

Scheer Maer

2/01/69

INSTITUT D'AERONOMIE SPATIALE DE BELGIQUE

3, avenue Circulaire, UCCLE - BRUXELLES 18

AERONOMICA ACTA

A - N° 43 - 1966

Panorama de l'atmosphère de la Terre

par M. NICOLET

BELGISCH INSTITUUT VOOR RUIMTE-AERONOMIE

3, Ringlaan, UKKEL - BRUSSEL 18

AVANT-PROPOS

Le "Panorama de l'atmosphère de la terre" est destiné à l'Encyclopédie de l'Espace publiée par les Editions Rombaldi, Paris.

VOORWOORD

"Panorama de l'atmosphère de la terre" werd opgesteld voor de Encyclopédie de l'Espace uitgegeven door de Editions Rombaldi, Paris.

FOREWORD

"Panorama de l'atmosphère de la terre" has been prepared for the Encyclopédie de l'Espace published by Editions Rombaldi, Paris.

VORWORT

"Panorama de l'atmosphère de la terre" wurde vorbereitet für die Encyclopédie de l'Espace herausgegeben durch die Editions Rombaldi, Paris.

PANORAMA DE L'ATMOSPHERE DE LA TERRE

par

M. NICOLET

Résumé

On décrit brièvement et sous une forme simple la composition et la constitution de l'atmosphère terrestre. Le cadre considéré exclut les particules à haute énergie correspondant à la magnétosphère.

Samenvatting

De structuur van de hogere atmosfeer werd in het kort op een bevattelijke wijze beschreven. De energierijke deeltjes in de magnetosfeer werden hierbij buiten beschouwing gelaten.

Abstract

A brief non-technical description of the Earth's upper atmospheric structure and composition is given. The problem of highly energetic particles in the magnetosphere is not considered.

Zusammenfassung

Die Struktur der höheren Atmosphäre wird in einer kurzen und einfachen Weise beschrieben. Das Problem der hochenergetischen Teilchen in der Magnetosphäre wird in dieser Anlage nicht berücksichtigt.

INTRODUCTION.

Il n'est pas nécessaire de rappeler qu'avant l'utilisation des fusées comme moyen d'investigation scientifique, les méthodes employées dans les études de l'atmosphère terrestre étaient limitées et, en tout cas, n'étaient que des voies indirectes. Aujourd'hui, après environ 10 ans de recherche spatiale à l'aide de satellites, il est permis de tenter une description de notre atmosphère sans toutefois prétendre à l'explication complète de tous les phénomènes observés. Ainsi, s'il est clair que la composition et la constitution de l'atmosphère neutre (où la nature des constituants permet de les considérer avec leurs propriétés chimiques conventionnelles) sont bien définies jusqu'à la limite (au delà de 50.000 km), il est encore difficile de fixer avec suffisamment d'exactitude toutes les conditions physiques se rattachant aux particules chargées. Dans ce cas, il s'agit à la fois des ions (particules positives) et des électrons (particules négatives) en liaison directe avec les constituants neutres (ionosphère) ou en liaison directe avec le champ magnétique terrestre (magnétosphère). Dans le cas de l'ionosphère, il s'agit de particules dont les énergies correspondent aux températures normales dans l'atmosphère supérieure tandis que dans le cas de la magnétosphère, les particules ont toujours des énergies très élevées sans aucun rapport avec les températures atmosphériques.

Afin de fixer les idées, on peut tout d'abord s'attacher à la composition de l'air. Tant que les gaz principaux que sont l'azote (78 %), l'oxygène (21 %) et l'argon (environ 1 %) sont maintenus dans les mêmes proportions, par suite d'un brassage suffisant de l'air, on a

affaire à l'homosphère (ὁμοσ = semblable). L'expérience montre que, jusqu'à 85 km, le mélange est parfait et qu'au delà de 120 km, il a complètement cessé. A cette dernière altitude, tous les gaz ont la propension de se distribuer exclusivement suivant leurs propres masses. En d'autres termes, la distribution verticale des gaz dans l'atmosphère supérieure dépend du phénomène de diffusion dans le champ de la pesanteur; on se trouve ainsi dans l'hétérosphère (ἕτερος = autre). Cette distinction entre homosphère et hétérosphère est très importante, car elle permet de considérer la physique et la chimie de l'atmosphère sous des aspects différents.

L'HOMOSPHERE ET SES REGIONS.

Dans l'homosphère, où la proportion des gaz principaux ne change pas, on considère trois régions différentes. Il est bien connu que la région inférieure appelée troposphère (τροπος = mouvement,...) est celle que les météorologistes examinent continuellement en vue d'en faire un diagnostic quotidien. C'est une région de l'atmosphère où la température décroît avec l'altitude jusqu'à parfois - 80°C (aux environs de l'équateur) au niveau de la tropopause (παυσις = cessation). A partir de la tropopause (altitude maximum, 17 km à l'équateur), la température ne diminue plus, mais finalement croît à nouveau au sein de la stratosphère. Le maximum moyen est atteint aux environs de 50 km (stratopause) et est de l'ordre de 0°C. Cette élévation de la température dans la stratosphère est due essentiellement à l'absorption du rayonnement ultraviolet du soleil entre 0,3μ et 0,2μ par l'ozone, élément minoritaire de l'atmosphère, qui joue ainsi un rôle essentiel. A partir de la stratopause, la température diminue à nouveau au sein d'une région appelée mésosphère (μεσος = qui est au milieu) jusqu'à atteindre à la mésopause (85 ± 5 km) des valeurs très basses allant de -75°C à -100°C et parfois jusqu'à -140°C.

Les trois régions troposphère, stratosphère et mésosphère, qui constituent essentiellement l'homosphère, peuvent être étudiées suivant les mêmes principes. Mais, au delà de la mésopause, se présente la dissociation de la molécule d'oxygène sous l'influence du rayonnement ultraviolet solaire de $0,2\mu$ à $0,1\mu$. Cette photodissociation apparaissant au cours de la journée a comme équivalence au cours de la nuit la recombinaison des atomes d'oxygène au-dessous de 100 km. De telles actions nocturnes à caractère chimique se manifestent par des réactions lumineuses que l'on a pu d'ailleurs identifier à la lumière du ciel nocturne. Celle-ci est d'ailleurs observée au niveau du sol sous forme de luminosité couvrant tout le ciel de l'ultraviolet à l'infrarouge; elle est également bien connue des astronautes qui l'observent visuellement sous forme d'une bande lumineuse centrée vers 85 km.

HETEROSPHERE ET THERMOSPHERE.

Si le début de l'hétérosphère est caractérisé par un changement de composition dû à la fois à la transformation progressive des molécules d'oxygène en atomes et à l'influence de la diffusion des gaz dans le champ de la pesanteur, il faut encore ajouter que tout le rayonnement ultraviolet du soleil de longueurs d'onde inférieures à $0,1\mu$ est absorbé dans un domaine d'altitudes s'étendant de 100 km à 200 km. Il en résulte un chauffage important de l'atmosphère supérieure où la pression est de l'ordre d'un dix millionième de celle mesurée au niveau de la mer. En d'autres termes, la quantité d'énergie ultraviolette solaire absorbée au cours d'une journée est du même ordre de grandeur que la quantité totale d'énergie cinétique des molécules et des atomes à ces altitudes. Il en résulte donc une augmentation considérable de la température avec l'altitude. C'est pourquoi on appelle cette région la thermosphère.

Au delà d'une certaine altitude, l'absorption de la radiation solaire décroît considérablement par suite de la diminution prononcée de la concentration moléculaire. Dès lors, le chauffage direct ultraviolet étant relativement peu important et le transport de chaleur par conduction augmentant, la tendance vers l'isothermie se manifeste. On atteint ainsi la thermopause.

Les conditions thermiques dans l'hétérosphère sont différentes de celles se présentant dans l'homosphère. En effet, dans la troposphère, la source du chauffage est essentiellement le sol absorbant les rayons solaires tandis que la convection est le moyen le plus important de transport de la chaleur. Dans la stratosphère et la mésosphère, au chauffage ultraviolet s'opposent à la fois la convection et le rayonnement infrarouge. Dans la thermosphère, le troisième moyen de transport de chaleur, c'est-à-dire la conduction, l'emporte nettement sur les deux autres moyens qui sont généralement la convection et la radiation. Le bilan thermique est tel que les conditions de température dans la thermosphère et les régions supérieures dépendent des conditions de jour et de nuit. Pendant le jour, au chauffage ultraviolet est associé le refroidissement par conduction; pendant la nuit, un transport de chaleur s'effectue continuellement par conduction. C'est pourquoi, on observe une variation importante de la température entre midi et minuit dans la haute thermosphère. Cette variation n'est cependant pas observée à l'aide d'un thermomètre conventionnel. Le procédé est le suivant : on constate, à la suite de l'observation permanente des satellites, que leur période de révolution autour de la Terre n'est pas la même pendant le jour et pendant la nuit. Ceci ne peut résulter que d'une différence de pression entre midi et minuit à l'altitude du périgée (toujours supérieure à 200 km) des satellites. La loi des gaz nous indique ainsi clairement que la concentration des éléments et la température changent. Le phénomène est particulièrement apparent lorsque les périgées des satellites sont situés au-dessus de 300 km;

on observe très distinctement un freinage des satellites plus important au cours de la journée qu'au cours de la nuit. La différence traduit un effet de variation de température de plusieurs centaines de degrés.

ACTIVITE SOLAIRE ET TEMPERATURES.

S'il existe une variation diurne remarquable de la température de la thermopause, il faut souligner qu'un autre phénomène marquant se manifeste. Il correspond à la variation de la température en relation avec l'activité solaire. La période d'observation des mouvements des satellites remontant à 1957, période du maximum d'activité solaire, et couvrant le minimum d'activité de 1964, il est possible aujourd'hui de déterminer l'état physique de l'hétérosphère dans des conditions extrêmes d'activité solaire. On peut dire que, pendant le jour, la température de la haute atmosphère a pu atteindre en 1957 certainement 2000°C et est tombée à peu près à 500°C au cours des mois les plus calmes de 1964. La sensibilité de la thermosphère au chauffage ultraviolet est telle que l'on détecte des périodes de 27 jours correspondant à la rotation du Soleil. En effet, l'émission solaire ultraviolette se manifeste dans le cas du Soleil parfaitement calme par l'ensemble du disque; dans le cas d'un Soleil perturbé, les plages brillantes visualisées par les taches solaires jouent un rôle accru dans l'émission ultraviolette et le rayonnement X et, dès lors, l'accroissement d'activité est un indice certain d'un chauffage ultraviolet accru.

Enfin, le chauffage de la thermosphère peut être dû à l'effet direct ou indirect d'un rayonnement corpusculaire du Soleil. L'exemple des orages magnétiques, c'est-à-dire des perturbations importantes du champ magnétique terrestre, indique qu'une augmentation du freinage des satellites due à un accroissement de la densité atmosphérique se manifeste. De là on conclut à une augmentation générale de la température résultant, en fin de compte, d'une transformation de l'énergie

cinétique des particules qui constituent le rayonnement corpusculaire atteignant le sommet de la thermosphère. Ainsi on peut présenter aujourd'hui une image assez détaillée des conditions de température dans l'atmosphère à tous ses niveaux et dans la plupart des circonstances.

HELIUM ET HYDROGENE.

Quelles que soient les conditions de température dans l'atmosphère, le phénomène de diffusion accomplit toujours son rôle. Tout d'abord, l'oxygène atomique doit devenir relativement plus abondant que l'oxygène moléculaire (aux environs de 120 km), l'emporte également sur l'azote moléculaire à des altitudes de 200 à 250 km suivant les conditions de température. Ainsi, il existe une région de l'atmosphère que nous pouvons qualifier de ceinture d'oxygène atomique caractérisant un domaine d'altitudes de plusieurs centaines de km. Cependant, des éléments légers dont la proportion, de l'ordre du millionième au niveau du sol, est toujours considérée comme négligeable, voient leur abondance relative par rapport à l'oxygène atomique augmenter jusqu'à devenir des constituants principaux : ce sont l'hélium et l'hydrogène.

L'hélium, produit de la désintégration du thorium et de l'uranium dans la croûte terrestre, apparaît dans la troposphère à un taux moyen qui est de l'ordre de deux à trois millions d'atomes par cm^2 et par seconde. Une telle production au cours d'un million d'années est équivalente à la quantité totale de l'hélium de l'atmosphère. Depuis la formation de la Terre, il y a quelque cinq milliards d'années, il faut qu'à l'introduction continuelle de l'hélium dans l'atmosphère, s'oppose une libération équivalente en vue d'éviter une accumulation que l'on n'observe pas. Un échappement peut s'effectuer au sommet de l'atmosphère grâce à la diffusion des atomes d'hélium au sein de l'homosphère et à leur passage dans l'espace interplanétaire. Un tel passage n'a lieu

que si les atomes d'hélium acquièrent une vitesse suffisante pour échapper à l'attraction terrestre.

L'hydrogène est un produit de la dissociation de la vapeur d'eau au niveau de la mésopause vers 85 km. Cette vapeur d'eau est apportée à de telles altitudes par diffusion et aussi à la suite de diverses réactions chimiques. En particulier, il convient de noter une oxydation du méthane qui conduit à la formation de la vapeur d'eau dans la stratosphère supérieure. C'est d'ailleurs au sein de la mésosphère que l'on voit apparaître une série de radicaux tels que OH et HO₂ et, en fin de compte, l'hydrogène atomique H dont la concentration à l'altitude de 100 km est de l'ordre de 10 millions d'atomes par cm³ alors que la concentration totale est un million de fois supérieure : 10¹³ par cm³. Il convient d'ajouter que, si l'hélium s'échappe de l'atmosphère terrestre, il en est naturellement de même de l'hydrogène quatre fois plus léger que l'hélium. Il est certain que le nombre d'atomes d'hydrogène passant de l'atmosphère terrestre à l'espace interplanétaire n'est pas inférieur à 10 millions par cm² et par seconde, c'est-à-dire de l'ordre de 100 grammes par seconde.

En conséquence, il n'y a aucune difficulté à s'imaginer qu'au-dessus de la ceinture d'oxygène atomique, apparaît une ceinture d'hélium et que l'atmosphère neutre doit se terminer par le gaz le plus léger : l'hydrogène atomique.

EXOSPHERE.

Dans tout ce qui précède, nous avons considéré l'atmosphère avec ses changements de composition et ses variations de température en admettant que tous les processus physiques habituels peuvent intervenir sans restriction. Toutefois, il apparaît qu'au fur et à mesure que l'on s'élève au-delà de la thermopause, la densité devient

de plus en plus faible. A un certain moment, le libre parcours moyen entre les atomes devient tellement grand qu'il est difficile d'imaginer comment les collisions pourraient encore être suffisantes en vue de maintenir l'uniformité du gaz. Au contraire, on voit que les atomes peuvent accomplir des chemins immenses et être livrés uniquement à l'effet du champ de la pesanteur et à leur vitesse initiale propre. Une telle constatation conduit à la conception suivante : tant que les atomes subissent des collisions assez nombreuses afin que leurs énergies cinétiques soient identiques, toutes les propriétés habituelles de l'air dissocié et non dissocié sont maintenues. Ensuite, il existe pour les atomes une zone critique où l'on passe progressivement de collisions notables dans le bas à un parcours pratiquement libre dans le haut. De là, la région atmosphérique située au-dessus de la zone critique est appelée l'exosphère ($\epsilon\xi\omega$ = au dehors).

Dans l'exosphère, on ne trouve pratiquement que des atomes d'hydrogène, d'hélium et d'oxygène quittant la zone critique pour accomplir un certain circuit les ramenant à la zone critique (orbites balistiques). Une fraction déterminée, en particulier les atomes d'hydrogène, atteint au début de l'exosphère la vitesse de libération (11 km par seconde) et se perd dans l'espace interplanétaire (orbites hyperboliques). On peut également imaginer des orbites elliptiques correspondant à des atomes satellisés, mais l'analyse physique démontre que le nombre de tels atomes est toutefois négligeable de même que celui d'atomes qui passeraient au travers de l'exosphère à très grande vitesse sans pénétrer dans la zone critique.

IONOSPHERE.

En considérant les effets du rayonnement solaire ultraviolet, nous avons jusqu'à présent décrit surtout l'effet de son chauffage. En effet, son énergie de l'ordre du millionième du rayonnement arrivant au niveau du sol, c'est-à-dire de quelques ergs par cm^2 et par seconde, est

bien suffisante au-dessus de 150 km pour provoquer le chauffage observé. La variation atmosphérique liée à celle de l'activité solaire est telle que la pression, par exemple à 500 km, peut varier d'un facteur de plus de cent au cours d'un cycle undécennal. Nous avons dit également que le rayonnement de longueurs d'onde supérieures à $0,1 \mu$ conduit à la photo-dissociation de l'oxygène. Aussi convient-il maintenant de dire comment s'effectue l'ionisation, c'est-à-dire la production des ions et des électrons. Vers $0,1 \mu$ (ou 1000 Angströms), le rayonnement arrache un électron à la molécule d'oxygène; vers 900 A commence la photo-ionisation des atomes d'oxygène et d'hydrogène. L'azote moléculaire n'est photo-ionisé qu'à partir de 800 A tandis que l'hélium requiert des longueurs d'onde inférieures à 500 A.

On voit que la diversité de l'ionisation provient de la nature des constituants atmosphériques. Cependant, cette diversité résulte encore plus de la distribution spectrale du rayonnement solaire. Nous ne pouvons ici reprendre une description du spectre du soleil, mais nous pouvons souligner certains aspects destinés à fixer les idées dans le cadre d'une analyse de l'état physique de l'ionosphère.

En considérant le pouvoir de pénétration des rayons solaires, nous rencontrons d'abord au-dessous de 100 km, les rayons X de longueurs d'onde inférieures à 10 A. Ils arrachent les électrons de la couche la plus profonde des molécules d'oxygène et d'azote dans la mésosphère. Ces électrons animés d'une énergie très grande ionisent d'autres molécules jusqu'à ce que leur énergie superthermique soit épuisée par ce processus. Ainsi est formée la région D de l'ionosphère lorsque la production des rayons X solaires est suffisante. Ceci n'arrive jamais lorsque le soleil est parfaitement calme. Néanmoins, les ondes longues de radio peuvent subir la réflexion au-dessous de 85 km grâce à la présence d'électrons à la fois au voisinage de 60 km à la suite d'une ionisation produite par les rayons cosmiques et, plus haut, à la suite de l'ionisation de la molécule NO par une radiation solaire importante Lyman- α à 1216 A.

Cette dernière ionisation résulte de circonstances particulières liées d'abord au fait que les deux constituants principaux, l'azote et l'oxygène moléculaire, absorbent très peu à la longueur d'onde de 1216 Å. Il existe en quelque sorte une fenêtre de pénétration à l'ultraviolet à cette longueur d'onde; de plus, la molécule NO est formée dans la mésosphère et la thermosphère inférieure à la suite d'un certain nombre de réactions chimiques dont certaines ne sont pas encore analysées au laboratoire.

En résumé, la région D de l'ionosphère trouve son origine à la fois dans l'ionisation produite au-dessous de 85 km par le rayonnement cosmique, une radiation ultraviolette déterminée et des rayons X de longueurs d'onde inférieures à 10 Å. De même, la région E, où les ondes moyennes sont renvoyées, apparaît au voisinage de 100 km sous l'effet simultané de rayons X émis par le Soleil entre 10 et 100 Å et de quelques radiations ultraviolettes vers 1000 Å ionisant la molécule d'oxygène. Enfin, la région F au-delà de 150 km, grâce à laquelle les ondes courtes peuvent accomplir leurs multiples sauts, résulte de l'ionisation due à l'ensemble de radiations solaires ultraviolettes entre 800 Å et 100 Å. Ainsi, apparaissent pendant le jour trois régions dont les maxima moyens des concentrations électroniques sont respectivement les suivants : 1.000 pour la région D, 100.000 pour la région E et 1.000.000 pour la région F.

Les valeurs que nous présentons ne sont fournies qu'à titre d'indication. Déjà, au cours de la nuit, la région D disparaît; il ne subsiste plus que quelque 1000 électrons dans la région E tandis que seule se maintient la région F supérieure. En outre, puisque l'atmosphère neutre subit des effets importants par suite de la variation du rayonnement ultraviolet et des rayons X au cours d'un cycle d'activité solaire, il est clair que les effets sont bien plus marquants dans le cas des ions et des électrons dont la production est due à la photo-ionisation.

REACTIONS ET TRANSFORMATIONS.

Il est très difficile de vouloir résumer en quelques lignes l'ensemble des processus d'ionisation, de réactions entre les ions, les électrons et les particules neutres et, en fin de compte, les processus de disparition des ions et des électrons. Néanmoins, il est extrêmement important de souligner quelques aspects essentiels que l'on peut déduire des observations les plus récentes.

Lorsqu'une radiation ionisante éjecte un électron d'un atome ou d'une molécule déterminée, le photo-électron acquiert une certaine énergie cinétique. Sa valeur dépend de la différence d'énergie de la radiation considérée et de celle nécessaire à l'ionisation. D'autre part, le photo-ion peut entrer en collision avec un atome ou molécule d'une autre espèce et échanger sa charge. L'exemple le plus typique est la molécule d'azote. L'azote étant l'élément le plus abondant dans l'homosphère, il serait normal que, dans des conditions d'ionisation identiques (les rayons X par exemple, dans la région D), l'ion d'azote soit plus abondant que celui de l'oxygène. En réalité, on constate qu'il n'existe pas, parce qu'un ion d'azote échange sa charge rapidement avec une molécule d'oxygène. D'ailleurs, l'ion d'oxygène moléculaire, tout au moins dans le domaine inférieur de la région D où les chocs sont très nombreux, ne peut subsister. La collision d'un ion moléculaire d'oxygène O_2^+ avec une molécule neutre d'azote N_2 conduit à la production simultanée d'une molécule neutre NO et de son ion NO^+ . Tels sont les détours auxquels nous a conduit l'aéronomie bien avant que les expériences effectuées au laboratoire aient pu nous révéler l'existence de tels processus. En bref, nous dirons que l'ion détecté par le spectrographe de masse emporté par une fusée ou un satellite n'est pas nécessairement le photo-ion; il est même possible que, dans certains cas, l'instrument utilisé pour la détection des ions nous apporte des résultats complètement faux, car une impureté peut jouer un rôle analogue à celui d'un constituant naturel.

Les transformations entre ions et particules neutres, si elles ont tendance à décroître avec l'altitude par suite de la diminution de

collisions, subsistent néanmoins dans toute l'atmosphère supérieure. Elles déterminent, en particulier, le comportement des ions d'oxygène et d'hydrogène atomiques et même celui de l'ion d'hélium. Dans l'exosphère, le fait que des atomes neutres d'hydrogène ne peuvent être satellisés est essentiellement dû à un échange de charge se produisant avec leurs propres ions. Il faut, en effet, ne pas oublier qu'aux hautes altitudes un ion ou un électron, c'est-à-dire toute particule chargée, est animée d'un déplacement général lié à la position des lignes de force du champ magnétique terrestre. Dès lors, si un atome neutre d'hydrogène est placé sur une orbite elliptique, on s'aperçoit que la probabilité de rencontre avec un ion est très élevée. Une telle collision conduisant le plus souvent à un transfert de charge, l'atome neutre est transformé en ion et ne peut donc plus suivre son orbite initiale. Ce continuel échange entre ions et atomes neutres de même espèce permet évidemment de maintenir jusqu'à de hautes altitudes un équilibre thermique. Mais l'équilibre thermique n'existe pas nécessairement entre tous les constituants.

THERMOSPHERE ET IONOSPHERE.

Lorsque la haute atmosphère est analysée dans le cadre de sa constitution physique, atomes neutres, ions et électrons, il convient de s'attacher à la nature des divers types d'interaction. Tout d'abord, on sait que l'interaction entre deux électrons est beaucoup plus prononcée que celle entre un ion et un électron. Ensuite, l'interaction entre un électron et un atome neutre est beaucoup plus faible que celle existant entre un ion et un électron. Enfin, toutes ces interactions peuvent prendre diverses formes : collisions élastiques, échanges de charge, échanges d'énergie, etc. En fin de compte, il résulte de l'ensemble de ces processus que les électrons peuvent avoir sous certaines conditions leur propre température, de même que les ions et les atomes neutres peuvent être maintenus à des températures différentes.

Le problème des températures de la haute atmosphère peut être décrit sous une forme relativement simple. Imaginons un photo-électron éjecté, sous l'effet du rayonnement solaire, d'un atome neutre d'oxygène; cet électron possède une certaine énergie cinétique nettement supérieure à celle des électrons déjà présents à la même altitude. Dans les couches inférieures de l'ionosphère (au-dessous de 120 km), ce photo-électron entrera en collision avec les molécules neutres relativement nombreuses et il perdra rapidement l'excès de son énergie aux dépens de ces molécules pour atteindre la température de gaz neutre. Dans les couches moyennes de l'ionosphère (150-200 km), ce même photo-électron entrera surtout en contact avec les électrons déjà présents et l'excès de son énergie servira d'abord à accroître leur énergie totale; dès lors, il en résultera une augmentation de la température générale des électrons par rapport à la température des ions et à celle des atomes neutres. Dans les couches supérieures au-delà de 300 km, on aura surtout affaire à des photo-électrons de grande énergie qui se sont échappés de la région de leur production dans l'ionosphère moyenne. Là encore, ces photo-électrons provoqueront une hausse de la température électronique; mais, tout comme dans l'atmosphère neutre, il faut tenir compte du fait que la conduction de la chaleur existe au sein du gaz électronique présentant un gradient de température. Il y aura donc tendance vers l'isothermie aux plus hautes altitudes, par suite du transport rapide de la chaleur tendant à l'uniformité de la température. On voit ainsi combien l'état physique liant les atomes neutres, les ions et les électrons dans la haute atmosphère est très différent de celui qu'il est permis de réaliser au laboratoire. En fait, l'aéronomie expérimentale permet, à l'aide d'instruments adéquats placés dans des fusées ou des satellites, d'effectuer certaines opérations chimiques ou physiques qui font de la haute atmosphère un nouveau type de laboratoire. D'ailleurs, les conditions étant presque toujours différentes par suite de variations diurnes, géographiques, saisonnières, géomagnétiques et solaires, le nombre de phénomènes qu'il faut étudier sous de nouveaux aspects est considérable.

IONOSPHERE ET MAGNETOSPHERE.

En bref, l'atmosphère terrestre s'étend aisément jusqu'à 50.000 km où on trouve encore quelque 5 atomes d'hydrogène par cm^3 . C'est au sein de cette atmosphère que l'ionosphère se constitue pour s'étendre également jusqu'à l'espace interplanétaire. L'ensemble des particules neutres et chargées constitue un groupe dont la cohérence est certaine. Il doit être compris qu'il s'agit de particules dont l'énergie est de caractère thermique, c'est-à-dire possédant des énergies cinétiques correspondant à des températures toujours inférieures à 5000°K. Dès qu'il est question de particules animées de grandes vitesses telles que celles correspondant au vent solaire, c'est-à-dire de protons animés de vitesses de plusieurs centaines de km par seconde, ou de particules chargées (ions et électrons superthermiques) piégées par le champ magnétique terrestre (zones de radiation), il faut les classer dans le cadre de la magnétosphère, où le champ magnétique joue le rôle déterminant et non plus le champ de la pesanteur comme dans l'ionosphère. L'interaction entre les particules de la magnétosphère et celles de l'hétérosphère et de l'ionosphère est un des nombreux problèmes qu'il conviendra de résoudre au cours des prochaines années. Quant à la magnétosphère, son analyse est l'objet d'un autre article.

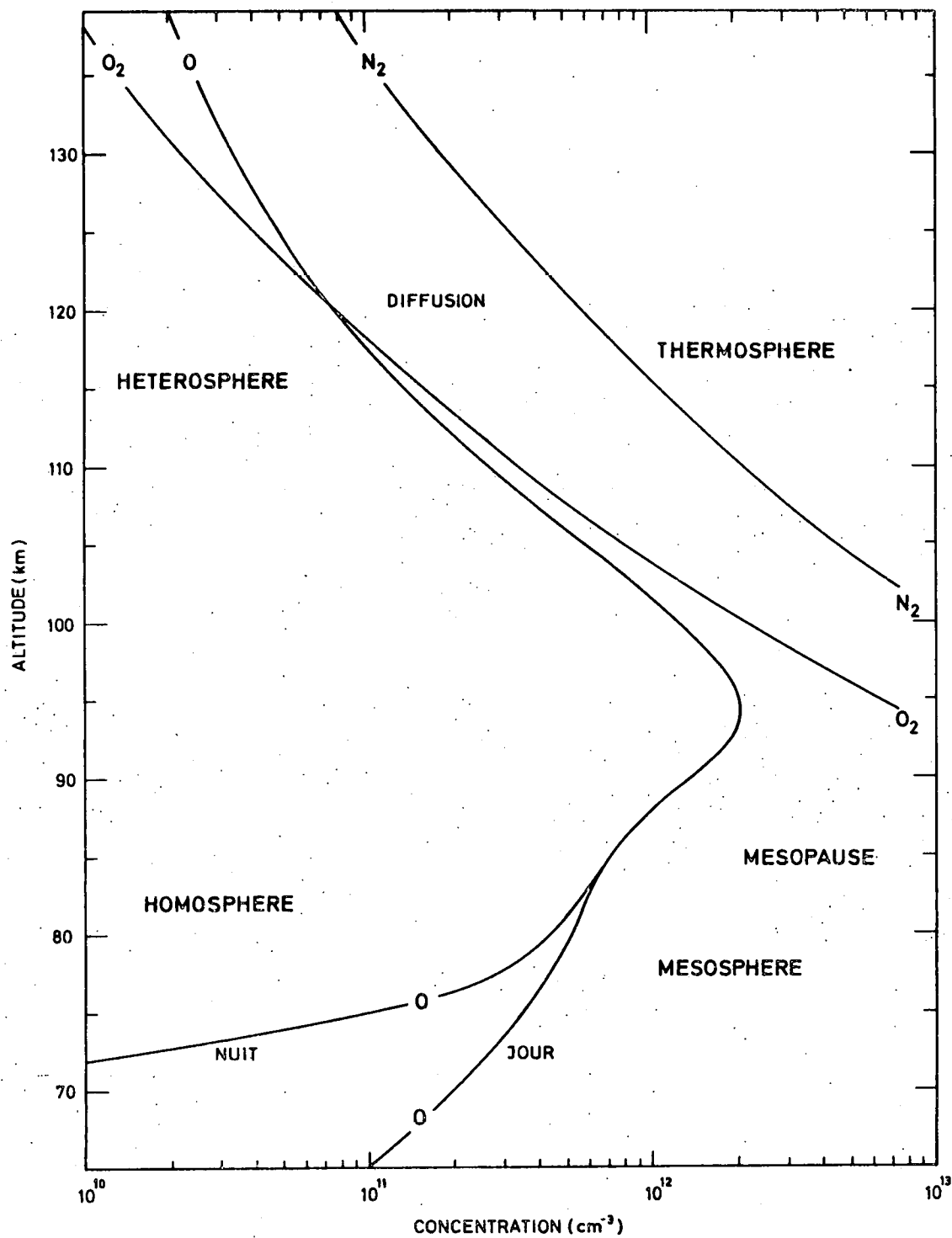


Fig. 1.- Regions de transition dans l'atmosphère terrestre, de l'homosphère à l'hétérosphère, du mélange à la diffusion, de la zone moléculaire à la zone atomique.

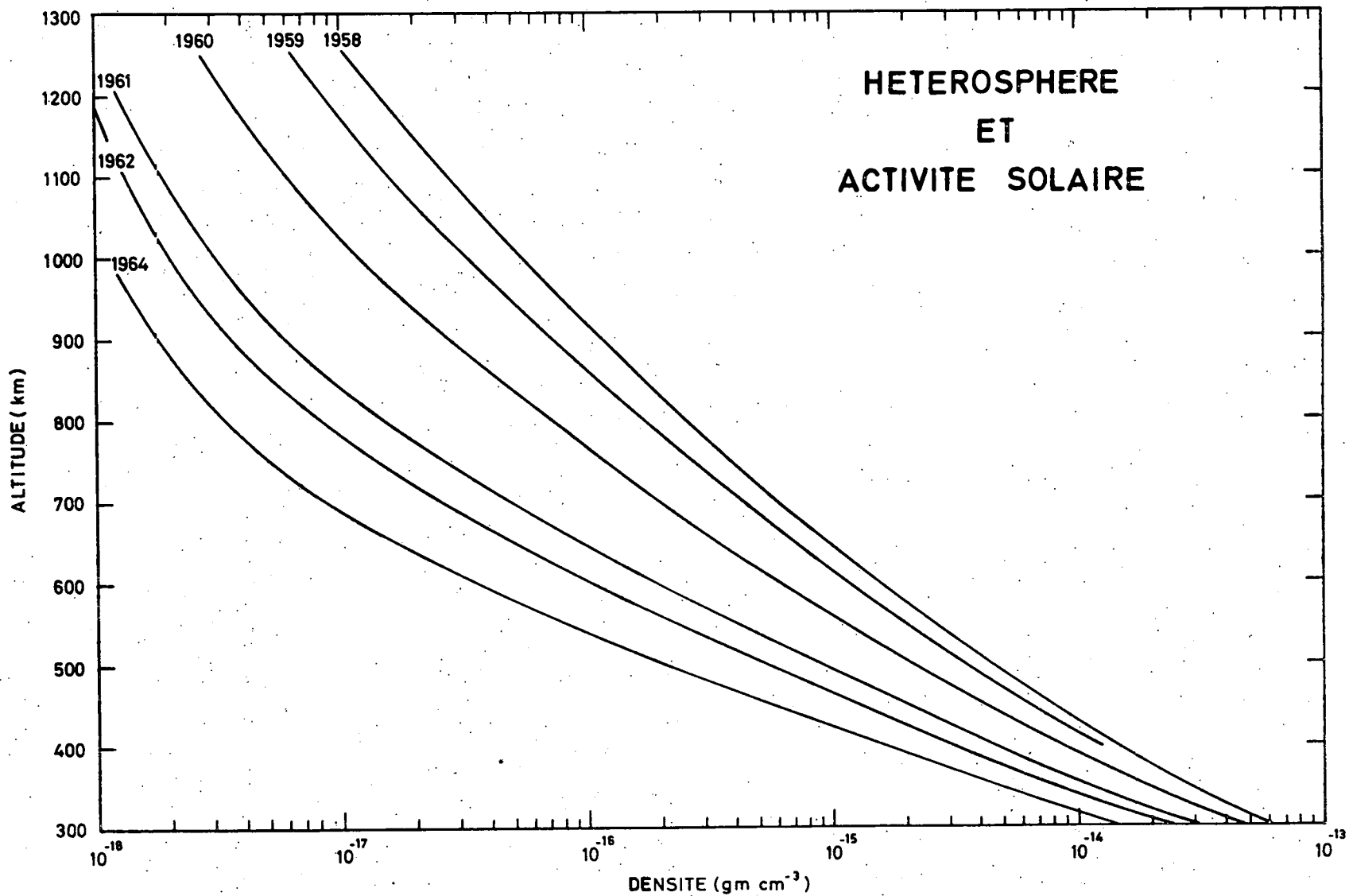


Fig. 2.- La densité de l'atmosphère supérieure dépend du chauffage par l'ultraviolet solaire. Au cours du maximum d'activité solaire de 1958, la densité a été la plus élevée ; à 1000 km elle a atteint 50 fois la valeur de 1964, année du minimum d'activité solaire.

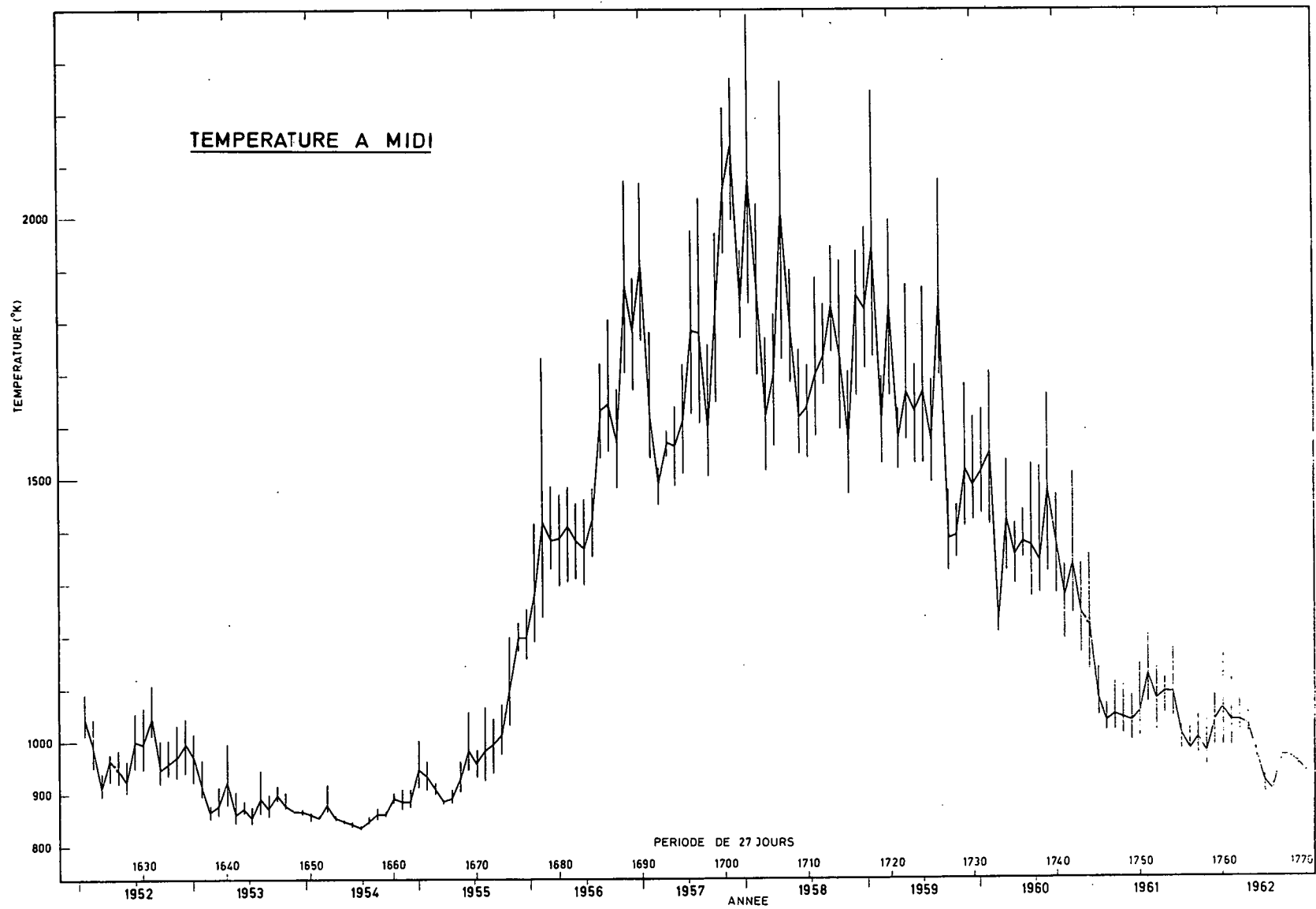


Fig. 3.- Température moyenne de la thermosphère à midi au cours d'une période de 27 jours au cours d'un cycle undecennal (1952 - 1962). Les maximums et les minimums des lignes verticales correspondent respectivement aux températures maximales et minimales au cours de la période de 27 jours.

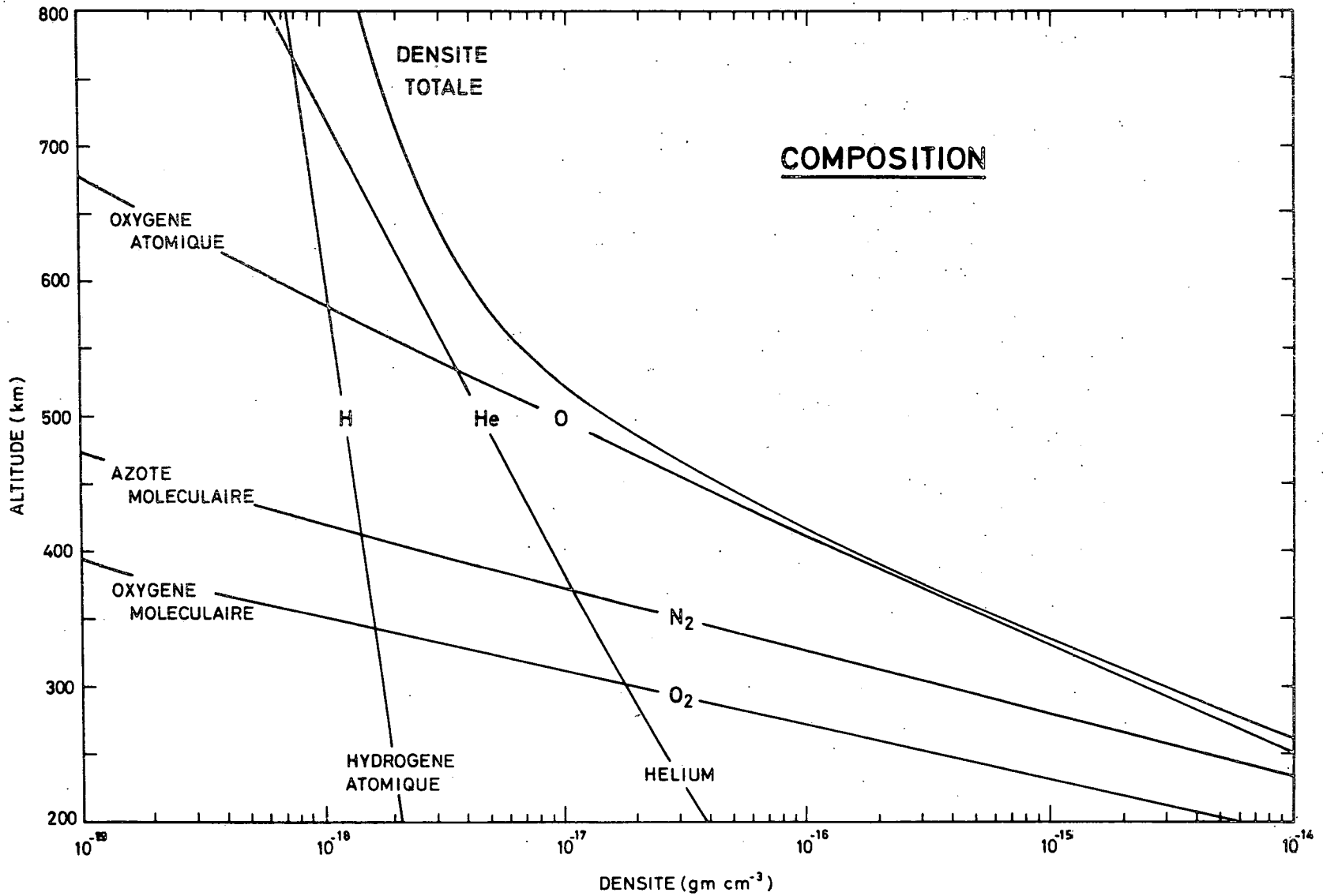


Fig. 4.- La diffusion des gaz dans le champ de la pesanteur conduit à une augmentation relative des gaz légers par rapport aux gaz lourds. Dans cette figure, on voit la distribution verticale de l'oxygène et de l'azote moléculaires, l'oxygène atomique, l'hélium et l'hydrogène lorsque la température est de 600° absolus.

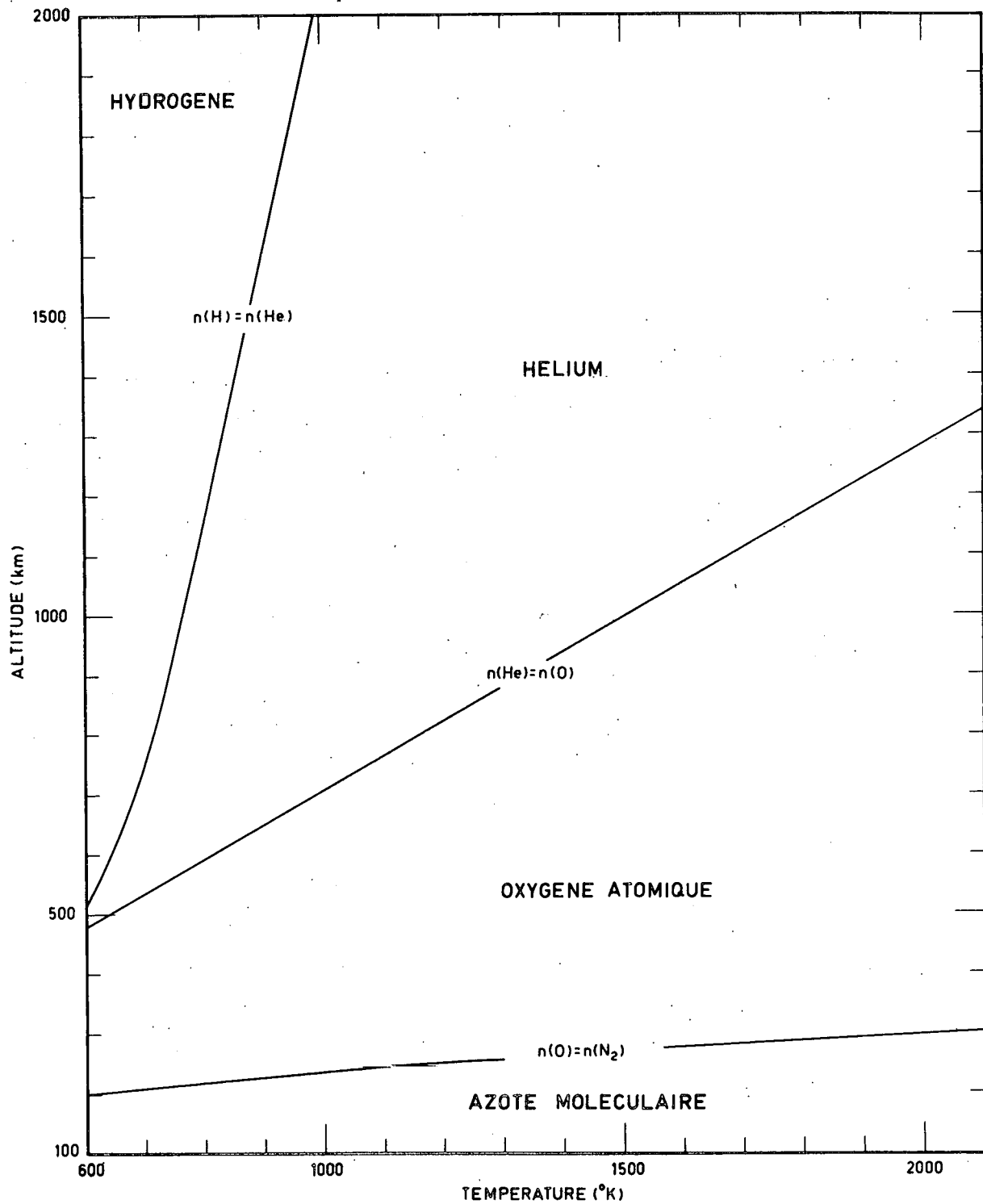


Fig. 5.- La distribution des ceintures d'oxygène, d'hélium et d'hydrogène atomiques dépend de la température.

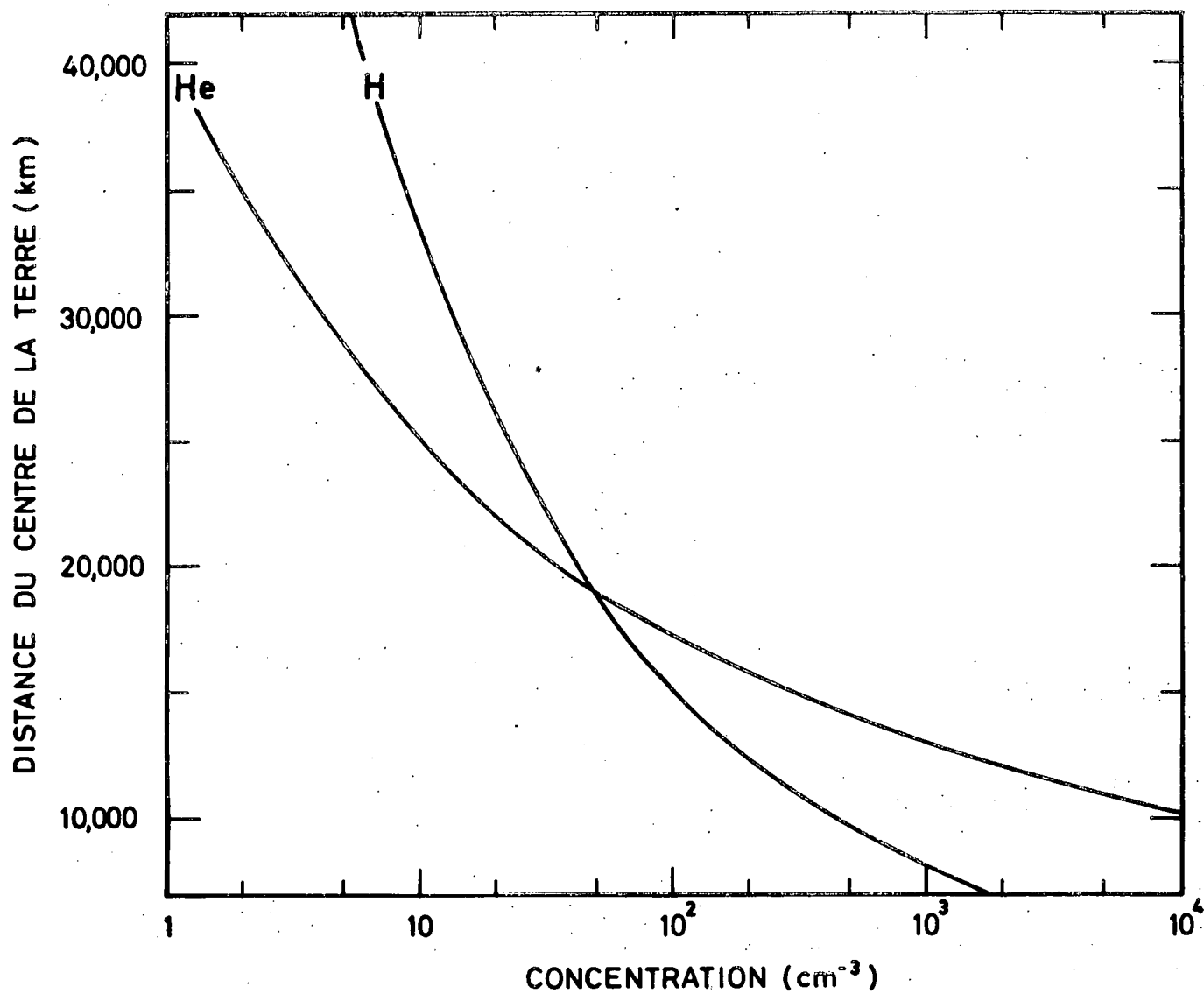


Fig. 6.- Distribution verticale de l'hélium et de l'hydrogène atomique dans l'exosphère lorsque la température à la thermopause est de l'ordre de 1700° absolu.

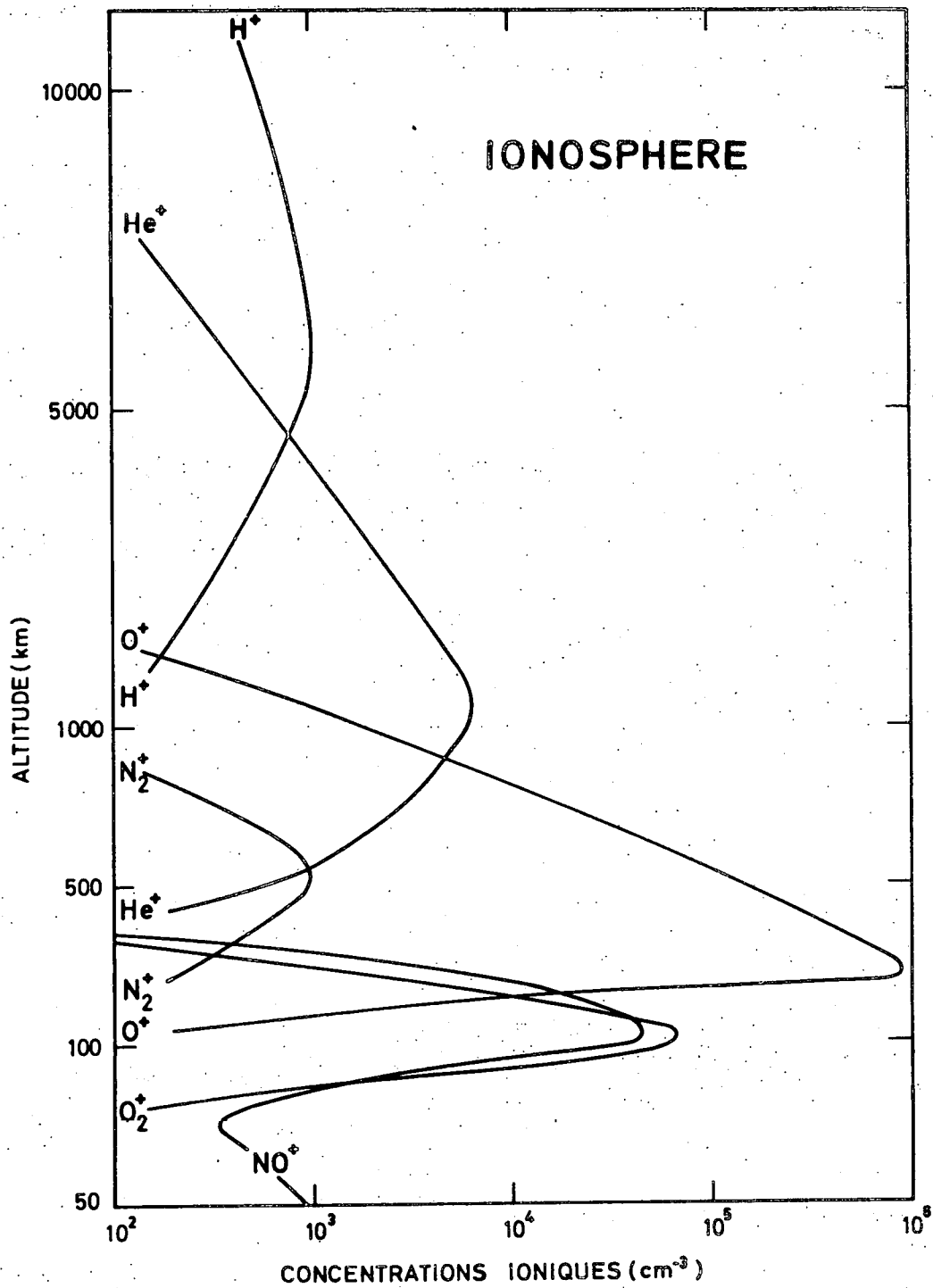


Fig. 7.- Les diverses courbes indiquent comment les différents ions constituant l'ionosphère sont distribués en fonction de l'altitude.