

# INCURSION AERONOMIQUE JUSQU'A 50.000 KM

par G. KOCKARTS

Institut d'Aéronomie Spatiale de Belgique  
3, Avenue Circulaire, Uccle

## 1. INTRODUCTION (\*)

Au cours des deux dernières décennies, l'étude de l'atmosphère supérieure de la Terre s'est développée considérablement. Ainsi en 1946, le Naval Research Laboratory (USA) lança la première fusée destinée à analyser le spectre solaire ultraviolet jusque 2100 Å. Cette observation est impossible à partir du sol; divers processus d'absorption ont lieu dans l'atmosphère et empêchent le rayonnement solaire ultraviolet d'atteindre le niveau du sol. De même, depuis le lancement du premier satellite artificiel (Sputnik I, octobre 1957) au cours de l'Année Géophysique Internationale, le rythme du progrès en recherche spatiale n'a cessé de s'accroître. Aujourd'hui plus de 500 satellites ont été lancés avec des périodes échelonnées entre 200 km et 1500 km d'altitude et ont ainsi permis une exploration répétée mais encore inachevée de l'atmosphère supérieure de la Terre.

Dans cette aventure spatiale, l'aéronomie joue un rôle primordial, car elle est la science des régions supérieures de l'atmosphère où les phénomènes de dissociation et d'ionisation sont importants. En fait, le mot aéronomie, créé par Sidney Chapman, fut introduit officiellement 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'Electricité Atmosphérique devient l'Association Internationale de Géomagnétisme et d'Aéronomie présidée aujourd'hui par Marcel Nicolet. Néanmoins, il y eut des recherches aéronomiques bien avant l'acceptation officielle de cette nouvelle discipline. Ainsi, déjà en 1930, S. Chapman propose un mécanisme de formation de l'ozone dans la stratosphère à partir du rayonnement ultraviolet solaire dissociant l'oxygène moléculaire. En 1945, M. Nicolet montre que la région D de

---

(\*) Conférence faite à la tribune de la Société Belge d'Astronomie, de Météorologie et de Physique du Globe, le 17 décembre 1966.

l'ionosphère doit résulter principalement de l'ionisation, par la raie Lyman- $\alpha$ , (radiation ultraviolette la plus intense émise à 1216 Å par l'hydrogène atomique dans la chromosphère du Soleil) de l'oxyde d'azote NO que l'on observe pour la première fois en 1965. En 1950, D. Bates et M. Nicolet effectuent la première analyse aéronomique de la vapeur d'eau et montrent ainsi l'importance de l'hydrogène atomique dans le comportement de l'ozone.

Cependant, l'observation de l'atmosphère supérieure à partir du sol est soumise à de sévères restrictions techniques. D'autre part, deux infimes fractions du spectre solaire sont les seules à ne pas être absorbées par l'atmosphère : il s'agit de la fenêtre optique s'étendant d'environ  $0,3 \mu$  à  $2,5 \mu$  et de la fenêtre radio couvrant les longueurs d'onde de l'ordre de 1 cm à 40 mètres. Aussi, fallut-il attendre le développement des moyens adéquats qui permettent les observations in situ susceptibles de vérifier, de développer et de créer de nouvelles théories aéronomiques. Les ballons stratosphériques, les fusées, les satellites et les sondes interplanétaires sont les véhicules capables de transporter l'équipement scientifique nécessaire à une expérience aéronomique spatiale relative à l'atmosphère terrestre ou à une atmosphère planétaire.

Alors que des observations spatiales sont effectuées jusqu'au milieu interplanétaire, il est essentiel de déterminer les conditions physiques des gaz neutres et ionisés placés dans les champs gravifique et magnétique de la Terre et soumis aux rayonnements électromagnétiques et corpusculaires du Soleil. Dans notre incursion aéronomique jusqu'à 50.000 km d'altitude, nous suivrons tout particulièrement l'hydrogène atomique qui est présent à tous les niveaux de l'atmosphère terrestre et qui donne une vue générale des problèmes rencontrés en aéronomie spatiale.

## 2. NOMENCLATURE AERONOMIQUE.

Pour décrire les phénomènes aéronomiques de l'atmosphère supérieure, on utilise deux types de nomenclatures basées soit sur la distribution de température, soit sur la composition chimique (Nicolet, 1964).

En analysant la distribution verticale de la température, on peut définir les régions atmosphériques suivantes :

- *La troposphère*, où la température décroît avec l'altitude;
- *la tropopause*, où la température passe par un minimum de  $(210 \pm 20) \text{ }^\circ\text{K}$  à une altitude de  $(13 \pm 5) \text{ km}$ .
- *La stratosphère*, où la température augmente avec l'altitude;

- *la stratopause*, où la température atteint un maximum de  $(273 \pm 20)$  °K à une altitude de  $(50 \pm 5)$  km.
- *La mésosphère*, où la température diminue avec l'altitude;
- *la mésopause*, où la température passe par un minimum de l'ordre de  $(170 \pm 25)$  °K à une altitude de  $(85 \pm 5)$  km.
- *La thermosphère*, où la température croît à nouveau avec l'altitude pour atteindre des valeurs de l'ordre de 600°K à 2000°K suivant le degré d'activité solaire;
- *la thermopause*, où débute une région pratiquement isotherme dont l'altitude varie de 200 km à 500 km suivant le degré d'activité solaire.

A côté de cette nomenclature thermique, il est utile de considérer le comportement des constituants atmosphériques en fonction de l'altitude. En rappelant que l'air au niveau du sol est composé essentiellement de 78 % d'azote moléculaire, de 21 % d'oxygène moléculaire et de 1 % d'argon, on pourrait tout d'abord imaginer que cette composition volumique n'est pas modifiée avec l'altitude. En réalité, l'expérience nous apprend que des gaz de masse différente ont tendance à se séparer les uns des autres par diffusion. Toutefois, aux altitudes inférieures à 100 km, l'atmosphère est soumise à un brassage continu (vent, turbulence...) qui empêche toute séparation par diffusion. Dès lors, cette région qui s'étend jusqu'à la thermosphère inférieure est appelée *homosphère* pour indiquer que l'abondance relative des constituants principaux ne change pas avec l'altitude et que la masse moléculaire moyenne reste constante. L'homosphère est la région du mélange parfait où les concentrations absolues des constituants principaux O<sub>2</sub>, N<sub>2</sub> et A décroissent exponentiellement de façon identique avec l'altitude.

Aux environs de 100 km d'altitude, on se trouve dans une zone appelée *turbopause*; le brassage de l'air n'est plus suffisant pour maintenir une distribution de mélange parfait et le phénomène de diffusion devient suffisamment efficace pour provoquer un début de séparation des constituants atmosphériques. On se trouve ainsi dans une région de transition. Mais on passe rapidement dans l'*hétérosphère* (120 km) où la concentration de chaque constituant décroît suivant une loi exponentielle caractérisée par sa propre masse. Ainsi, dans l'hétérosphère, la masse moléculaire moyenne ne reste plus constante, mais diminue avec l'altitude, car les gaz plus légers deviennent relativement plus abondants sous l'effet permanent de la diffusion.

Enfin, au-delà d'un certain niveau, l'atmosphère est tellement raréfiée que les collisions entre les particules sont pratiquement négligeables. C'est l'*exosphère*, où les particules parcourent des distances considérables sans subir d'interaction avec d'autres particules. Le *niveau critique* fixant le début de l'exosphère dépend de la densité du milieu ambiant, c'est-à-dire de la température à la thermopause.

### 3. HOMOSPHERE ET CONSTITUANTS MINORITAIRES.

Dans l'homosphère, la pression atmosphérique  $p$  suit avec suffisamment de précision la loi des gaz parfaits. Dès lors, elle est liée à la concentration totale  $n$  ( $\text{cm}^{-3}$ ) et à la température absolue  $T$  ( $^{\circ}\text{K}$ ) par l'expression :

$$p = n k T, \quad (1)$$

où  $k$  est la constante de Boltzmann.

D'autre part, la décroissance  $dp$  de la pression dans un intervalle d'altitude  $dz$  est donnée par la loi de l'hydrostatique :

$$dp = - n m g dz, \quad (2)$$

où  $m$  est la masse moléculaire moyenne et  $g$  l'accélération due à la pesanteur à l'altitude  $z$ . En combinant les relations (1) et (2), on déduit l'expression :

$$dp/p = - dz/H, \quad (3)$$

où  $H = kT/mg$  est la hauteur d'échelle atmosphérique. Si  $H$  est une constante, l'intégration de (3) donne :

$$p = p_0 \exp - (z/H), \quad (4)$$

où  $p_0$  est la pression atmosphérique au niveau du sol.

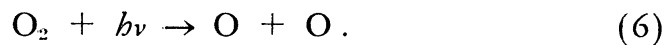
Dès lors, on peut interpréter la hauteur d'échelle  $H$  au niveau du sol comme étant l'altitude à laquelle la pression atmosphérique est réduite à 37 % de sa valeur au sol. Dans notre atmosphère, la hauteur d'échelle au niveau du sol est de l'ordre de 8 km, ce qui entraîne une décroissance assez rapide de la pression totale avec l'altitude. En fait, l'équation (4) doit être modifiée, car on doit tenir compte des variations de  $T$  et de  $g$

avec l'altitude. D'autre part, la notion de mélange dans l'homosphère signifie aussi que les pressions partielles des éléments principaux comme  $O_2$ ,  $N_2$  et  $A$  décroissent avec une même hauteur d'échelle, c'est-à-dire :

$$dp_1/p_1 = dp_2/p_2 = \dots = dp/p = -dz/H \quad (5)$$

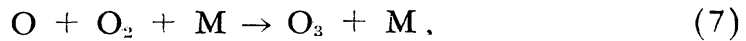
En étudiant la structure fine de l'homosphère, on constate aisément la présence de constituants *minoritaires* qui sont négligeables dans une détermination de la densité totale  $\rho = n m$ . Néanmoins ces constituants minoritaires peuvent jouer un rôle très important dans la compréhension de certains phénomènes. Ainsi, malgré sa faible concentration, l'ozone intervient pour une grande part dans le bilan thermique de la stratosphère. Dès lors, une chimie aéronomique des constituants minoritaires a été développée dans le cadre de l'homosphère. Nous présentons ici un bref aperçu de ces problèmes en renvoyant le lecteur à un récent article de Nicolet (1966) pour une analyse détaillée et une large bibliographie.

Alors que l'azote et l'oxygène moléculaires suivent une distribution de mélange dans l'homosphère et conservent pratiquement les proportions qu'ils ont dans la troposphère, les constituants minoritaires sont soumis à des réactions chimiques et photochimiques telles que leur distribution verticale peut être totalement modifiée. Notons cependant que les gaz nobles comme l'hélium et l'argon ne subissant pas de réactions chimiques, restent en mélange parfait jusque dans l'hétérosphère. Par contre, il est clair que l'oxygène moléculaire est partiellement dissocié en oxygène atomique par le rayonnement solaire ultraviolet. En effet, il existe deux domaines spectraux, correspondant respectivement aux continua de Schumann-Runge (longueur d'onde  $\lambda < 1750 \text{ \AA}$ ) et de Herzberg ( $\lambda < 2424 \text{ \AA}$ ), où apparaît la dissociation de  $O_2$  :

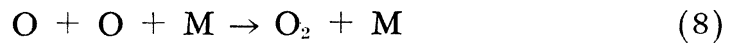


L'énergie du rayonnement solaire incident de fréquence  $\nu$  ( $\text{sec}^{-1}$ ) est égale à  $h\nu$  où  $h = 6,62 \times 10^{-27}$  erg sec est la constante de Planck. Comme l'absorption est beaucoup plus efficace dans le continuum de Schumann-Runge, on conclut que les radiations de longueurs d'ondes inférieures à  $1750 \text{ \AA}$  sont absorbées plus haut que les radiations dans le continuum de Herzberg. En fait, le rayonnement du continuum de Herzberg pénètre profondément dans la mésosphère et dans la stratosphère. La présence

de l'oxygène atomique conduit alors à la formation de l'ozone ( $O_3$ ) par la collision triple suivante :



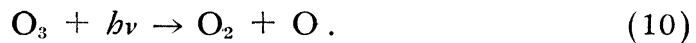
où  $M$  est une troisième particule ( $N_2$ ,  $O_2$ ,  $O$  par exemple) qui dissipe l'énergie de la recombinaison. Les réactions (6) et (7) constituent le mécanisme de formation de  $O_3$  proposé par S. Chapman en 1930. Mais, dans la mésosphère il y a aussi une perte d'oxygène atomique par les réactions suivantes :



et

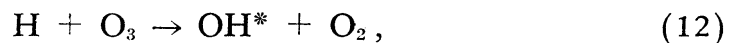


La réaction (9) est également un processus de destruction de l'ozone qui peut aussi être dissocié par le rayonnement solaire :

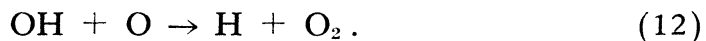


L'analyse quantitative des réactions (6) à (10) montre que les constituants minoritaires  $O_3$  et  $O$  de l'homosphère ne peuvent pas suivre une distribution verticale identique à celle de  $O_2$  et  $N_2$ .

Néanmoins, les processus décrits ne permettent pas d'expliquer l'émission infra-rouge de quelque  $3 \text{ erg cm}^{-2} \text{ sec}^{-1}$  du radical  $OH$ , observée dans la lumière du ciel nocturne. Bates et Nicolet (1950) ont proposé la réaction :

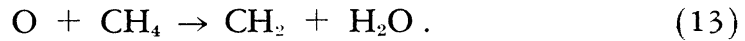


suivie de



La réaction (11) explique bien l'émission infra-rouge à partir du radical excité  $OH^*$  et démontre ainsi l'existence de l'hydrogène atomique dans la mésosphère. Dans ce mécanisme, l'hydrogène agit comme un catalyseur. Comme nous désirons suivre particulièrement l'hydrogène dans l'atmosphère, il s'agit encore de présenter un mécanisme de production de cet élément. A priori, une molécule susceptible de fournir de l'hydrogène est la vapeur d'eau  $H_2O$ ; mais, le méthane intervient indirectement

dans ce processus. En effet, le méthane ( $\text{CH}_4$ ) peut diffuser de la troposphère vers les régions supérieures et être oxydé suivant la réaction



Dès lors, on peut conclure que l'hydrogène atomique résulte de la dissociation de la vapeur d'eau produite par l'oxydation du méthane dans la stratosphère et la mésosphère. D'ailleurs, l'existence du radical OH dans la mésosphère se déduit directement de l'observation de l'émission infrarouge très intense de ses bandes de rotation-vibration. Finalement, signalons que d'autres réactions très nombreuses doivent être introduites pour compléter le simple schéma qui vient d'être présenté. Toutefois, l'insuffisance et l'imprécision actuelles des données expérimentales relatives à ces processus chimiques rendent difficile une analyse aéronomique quantitative des constituants minoritaires de l'homosphère.

#### 4. HETEROSPHERE ET ACTIVITE SOLAIRE.

##### 4.1. *Densité et pression.*

Alors qu'au niveau du sol la pression est de quelque 760 mmHg, elle est seulement de l'ordre de  $3 \times 10^{-4}$  mmHg (à 100 km) au seuil de l'hétérosphère. Nous constatons ainsi une diminution d'un facteur supérieur à un million sur un intervalle d'altitude de 100 km. En analysant le freinage des satellites artificiels, on note aisément que la densité totale et la pression décroissent nettement moins vite au-dessus de 100 km. Comme l'équation (3) relative à la pression totale est encore valable dans l'hétérosphère, la diminution plus lente de la pression peut être justifiée par une augmentation de la hauteur d'échelle atmosphérique  $H = kT/mg$ . En fait,  $H$  augmente si la température croît ou si la masse moléculaire moyenne  $m$  diminue. Les deux cas se présentent simultanément dans l'hétérosphère.

Tout d'abord, les constituants de l'hétérosphère sont susceptibles d'absorber le rayonnement solaire ultraviolet, ce qui entraîne le chauffage de l'hétérosphère pendant le jour. D'autre part, le régime hydrodynamique de l'hétérosphère est tel que le seul transport possible de la chaleur est la conduction, c'est-à-dire un échange d'énergie par collisions entre particules. Ainsi, la chaleur est transportée du haut vers le bas, ce qui entraîne une température élevée (600 à 2000°K) et constante à la thermopause ( $z > 200$  km) alors qu'à 100 km d'altitude la température est seulement de l'ordre de 200°K.

Ensuite, la diminution de la masse moléculaire moyenne avec l'altitude est due à la séparation des constituants atmosphériques par diffusion. Cela signifie que la relation (5) n'est plus valable dans l'hétérosphère. Il s'agit de remplacer cette expression par :

$$dp_i/p_i = -dz/H_i, \quad (14)$$

ou  $p_i$  est la pression partielle de l'élément considéré et où  $H_i = kT/m_i g$  est la hauteur d'échelle associée à l'élément de masse  $m_i$ . Ainsi, chaque élément se comporte comme s'il était seul et sa pression partielle suit une loi donnée par la relation (14). Nous sommes donc en présence de trois processus influençant la structure de l'hétérosphère : la diffusion des gaz dans le champ de la pesanteur, le chauffage par le rayonnement solaire ultraviolet et le transport de la chaleur par conduction.

Quelques observations par fusées et satellites ont montré que le rayonnement solaire ultraviolet varie avec le cycle undécennal d'activité solaire. D'autre part, la densité atmosphérique de l'hétérosphère est également soumise à plusieurs types de variation dont nous n'en décrivons que quelques-uns. La figure 1 (Jacchia, 1966) nous montre le logarithme de la densité totale obtenue par l'analyse du freinage du satellite Explorer IX (1961 81). La deuxième bande de ce graphique nous donne les températures « exosphériques » (c'est-à-dire les températures à la thermopause) qui correspondent aux densités observées et réduites à une altitude standard de 730 km. Ces températures sont obtenues grâce à un modèle atmosphérique et on peut constater qu'une forte température correspond à une densité élevée. Pour déceler un effet dû à l'activité solaire, la quatrième bande de la figure 1 présente le flux solaire radioélectrique de longueur d'onde 10,7 cm mesuré en unité de  $10^{-22}$  watt  $m^{-2}$  (cycle/sec) $^{-1}$ . Il est essentiel de noter que ce flux décimétrique n'est pas responsable d'un chauffage de l'atmosphère. En réalité, ce flux provient des régions de la chromosphère et de la couronne du Soleil où sont produits les rayonnements X et ultraviolet. Dès lors, le flux décimétrique peut être considéré comme un indice de l'activité solaire dans le domaine spectral du rayonnement absorbé dans l'hétérosphère. On note ainsi une corrélation globale entre les variations de la température  $T$  ou la densité  $\rho$  et les variations de l'activité solaire. D'autre part, on constate l'existence d'une période de 27 jours dans les variations de  $\rho$  et  $T$ . Cette oscillation est en phase avec la période de 27 jours observée dans le flux décimétrique et associée à la période de rotation du Soleil. Au maximum d'activité solaire, la température de la thermopause atteint aisément



2000°K pour retomber à quelque 600°K au minimum d'activité solaire. Un examen plus détaillé de la figure 1 nous montre qu'en plusieurs jours il n'y a aucune corrélation entre la température (ou la densité) et le flux

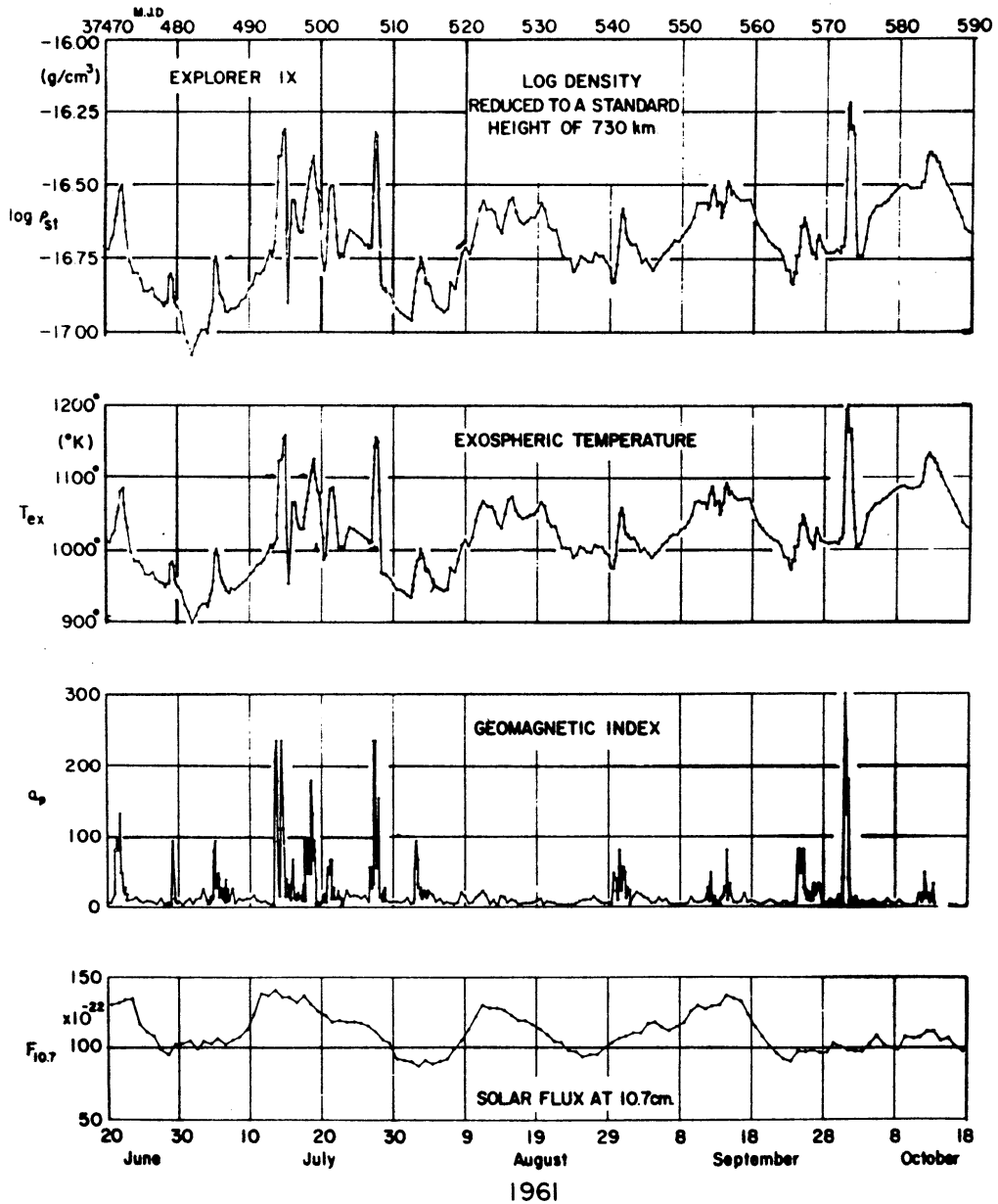


Fig. 1. — Variations de la densité atmosphérique à 730 km et de la température à la thermopause (Jacchia, 1966).

solaire de 10,7 cm. Mais, la troisième bande de cette figure nous donne l'indice géomagnétique  $a_p$  qui est proportionnel à l'amplitude des variations du champ géomagnétique. Lorsqu'il y a des perturbations géomagné-

tiques entraînant une augmentation de  $a_P$ , on constate que température et densité subissent un accroissement pouvant être très important alors que le flux solaire n'est pratiquement pas modifié. Le mécanisme physique de cet échauffement en corrélation avec l'activité géomagnétique n'est pas encore connu. En résumé, la figure 1 fait apparaître :

- 1) les variations avec l'activité solaire
- 2) les oscillations de 27 jours
- 3) les variations avec l'activité géomagnétique.

Il y a un phénomène très important : c'est la *variation diurne*. En effet, durant la nuit, le chauffage ultraviolet n'a pas lieu et seul un refroidissement par conduction de la chaleur vers le bas est efficace dans l'hétérosphère. Ainsi, la température nocturne de la thermopause est de l'ordre de quelque 70 % de la température maximale du jour. Enfin, signalons une variation avec la latitude qui est actuellement difficile à déceler dans les observations.

#### 4.2. Composition

Après une description du comportement global de l'hétérosphère, il est intéressant d'examiner les constituants atmosphériques responsables de cette situation physique. A 100 km d'altitude, nous sommes en présence de cinq éléments qui joueront un rôle dans la structure de l'hétérosphère. Les concentrations (nombre de particules par  $\text{cm}^3$ ) se répartissent de la façon suivante à 100 km :

$n(\text{N}_2)$	$n(\text{O}_2)$	$n(\text{O})$	$n(\text{He})$	$n(\text{H})$
$1,1 \times 10^{13}$	$2,2 \times 10^{12}$	$1,4 \times 10^{12}$	$7,2 \times 10^7$	$10^7$

En se rappelant la composition de l'homosphère, il n'est pas difficile d'imaginer la présence de  $\text{N}_2$ ,  $\text{O}_2$  et  $\text{O}$  au seuil de l'hétérosphère. L'hélium est produit dans la croûte et le manteau de la Terre par désintégration radioactive du thorium 232 et des isotopes 235 et 238 de l'uranium. Ainsi, au moins  $2 \times 10^6$  atomes  $\text{cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$  passent continuellement dans l'atmosphère et doivent diffuser jusqu'au sommet de l'hétérosphère avant d'être libérés de l'attraction du champ de la pesanteur terrestre. La présence de l'hélium dans l'hétérosphère et dans l'exosphère fut d'abord démontrée théoriquement (Nicolet, 1961; Kockarts et Nicolet, 1962). Puis, le premier satellite aéronomique Explorer XVII lancé le 3 avril 1963, effectua les premières mesures de l'hélium par spectrométrie de masse. La figure 2 (Reber and Nicolet, 1965) nous montre quelques

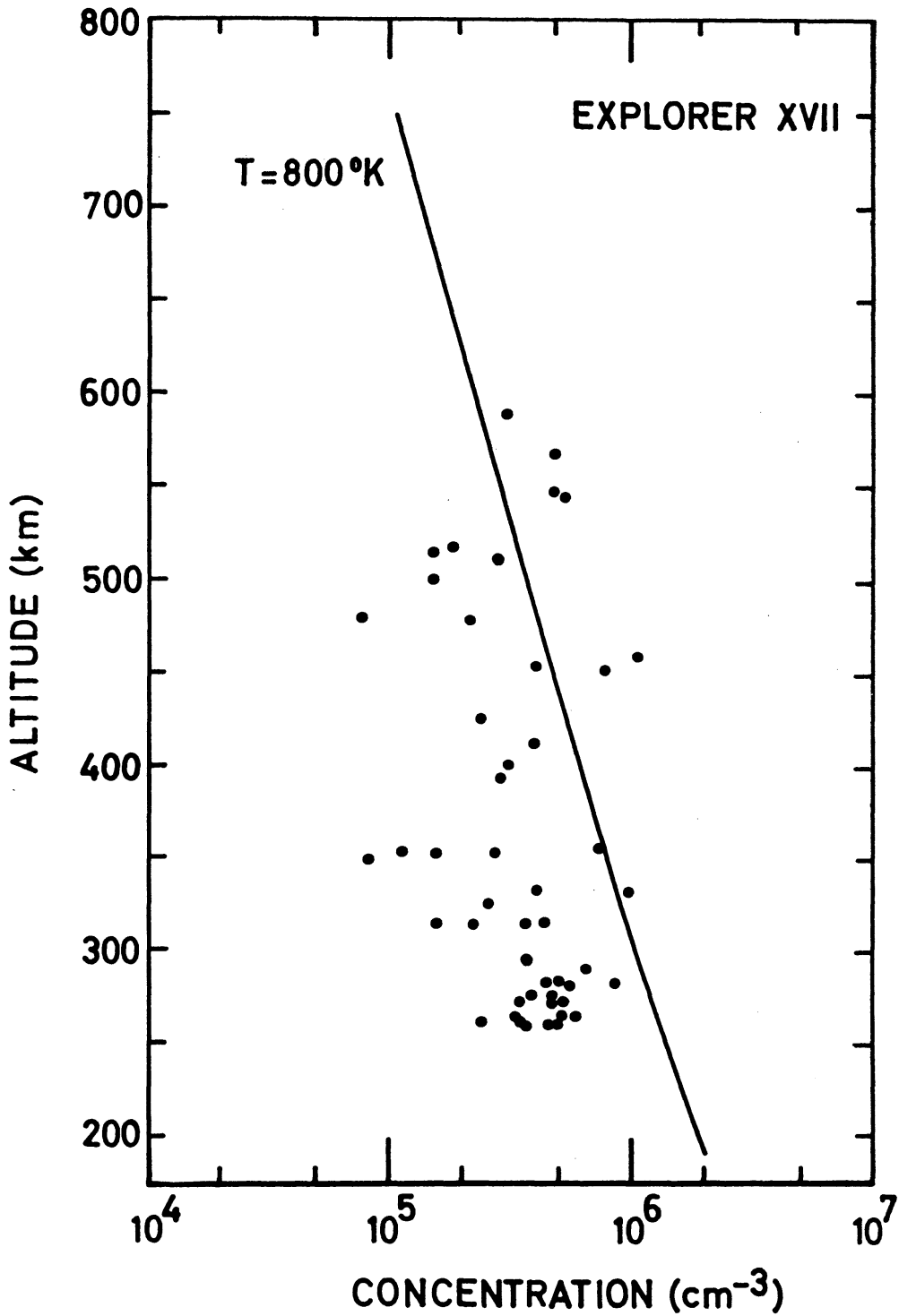


Fig. 2. — Mesures de la concentration de l'hélium par spectrométrie de masse (Reber and Nicolet, 1965).

mesures effectuées entre 250 km et 500 km d'altitude, ainsi qu'une distribution verticale théorique correspond à une température de 800°K à la thermopause.

L'observation de l'hydrogène atomique dans l'hétérosphère se fait surtout par des méthodes optiques. Nous avons représenté à la figure 3 quelques niveaux d'énergie de l'hydrogène atomique dont l'énergie

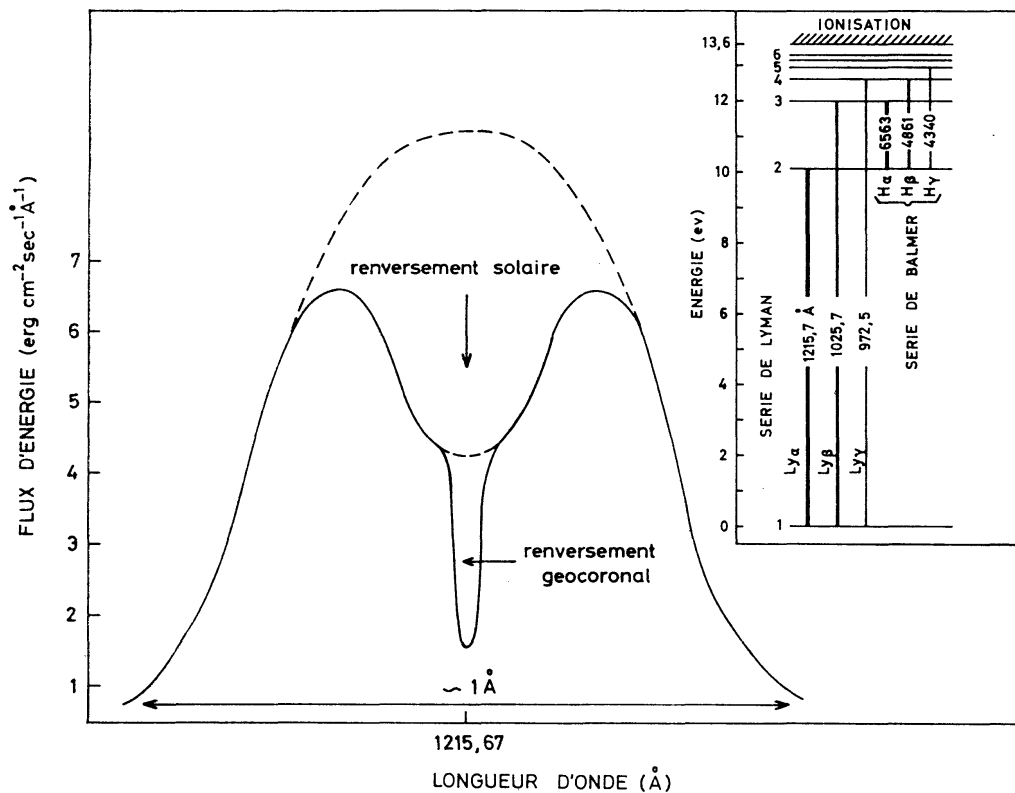


Fig. 3. — Niveaux d'énergie de l'atome d'hydrogène et profil schématique de la raie Lyman  $\alpha$

d'ionisation est de 13,6 eV. Deux séries de raies sont particulièrement intéressantes dans le problème aéronomique : il s'agit de la série de Lyman et de la série de Balmer. Tout d'abord, la raie Lyman  $\alpha$  est émise par l'hydrogène solaire excité au niveau 2 (voir fig. 3). Ce rayonnement ultraviolet est très intense et atteint 3 à 6 erg cm<sup>-2</sup> sec<sup>-1</sup> suivant le degré d'activité solaire. La raie Lyman  $\alpha$  subit alors une absorption par l'hydrogène solaire qui se trouve encore au niveau 1 c'est-à-dire au niveau fondamental. L'observation par fusée de la radiation Lyman  $\alpha$  montre que cette raie a une forme semblable à celle indiquée à la figure 3. D'une part, le renversement solaire est dû à une absorption par l'hydrogène solaire, d'autre part le renversement géocoronal résulte d'une absorption

par l'hydrogène atomique d'origine terrestre. Ainsi, le renversement géocoronal permet de déterminer la quantité totale d'hydrogène (nombre de particules par  $\text{cm}^2$ ) qui se trouve au-dessus de l'altitude où la mesure a été effectuée. Une autre possibilité consiste à observer la raie Lyman  $\alpha$  diffusée par résonance dans la partie non éclairée de l'hétérosphère. Finalement, l'examen des niveaux d'excitation de l'hydrogène (voir fig. 3) montre que l'émission solaire Lyman  $\beta$  peut être absorbée par l'hydrogène terrestre qui est alors excité sur le niveau 3 et qui peut ainsi émettre la raie rouge  $\text{H}\alpha$  de la série de Balmer. Les trois phénomènes — absorption de Lyman  $\alpha$ , diffusion résonante de Lyman  $\alpha$  et émission de  $\text{H}\alpha$  — sont effectivement observés dans notre atmosphère et permettent ainsi de déterminer l'existence et l'abondance de l'hydrogène atomique. Les mesures d'absorption montrent que la concentration de l'hydrogène atomique doit être de l'ordre de  $10^7$  atomes  $\text{cm}^{-3}$  à 100 km d'altitude.

Examinons maintenant la distribution verticale de l'hydrogène atomique. Alors que les autres constituants ( $\text{N}_2$ ,  $\text{O}_2$ ,  $\text{O}$  et  $\text{He}$ ) peuvent être considérés comme étant en équilibre de diffusion dans l'hétérosphère, l'hydrogène est soumis à un régime particulier. En effet, la chimie aéronomique du méthane et de la vapeur d'eau dans l'homosphère explique l'origine d'un flux de l'ordre de  $2,5 \times 10^7$  particules d'hydrogène par  $\text{cm}^2$  et par sec aux environs de 100 km. Mais, il se fait que ce flux est proche de la valeur maximale du flux transportable par diffusion. Dès lors, la distribution verticale de l'hydrogène ne correspondra pas à une distribution d'équilibre de diffusion caractérisée par un flux nul ou très faible. Notons en passant que le flux des particules d'hélium est certainement 10 fois plus faible que le flux d'hydrogène atomique; c'est pourquoi, l'hélium est pratiquement en équilibre de diffusion dans l'hétérosphère. Un exemple de distribution verticale de l'hydrogène est présenté à la figure 4 (Kockarts et Nicolet, 1963). Tout d'abord, on constate que la distribution réelle en trait plein décroît plus rapidement que la distribution fictive en pointillé correspondant à un équilibre de diffusion. Ensuite, la concentration de l'hydrogène aux hautes altitudes de l'hétérosphère est plus élevée pour les faibles températures, c'est-à-dire une situation opposée à celle rencontrée pour la densité *totale* au paragraphe 4.1. Finalement, l'écart à l'équilibre de diffusion est plus important pour les fortes températures. En conséquence, l'hydrogène atomique joue un rôle très important dans l'hétérosphère lors d'un minimum d'activité solaire et en particulier lors des conditions nocturnes.

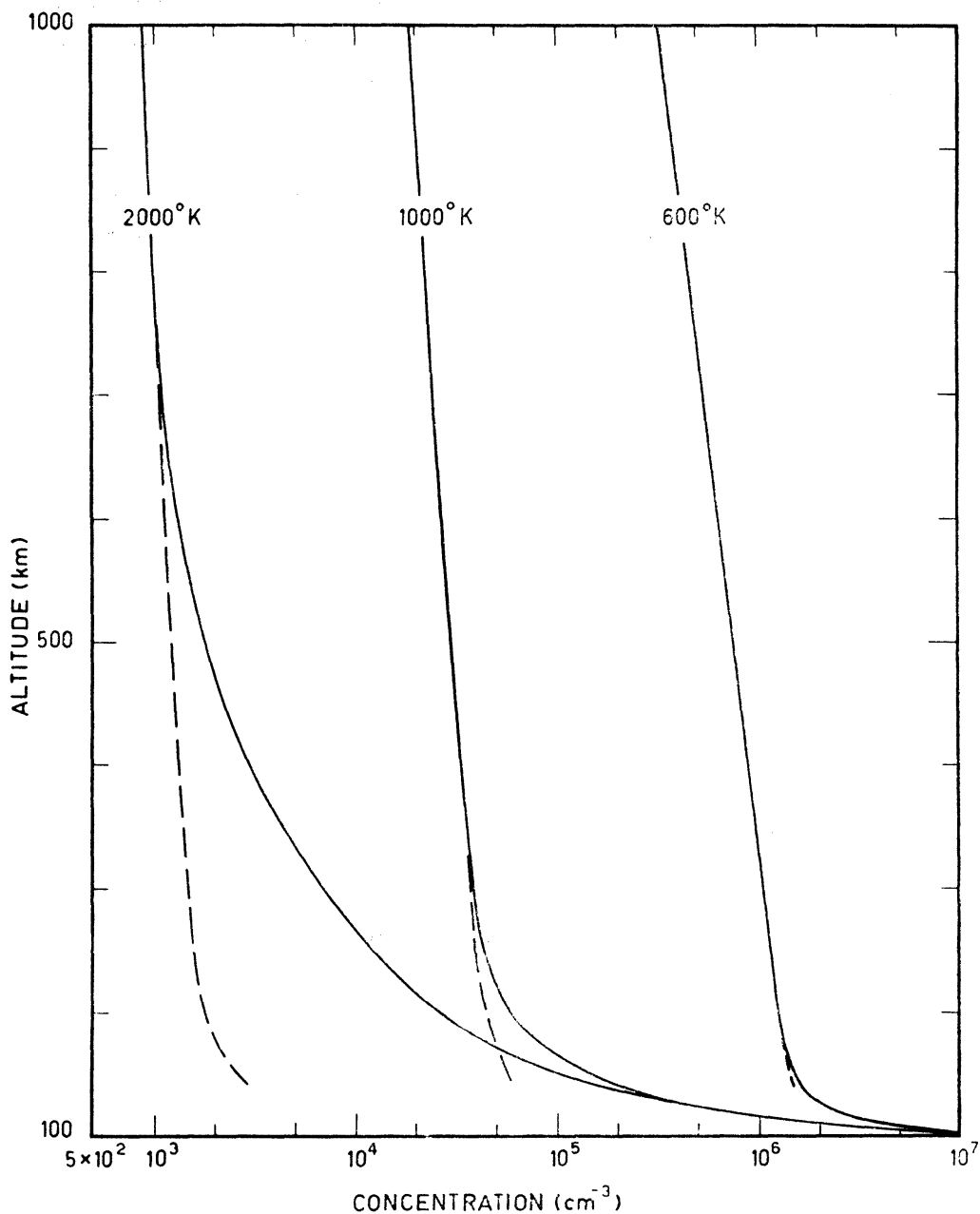


Fig. 4. — Distribution verticale de l'hydrogène atomique. Distribution réelle en trait plein comparée à celle d'un équilibre de diffusion.

Afin d'examiner le comportement des divers constituants de l'hétérosphère, nous avons représenté à la figure 5 l'épaisseur des couches d'oxygène atomique, d'hélium et d'hydrogène en fonction de la température de la thermopause. L'oxygène moléculaire n'intervient pas dans ce graphique, car par suite de sa masse élevée, cet élément diminue très rapidement avec l'altitude. Après une couche d'azote moléculaire, entre

100 km et 200 km, l'oxygène atomique devient l'élément le plus abondant lorsque sa concentration  $n(\text{O})$  devient égale à celle de l'azote moléculaire. L'étendue de la ceinture d'oxygène atomique croît avec la température, c'est-à-dire avec l'augmentation de l'activité solaire. Une ceinture d'hélium très importante commence à 500 km ou à 1300 km suivant le degré d'activité solaire. Lors du minimum d'activité solaire, l'hydrogène atomique est l'élément le plus abondant au-dessus de

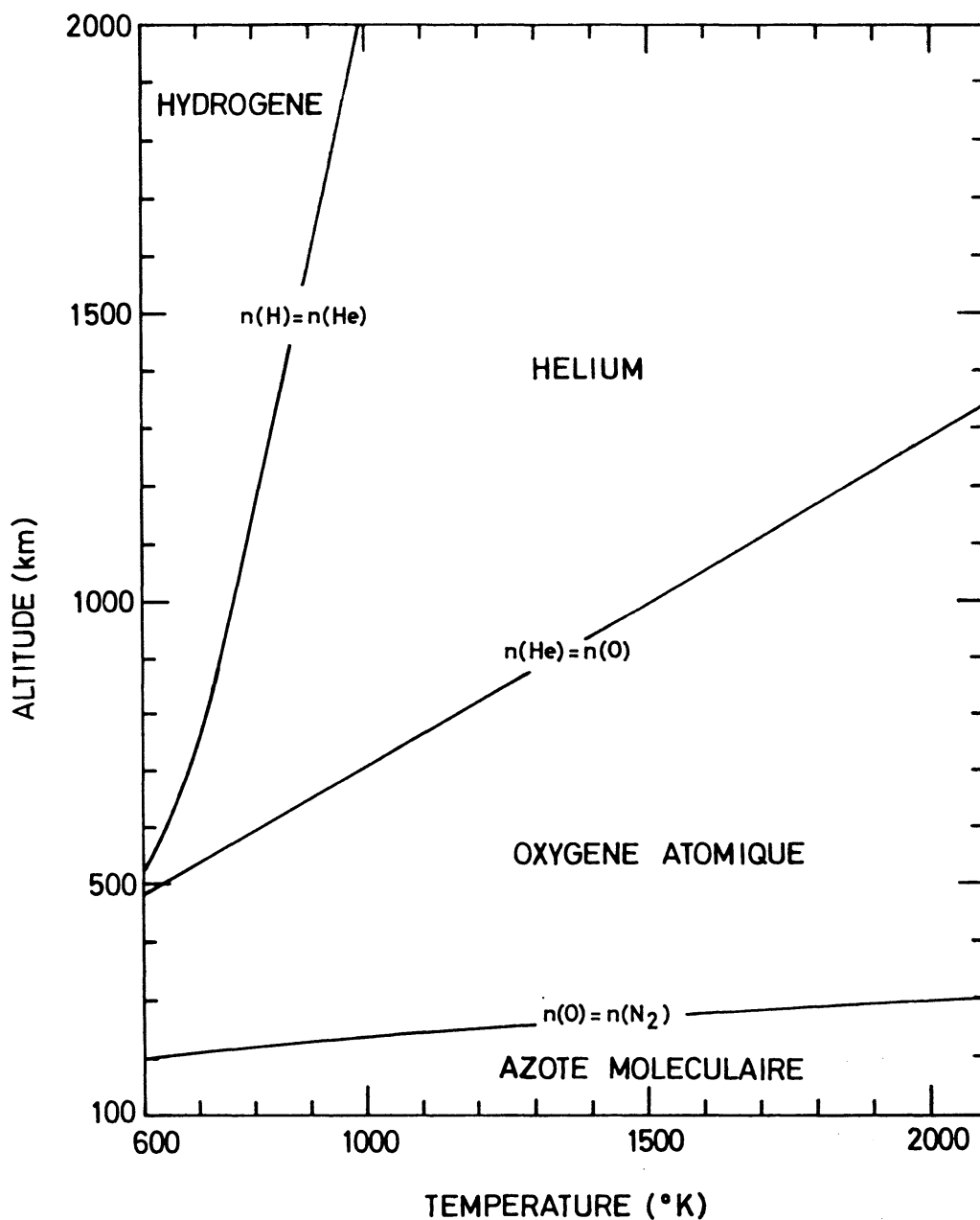


Fig. 5. — Variations des ceintures d'oxygène atomique, d'hélium et d'hydrogène atomique au cours d'un cycle d'activité solaire.

1000 km. On constate ainsi que l'étendue de ces ceintures est liée à l'activité solaire et que toute variation d'activité entraîne des modifications dans la structure de l'hétérosphère. Ceci nous fait apparaître le caractère dynamique de cette région de l'atmosphère soumise continuellement à des variations diurnes, journalières, saisonnières et undécennales.

## 5. EXOSPHERE

### 5.1. Niveau critique

Lorsque la fréquence de collision entre les particules de l'atmosphère est suffisamment élevée on sait que la distribution des vitesses des particules est maxwellienne. C'est dans ce cas que l'on définit la température au sens classique par un paramètre représentant l'énergie cinétique *moyenne* de toutes les particules. Ce processus est valable dans l'hétérosphère où les collisions sont encore efficaces. Toutefois, comme la concentration décroît exponentiellement avec l'altitude, les collisions deviennent très rares au-dessus d'une certaine altitude, et une particule peut alors se déplacer sur de très grandes distances sans subir d'interaction avec les autres constituants. La fréquence de collision est inversement proportionnelle au libre parcours moyen qui est la distance moyenne parcourue par une particule entre deux collisions. Ainsi, le libre parcours moyen d'un atome d'hydrogène, qui n'est que de l'ordre de  $10^{-5}$  cm au niveau du sol, atteint 20 cm aux environs de 100 km d'altitude et prend à 500 km d'altitude des valeurs comprises entre 15 km et 1000 km. L'altitude à partir de laquelle on néglige les collisions est appelée *niveau critique* et fixe le début de l'exosphère.

Tout en n'ignorant pas que le niveau critique est en réalité une zone d'une certaine étendue, nous pouvons tenter de la définir grâce à un phénomène physique : l'échappement des particules du champ de la pesanteur terrestre. Lorsque une particule atteint une vitesse de l'ordre de  $11 \text{ km sec}^{-1}$ , elle peut en principe s'échapper du champ d'attraction de la Terre. Pour cela deux conditions supplémentaires doivent être réalisées :

- 1) la vitesse de la particule doit être dirigée vers le haut,
- 2) la particule ne peut subir aucune collision susceptible de lui faire perdre de l'énergie cinétique.



Nous pouvons ainsi définir une probabilité d'échappement, c'est-à-dire une probabilité telle qu'une particule ayant atteint la vitesse d'échappement satisfasse aux deux conditions précédentes. La figure 6 donne l'altitude du niveau critique en fonction de la température de la thermo-

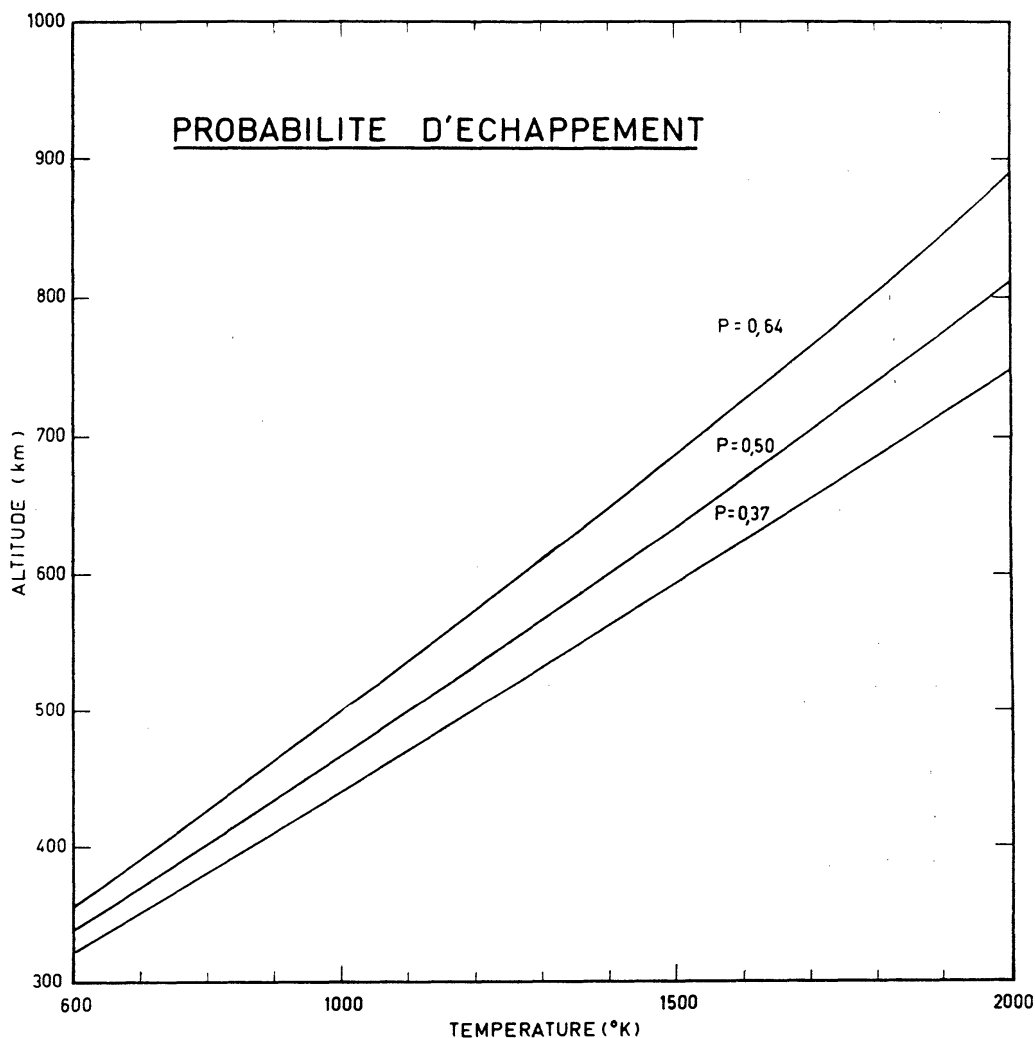


Fig. 6. — Altitude du niveau critique en fonction de la température de la thermopause pour diverses probabilités d'échappement.

pause pour des probabilités d'échappement  $P = (0,50 \pm 0,14)$ . Pour  $P = 0,64$ , l'altitude du niveau critique varie entre 350 km et 900 km lorsque la température à la thermopause passe de 600°K à 2000°K. Nous avons ainsi fixé le début de l'exosphère.

### 5.2. *Composition et structure*

En se reportant à la figure 5, on peut constater que l'hélium et l'hydrogène sont les seuls éléments destinés à jouer un rôle dans l'exosphère, car l'oxygène atomique devient rapidement négligeable au-dessus du niveau critique. Le problème essentiel est alors de déterminer quelle est la nature des diverses trajectoires suivies par les particules soumises uniquement au champ de la pesanteur. Considérons un élément de volume (voir fig. 7) situé à une distance quelconque au-dessus du niveau critique. Nous pouvons distinguer à priori deux groupes de particules dans cet élément de volume :

- a) les particules qui passent par le niveau critique,
- b) les particules qui ne rencontrent pas le niveau critique.

Au premier groupe appartiennent deux types de particules :

- 1) les particules  $n_1$ , à trajectoires balistiques qui traversent le niveau critique avec une vitesse inférieure à la vitesse d'échappement;
- 2) les particules  $n_3$  à trajectoires hyperboliques ou paraboliques qui traversent le niveau critique avec une vitesse supérieure à la vitesse d'échappement. Notons que, dans un état stationnaire, les particules quittant ou rejoignant le niveau critique sont également nombreuses.

Au deuxième groupe appartiennent aussi deux types de particules :

- 1) les particules satellites  $n_2$  dont le périégée est nécessairement au-dessus du niveau critique,
- 2) les particules hyperboliques étrangères  $n_4$  qui sont d'origine interplanétaire.

Si ces quatre types de particules étaient tous présents dans l'exosphère, la distribution verticale de la concentration d'un constituant exosphérique serait identique à la distribution hydrostatique de l'hétérosphère. Dès lors, il s'agit de discuter l'existence des types de particules pour déterminer la structure réelle de l'exosphère. Les particules balistiques  $n_1$  existent certainement, car elles proviennent de l'hétérosphère. Elles peuvent cependant provenir de régions où les températures de la thermopause sont différentes. Dès lors, on peut imaginer l'existence d'un flux latéral de particules perturbant la distribution verticale. Quant aux particules hyperboliques  $n_3$  venant du niveau critique, elles constituent le groupe des particules s'échappant de l'atmosphère et on peut estimer que

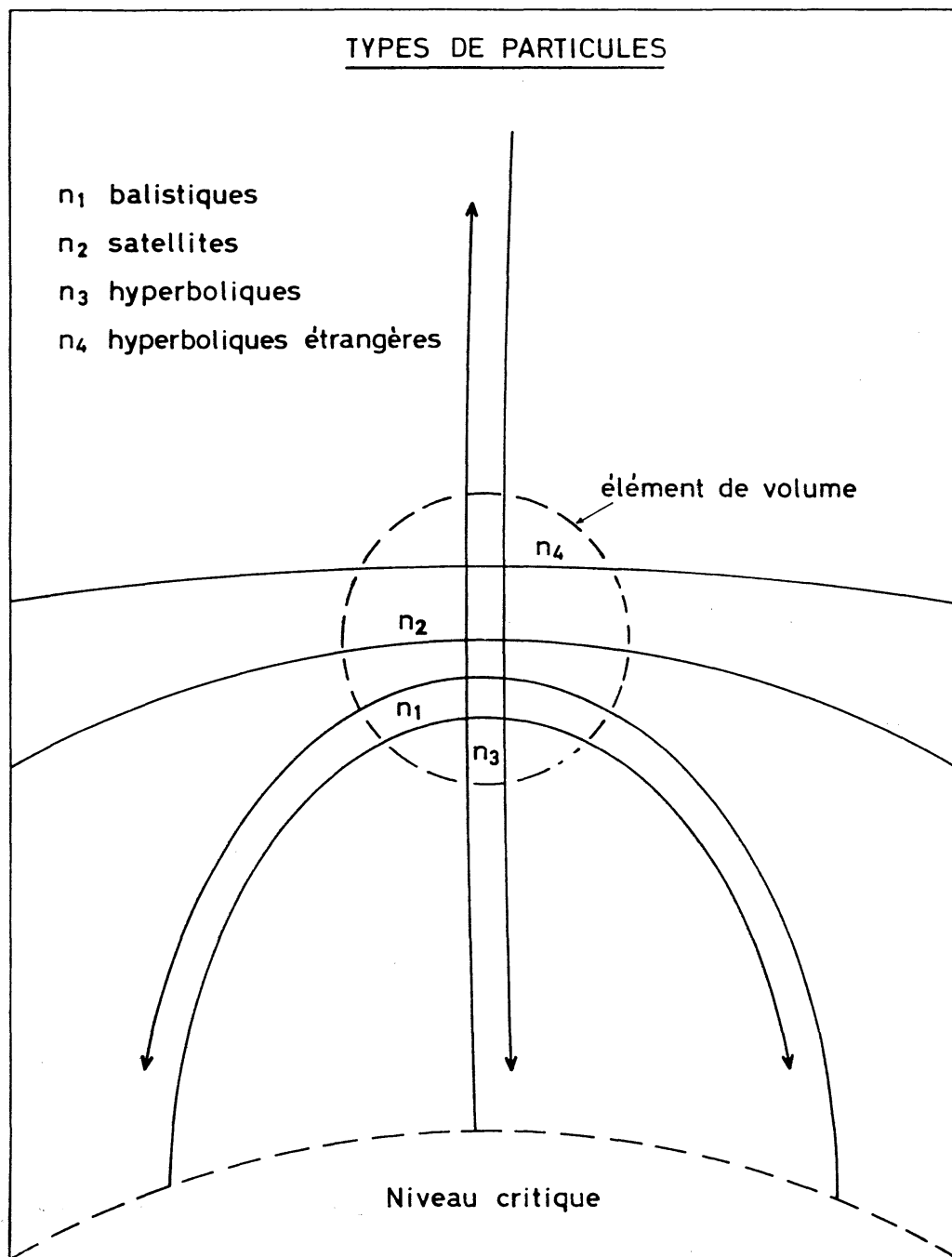


Fig. 7. — Types de trajectoires des particules dans l'exosphère.

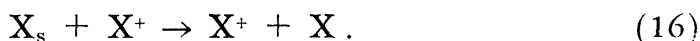
le rôle des particules d'origine externe n'est pas fondamental au-dessous de 50.000 km d'altitude.

Le problème des particules satellites  $n_2$  exige une analyse détaillée. Si de telles particules existent, elles doivent avoir été mises sur orbite

à l'occasion de l'une ou l'autre rare collision. De plus, de telles collisions doivent satisfaire à des conditions d'angle et d'énergie. On peut ainsi estimer le nombre de particules mises sur orbite. Mais, il faut également tenir compte des processus susceptibles de modifier la trajectoire des particules satellites. Si nous considérons une particule satellite  $X_s$ , elle peut devenir un ion par photoionisation



ou par un échange avec un autre ion thermique  $X^+$  :



Lorsque la particule satellite est ionisée par l'un des processus (15) ou (16), l'ion  $X^+$  est dirigé par le champ magnétique terrestre et ne peut rester sur son orbite. D'autre part, la particule neutre  $X$  résultant de l'échange de charge (16) n'a pratiquement aucune chance de se trouver sur orbite. Dès lors, il suffit de faire le bilan entre la production et la destruction des particules satellites pour déterminer si ces particules existent en un nombre suffisant dans l'exosphère. On conclut aisément que les processus de destruction des particules satellites sont nettement plus rapides que la mise sur orbite dans les domaines d'altitude où les particules satellites auraient pu jouer un rôle. En d'autres termes, nous pouvons ainsi négliger ces particules dans l'exosphère.

L'importance des particules hyperboliques étrangères peut être estimée en se basant sur les observations de la raie Lyman  $\alpha$ . Patterson, Johnson et Hanson (1963) ont ainsi calculé la concentration interplanétaire en particules d'hydrogène caractérisées par des vitesses de quelques centaines de kilomètres par seconde. Au voisinage de l'orbite terrestre, la concentration de ces particules est de l'ordre de  $5 \times 10^{-2} \text{ cm}^{-3}$ , c'est-à-dire une valeur négligeable par rapport aux particules  $n_1$  et  $n_3$ . Nous pouvons ainsi conclure que les concentrations atomiques dans l'exosphère sont déterminées en partant des valeurs estimées des particules balistiques et hyperboliques à l'altitude du niveau critique. Les figures 8 et 9 donnent les concentrations de l'hélium et de l'hydrogène pour les températures de 2000°K et 750°K à la thermopause. On constate que les courbes  $n_1 + n_3$  et  $n_1 + (1/2) n_3$  ne sont pas très différentes pour l'hydrogène. Cela signifie que la présence ou l'absence des particules hyperboliques  $(1/2) n_3$  venant de l'infini ne modifient pas la structure de l'exosphère au-dessous de 50.000 km d'altitude. Pour l'hélium il est impossible de faire apparaître cette faible différence sur les graphiques. Les figures 8

et 9 montrent également les distributions hydrostatiques obtenues en extrapolant les concentrations en équilibre de diffusion de l'hétérosphère. De fortes différences apparaissent avec la distribution réelle  $n_1 + n_3$  ou

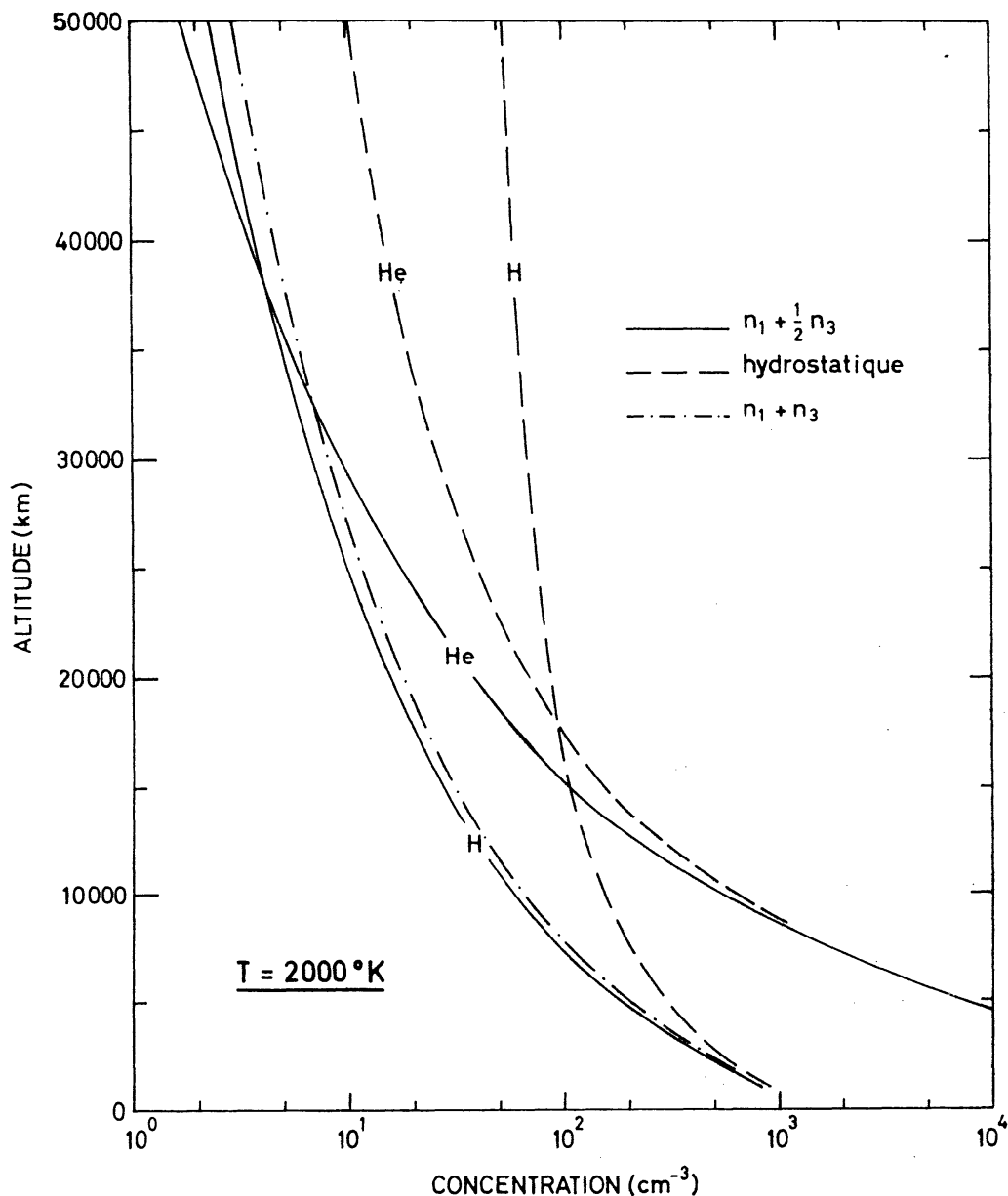


Fig. 8. — Comparaison entre la distribution hydrostatique et la distribution minimale  $n_1 + (1/2) n_3$  de l'hélium et de l'hydrogène pour une température de 2000°K à la thermopause.

$n_1 + (1/2) n_3$ ; elles sont dues à l'absence des particules satellites  $n_2$  et des particules hyperboliques étrangères  $n_4$ . Ainsi, la distribution des vitesses des particules exosphériques n'est plus maxwellienne, ce qui explique la différence de structure par rapport à celle de l'hétérosphère.

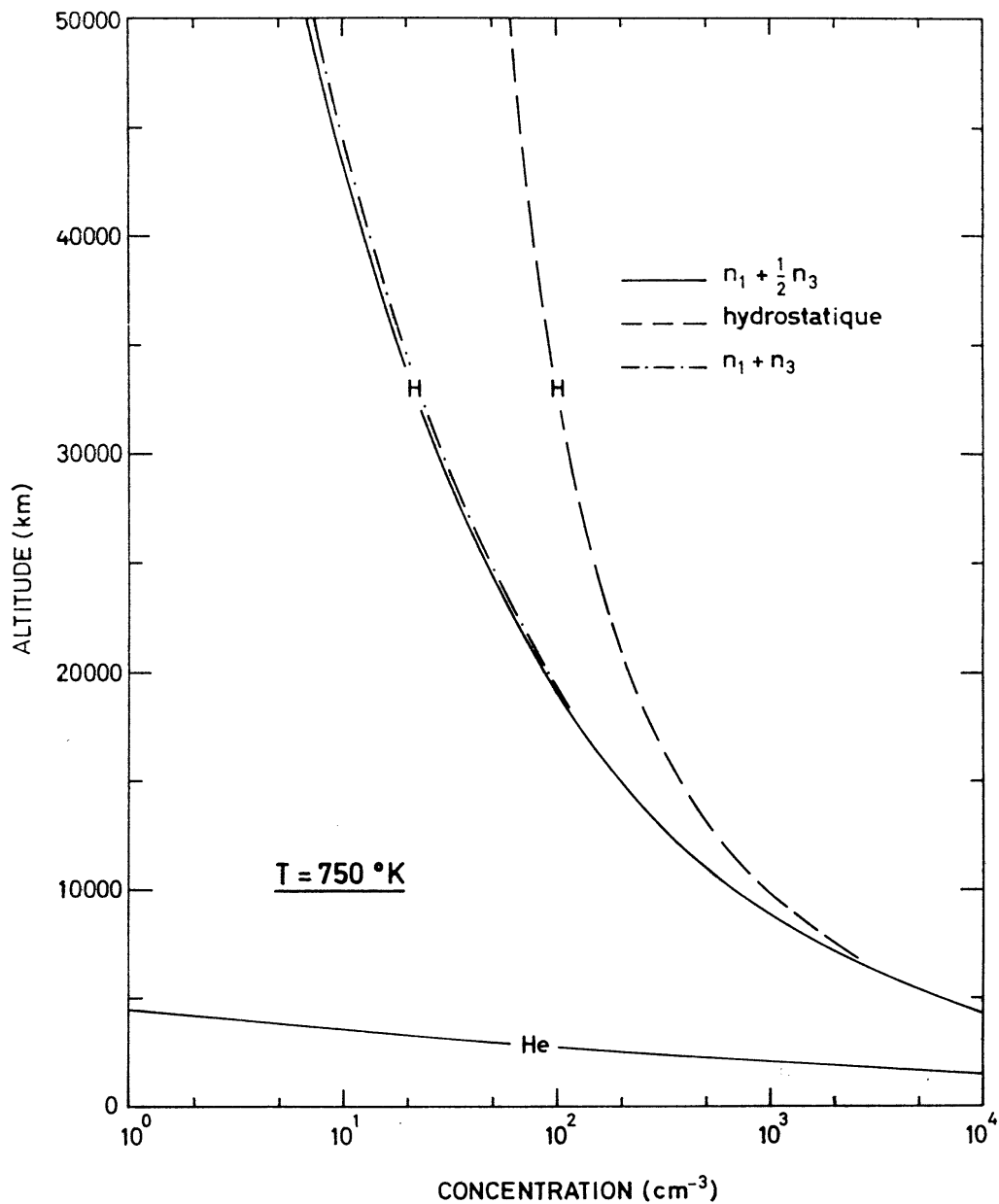


Fig. 9. — Comparaison entre la distribution hydrostatique et la distribution minimale  $n_1 + (1/2)n_3$  de l'hélium et de l'hydrogène pour une température de 750°K à la thermopause.

## 6. CONCLUSION

Au terme de cette incursion aéronomique jusqu'à 50.000 km, nous avons parcouru essentiellement trois régions différentes de l'atmosphère terrestre : l'homosphère, l'hétérosphère et l'exosphère.

Dans l'homosphère, les constituants atmosphériques principaux sont soumis à un brassage continu maintenant un mélange parfait. Des pro-

blèmes particuliers se posent dans le cas des constituants minoritaires soumis à différents types de réactions chimiques dont les vitesses de réaction sont suffisantes pour conduire à des équilibres différents de celui du mélange parfait.

Dans l'hétérosphère, le transport par diffusion gouverne la distribution verticale des constituants atmosphériques soumis au chauffage du rayonnement solaire ultraviolet. D'autre part, le transport de chaleur par conduction est tel qu'une variation diurne se manifeste dans la structure journalière de l'hétérosphère. A cette variation, se superposent les effets des activités solaire et géomagnétique. Cet ensemble de processus fait que l'hétérosphère doit être considérée comme une région extrêmement variable où la température passe de 2000°K à 600°K d'un maximum à un minimum d'activité solaire.

Dans l'exosphère, la concentration des particules est diminuée au point que les collisions sont négligeables et que l'analyse est basée sur l'étude des diverses trajectoires que peuvent suivre les particules dans le champ de la pesanteur. Ainsi, on est conduit à admettre comme constituants exosphériques, les particules balistiques et hyperboliques qui traversent le niveau critique.

Ces régions de l'atmosphère neutre nous révèlent la diversité et la complexité des aspects rencontrés en aéronomie spatiale alors que les problèmes de l'ionosphère et de la magnétosphère n'ont même pas été abordés dans cette incursion. Cependant, on peut déjà se rendre compte du fait que les atmosphères terrestre et planétaire offrent aujourd'hui les conditions de travail d'un nouveau laboratoire pratiquement irréalisable au niveau du sol.

#### REFERENCES

Cette liste est loin d'être exhaustive et le lecteur peut trouver dans ces références une bibliographie plus détaillée.

- [1] BATES, D.R. and NICOLET, M., The photochemistry of atmospheric water vapor, *J. Geophys. Res.*, 55, 301-327, 1950.
- [2] JACCHIA, L.G., Density variations in the heterosphere, *Ann. Géophys.*, 22, 75-85, 1966.
- [3] KOCKARTS, G. et NICOLET, M., Le problème aéronomique de l'hélium et de l'hydrogène neutres, *Ann. Géophys.*, 18, 269-290, 1962.

- [4] KOCKARTS, G. et NICOLET, M., L'hélium et l'hydrogène au cours d'un minimum d'activité solaire, *Ann. Géophys.*, 19, 370-385, 1963.
- [5] NICOLET, M., Helium an important constituent in the lower exosphere, *J. Geophys. Res.*, 66, 2263-2264, 1961.
- [6] NICOLET, M., The structure of the upper atmosphere, pp. 243-275, in: Odishaw, H. (ed.), *Research in Geophysics*, Vol. 1., The MIT Press, Cambridge, Mass., 1964.
- [7] NICOLET, M., Les constituants minoritaires dans la stratosphère et dans la mésosphère, pp. 441-471 dans: NICOLET, M. (ed.), *Les problèmes météorologiques de la stratosphère et de la mésosphère*, Presses Universitaires de France, Paris, 1966.
- [8] PATTERSON, T.N.L., JOHNSON, F.S. and HANSON, W.B., The distribution of interplanetary hydrogen, *Planet. Sp. Sci.*, 11, 767-778, 1963.
- [9] REBER, C.A. and NICOLET, M., Investigation of the major constituents of the April-May 1963 heterosphere by the Explorer XVII satellite, *Planet. Sp. Sci.*, 13, 617-646, 1965.