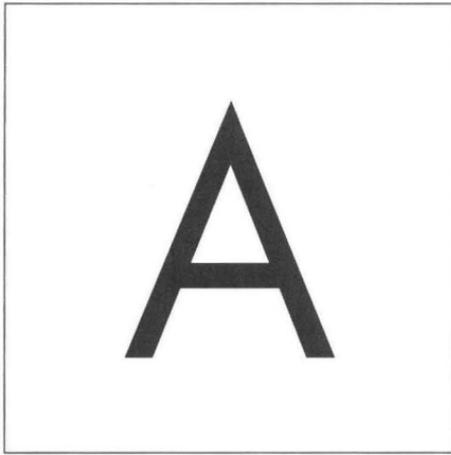




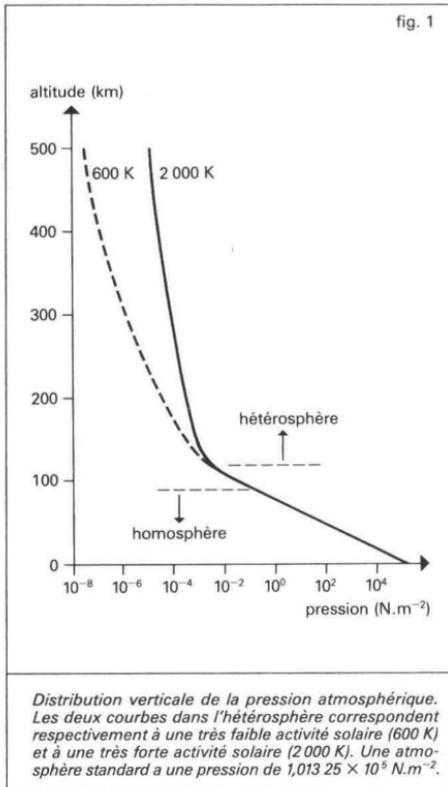
1. Nomenclature aéronomique

Toute atmosphère planétaire peut être divisée en plusieurs régions caractérisées par un état dynamique et une distribution verticale de la température. Pour l'atmosphère terrestre, la distribution verticale de la pression (fig. 1) indique clairement un changement de pente aux environs de 100 km d'altitude. Dans les cent premiers kilomètres, la pression diminue pratiquement d'un facteur 1 000 000, alors qu'aux altitudes supérieures la diminution est nettement moins forte. Ce comportement différent est directement lié au régime l'homosphère, les constituants principaux dynamique de l'atmosphère. Dans de l'atmosphère (azote moléculaire 78 p. 100, oxygène moléculaire 21 p. 100, argon 1 p. 100) restent parfaitement mélangés. Même si leurs concentrations diminuent avec l'altitude, leurs abondances relatives ne sont pas modifiées. Les phénomènes de brassage, tels que les vents, la convection et la turbulence, sont suffisamment rapides et importants pour que la composition volumique des constituants reste constante avec l'altitude. Notons, dès à présent, que des situations très différentes se rencontrent pour les constituants minoritaires tels que l'ozone, la vapeur d'eau, les composés azotés ou chlorés. La constance de la composition volumique des constituants principaux cesse à une altitude de l'ordre de 100 km, appelée homopause ou turbopause. Ce dernier terme est souvent utilisé pour caractériser l'altitude à partir de laquelle les phénomènes de turbulence ne sont plus suffisamment efficaces pour assurer un mélange parfait. Dans l'hétérosphère, les constituants principaux peuvent



AÉRONOMIE

L'aéronomie a pour objet l'étude des régions atmosphériques où les phénomènes de dissociation et d'ionisation sont importants. Cette définition s'applique aussi bien à l'atmosphère terrestre qu'aux atmosphères planétaires. Le mot aéronomie fut imaginé par Sidney Chapman (1888-1970) et fut adopté lors de l'assemblée générale de l'Union internationale de géodésie et de géophysique à Rome, en 1954, lorsque l'Association internationale de magnétisme et d'électricité atmosphérique devint l'Association internationale de géomagnétisme et d'aéronomie. Toutes ces organisations non gouvernementales ont pour objet de favoriser l'établissement de programmes de recherche internationaux ainsi que les échanges d'information entre les scientifiques. L'aéronomie est avant tout une science multidisciplinaire dans laquelle la physique, la chimie, la mathématique et la technologie spatiale ont chacune une place appréciable.

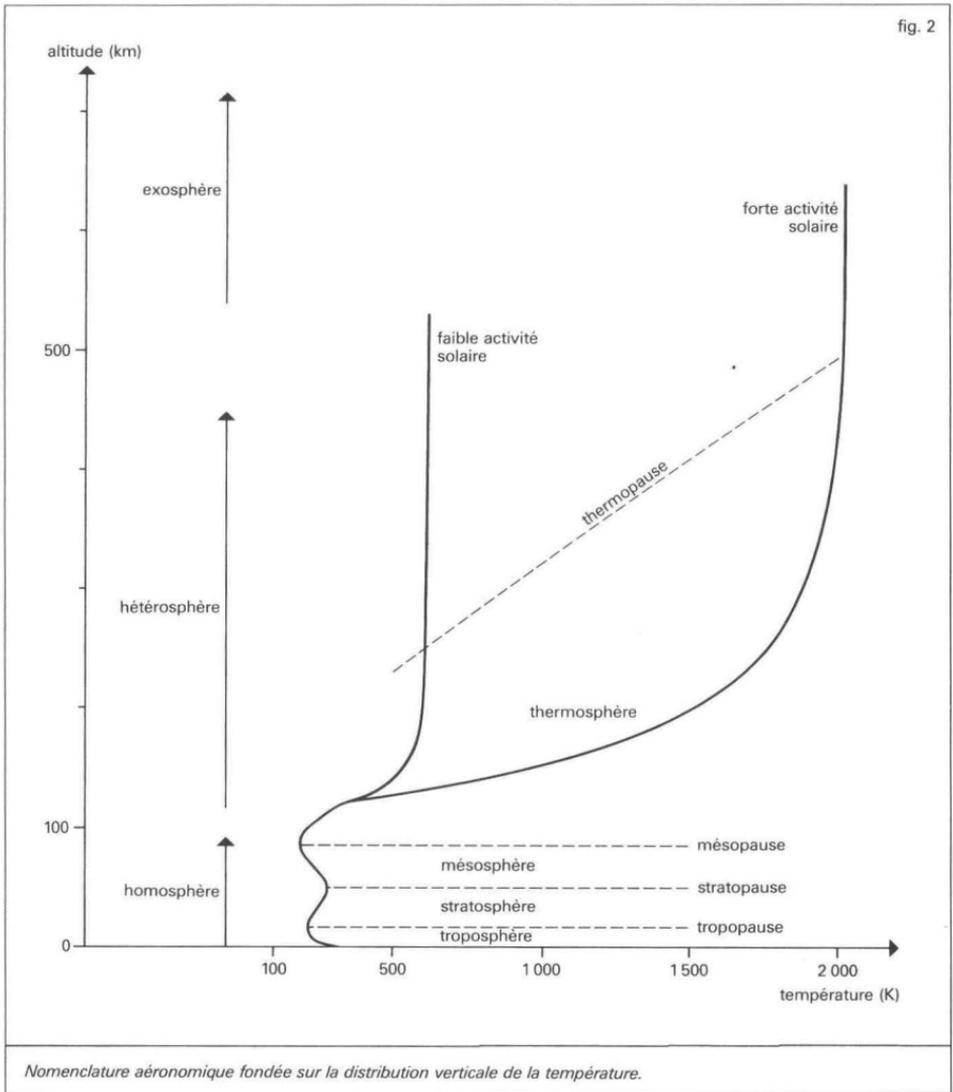


se séparer sous l'effet de la diffusion moléculaire dans le champ de la pesanteur terrestre. Les constituants plus légers, tels que l'oxygène atomique, l'hélium et l'hydrogène atomique, diffusent plus facilement vers le haut, car la turbulence n'est plus suffisamment forte. Dès lors, la diffusion moléculaire entraîne une variation en altitude de la composition volumique. C'est une des raisons pour lesquelles la pression décroît moins vite dans l'hétérosphère. Finalement, au-delà d'une altitude variable avec l'activité solaire, la concentration des constituants atmosphériques devient si faible que les collisions entre particules sont pratiquement négligeables. Cette région est appelée exosphère ; les

particules y suivent des trajectoires paraboliques, elliptiques ou hyperboliques dans le champ de la pesanteur.

La seconde nomenclature (fig. 2) est basée sur la distribution verticale de la température. La troposphère qui débute au niveau du sol est caractérisée par un gradient négatif de la température, car la surface du sol est la principale source de chaleur de cette région dans laquelle ont lieu les principaux phénomènes météorologiques. La troposphère se termine à la tropopause dont l'altitude varie entre 8 et 18 km suivant la latitude, la saison et les conditions météorologiques. La tropopause polaire est à une altitude inférieure à celle de la tropopause équatoriale. La tropopause ne constitue pas une surface continue autour de la Terre ; il existe des trous, particulièrement aux latitudes moyennes. Ils permettent des transports organisés de matière entre la troposphère et la stratosphère où la température croît avec l'altitude pour atteindre un maximum de l'ordre de 270 K à la stratopause située aux environs de 50 km d'altitude. L'accroissement de la température dans la stratosphère résulte essentiellement de l'absorption du rayonnement solaire ultraviolet par l'ozone (O_3) qui atteint sa concentration maximale dans la stratosphère. La plus forte température de la stratopause est atteinte dans les régions polaires au cours de l'été local lorsque l'insolation est permanente. Au-dessus de la stratopause, l'émission infrarouge par le dioxyde de carbone (CO_2), qui est un composé minoritaire de l'homosphère, est suffisante pour entraîner une diminution de la température dans la mésosphère entre 50 et 85 km d'altitude. Contrairement à ce qui se passe à la stratopause, la température de la mésopause atteint sa plus faible valeur ($\approx 150\ K$) durant l'été local dans les régions polaires. Les plus fortes valeurs du minimum de la

fig. 2

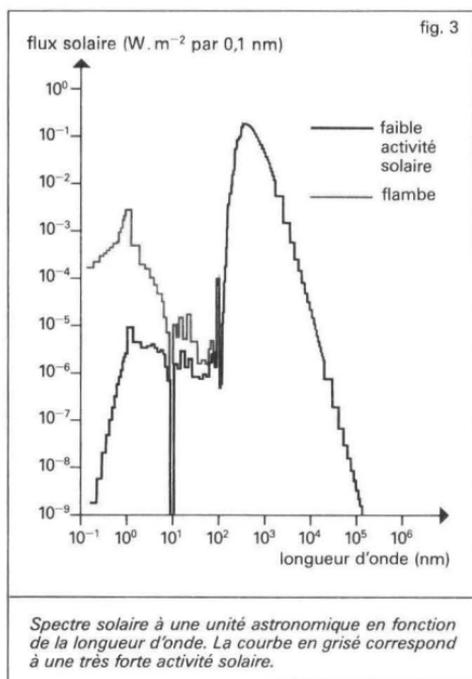


mésopause (≈ 210 K) se rencontrent durant l'hiver local. Au-dessus de la mésopause, l'atmosphère est chauffée par le rayonnement solaire ultraviolet de longueur d'onde inférieure à 175 nm (1 nanomètre = 10^{-9} m). C'est la thermosphère où la température augmente fortement avec l'altitude pour atteindre des valeurs com-

prises entre 600 et 2 000 K à la thermopause suivant les conditions de l'activité solaire.

2. Action du rayonnement solaire

Si le Soleil se comportait comme un corps noir parfait, il suffirait de connaître sa tem-

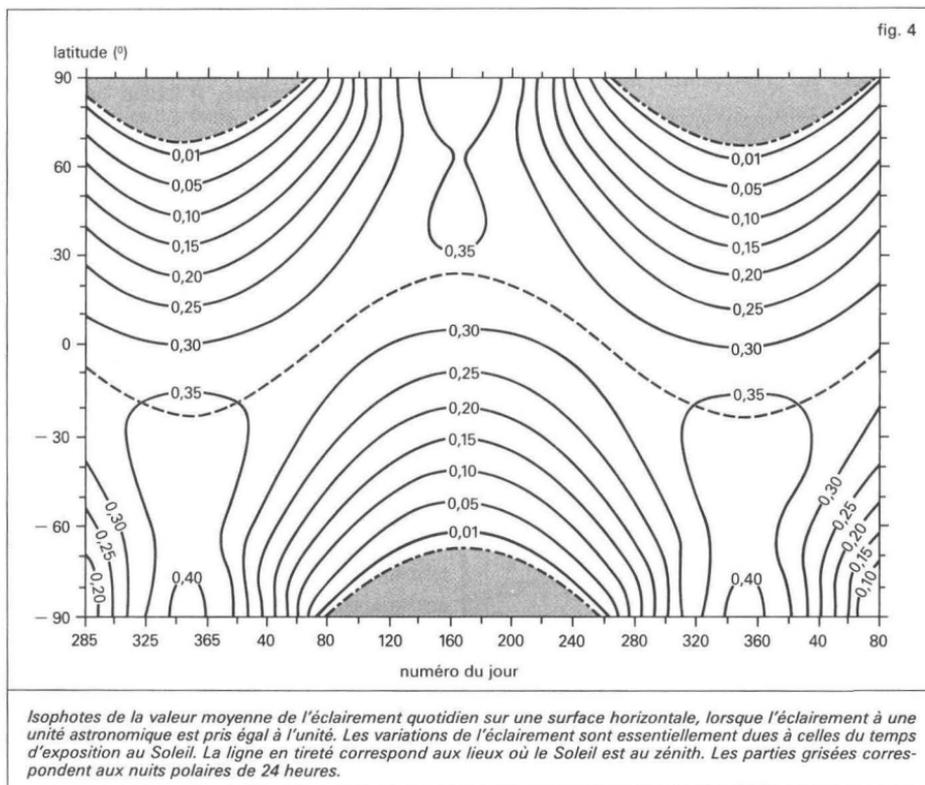


pérature d'émission pour décrire tout le spectre à l'aide de la loi de Planck relative à l'émission d'un corps noir. La nature est cependant plus complexe, et l'approximation d'un corps noir ne permet en tout cas pas de rendre compte correctement du flux de l'énergie solaire représenté à la figure 3. La courbe en gris correspond à une flamme solaire qui est une manifestation de l'activité solaire. Il est clair que des variations énormes peuvent se présenter aux longueurs d'onde inférieures à 10 nm. En réalité, tout le spectre solaire au-dessous de 175 nm est l'objet de variations importantes. Le flux total d'énergie électromagnétique provenant du Soleil et arrivant au sommet de l'atmosphère terrestre à une unité astronomique est appelé constante solaire, dont on cherche maintenant à déterminer la variation éventuelle. Sa valeur est de $1,367 \cdot 10^3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. Cet éclairement provient essentiellement des longueurs d'onde supérieures à

300 nm. Comme l'éclairement varie inversement avec le carré de la distance Terre-Soleil, une variation géométrique de la constante solaire se produit au cours de l'année. Ainsi, en janvier, la constante solaire atteint sa valeur maximale de $1,41 \cdot 10^3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ et, en juillet, la valeur minimale est de $1,32 \cdot 10^3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. Cette variation n'a aucun rapport avec des variations physiques dans le Soleil, mais résulte uniquement de la géométrie du système Terre-Soleil. Les variations de l'éclairement au cours d'une année sont montrées sur la figure 4 pour un éclairement incident pris arbitrairement égal à un, à une distance d'une unité astronomique. Cette figure est valable pour toutes les longueurs d'onde avant qu'elles ne soient éventuellement absorbées par des constituants atmosphériques.

Le rayonnement solaire peut avoir trois types d'interaction avec les constituants atmosphériques. Tout d'abord, il peut être absorbé pour certaines longueurs d'onde si les sections efficaces d'absorption sont suffisamment élevées et si le nombre d'espèces absorbantes est suffisant pour atténuer l'intensité du rayonnement disponible au sommet de l'atmosphère. Ce rayonnement absorbé excite les atomes ou molécules qui, à ce moment, chauffent l'atmosphère, ou émettent des photons d'énergie égale (résonance) ou inférieure (fluorescence) à l'énergie incidente. Ensuite, le rayonnement peut également dissocier certaines molécules, si son énergie est suffisante. Finalement, aux énergies plus grandes, le rayonnement peut ioniser les molécules et les atomes en leur arrachant un ou deux électrons. Ces processus d'absorption, de dissociation et d'ionisation dépendent de la nature des constituants soumis au rayonnement solaire et de leurs concentrations respectives. Pour caractériser l'action du rayonnement

fig. 4

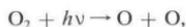


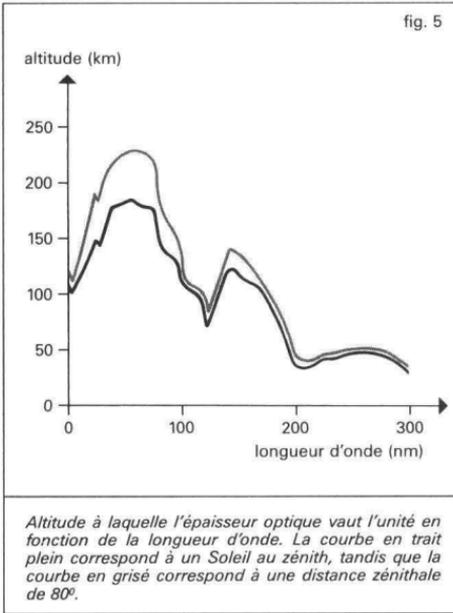
solaire, on utilise une grandeur sans dimension, appelée épaisseur optique (fig. 5) dont la valeur unitaire correspond à l'altitude à laquelle l'effet du rayonnement est maximal. On constate ainsi que l'hétérosphère est surtout sensible au rayonnement ultraviolet de longueur d'onde inférieure à 175 nm, tandis que l'homosphère est affectée par le rayonnement de plus grande longueur d'onde.

3. Formation de nouveaux constituants

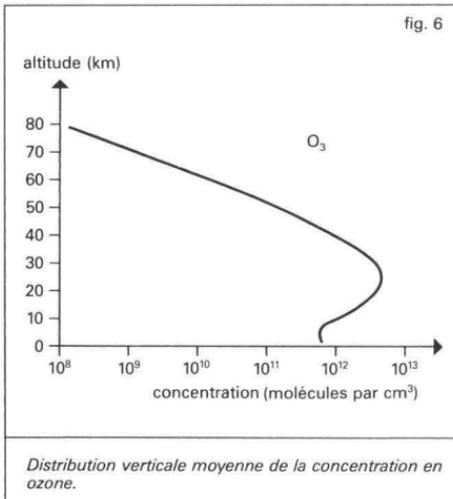
Comme le rayonnement solaire est capable de photodissocier et d'ioniser certains constituants atmosphériques, il est évident

que les produits de ces processus peuvent réagir chimiquement avec d'autres composés et donner naissance à toute une chimie aéronomique qui est parfois difficile à réaliser au laboratoire, car les conditions de température et de pression rencontrées dans les diverses régions atmosphériques ne sont pas aisément reproductibles. De nouveaux constituants atmosphériques apparaissent et sont susceptibles d'influencer à leur tour la structure de l'atmosphère. En partant de l'oxygène moléculaire (O_2), dont la première limite de dissociation est à 242,4 nm, le rayonnement solaire produit des atomes d'oxygène suivant le mécanisme :

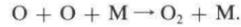




où $h\nu$ est l'énergie du photon incident. Cette photodissociation a essentiellement lieu dans la basse thermosphère et dans l'homosphère. Les atomes ainsi libérés peuvent se recombinaison en présence d'un troisième corps M (O_2 ou N_2) nécessaire



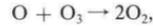
pour assurer la conservation de l'énergie :



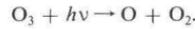
Dans la stratosphère, il existe une autre réaction très efficace :



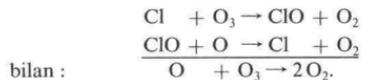
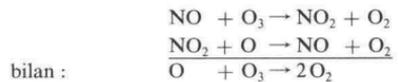
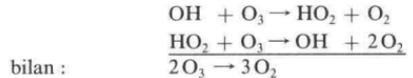
donnant lieu à la formation de l'ozone (O_3). Cependant, les molécules d'ozone peuvent être détruites par la réaction :



ou peuvent être photodissociées suivant le processus :



En fait, ces quelques réactions aéronomiques sont à la base de la formation de la couche d'ozone qui nous protège du rayonnement solaire ultraviolet. Toutefois, ces réactions ne permettent pas à elles seules d'expliquer les observations de l'ozone, car les phénomènes de transport et de nombreuses réactions avec d'autres composés tels que NO , NO_2 , OH , HO_2 ... doivent être pris en considération pour justifier le profil moyen de la figure 6. En particulier, il faut considérer les cycles catalytiques qui peuvent entraîner une destruction de l'ozone. Les trois cycles les plus étudiés en liaison avec l'abondance de l'ozone sont :



Ces cycles sont dits catalytiques parce que les constituants autres que O , O_2 et O_3 sont régénérés dans chaque cycle et une très faible quantité de radicaux libres tels que

OH et HO₂, NO et NO₂ ou Cl et ClO peut influencer l'abondance de l'ozone. Les radicaux du premier cycle proviennent de la vapeur d'eau ; ceux du deuxième cycle proviennent de la production biologique de N₂O au niveau du sol, des moteurs de l'interaction du rayonnement cosmique corpusculaire avec l'atmosphère ; ceux du troisième cycle sont essentiellement d'origine anthropogénique. En effet, l'utilisation des chlorofluorocarbones comme gaz réfrigérants, comme gaz propulseur dans les aérosols libère des composés chlorés inoffensifs au niveau du sol. Ces composés diffusent dans la stratosphère où ils sont dissociés par le rayonnement ultraviolet ; les atomes de chlore ainsi libérés permettent le démarrage du troisième type de cycle catalytique. Les quelques réactions catalytiques présentées ne constituent pas l'ensemble des processus possibles. Il existe également des interactions entre certains catalyseurs (ClO et NO par exemple) qui entraînent des ruptures de cycles et réduisent ainsi les mécanismes de destruction de l'ozone. De toute façon, l'équilibre fragile, et menacé, de la couche protectrice d'ozone demande une surveillance et une étude constantes afin de ne pas provoquer une évolution biologique non souhaitée au niveau du sol. Quelques centaines de réactions aéronomiques rendent ce problème très complexe, d'autant plus qu'il faut également tenir compte des phénomènes de transport de matière par les vents, par la convection et par la turbulence.

4. Phénomènes de transport

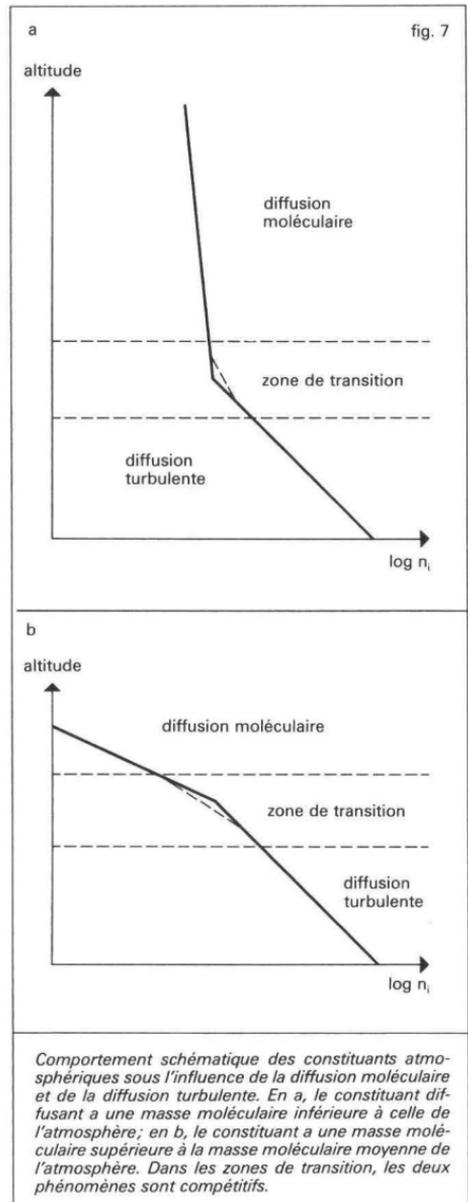
La distribution des constituants atmosphériques soumis à l'action du rayonnement

solaire et impliqués dans de nombreuses réactions chimiques ne peut pas être évaluée en faisant uniquement un bilan des productions et des pertes. Il faut aussi tenir compte des phénomènes de transport capables de modifier fortement la répartition en altitude et en latitude des constituants de l'atmosphère. Il y a lieu de distinguer deux grandes catégories de mouvements. Tout d'abord, les mouvements d'ensemble qui affectent à la fois les constituants majoritaires et minoritaires. Ce sont essentiellement les vents horizontaux dont la structure et l'effet peuvent être très variables en fonction de l'altitude. Ensuite, les mouvements spécifiques à chaque constituant minoritaire peuvent modifier de façon appréciable la distribution verticale de ceux-ci en fonction de l'importance relative des processus de perte et de production chimique et photochimique.

L'ensemble des phénomènes de la circulation horizontale est extrêmement compliqué. Il est cependant utile de signaler une différence fondamentale entre la circulation générale dans l'hémisphère et dans l'hétérosphère. Au-dessous de 100 km d'altitude, le vent horizontal souffle parallèlement aux isobares. Dans l'hémisphère Nord, le vent souffle dans le sens des aiguilles d'une montre autour des centres de haute pression et dans le sens contraire autour des centres de basse pression. Il s'agit de l'approximation géostrophique à laquelle nous sommes habitués dans la troposphère, mais qui reste valable jusqu'aux environs de 100 km. Dans l'hémisphère Sud, les sens de rotation sont inversés. Au-dessus de 100 km, le rayonnement solaire ultraviolet a formé l'ionosphère constituée d'électrons et d'ions positifs qui sont toujours en quantité inférieure au millième des concentrations

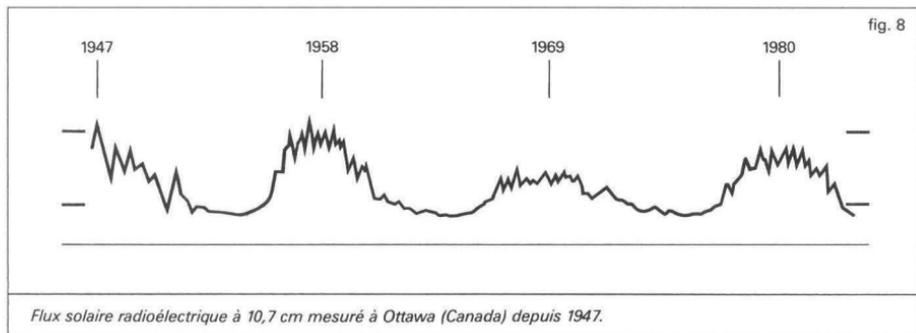
des espèces neutres. Malgré cela, l'interaction entre l'hétérosphère neutre et l'ionosphère est tellement forte que les vents horizontaux soufflent des centres de haute pression vers les centres de basse pression, c'est-à-dire perpendiculairement aux isobares. Dans l'hétérosphère, les vents horizontaux atteignent aisément 300 km/h, et des valeurs de 3 000 km/h ont été observées dans les régions aurorales lors de fortes perturbations dues à l'influence des champs électriques de la magnétosphère.

Les transports verticaux sont de plusieurs ordres de grandeur plus faibles, mais sont fondamentaux pour comprendre la distribution verticale des constituants de l'atmosphère. Dans l'homosphère, la turbulence assure une décroissance identique avec l'altitude pour tous les constituants principaux (N_2 , O_2 , Ar). À la turbopause, vers 100 km d'altitude, la diffusion moléculaire permet une séparation des constituants en fonction de leur masse atomique ou moléculaire (fig. 7). Les constituants les plus légers diffusent plus facilement vers le haut que les constituants plus lourds. Ainsi, la teneur en un constituant dont la masse atomique est inférieure à la masse moléculaire moyenne dans l'homosphère (28,9 unités de masse atomique) décroît moins vite avec l'altitude que celle d'un constituant plus lourd (fig. 7). Ce transport vertical, associé à la photodissociation de l'oxygène moléculaire, explique pourquoi l'oxygène atomique devient progressivement l'élément le plus abondant au-dessus de 100 km. Au-dessus de 500 km, l'oxygène est à son tour supplanté par l'hélium et l'hydrogène atomique qui étaient des constituants négligeables dans toute l'homosphère et dans la basse thermosphère.



5. Effets de l'activité solaire

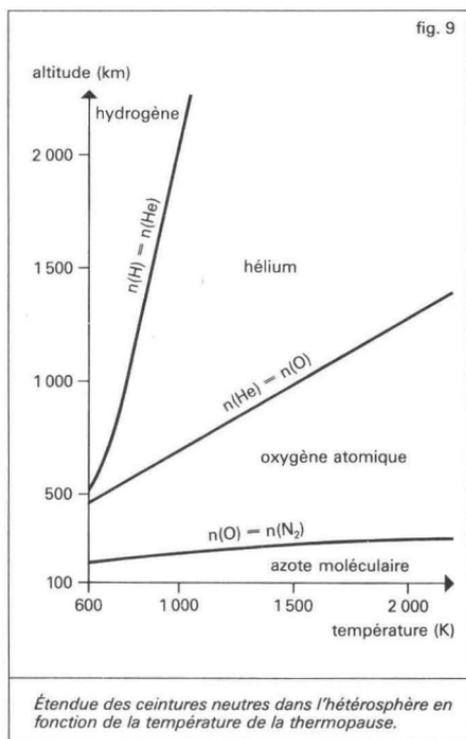
L'activité solaire est caractérisée par un cycle de onze ans. Les mesures du spectre solaire montrent que cette activité se manifeste surtout aux longueurs d'onde



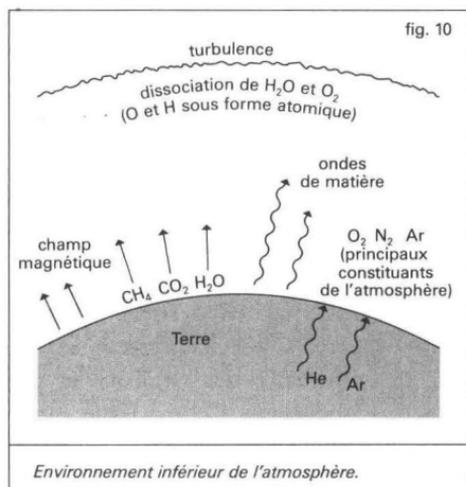
inférieures à 175 nm. Comme il n'existe pas de satellite en orbite mesurant de façon continue cette partie du spectre au sommet de l'atmosphère, il faut utiliser des indices qui représentent de manière indirecte, et plus ou moins correctement, les variations du flux solaire ultraviolet. Dans les modèles atmosphériques, l'indice le plus utilisé est le flux radioélectrique à une longueur d'onde de 10,7 cm et mesuré par un radiotélescope à Ottawa au Canada (fig. 8). Ce flux n'a aucune influence sur la structure de l'atmosphère, mais convient pour représenter de manière empirique les variations de température observées dans la thermosphère. Il est engendré dans la couronne solaire où sont également formées les raies du spectre ultraviolet qui sera absorbé au-dessus de 100 km d'altitude dans la thermosphère terrestre. Dès lors, les variations de cette énergie incidente se manifesteront surtout dans la thermosphère, où les températures varient entre 600 K et 2 000 K suivant les conditions de l'activité solaire. La figure 9 montre l'étendue des ceintures d'oxygène atomique, d'hélium et d'hydrogène atomique entourant la Terre en fonction de la température de la thermopause, c'est-à-dire en fonction de l'activité solaire. Les limites de ces ceintures sont définies par

l'égalité entre le constituant qui perd sa prépondérance numérique et celui qui va l'acquérir. On conçoit que ces variations de composition avec l'activité solaire entraînent également des modifications de la circulation générale dans la thermosphère. Il apparaît clairement sur la figure 8 que deux cycles undécennaux n'ont pas nécessairement la même amplitude. Cela complique l'analyse aéronomique, car des conclusions quantitatives obtenues pour un cycle ne sont pas nécessairement valables pour le suivant.

Le Soleil émet également des particules chargées (électrons, protons et noyaux plus lourds) qui constituent le vent solaire. Ce rayonnement corpusculaire interagit avec le champ magnétique terrestre et donne lieu à des précipitations de particules chargées dans les régions polaires, le long des lignes de force du champ magnétique. De plus, cette interaction du vent solaire avec la magnétosphère et l'ionosphère crée des champs électriques suffisamment intenses pour faire apparaître un échauffement par effet Joule, dans la thermosphère. Cet échauffement se fait par l'intermédiaire des électrons et des ions de l'ionosphère. Cette activité, appelée aussi activité géomagnétique, est extrêmement variable d'un jour à l'autre. Son



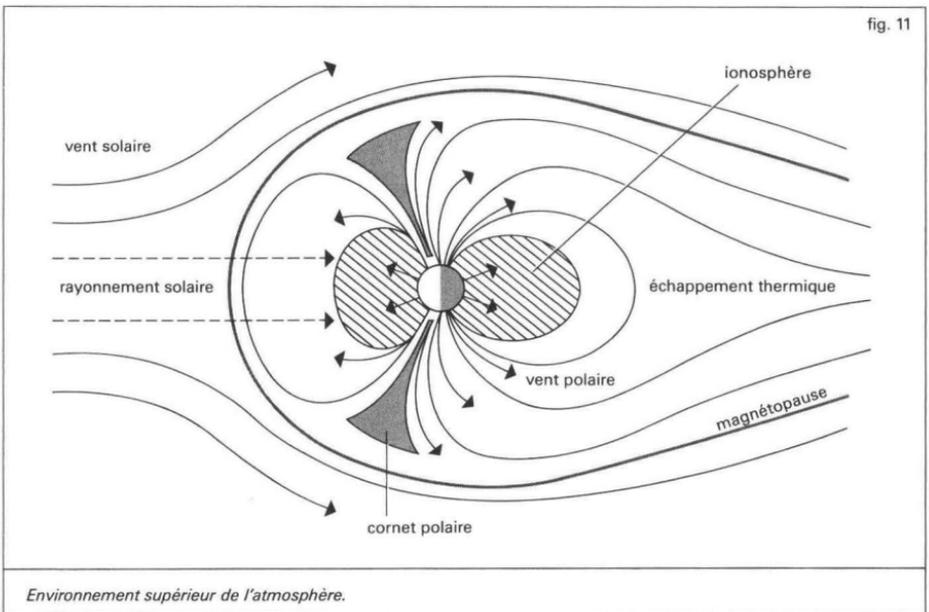
intensité est également caractérisée de façon indirecte par des mesures des variations du champ magnétique terrestre au



niveau du sol. Ces variations permettent d'établir des indices géomagnétiques qui sont utilisés comme le flux radioélectrique dans les modèles, mais ne sont pas l'agent physique responsable des variations observées dans la thermosphère. Une analyse physique complète des effets de l'activité solaire exigerait des mesures continues des caractéristiques du vent solaire, de la magnétosphère et de l'intensité du spectre solaire arrivant au sommet de l'atmosphère.

6. Interactions de l'atmosphère avec la Terre et l'espace

On peut considérer que l'atmosphère terrestre s'étend jusqu'à une altitude de l'ordre de 2 000 à 3 000 km où les collisions sont devenues tellement rares que la température des constituants neutres perd son sens physique habituel. Toutefois, il faut tenir compte de ce qui se passe au-dessus de cette altitude ainsi que des phénomènes au sol. Les figures 10 et 11 indiquent schématiquement les interactions avec ces limites inférieures et supérieures. Le champ magnétique terrestre formé à l'intérieur de la Terre influence le comportement de l'ionosphère, et ses lignes de force constituent un lien avec le milieu interplanétaire. Certains constituants atmosphériques ont leur origine à l'intérieur de la Terre. C'est le cas pour l'hélium, qui résulte de la désintégration radioactive de l'uranium et du thorium dans la croûte et le manteau terrestre. L'argon atmosphérique est un produit de la désintégration du potassium dans la Terre. Pour cette raison, l'argon atmosphérique a une masse atomique de 40, alors que l'argon normal du tableau périodique des éléments a une masse atomique



de 36. Le méthane est essentiellement un produit de la putréfaction de déchets organiques et végétaux. La vapeur d'eau atmosphérique résulte de l'évaporation. Elle est progressivement détruite par la photodissociation dans la stratosphère et la mésosphère pour donner naissance à l'hydrogène atomique qui sera le constituant le plus abondant de la thermosphère supérieure et de l'exosphère. La photodissociation de l'oxygène moléculaire est à l'origine de l'oxygène atomique qui devient dominant dans une grande partie de la thermosphère. De plus, les irrégularités du relief favorisent le lancement d'ondes de matière, appelées ondes de gravité, dans l'homosphère et l'hétérosphère. Ces ondes dégénèrent soit en turbulence, soit déposent de l'énergie dans le milieu atmosphérique.

À la limite supérieure (fig. 11), le champ magnétique terrestre est comprimé par le vent solaire dont la vitesse est de

l'ordre de 400 km/s. Les cornets polaires autorisent une pénétration des particules chargées du vent solaire et de la magnétosphère dans l'atmosphère terrestre. Ces mêmes cornets permettent d'autre part l'échappement des ions ionosphériques H^+ et He^+ : c'est le vent polaire. Le rayonnement solaire de toute longueur d'onde n'est pas influencé par le champ magnétique terrestre et chauffe les diverses régions atmosphériques en fonction de la longueur d'onde absorbée. La température à la thermopause est d'ailleurs suffisamment élevée pour permettre un échappement thermique de l'hélium et de l'hydrogène neutres vers l'espace interplanétaire. Ces quelques exemples sont donnés pour montrer qu'il est illusoire de considérer l'atmosphère comme une entité isolée, susceptible d'être étudiée sans tenir compte des interactions avec la Terre et l'espace. Cela entraîne évidemment un accroissement de la complexité des phé-

ANTICYCLONES

nomènes à étudier, mais cela constitue peut-être aussi une des richesses de l'aéronomie.

GASTON KOCKARTS

Bibliographie

P. M. BANKS & G. KOCKARTS, *Aeronomy*, 2 vol., Acad. Press, New York, 1973 / G. BRASSEUR & S. SOLOMON, *Aeronomy of the Middle Atmosphere*, 2^e éd., Kluwer, Norwell (Mass.), 1986 / J. W. CHAMBERLAIN & D. M. HUNTEN, *Theory of Planetary Atmospheres*, 2^e éd., Acad. Press, San Diego (Calif.),

1989 / J. T. HOUGHTON, *The Physics of Atmospheres*, 2^e éd., Cambridge Univ. Press, New York, 1986 / M. H. REES, *Physics and Chemistry of the Upper Atmosphere*, Cambridge Univ. Press, Londres, 1990.

ANTICYCLONES

On donne le nom d'anticyclone à une cellule de hautes pressions atmosphériques. La représentation habituelle du

