rayonnement UVB sont transmis dans 50 cm d'eau, le nageur est lui aussi particulièrement exposé d'autant plus que le signal calorique est inhibé.

TABLEAU II : ECHELLE INTERPRÉTATIVE DE L'INDICE UV

<i>Indice UV</i>	<i>Niveau d'exposition</i>	<i>Durée approximative nécessaire pour le développement d'un coup de soleil chez un sujet au phototype clair</i>
1-2	faible	> 1 heure
3-4	modéré	40 min
5-6	élevé	30 min
7-8	très élevé	20 min
9 et au-delà	extrême	15 min

F) ENSOLEILLEMENT ET INDICE UV

L'ensoleillement reçu au sol est la résultante du rayonnement solaire direct, de la lumière diffusée du ciel et de la réflexion du sol. Les poussières et les fumées soulevées par le vent atténuent plus ou moins la lumière visible. Au-dessus des grandes villes, la teneur en gaz carbonique est relativement élevée et l'absorption des UV et du spectre visible est beaucoup plus importante qu'à la campagne.

L'indice du rayonnement solaire total (indice UV) est un outil important qui a été mis au point dans le cadre du projet INTERSUN de l'Organisation Mondiale de la Santé (OMS) pour aider les autorités locales à formuler des recommandations relatives au degré de protection nécessaire un jour donné. L'intensité du rayonnement UV varie tout au long du nyctémère, atteignant son maximum en milieu de journée en l'absence de couverture nuageuse (8,9). L'indice UV est une prévision de la quantité maximale d'UV nocifs susceptibles d'atteindre la surface terrestre lorsqu'il est midi à l'heure solaire. Plus sa valeur est élevée, plus la probabilité de lésions cutanées et oculaires lors de l'exposition est grande et moins ces lésions mettent de temps à se produire.

L'OMS, l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM), le Programme des Nations Unies pour l'Environnement (PNUE) et la Commission Internationale de Protection contre les Rayonnements non Ionisants (ICNIRP) ont établi des recommandations pour l'expression, le calcul et la diffusion de l'indice UV. Dans les conditions les plus extrêmes qui sont celles des régions proches de l'équateur, l'indice UV peut parfois atteindre 20. En Europe, cet indice ne dépasse généralement pas 8 en été, mais sa valeur peut être localement plus élevée, notamment sur les plages (Tableau II).

En pratique, l'indice UV est utilisé comme moyen de sensibiliser le public aux effets nocifs potentiels d'une exposition excessive aux UV et de l'alerter sur la nécessité d'adopter des mesures

particulières de protection. Les pouvoirs publics nationaux sont encouragés à utiliser cet indice UV dans le cadre de leurs programmes d'éducation et de sensibilisation de la population. Les médias sont incités à l'inclure dans leurs bulletins météorologiques quotidiens de façon à habituer le public à ce type d'information traité dans le cadre de l'actualité générale.

Lors des Conférences de l'Organisation des Nations Unies sur l'Environnement et le Développement, les conséquences de l'accroissement de l'exposition aux UV ont toujours suscité d'importants débats. Dans ce cadre, le projet INTER-SUN a été mené en collaboration par l'OMS, le PNUE, le Centre International de Recherche sur le Cancer (CIRC), l'ICNIRP, l'OMM et les autorités nationales des états membres de l'OMS. Ses objectifs sont les suivants :

- collaborer avec les organismes spécialisés pour mettre en œuvre les recherches essentielles concernant les effets de l'exposition aux UV sur la santé et l'environnement;

- établir une prévision fiable des conséquences pour la santé et l'environnement qu'ont les modifications de l'exposition aux UV consécutives à l'appauvrissement de la couche d'ozone stratosphérique;

- trouver des moyens pratiques pour surveiller l'évolution des effets produits par les UV sur la santé en fonction des changements de comportement et des modifications de l'environnement;

- donner aux autorités nationales des informations pratiques concernant l'impact des UV sur la santé et l'environnement, les moyens de diffuser efficacement ces informations, notamment en ayant recours à l'indice du rayonnement UV total et les mesures de protection pour le public, les travailleurs et l'environnement.

RÉFÉRENCES

1. Jeanmougin M.— *Peau et soleil*. Encycl Med Chir, Paris, Elsevier, Cosmétologie et dermatologie esthétique, 50-060-A-10, 2000, 8p.
2. Nikkels AF, Gerardy-Goffy F, Piérard-Franchimont C, Piérard GE.— Le trou d'ozone et son impact sur la chronobiologie. Sommes-nous directement concernés ? *Rev Med Liège*, 1992, **47**, 415-418.
3. Slaper H, Velders GI, Daniel JS, et al.— Estimates of ozone depletion and skin cancer incidence to examine the Vienna Convention achievements. *Nature*, 1996, **384**, 256-258.
4. Piérard GE, Arrese JE, Piérard-Franchimont C.— Esquisse des fondements de la dermatologie tropicale. *Rev Med Liège*, 2000, **55**, 516-526.
5. Jeanmougin M.— Influence de l'environnement sur l'ensoleillement. *Nouv Dermatol*, 1996, **15**, 324-328.
6. Piérard GE.— L'écologie, la photoclimatologie et la géographie vont-elles influencer la dermatologie de demain? *Rev Med Liège*, 1996, **51**, 647-648.
7. Piérard S, Piérard-Franchimont C, Piérard GE.— Stress écologique et chronobiologique de la dérive géoclimatique. *Rev Verv Hist Nat*, 2002, **59**, 43-48.
8. Piérard-Franchimont C, Arrese JE, Piérard GE.— Les crèmes solaires sont-elles salutaires ou pernicieuses ? Un éclairage sous le signe du yin et du yang. *Rev Med Liège*, 1999, **54**, 576-579.
9. Uhoda I, Crestey M, Piérard-Franchimont C, Piérard GE et le Groupe Mosan d'Etude des Tumeurs Pigmentaires.— Allons-nous mourir bronzés ou ostéomalaciques? Entre Charybde et Scylla. *Rev Med Liège*, 2003, **58**, 307-309.

Les demandes de tirés à part sont à adresser au Prof. G.E. Piérard, Service de Dermatopathologie. CHU du Sart Tilman, 4000 Liège.
E-mail : gerald.pierard@ulg.ac.be