

Résumé

Une des méthodes les plus convaincantes pour déterminer la densité de l'atmosphère terrestre au-dessus de 150 km d'altitude repose sur l'analyse des variations orbitales des satellites dues au frottement atmosphérique. Basée sur la théorie générale des perturbations, cette méthode exige également une connaissance précise du coefficient aérodynamique et de la section efficace des satellites.

La structure de l'atmosphère supérieure (hétérosphère) découverte à partir de la méthode de l'analyse orbitale apparaît très différente de celle des régions inférieures constituant l'homosphère. En outre, elle est soumise à plusieurs types de variations importantes parmi lesquels on décèle notamment les effets liés au cycle diurne, aux activités solaire et géomagnétique ainsi qu'à un phénomène semi-annuel.

Samenvatting

Eén van de meest betrouwbare methodes voor de bepaling van de dichtheid van de aard-atmosfeer boven 150 km is gebaseerd op de analyse van variaties in de banen van satellieten als gevolg van de atmosferische wrijving.

Deze methode, die steunt op de algemene storingstheorie, vereist daarenboven de kennis van een exacte waarde van de wrijvingscoëfficiënt en van de werkzame doorsnede, (vangstdoorsnede) van de satelliet.

De structuur van de hogere atmosfeer (de heterosfeer), bepaald uit de methode van de baananalyse, is sterk verschillend van deze van de lagere zones in de homosfeer. Daarenboven komen in deze hogere lagen grote variaties voor, in 't bijzonder deze die verband houden met de dagcyclus, de zonne-activiteit, de geomagnetische activiteit en een halfjaarlijkse cyclus.

Abstract

One of the most reliable methods to determine the terrestrial atmospheric density at heights above 150 km is based on the analysis of satellite's orbital variations due to the air drag. Using the general theory of perturbations, this method also requires a good knowledge of the drag coefficient and of the satellite's sectional area. The structure of the upper atmosphere (heterosphere) as revealed by the orbital analysis method is quite different when compared to that of the lower regions in the homosphere. Moreover, this structure suffers many large variations, in particular those linked to the diurnal cycle, the solar activity, the geomagnetic activity and a semi-annual phenomenon.

L'ATMOSPHERE DE LA TERRE REVELEE PAR L'ANALYSE DU MOUVEMENT DES SATELLITES ARTIFICIELS

Dr. J. Vercheval

1. Introduction

Avant l'avènement des satellites artificiels, nos connaissances relatives aux régions supérieures de l'atmosphère étaient très fragmentaires. Les premières données expérimentales, acquises à partir d'observations spectrographiques des aurores polaires effectuées au sol, révélèrent la présence à des altitudes supérieures à 100 km de molécules d'oxygène et d'azote indiquant par conséquent l'existence jusqu'aux plus hautes altitudes de molécules qu'on trouve dans l'air au niveau du sol. Les radiations dues aux atomes d'oxygène et d'azote furent également identifiées de même d'ailleurs que des radiations faibles de l'hélium et, dans quelques aurores, des émissions de l'hydrogène atomique.

L'aéronomie, discipline de la géophysique étudiant l'atmosphère de la Terre (et des planètes) où les phénomènes de dissociation et d'ionisation sont importants, connut un nouvel essor au lendemain de la seconde guerre mondiale avec le sondage direct par fusées équipées de spectromètres de masse et de jauges de pression. On obtint alors les premières mesures "in situ", mais celles-ci étaient peu nombreuses et ne dépassaient jamais 200 km d'altitude; elles indiquèrent notamment que l'atome d'oxygène cesse d'être un constituant minoritaire déjà aux environs de 100 km.

Parallèlement à ces observations, des recherches théoriques furent entreprises par quelques pionniers parmi lesquels Marcel Nicolet, fondateur et premier Directeur de l'Institut d'Aéronomie Spatiale de Belgique. A cette époque, on savait déjà qu'à partir de l'altitude de 100 km, le brassage de l'air n'était plus suffisant pour maintenir la distribution de mélange parfait observé aux altitudes inférieures, c'est-à-dire dans l'homosphère. Ainsi, on pressentait que dans l'atmosphère supérieure s'exerçait pleinement le phénomène de diffusion dans le champ de la pesanteur suivant lequel chaque constituant suit sa propre distribution verticale plutôt que celle de l'atmosphère générale.

L'aéronomie passa à une phase expérimentale véritable avec la mise sur orbite terrestre des premiers satellites artificiels. Une des méthodes les plus convaincantes, en effet, pour déterminer la densité atmosphérique à des altitudes supérieures à 150 km est celle de l'analyse orbitale; elle est basée sur l'observation minutieuse du mouvement des satellites afin de mettre en évidence les variations des orbites dues au frottement atmosphérique.

2. La Méthode de l'Analyse Orbitale

Lorsqu'un engin est satellisé, son mouvement est celui d'un corps soumis essentiellement, mais non exclusivement, à l'action du champ de gravitation terrestre. Si la Terre était une sphère parfaite et homogène et si l'on négligeait l'action des forces parasites pouvant agir sur un satellite, l'orbite suivie serait képlérienne, parfaitement stable dans l'espace et conserverait toujours les mêmes caractéristiques; ainsi, les éléments orbitaux tels que le demi-grand axe et l'excentricité seraient invariables au cours du temps.

Dans la réalité, cependant, un satellite est soumis à l'action de diverses forces perturbatrices qui l'écartent continuellement et dans des proportions variables de sa trajectoire képlérienne. Bornons-nous à considérer ici l'effet du frottement atmosphérique. Pour une orbite initiale elliptique, le freinage atmosphérique est plus important au périhélie et en son voisinage immédiat qu'à l'apogée puisque l'atmosphère y est beaucoup plus dense. Au périhélie, le satellite perd une partie de son énergie cinétique et subit par conséquent une décélération qui l'empêche d'atteindre à nouveau son apogée initial. Le résultat est une diminution sensible de l'altitude de l'apogée tandis que le périhélie se maintient assez longtemps à la même altitude; il en résulte qu'à chaque révolution l'orbite se contracte légèrement: l'excentricité décroît continuellement de même que le demi-grand axe et par conséquent la période de révolution. Suivant que la densité au périhélie est plus ou moins élevée, la contraction de l'orbite est plus ou moins rapide et la variation de la période de révolution est plus ou moins importante. Inversement, si l'on connaît par l'observation les variations de la période, on peut en déduire la densité au périhélie. Tel est le principe de base de la méthode de détermination de la densité atmosphérique à partir de l'analyse orbitale.

La solution mathématique à ce problème repose sur la théorie générale des perturbations. Cette théorie exige notamment le développement de l'accélération perturbatrice. Dans le cas du frottement atmosphérique, son expression est la suivante:

$$D = \frac{1}{2} C_D \frac{S}{m} F \rho V^2$$

où - C_D est un coefficient appelé "coefficient de résistance aérodynamique"

- S est la section efficace du satellite, c'est à dire l'aire moyenne de la section effective du satellite perpendiculaire à la direction du mouvement
- m est la masse du satellite
- F est un facteur de correction tenant compte de la rotation de l'atmosphère et dépendant essentiellement de l'inclinaison de l'orbite
- ρ est la densité des couches atmosphériques traversées
- V est la vitesse du satellite par rapport au centre de la Terre.

Si l'on considère le cas simplifié d'une orbite circulaire, la théorie des perturbations conduit à la relation suivante entre la variation de la période $\frac{dP}{dt}$ et la densité moyenne ρ à l'altitude de l'orbite:

$$\frac{dP}{dt} = - 3\pi a F C_D \frac{S}{m} \rho$$

a désignant le rayon de l'orbite.

Cette relation permet de calculer ρ si tous les autres facteurs sont connus. $\frac{dP}{dt}$, a et F sont obtenus à partir de l'observation continue des satellites et sont généralement connus avec une grande précision (1% en ce qui concerne la variation de la période).

Plus l'altitude de l'orbite est élevée, plus la variation de la période est faible car le frottement atmosphérique diminue avec l'altitude. Aux altitudes supérieures à 1000 km, la méthode n'est possible que si l'on traite des satellites présentant un rapport S/m très grand c'est à dire des satellites à la fois légers et de très grandes dimensions; la formule précédente montre effectivement que les variations de période sont également proportionnelles au rapport S/m . Ainsi les seules densités atmosphériques se rapportant à des altitudes supérieures à 1000 km ont été obtenues à partir des grands satellites ballons, du type Echo par exemple. Toutefois, ce rapport S/m n'est pas toujours parfaitement connu et est donc souvent source d'imprécision. C'est la section qui généralement pose des problèmes. Le cas idéal est celui d'un satellite sphérique de dimensions connues. Mais si le satellite n'est pas sphérique, le problème se complique aussitôt car la section efficace dépend de l'attitude du satellite par rapport à son centre de masse. Cette attitude peut d'ailleurs varier au cours du temps. Dans le cas d'un satellite cylindrique, la section efficace moyenne adoptée peut conduire à une incertitude sur la densité d'environ 5%.

Le coefficient aérodynamique C_D dépend du mode d'interaction entre la surface du satellite et les molécules atmosphériques. Il s'agit de savoir par exemple comment les molécules atmosphériques sont réfléchies ou réémises par le satellite. Généralement, cette interaction a lieu sous le régime moléculaire libre c'est-à-dire sans perturbation de la distribution des vitesses du flux moléculaire incident par les molécules réémises. Même dans ces conditions, le problème de la réflexion des molécules atmosphériques qui se pose en fait en terme d'échange d'énergie et de quantité de mouvement, est encore complexe car un grand nombre de facteurs interviennent allant de la nature des atomes de surface des satellites à la température du milieu ambiant en passant par la forme des satellites, leur température superficielle, la composition de l'atmosphère etc... En bref, on peut dire qu'actuellement, pour un satellite sphérique et en régime moléculaire libre, le coefficient C_D est connu avec une précision de l'ordre de 5%.

Une dernière remarque s'impose: le frottement atmosphérique n'est qu'une des nombreuses forces perturbatrices affectant le mouvement des satellites. Parmi les autres forces de perturbations, il convient de citer notamment celles dues à la forme irrégulière de la Terre, à la pression de radiation solaire directe ou réfléchiée par la Terre, à l'attraction des corps célestes les plus proches tels que la Lune et le Soleil, aux freinages électrique ou magnétodynamique. Par conséquent, le calcul de la densité atmosphérique à partir des variations de la période exige l'élimination préalable des contributions que l'une ou l'autre de ces forces parasites pourrait apporter à ces variations de la période. Cependant, jusqu'à une altitude de 500 km, l'essentiel des variations provient du frottement atmosphérique.

3. L'Atmosphère terrestre

Avant de décrire la structure de l'atmosphère supérieure découverte essentiellement à partir de la méthode de l'analyse orbitale, il semble opportun de donner quelques précisions sur cette première grande région atmosphérique qu'est l'homosphère.

a. L'homosphère

L'homosphère désigne la région de l'atmosphère terrestre qui s'étend

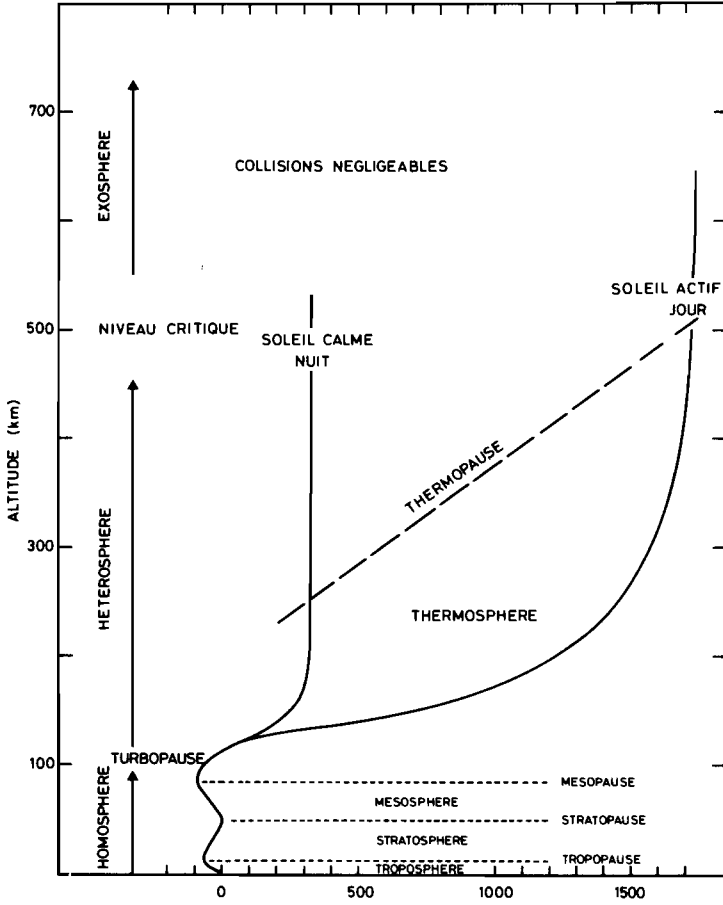


Fig. 1. Schéma des diverses régions atmosphériques et distribution verticale de la température.

du niveau du sol jusqu'à une altitude de 100 km. Elle se caractérise par des proportions identiques des constituants principaux de l'air à savoir 78% d'azote moléculaire N_2 , 21% d'oxygène moléculaire O_2 et 1% d'argon A. Au niveau du sol, cette composition ne tient pas compte d'une présence éventuelle de vapeur d'eau. Cette distribution de mélange parfait résulte d'un brassage permanent dû aux vents et à des phénomènes de turbulence; elle implique également que la masse moléculaire moyenne ne varie pas avec l'altitude.

La distribution verticale moyenne de la température dans l'homosphère permet de définir diverses régions atmosphériques (Figure 1):

La troposphère, région de l'atmosphère en contact avec la surface terrestre, où la température décroît avec l'altitude de $0^\circ C$ au niveau du sol jusqu'à un minimum de $- 60^\circ C$ à une altitude moyenne de 13 km appelée "tropopause";

La stratosphère où la température augmente avec l'altitude atteignant un maximum d'environ $0^\circ C$ à une altitude de 50 km appelée "stratopause". Cet accroissement de la température s'explique par l'absorption du rayonnement solaire ultraviolet de longueurs d'onde comprises entre 200 et 300 nm par la couche d'ozone O_3 présente dans la stratosphère.

La mésosphère qui se caractérise par une nouvelle décroissance de la température jusqu'à un minimum de $- 110^\circ C$ à une altitude de 85 km appelée "mésopause".

La thermosphère où la température croît à nouveau par suite de l'échauffement résultant de l'absorption du rayonnement solaire ultraviolet de longueurs d'ondes inférieures à 175 nm par l'oxygène moléculaire. Il convient déjà de remarquer que la thermosphère se prolonge bien au-delà de la limite supérieure de l'homosphère et qu'elle fait davantage partie de l'atmosphère supérieure proprement dite.

Il convient d'insister sur le fait que la distribution verticale de la température représentée à la figure 1 est une distribution moyenne. En réalité, des effets saisonniers et en latitude se manifestent; d'autre part, l'altitude des niveaux-limites des différentes régions peut varier de quelques kilomètres. Ainsi, la tropopause s'élève à 17 km à l'équateur alors que son altitude est seulement de 8 km dans les régions polaires; la température à la tropopause est de $- 50^\circ C$ aux pôles et de $- 80^\circ C$ à l'équateur.

En ce qui concerne la densité dans l'homosphère, mentionnons simplement qu'elle décroît d'un facteur un million entre le niveau du sol ($1,2 \text{ kg m}^{-3}$) et 95 km d'altitude. Il en va de même pour la pression qui s'élève seulement à 2×10^{-4} mm Hg à une altitude de 100 km. Le taux de la décroissance relative de la pression et de la densité est sensiblement constant à travers toute l'homosphère et les concentrations absolues des constituants principaux N_2 , O_2 et A décroissent exponentiellement comme la concentration totale de l'atmosphère générale.

On ne peut terminer cette brève description de l'homosphère sans mentionner l'existence de "constituants minoritaires" qui, avec des concentrations relatives de l'ordre de 10^{-6} à 10^{-9} de la concentration totale s'avèrent par conséquent négligeables dans une détermination de la densité totale. Par exemple, dans la stratosphère, il convient de citer l'ozone O_3 , la vapeur d'eau H_2O , le méthane CH_4 , l'oxyde nitreux N_2O , l'oxyde de carbone CO , l'acide nitrique HNO_3 , etc... Bien que minoritaires, ces constituants jouent cependant un rôle essentiel dans la physique et la chimie de l'une ou l'autre région atmosphérique. Contrairement aux constituants principaux de l'air, ils ne suivent pas une distribution de mélange. Toute une chimie aéronomique particulièrement complexe à laquelle sont associés des réactions photochimiques et des mécanismes dynamiques, a été développée ces dernières années pour interpréter les variations spatio-temporelles de ces constituants. L'étude de la chimie de l'atmosphère est d'une importance considérable quand on sait que les acti-

vités humaines peuvent avoir une influence déterminante sur l'équilibre photochimique de la stratosphère, en particulier sur la couche d'ozone dont la présence constitue pour nous une indispensable protection contre les rayonnements UV du Soleil.

b. L'hétérosphère

L'hétérosphère (Fig. 1) désigne la région atmosphérique située au-dessus de 100 kilomètres d'altitude. A ce niveau se situe une zone de transition appelée "turbopause" dans laquelle le brassage de l'air n'est plus suffisant pour maintenir la distribution de mélange parfait définissant l'homosphère.

L'analyse des densités déduites de l'étude du freinage des satellites et se rapportant essentiellement à des altitudes comprises entre 150 et 1200 km, a confirmé en premier lieu l'existence du phénomène de diffusion. Tandis que, dans l'homosphère, la densité décroît d'un facteur un million sur 100 km avec un taux de variation relative constant, l'analyse orbitale portant sur les premiers satellites révéla qu'au-dessus de 100 km la densité décroît plus lentement, le taux de décroissance ne cessant de diminuer avec l'altitude (fig. 2): d'un facteur inférieur à 100 000 entre 100 et 500 km, d'un facteur 100 seulement entre 500 et 1000 km.

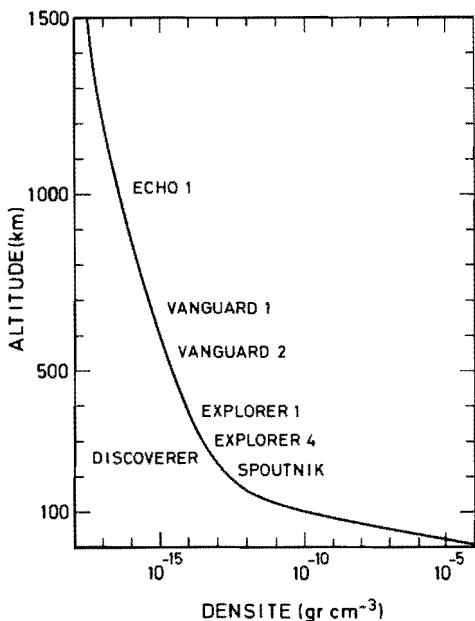


Fig. 2. Distribution verticale de la densité moyenne obtenue à partir de l'analyse orbitale des premiers satellites artificiels.

La lente diminution de la densité dans l'hétérosphère peut être expliquée principalement par une augmentation de la température et une diminution de la masse moléculaire moyenne. En réalité, l'effet de la température domine dans l'hétérosphère inférieure où le rayonnement solaire ultraviolet joue un rôle essentiel. Outre sa capacité à dissocier les

molécules d'oxygène, l'absorption de ce rayonnement est responsable de l'échauffement des constituants de l'hétérosphère. On se trouve alors dans la thermosphère; on y enregistre une augmentation progressive de la température avec un gradient qui dépend étroitement de l'énergie ultraviolette absorbée c'est-à-dire du niveau de l'activité solaire. Par ailleurs, la diminution de la masse moléculaire moyenne résulte du phénomène de diffusion en vertu duquel chaque constituant se comporte en gaz séparé des autres: la concentration d'un élément décroît avec l'altitude à un taux directement proportionnel à sa masse atomique ou moléculaire.

Les premiers modèles de l'hétérosphère ont été construits en tenant compte des deux phénomènes précités et en faisant intervenir le transport de la chaleur par conduction, qui est le mécanisme prédominant dans le régime hydrodynamique de l'hétérosphère; en adoptant des conditions aux limites à une altitude voisine de 100 km, il a été possible de rendre compte des profils de densité observés dans l'atmosphère supérieure.

Le comportement de la température est représenté à la figure 1; on y montre deux distributions verticales extrêmes se rapportant respectivement à des conditions de nuit pour un soleil calme et à des conditions de jour pour un soleil actif. L'augmentation continue de la température avec l'altitude se maintient jusqu'à un niveau appelé "thermopause", base d'une région isotherme où la température atteint des valeurs comprises entre 300°C et 1600°C suivant le degré de l'activité solaire. La thermopause se situe à environ 250 km pour une faible activité solaire alors qu'elle s'élève jusqu'à 500 km lors d'une forte activité solaire.

Il est clair que dans la partie isotherme, c'est la diminution de la masse moléculaire moyenne sous l'effet du phénomène de diffusion qui permet d'expliquer les distributions verticales observées de la densité. Il a déjà été signalé qu'à partir de 100 km, l'oxygène atomique devient progressivement un constituant non négligeable. Lorsqu'on considère des altitudes de plus en plus élevées, d'autres éléments s'affirment comme constituants principaux: c'est le cas pour l'hélium et l'hydrogène atomique dont les abondances dans l'homosphère sont négligeables. En définitive, le transport des éléments par diffusion a pour effet de créer dans l'hétérosphère diverses ceintures que nous avons représentées à la figure 3 en fonction de la température de l'atmosphère isotherme exprimée en Kelvin ($0\text{ K} = -273^\circ\text{C}$). En premier lieu, on rencontre une ceinture d'azote moléculaire puis une ceinture d'oxygène atomique, une ceinture d'hélium et finalement une ceinture d'hydrogène atomique. On constate, par ailleurs, que l'épaisseur des ceintures concentriques est liée à la température de l'atmosphère isotherme et par conséquent à l'activité solaire. Ainsi, les variations de cette dernière entraînent des modifications dans la structure de l'hétérosphère et lui confèrent un caractère dynamique très marqué.

La structure globale de l'atmosphère supérieure comprend non seulement l'hétérosphère mais également une troisième région atmosphérique appelée *exosphère* (Figure 1). L'hétérosphère et l'exosphère se distinguent par un critère reposant sur la fréquence de collisions entre particules. La base de l'exosphère se situe à un "niveau critique" où le nombre de collisions devient négligeable par suite de la raréfaction de l'atmosphère; l'altitude du niveau critique oscille entre 400 et 800 km selon le degré de l'activité solaire. Dans l'exosphère, la notion habituelle de température cesse d'être valable comme d'ailleurs les lois de l'hydrostatique. Ainsi, l'étude de l'exosphère où l'hélium et l'hydrogène sont les seuls éléments prépondérants, doit se faire par une approche particulière. Cependant, jusqu'à une altitude de 2000 km, il s'avère que l'extrapolation des modèles hydrodynamiques de l'hétérosphère constitue une très bonne approximation.

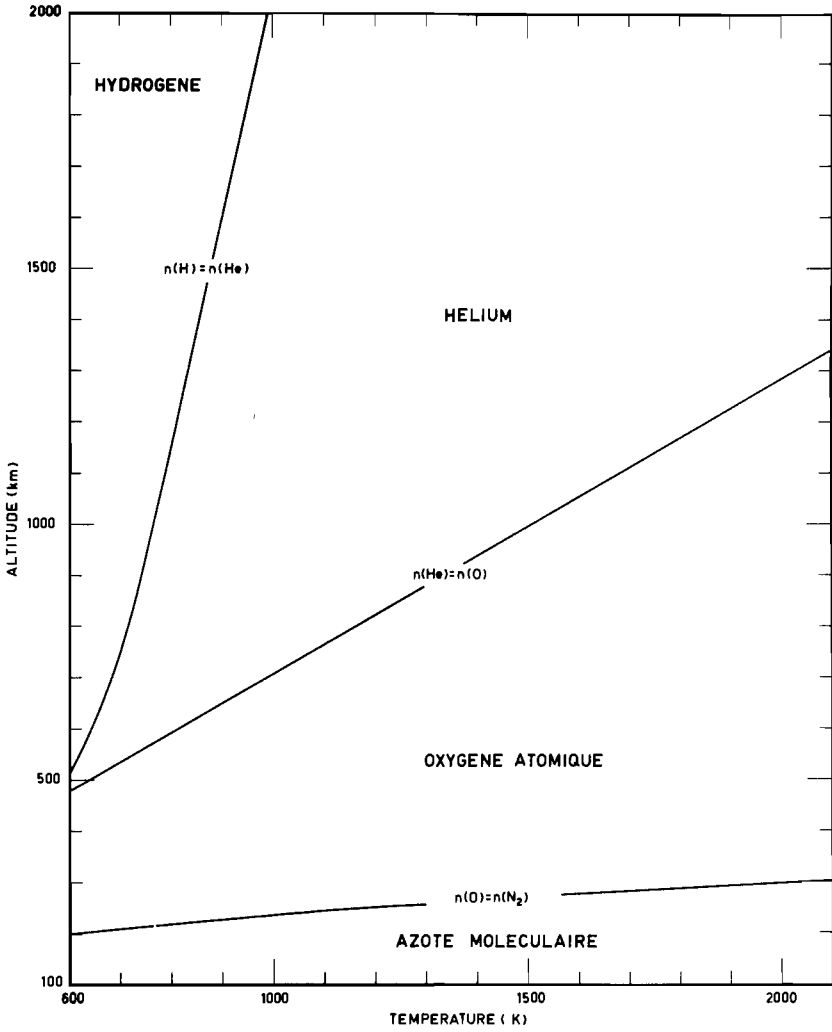


Fig. 3. Etendue des ceintures d'azote moléculaire, d'oxygène atomique, d'hélium et d'hydrogène en fonction de la température de l'atmosphère isotherme.

Lorsqu'on analyse les densités obtenues à une altitude déterminée au cours d'une période s'étendant sur plusieurs mois ou plusieurs années, divers types de variations essentielles peuvent être discernés:

- une variation lente d'une période de 11 ans liée au cycle undécennal de l'activité solaire. Cet effet d'activité solaire peut conduire à une altitude de 600 km à une variation de la densité d'un facteur 100 entre un maximum et un minimum de l'activité solaire; dans la thermosphère inférieure, l'effet est nettement moins prononcé puisqu'on enregistre une variation d'un facteur 2 à une altitude de 250 km;
- une variation de 27 jours associée à la période de rotation du Soleil; son amplitude est nettement moins importante que celle résultant de l'effet d'activité solaire proprement dit;
- d'importantes fluctuations brèves et rapides liées à l'activité géomagnétique, c'est-à-dire aux variations de champ magnétique terrestre sous l'action du vent solaire. Cet effet se manifeste à toutes les altitudes mais l'amplitude relative des variations est maximum aux environs de 600 km où elle peut atteindre un facteur 8 lors d'une forte perturbation géomagnétique;
- une variation diurne marquant une différence entre le jour et la nuit, l'amplitude pouvant atteindre un facteur 6 à une altitude variable avec l'activité solaire et comprise entre 500 km (faible A.S.) et 1000 km (forte A.S.). La densité passe par un maximum vers 14 heures temps local et le minimum se situe entre 2 et 4 heures du matin. Cet effet diurne est dû à l'absence de chauffage ultraviolet solaire au cours de la nuit, et au refroidissement de l'hétérosphère par conduction;
- une variation semi-annuelle avec l'apparition chaque année d'un minimum prononcé en juillet, d'un maximum en octobre et en avril et d'un minimum secondaire en janvier. L'effet semi-annuel varie quelque peu d'une année à l'autre et dépend également de l'altitude; son amplitude relative moyenne augmente d'environ 1,5 à 200 km d'altitude jusqu'à un maximum de 3 vers 500 km. Contrairement aux autres variations, l'effet semi-annuel a été observé (fusée-sondes) aux altitudes les plus basses dans la thermosphère, c'est-à-dire déjà à 90 km; ce fait semble indiquer qu'il pourrait s'agir d'un phénomène lié à des effets saisonniers et latitudinaux ayant leur siège dans la mésosphère.

Souvent, une part d'empirisme s'est avérée nécessaire pour obtenir une bonne représentation des observations, en effet pendant très longtemps les seules données de densité étaient des données expérimentales. Ainsi, sans hypothèse de travail, rien n'aurait pu être déduit sur la température et la composition. Toutefois, au cours de ces dernières années, d'autres techniques de mesure se sont développées et ont permis d'acquérir de nouvelles informations portant sur la température et la composition.

Ces nouvelles données ont confirmé que la température subit également les mêmes variations que la densité atmosphérique. Toutefois, elles révèlent une différence en ce qui concerne la variation diurne: la température atteint son maximum vers 16h 30 (temps local) et son minimum vers 4h 30.

Par ailleurs, les constituants principaux de l'hétérosphère ont des comportements différents au cours d'un même cycle diurne: ils n'atteignent pas tous leurs concentrations maximales à la même heure locale et pour un constituant particulier, l'heure du maximum varie avec l'altitude. Cependant, lorsque les constituants sont pris dans leur ensemble, la densité totale présente invariablement un maximum vers 14 heures. La composition atmosphérique subit également des variations en latitude et suivant les saisons. En particulier, l'hélium a une concentration maxi-

mum au pôle hivernal (révélée par l'analyse orbitale) alors que celle de l'azote moléculaire est amplifiée au pôle d'été. Les variations saisonnières affectent donc les divers éléments de manière différente.

Les modèles atmosphériques les plus élaborés sont actuellement à mêmes de rendre compte des données expérimentales avec une précision moyenne de 10%.

10.01.80