Au fort des densités de l'atmosphère terrestre

M. Nicolet

Directeur du Centre national belge des recherches de l'Espace

On sait que le poids d'une colonne d'air au niveau de la mer correspond à celui d'une colonne de mercure de 760 mm. Ainsi, la masse d'une colonne d'air dont la base est d'un mètre carré vaut quelque 10 000 kg au niveau du sol ; cette masse a une densité de 1,3 kg par mètre cube. Au fur et à mesure que l'on s'élève dans l'atmosphère, la densité décroît et à l'altitude de 6 km, elle n'est plus que la moitié de ce qu'elle était au niveau du sol. Si cette loi de diminution de la densité était correcte dans toute l'atmosphère terrestre, la masse serait réduite d'un millième pour chaque tranche d'atmosphère équivalente à 60 km. En d'autres termes, la masse d'une colonne d'air serait réduite vers 60 km à un millième (10^{-3}) de ce qu'elle est au sol, à un millionième (10^{-6}) vers 120 km, à 10^{-12} vers 240 km et à 10^{-21} vers 420 km. Ceci signifie que l'on atteindrait à cette dernière altitude une densité de $1{,}3 \times 10^{-18}$ kgm par m^3, c'est-à-dire une densité inférieure à celle de l'espace interstellaire.
On sait cependant que l'atmosphère de notre planète s'étend bien au-delà de 400 km. Tout d'abord, on a observé, par leurs rayons lumineux, des aurores boréales atteignant des altitudes de l'ordre de 1000 km. Ensuite, l'expérience quotidienne de la propagation, à l'échelle mondiale, des ondes courtes de radio a prouvé que le milieu situé à plusieurs centaines de kilomètres d'altitude est encore suffisamment dense pour fournir les charges électriques permettant la réflexion des ondes. Enfin, tout récemment, le freinage que subissent les satellites artificiels nous a démontré que l'atmosphère s'étend même au-delà de 1000 km.

Pourquoi la densité réelle de l'atmosphère aux hautes altitudes est-elle nettement supérieure à celle que, par analogie, on déduit des observations effectuées dans les trente à quarante premiers kilomètres ? Pour répondre à cette question, il suffit d'utiliser les lois élémentaires d'un gaz soumis au champ de la pesanteur.
D'abord, la loi des gaz parfaits nous dit que la pression p est proportionnelle à la densité du gaz ρ et à la température T.
Ainsi, on peut écrire

$$p = \frac{k}{m} \rho T \qquad (1)$$

Dans cette formule k/m est le coefficient de proportionnalité où k est une constante universelle appelée la constante de Boltzmann et m, la masse moyenne d'une molécule atmosphérique. $m = 28$ pour l'azote moléculaire et $m = 16$ pour l'oxygène atomique.
Ensuite, on considère l'effet du champ de la pesanteur en écrivant que la variation de la pression avec la hauteur dp/dz dépend de la densité ρ

$$\frac{dp}{dz} = - g \rho \qquad (2)$$

où g représente l'accélération due à la pesanteur.

La comparaison de ces deux équations permet d'écrire, quand la température est constante au sein d'une couche,

$$\frac{d\rho}{dz} = - \frac{gm}{kT} \rho \qquad (3)$$

c'est-à-dire que la diminution $d\rho/dz$ de la densité avec l'altitude est d'autant plus faible que la température T est plus élevée ou que le poids mg des molécules est plus léger. La conclusion précédente s'applique également à la pression quelle que soit la variation de la température avec l'altitude, car on peut écrire pour la variation de la pression dp/dz

$$\frac{dp}{dz} = - \frac{mg}{kT} p \qquad (4)$$

La conclusion est donc immédiate. Si la densité ou la pression de l'atmosphère à plusieurs centaines de km d'altitude diminue moins rapidement que dans les premières dizaines de km, c'est que la température est très élevée ou que le poids des constituants de l'air a diminué avec l'altitude. Mieux, les deux effets doivent être envisagés simultanément lorsqu'on s'aperçoit que la densité de $1{,}3 \times 10^{-18}$ gm par cm^3 que l'on attribuerait à 300 km correspond en réalité à la densité de l'atmosphère à des altitudes de l'ordre de 1500 km selon les résultats obtenus par le freinage subi par le satellite Echo.

Lorsqu'un satellite est placé sur une orbite autour de la Terre, il subit un effet de freinage qui dépend à la fois de la densité de l'air, de sa vitesse et de la surface qu'il offre au frottement. Pour un satellite déterminé, le freinage va diminuer avec l'altitude suivant la loi de décroissance de la densité avec la hauteur. En outre, on doit penser que pour la plupart des satellites, l'orbite est loin d'être circulaire ; elle est elliptique. Ainsi, en général, un satellite placé sur une orbite elliptique subira un freinage maximum lors de son passage le plus proche de la Terre, c'est-à-dire à son périgée. En pratique, le freinage global qu'un tel satellite subit au cours d'une révolution autour de la Terre s'accomplit dans la région de l'atmosphère voisine du périgée, où la densité est nettement la plus forte. De ce freinage sur une faible portion de l'orbite, il résulte une perte de vitesse qui se traduit par une variation de la période de révolution du satellite autour de la Terre. En étudiant cette variation, on a donc un moyen de déterminer la densité de l'atmosphère. Sans entrer dans les détails, disons que la variation de la période V dépend de la densité ρ, du coefficient de freinage F et de la forme de l'orbite du satellite S.
En écrivant la relation

$$V = F S \rho \qquad (5)$$

on voit qu'à partir des observations du mouvement du satellite sur son orbite, on peut connaître la densité dès que l'on connaît le coefficient du freinage qui se détermine, d'ailleurs, d'après la masse, la forme et les dimensions du satellite. En d'autres termes, en tenant compte des particularités de chaque satellite, on détermine la densité de l'atmosphère aux environs de l'altitude de son périgée. Il faut noter que la durée de vie des satellites dont le périgée est situé au-dessous de 200 km, est très courte et que la détermination de la densité ne s'effectue donc qu'à partir de cette altitude. En procédant à l'examen des divers satellites dont l'observation a été effectuée depuis 1958, on trouve des périgées s'échelonnant entre 200 km et 1500 km, c'est-à-dire que l'on possède déjà une gamme suffisante de mesures pour permettre de déterminer la distribution verticale de la densité au-delà de 2000 km. Ainsi parmi les divers satellites, les Spoutnik, dont le périgée au moment du lancer fut voisin de 225 km, le premier Explorer à 360 km, le premier Vanguard à 650 km et le premier Echo à 1500 km constituent un ensemble suffisant pour la détermination de la densité. Un graphique (Fig. 11) illustre la variation de la densité avec l'altitude. Alors que la densité vers 250 km tombe à environ un dix-milliardième (10^{-10}) de sa valeur au niveau du sol, elle ne diminue que d'environ un cent-millième entre 250 km et 1500 km, de 10^{-10} à 10^{-15} dans la représentation de la figure 11. Ainsi, la densité de la haute atmosphère au-delà de 600 km décroît dans le même rapport pour un intervalle de quelque 1000 km que la densité de la basse atmosphère pour les 50 premiers kilomètres couvrant la troposphère et la stratosphère. De même, à l'altitude de la tropopause, vers 18 km, la densité est réduite à un dixième de sa valeur au niveau du sol tandis qu'une telle réduction exige un intervalle dix fois plus grand à l'altitude de la thermopause vers 350 km.

On peut tirer des conclusions immédiates de ces deux constatations en se basant sur la formule 3 donnant la variation de la densité dans le champ de la pesanteur. Si le rapport T/mg de la température T au poids moléculaire mg augmente d'un facteur 10 entre la troposphère et la thermosphère, on peut en conclure que la température a fortement augmenté avec l'altitude. Mais, pour une plus grande précision, il faut faire un raisonnement additionnel : la masse a diminué avec l'altitude par suite de la dissociation des molécules et la diffusion des atomes ; de la masse de la molécule d'azote $M = 28$, on peut passer à celle de l'atome d'oxygène $M = 16$. Ainsi la température, qui a certainement quintuplé entre le niveau du sol et la thermopause, atteint une valeur de 1500° absolus (0° centigrade = 273° absolus). Comme à une altitude de l'ordre de 1000 km, la densité décroît vingt fois moins rapidement que dans l'ensemble de la troposphère et la stratosphère ou quatre fois moins rapidement que dans la région de la thermopause, le poids moléculaire doit encore diminuer avec l'altitude. Après être passé à la masse $M = 16$ après la thermopause, il faut passer à la masse $M = 4$ au-delà de 1000 km. Ceci s'explique aisément par la présence d'hélium dont le poids est quatre fois moins élevé que celui de l'atome d'oxygène. Du reste la présence de l'hélium est assurée à de telles altitudes parce que cet élément léger est amené par diffusion dans l'oxygène et l'azote, à partir de 100 km.

C'est en observant la variation de la période de rotation des satellites artificiels que nous avons en peu de temps recueilli des données nouvelles sur les régions les plus élevées de l'atmosphère terrestre. Nous avons voulu ici n'analyser qu'un des aspects, à savoir la décroissance de la densité avec l'altitude et les conséquences que l'on peut en tirer sur la température et la composition moyennes. Mais cet aspect de l'exploration de l'espace apporte d'autres éléments qui intéressent d'ailleurs toutes les atmosphères planétaires. Ce sont, en particulier, les variations de la densité du jour à la nuit, d'un jour à l'autre et même d'une année à l'autre. L'interprétation de telles variations de la densité requiert une étude approfondie des variations de la température associées aux différents chauffages et aux pertes de chaleur que subit la haute atmosphère.

11