



① Vue de la côte est des USA, prise à 185 km de la Terre, par A. Shepard de sa capsule du projet Mercure, 5 mai 1961.
(Photo : Centre culturel américain.)

Une vue générale de l'atmosphère terrestre

M. Nicolet

directeur du Centre national belge de recherches de l'espace

A l'époque où l'on ne disposait encore que de méthodes indirectes pour le sondage de l'atmosphère terrestre, on utilisait des vocables ayant pour but de rappeler avant tout la nature des phénomènes observés. Grâce à la méthode visuelle ou photographique, on pouvait observer les nuages nocturnes réfléchissant la lumière solaire à une altitude de 80-85 km, les étoiles filantes au-dessus de ce niveau et enfin les aurores boréales sous forme d'arcs vers 100-120 km et sous forme de rayons atteignant plusieurs centaines de kilomètres. C'est ainsi qu'on apprit que l'atmosphère s'étendait jusqu'aux très hautes altitudes.

Lorsque le spectroscopie fut utilisé, vers 1870, pour décomposer la lumière des aurores, on décéla la présence de radiations caractéristiques qui, plus tard, par l'utilisation de la plaque photographique, furent identifiées comme émissions de l'azote et de l'oxygène. On reconnut ainsi que la composition de l'air dans les hautes altitudes était encore semblable à celle de l'air au niveau du sol.

Depuis quelques dizaines d'années, on utilise une méthode radio-électrique consistant essentiellement dans l'envoi vertical d'ondes de diverses longueurs échelonnées entre 10 000 m et 10 m. Le retour de ces ondes, après réflexion sur des couches d'électrons entre des altitudes de 60 à 400 km, a permis de reconnaître la présence d'une ionosphère,

c'est-à-dire d'une vaste région de l'atmosphère où existent en permanence des électrons et des ions, particules chargées résultant de l'ionisation des constituants de l'air.

Dans l'immédiat après-guerre (1945), le sondage par fusées munies d'instruments scientifiques a fourni un moyen direct d'investigation de l'atmosphère supérieure et depuis l'Année géophysique internationale (1957), le champ d'observation a été étendu jusqu'aux confins de l'atmosphère terrestre grâce à des satellites artificiels.

Aujourd'hui l'ensemble de ces diverses méthodes d'observation permet d'étudier les lois régissant notre atmosphère. C'est le but de l'aéronomie (ἀήρ == air ; νόμος == loi) dont la nomenclature décrit d'une manière assez simple les principaux aspects.

Dès qu'il fut possible (1900) d'effectuer des sondages directs de l'atmosphère, on prit l'habitude de considérer deux régions de l'atmosphère : la troposphère et la stratosphère. La *troposphère* (τροπή == tour, changement) est la région de l'atmosphère en contact avec le sol, où apparaissent les hydrométéores (nuages, pluie, neige...), caractérisée par une baisse de température en rapport avec l'altitude, de l'ordre de 6 degrés par kilomètre. Lorsque cette diminution cesse, on atteint la tropopause (παύσις == cessation). Cependant, la tropopause n'offre pas un aspect uniforme autour

de la Terre. La figure 2 montre comment elle varie selon la latitude. Son altitude est de l'ordre de 17 km à l'équateur et de 7 km dans les régions polaires. Les températures correspondantes sont de l'ordre de -80°C et -50°C . Aux latitudes moyennes, l'altitude de la tropopause dépend des conditions atmosphériques. Ainsi, elle atteint 13 km dans les zones de hautes pressions (anticyclones) et peut descendre jusqu'à 7 km dans le cas de zones de basses pressions (cyclones).

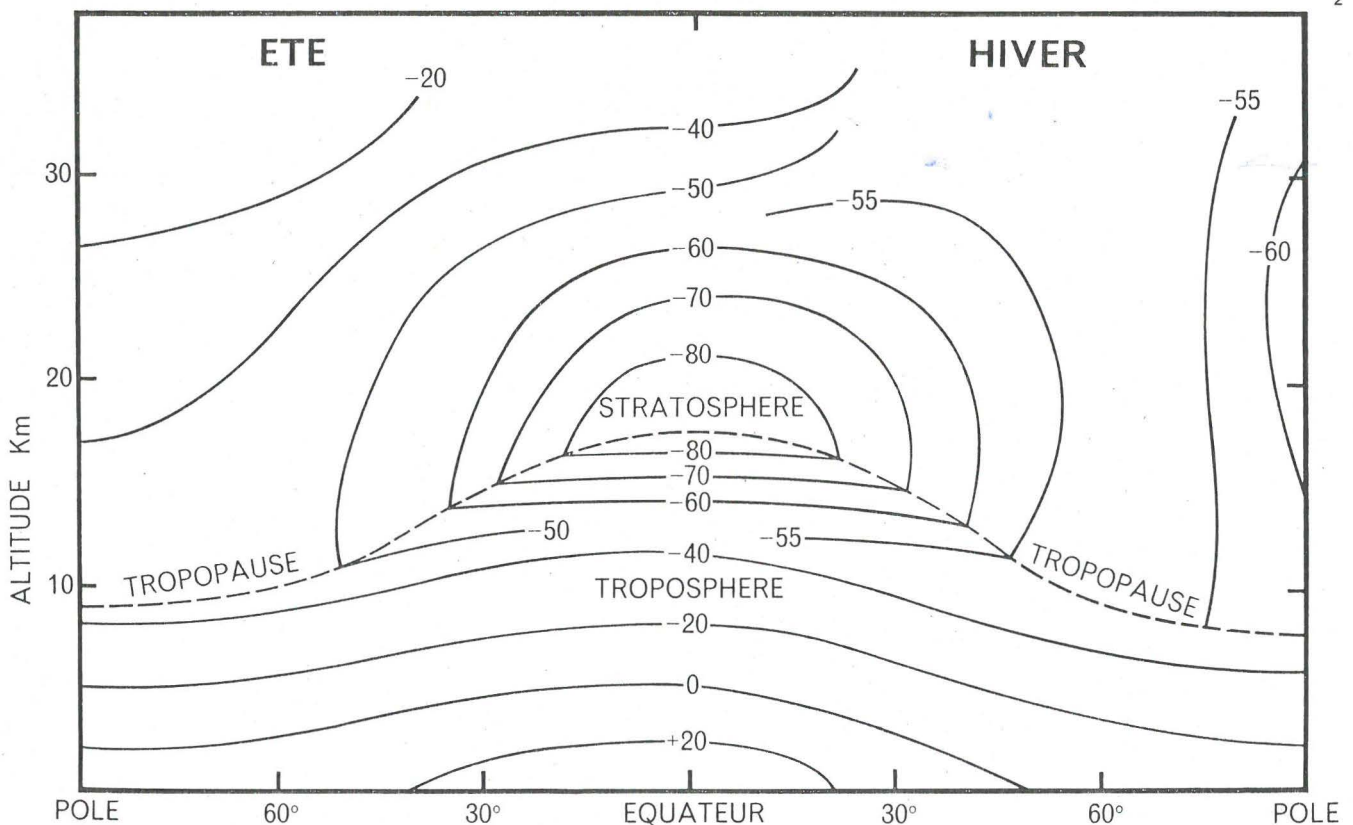
Si le vocable *stratosphère* fut à l'origine utilisé pour indiquer que l'atmosphère présentait des stratifications dues à un calme relatif par rapport à la troposphère, aujourd'hui on l'utilise pour désigner la région où la température croît avec l'altitude. Cette augmentation est telle que l'on retrouve pratiquement les températures du sol vers 50 km. Cette altitude où la température atteint un maximum correspond à la stratopause.

Ces deux régions constituent en fait l'atmosphère inférieure, que l'on étudie couramment à l'aide de ballons-sondes. Au-delà de la stratopause, on a recours à d'autres moyens. Si l'on passe brusquement de 50 à 500 km, comme le fait d'ailleurs une fusée lancée à haute altitude, on s'aperçoit que la température augmente de quelque 1000° . On est donc passé au travers d'une région appelée *thermosphère* ($\theta\epsilon\rho\mu\eta$ = chaleur), terme qui caractérise la forte augmentation de température. Mais avant d'atteindre la thermosphère (voir figure 3) en partant de la stratosphère, il existe une région appelée *mésosphère* ($\mu\epsilon\sigma\sigma\omicron\varsigma$ = qui est au milieu) où la température décroît fortement avec l'altitude pour atteindre un minimum de l'ordre de -80°C et quelquefois -100°C . Ce minimum très prononcé de la température est associé à la *mésopause* située vers 85 km. A partir de ce niveau, la température ne fait que croître et le taux d'accroissement vers 150 km atteint 20° par km. Cet échauffement de la thermosphère résulte de l'absorption du rayonne-

ment ultraviolet du Soleil. Lorsque l'absorption cesse à des altitudes supérieures à 300 km, la température cesse de croître et on atteint la *thermopause*. Il est bien entendu que son altitude sera extrêmement variable, vu les conditions différentes de chauffage résultant du passage du jour à la nuit et celles dépendant de l'activité du Soleil. Ainsi, la thermopause située, suivant les circonstances, entre 350 et 450 km pendant le jour, descend jusqu'à 250 ou 200 km pendant la nuit. Au-delà de la thermopause, la température ne variant pratiquement plus avec l'altitude, on peut donc considérer une atmosphère isotherme.

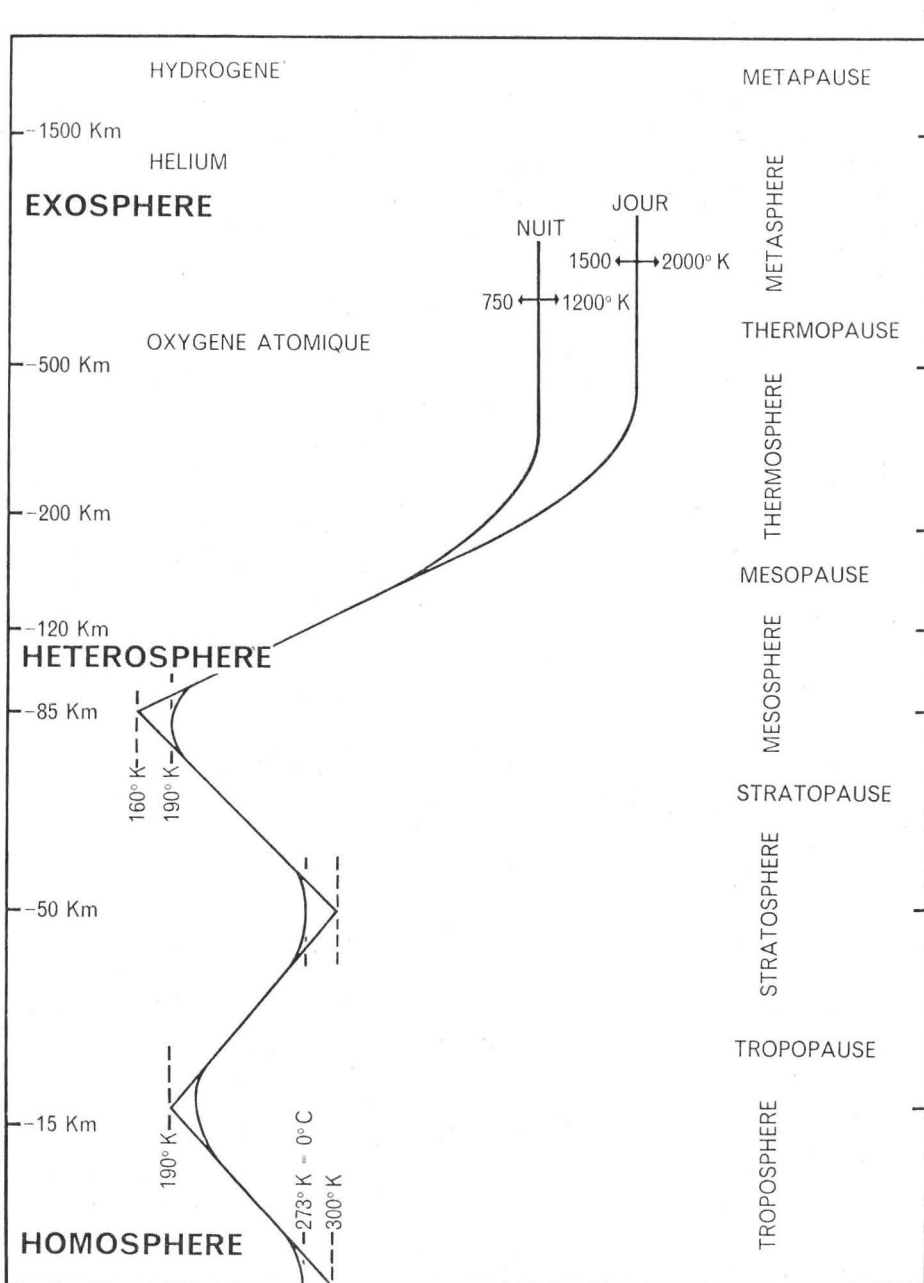
Si l'atmosphère terrestre peut être divisée en plusieurs régions correspondant à la distribution verticale de la température, on doit également penser que d'autres modifications résultent d'une gamme aussi étendue de températures. Ainsi, un caractère essentiel d'une atmosphère est sa composition. L'air que nous respirons a une composition chimique connue : 78 % d'azote, 21 % d'oxygène et 1 % d'argon et d'autres gaz dont le pourcentage est si faible qu'ils ne jouent pratiquement aucun rôle dans le poids de l'air. Tant que les proportions des éléments principaux ne varient pas, on dit que l'on se trouve dans l'homosphère ($\acute{o}\mu\omicron\varsigma$ = semblable). C'est le cas des trois premières régions, la troposphère, la stratosphère et la mésosphère. Lorsque les proportions relatives changent, on arrive dans l'hétérosphère ($\acute{\epsilon}\tau\epsilon\rho\omicron\varsigma$ = autre). Ce changement apparaît au début de la thermosphère et se manifeste par la dissociation de la molécule d'oxygène (O_2) en deux atomes d'oxygène. L'homosphère est donc caractérisée par un brassage continu qui maintient les diverses proportions constantes, tandis que l'hétérosphère indique une diffusion des gaz où les

② Température moyenne (en degrés centigrades) dans la troposphère et la stratosphère.



éléments légers diminuent moins rapidement que les éléments lourds avec l'altitude. De cet effet de diffusion, il résulte que l'atome d'oxygène, qui est 1,75 fois plus léger que l'azote moléculaire, domine nettement à 750 km. Mieux, la diffusion conduit à ce résultat extraordinaire : l'hélium, qui est l'élément prédominant à 1500 km, est un million de fois moins abondant que l'oxygène entre le sol et 100 km. Comme la masse de l'atome de l'hélium, quatre fois moindre que celle de l'atome d'oxygène, explique finalement sa prédominance, on imagine aisément que l'hydrogène atomique, quatre fois plus léger que l'hélium, finit par devenir à plusieurs milliers de kilomètres l'élément le plus important avant d'atteindre la protosphère (πρωτος = premier), c'est-à-dire la première couche de l'atmosphère en contact avec le milieu interplanétaire. Cette région intermédiaire entre la thermopause et la protosphère représente une vaste région, la métasphère (μετα = entre), où un changement graduel de composition s'effectue par suite de la diffusion des gaz dans le champ de la pesanteur.

Au fur et à mesure que l'on s'élève dans l'atmosphère, la densité diminue et lorsqu'on atteint des altitudes de 250 km, il n'y a plus qu'un milliard d'atomes par centimètre cube. Lorsque leur nombre n'atteint plus qu'un million par cm^3 , vers 700 km, les chocs entre atomes sont peu nombreux. Ceux-ci peuvent parcourir des distances supérieures à 100 km sans entrer en collision. C'est pourquoi lorsque certains atomes atteignent des vitesses de 11 km à la seconde, et c'est le cas de l'hélium et de l'hydrogène, ils atteignent leur vitesse de libération et s'échappent de l'atmosphère terrestre pour pénétrer définitivement dans l'espace interplanétaire. Pour qualifier la région où les collisions entre particules ne sont plus un obstacle à leur libération éventuelle, on parle de l'exosphère (ἔξω = au-dehors). Ainsi, les problèmes physiques de la métasphère se compliquent lorsqu'il faut tenir compte des facilités qu'offre l'exosphère à la fois à des trajectoires balistiques, à des mouvements satellisés des atomes et en fin de compte à des trajectoires hyperboliques correspondant à la libération de l'attraction terrestre.



③ Les régions de l'atmosphère terrestre.