

Les variations de la densité atmosphérique vers 150 km déduites de l'étude du freinage des satellites

par J. VERCHEVAL,

Institut d'Aéronomie Spatiale,
3, avenue Circulaire, Uccle, Bruxelles 18.

RÉSUMÉ. — *Les données orbitales du satellite 1966-101G nous ont permis de déterminer les variations de la densité atmosphérique vers 150 km entre novembre 1966 et avril 1967.*

Notre analyse montre tout d'abord l'importance, aux altitudes voisines de 150 km, du choix de la hauteur d'échelle $H\rho$ dans le problème de la réduction des densités à une altitude standard : les conclusions relatives aux variations de la densité peuvent en dépendre étroitement.

En adoptant les modèles J_{25D} de Nicolet, plusieurs types de variations de la densité atmosphérique à 155 km ont été mis en évidence :

- 1. une variation liée à l'activité solaire qui se manifeste tant dans l'hémisphère jour que dans l'hémisphère nuit ;*
- 2. une variation saisonnière et latitudinale qui demande toutefois à être confirmée ;*
- 3. une variation diurne, assez faible puisqu'elle se traduit par une amplitude relative de quelque 10 % ;*
- 4. une variation semi-annuelle très importante se caractérisant par une augmentation de 40 % de la densité entre janvier 1967 et avril 1967.*

La variation semi-annuelle de la densité à 155 km et aux altitudes supérieures serait due à une variation semi-annuelle de la température non seulement à la thermopause mais également à 120 km.

ABSTRACT. — *The variations in air density at altitudes near 150 km have been deduced from orbital data of the satellite 1966-101G during the period from November 1966 till April 1967.*

First of all, our analysis shows the importance, at heights near 150 km, of the choice of the density scale height $H\rho$ in the problem of the reduction of the densities to a standard height; the conclusions concerning the density variations can depend strongly on it.

Adopting the Nicolet's J_{25D} models, several types of density variations at 155 km are revealed. They are:

- 1. a variation with solar activity as well in the day-time hemisphere as in the night-time hemisphere;*
- 2. a suspected seasonal and latitudinal variation which is to be confirmed;*
- 3. a small day-to-night variation with a relative amplitude of about 10 percents;*
- 4. a very important semi-annual variation with density increase of 40 percents between January 1967 and April 1967.*

The semi-annual variation in density at 155 km and at higher altitudes is suspected to be related to a semi-annual variation of the temperature not only at the thermopause but also at a height of 120 km.

I. INTRODUCTION

Un des procédés les plus simples et les plus précis pour déterminer la densité de l'atmosphère supérieure est celui basé sur l'étude des variations orbitales des satellites artificiels. Parmi les nombreux travaux déjà publiés à ce sujet, signalons celui de KING-HELE [1966] où l'on peut trouver outre de nombreuses références une description et une discussion des deux méthodes de résolution du problème, l'une analytique et l'autre numérique, actuellement appliquées.

Les densités ρ obtenues à partir de l'analyse orbitale d'un satellite se rapportent très souvent à des altitudes z généralement variables au cours du temps. Il en résulte que les variations temporelles de la densité ne peuvent être étudiées efficacement qu'après réduction des densités à une altitude moyenne standard z_s au moyen de la formule conventionnelle :

$$\rho_s = \rho \exp\left(-\frac{z_s - z}{H}\right) \quad (1)$$

où ρ_s désigne la densité réduite et H la hauteur d'échelle associée à la densité et évaluée à l'altitude $\frac{1}{2}(z_s + z)$ (nous aurions dû écrire $H\rho$ pour faire la distinction avec la hauteur d'échelle atmosphérique H associée à la pression ; cette dernière n'apparaissant jamais dans cette note, nous avons décidé de supprimer l'indice ρ pour alléger l'écriture). L'altitude z étant variable, il est clair que H devrait varier d'une réduction à l'autre. Or, on applique souvent la formule (1) en adoptant une seule et même hauteur d'échelle eu égard aux valeurs généralement petites de la différence d'altitude $z_s - z$.

En écrivant cette note, nous nous proposons tout d'abord de montrer que le choix d'une hauteur d'échelle unique n'est pas toujours judicieux dans la thermosphère au-dessous de 200 km d'altitude pour le calcul de réduction des densités à une altitude standard : il peut conduire à des conclusions quelque peu erronées concernant les variations de la densité dans cette région de l'atmosphère. A titre d'exemple, nous traiterons, à la manière de KING-HELE et HINGSTON [1967], le cas du satellite 1966-101G et montrerons en particulier que l'adoption d'une hauteur d'échelle variable au cours du temps conduit à la mise en évidence d'une augmentation de la densité à 155 km réduite à un niveau constant d'activité solaire d'environ 50 % entre janvier 1967 et avril 1967. Nous verrons qu'en première analyse cette variation semble traduire une variation diurne. Cependant, n'excluant pas a priori l'existence à 155 km d'un effet semi-annuel analogue à celui découvert aux altitudes plus élevées, nous chercherons à évaluer son importance en partant des résultats obtenus à la même époque aux altitudes comprises entre 190 et 1100 km et en supposant qu'il résulte d'une modification des conditions limites à 120 km. Il apparaîtra que l'importance de la variation semi-

annuelle à 155 km, entre janvier 1967 et avril 1967, est telle que la variation diurne ne joue plus qu'un rôle secondaire.

II. THÉORIE

Pour une orbite dont l'excentricité e est comprise entre $\frac{3H}{a}$ et 0,2, une formule classique pour calculer les densités atmosphériques à partir de la variation $\frac{dP}{dt}$ de la période des satellites est celle proposée par KING-HELE [1964], à savoir :

$$\rho\left(z_p + \frac{1}{2}H^*\right) = -\frac{0.157 dP/dt}{\delta} \left(\frac{e}{aH^*}\right)^{1/2} \left[\frac{(1-e)^{1/2}}{(1+e)^{3/2}} \left[1 - \frac{H^*}{8ae} \left(1 - 8e + \frac{7H^*}{16ae} \right) + \frac{\varepsilon}{e} \sin^2 i \cos 2\omega \right] \right] \quad (2)$$

où $\rho\left(z_p + \frac{1}{2}H^*\right)$ est la densité à une altitude $\frac{1}{2}H^*$ au-dessus de celle du périégée z_p ; H^* est la meilleure estimation de H au périégée : elle peut être affectée d'une erreur de 25 % sans induire une erreur supérieure à 1,2 % sur $\rho\left(z_p + \frac{1}{2}H^*\right)$; ω , a et i sont respectivement l'argument du périégée, le demi-grand axe de l'orbite et son inclinaison par rapport au plan de l'équateur terrestre. ε est l'ellipticité de l'atmosphère tandis que le facteur δ est généralement une constante proportionnelle au rapport $\frac{S}{m}$ de la section efficace et de la masse du satellite.

Calculées à partir de l'analyse orbitale d'un même satellite, les densités obtenues à deux époques distinctes se rapportent très souvent à des altitudes différentes par suite de la variation au cours du temps de l'altitude z_p du périégée. Les principales oscillations de l'altitude du périégée sont provoquées essentiellement par des variations de l'excentricité dues aux harmoniques zonaux impairs du champ gravifique terrestre, la variation du rayon terrestre avec la latitude et enfin la résistance atmosphérique. On pourrait d'ailleurs ajouter que la hauteur d'échelle H est également variable puisqu'elle dépend étroitement de z_p ; dans la mesure où les oscillations de z_p restent limitées en amplitude (20 à 30 km au maximum), la variation de H ne joue cependant qu'un rôle très secondaire puisqu'il a été précisé qu'une erreur de 25 % sur H n'entraîne jamais une erreur supérieure à 1,2 % sur la densité $\rho\left(z_p + \frac{1}{2}H^*\right)$. Dans ces conditions, lorsqu'on applique la formule (2), on adopte généralement une hauteur d'échelle H constante sur l'ensemble de la période considérée.

Pour étudier les variations du cours du temps de la densité atmosphérique, on est amené en premier lieu à réduire les densités calculées par la formule (2) à une altitude standard z_s , qu'il est logique de prendre égale à la moyenne des altitudes $\left(z_p + \frac{1}{2} H^*\right)$ auxquelles se rapportent les densités calculées. La formule de réduction se présente alors sous la forme :

$$\rho_s = \rho\left(z_p + \frac{1}{2} H^*\right) \exp\left(-\frac{z_s - z_p - \frac{1}{2} H^*}{H'}\right) \quad (3)$$

où ρ_s et H' sont respectivement la densité réduite à l'altitude z_s , et la hauteur d'échelle évaluée à l'altitude moyenne entre les niveaux z_s et $z_p + \frac{1}{2} H^*$.

L'évaluation de H' doit se faire en tenant compte de la dépendance de la hauteur d'échelle vis-à-vis de l'altitude et subsidiairement de la température à la thermopause. La figure 1 montre, à titre d'exemple, la variation en fonction de l'altitude de la hauteur d'échelle H_1 déduite des modèles J_{25D} de NICOLET [1964], pour des températures à la thermopause de 800 °K, 1100 °K et 1400 °K. Dans ces modèles, les hauteurs d'échelle ont été calculées suivant la méthode décrite par KOCKARTS [1963].

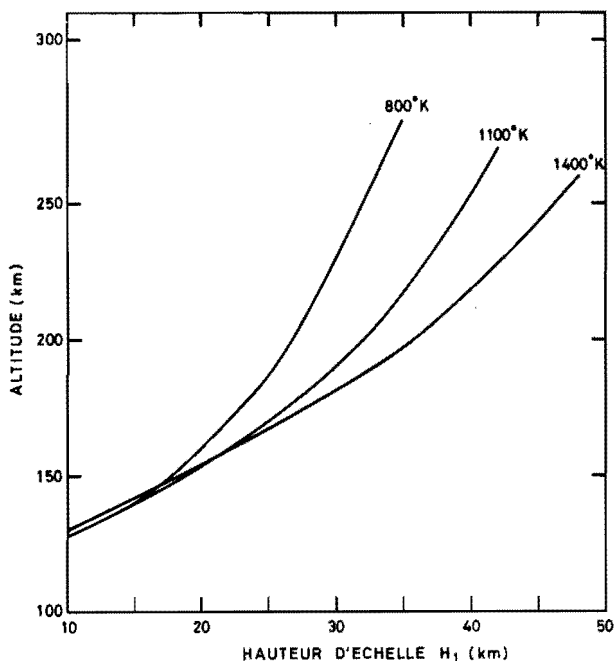


FIG. 1

Distribution verticale de la hauteur d'échelle H_1 déduite des modèles J_{25D} de Nicolet, pour des températures à la thermopause de 800 °K, 1100 °K et 1400 °K.

L'examen de la figure 1 fait apparaître que la hauteur d'échelle augmente de 10 à 20 km lorsque z croît de 130 à 155 km ($\Delta z = 25$ km), ce qui, en d'autres termes, traduit l'existence d'un gradient $\beta \equiv \frac{dH}{dz}$ très important à une altitude d'environ 150 km. On conçoit donc le danger à fixer H' égale à une constante au cours du temps lorsque le domaine d'altitude étudié est centré sur 150 km. D'autre part, le fait que le gradient est important dans le domaine d'altitude où la hauteur d'échelle prend précisément les valeurs les plus faibles accentue le danger. Ceci résulte de la nature d'une fonction exponentielle : une erreur relative sur H' engendre une erreur relative sur la fonction $\exp\left(-\frac{\Delta z}{H'}\right)$ qui augmente au fur et à mesure que H' décroît. En particulier, pour $\Delta z = 10$ km et pour une hauteur d'échelle voisine de 20 km, à une erreur de $\pm 25\%$ sur H' correspond une erreur moyenne non négligeable de 12 % sur $\exp\left(-\frac{\Delta z}{H'}\right)$. Pour être complet, il faut ajouter que cette erreur sur l'exponentielle croît également avec Δz .

En résumé, la réduction de la densité atmosphérique à une altitude standard exige donc certaines précautions dans le choix de la hauteur d'échelle H' intimement lié à l'ordre de grandeur des deux paramètres β et Δz . En particulier, si Δz n'est pas négligeable, le choix d'une hauteur d'échelle constante au cours du temps ne semble pas devoir convenir aux altitudes proches de 150 km. A titre d'exemple, nous avons traité le problème de la réduction des densités atmosphériques calculées à partir de l'analyse orbitale du satellite 1966-101G qui, au cours de sa durée de vie de novembre 1966 à avril 1967, a eu un périégée oscillant entre 157 et 137 km d'altitude.

III. VARIATIONS DE LA DENSITÉ ATMOSPHÉRIQUE A 155 KM OBTENUES A PARTIR DE L'ANALYSE ORBITALE DE 1966-101G

3.1. Méthode de calcul.

Ne disposant pas de tous les éléments orbitaux nécessaires relatifs au satellite 1966-101G, nous avons pris comme données de base les quantités $\delta\rho_{K-H}(155)$ proposées par KING-HELE et HINGSTON [1967] en laissant tomber toutefois les valeurs anormalement basses des 11 et 15 mars 1967. En réalité, les dimensions et la masse du satellite étant inconnues, seules les quantités $\delta\rho$ ont pu en effet être calculées. Ceci ne pouvait compromettre l'étude des variations temporelles de la densité puisque les variations de $\delta\rho$ sont parallèles à celles de ρ dans la mesure où le facteur δ est invariable [KING-HELE et HINGSTON, 1967].

N'étant pas directement disponibles, les quantités $\delta\rho_{K-H}\left(z_p + \frac{1}{2}H^*\right)$ ont été obtenues par application de la relation

$$\delta\rho_{K-H}\left(z_p + \frac{1}{2}H^*\right) = \delta\rho_{K-H}(155) \exp\left[-\frac{z_p + \frac{1}{2}H^* - 155}{H}\right] \quad (4)$$

en adoptant pour $\delta\rho_{K-H}(155)$, H^* et H les valeurs proposées par King-Hele et Hingston ; en particulier, les hauteurs d'échelle H^* et H ont été prises égales à des constantes et évaluées respectivement aux altitudes de 145 et 155 km ($H^* = 20$ km, $H = 24$ km). La figure 2 montre que ces hauteurs d'échelle sont nettement supérieures à celles proposées par le modèle 5 du CIRA 65 [1965] ou par les modèles de NICOLET [1964] et JACCHIA [1964]. Nous reviendrons ultérieurement sur la raison qui a conduit KING-HELE et HINGSTON [1967] à adopter des hauteurs d'échelle aussi élevées.

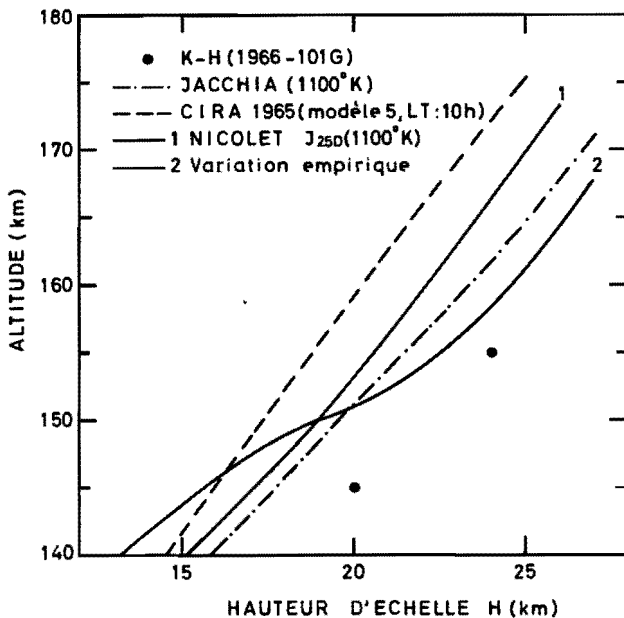


FIG. 2

Distributions verticales de la hauteur d'échelle H extraites de diverses références.

Nous avons décidé, quant à nous, d'adopter les hauteurs d'échelle H_1 des modèles J_{25D} de NICOLET [1964]. Puisque la figure 1 montre que dans le domaine d'altitude large de 15 km et centré sur 150 km la température à la thermopause n'a qu'une influence secondaire, nous avons adopté la distribution verticale de la hauteur d'échelle correspondant à la température moyenne à la thermopause pour l'époque considérée de 1100 °K obtenue par appli-

cation des formules classiques la liant à l'activité solaire représentée par les flux radio-électriques sur 8 cm ou 10,7 cm par exemple [JACCHIA, 1964 ; NICOLET, 1963].

Le calcul a été effectué au moyen de la formule

$$\delta\rho_1\left(z_p + \frac{1}{2}H_1^*\right) = \delta\rho_{K-H}(z_p + 10) \cdot \left(\frac{20}{H_1}\right)^{1/2} \quad (5)$$

établie à partir de la relation (2) : il s'agit d'une très bonne approximation.

A première vue, ce calcul semble ne pas se justifier puisque une erreur de 25 % sur H^* n'engendre pas une erreur supérieure à 1,2 % sur les $\rho\left(z_p + \frac{1}{2}H^*\right)$

Cependant, par la suite, dans le processus de réduction à une altitude de référence, nous avons été amenés à considérer un autre modèle de distribution verticale de la hauteur d'échelle tel que, pour certaines altitudes, l'écart relatif avec la hauteur d'échelle H^* adoptée par KING-HELE (20 km) est supérieur à 25 %, ce qui n'apparaît pas si l'on choisit pour référence le modèle J_{25D} (1100 °K) de NICOLET [1964].

Il nous restait dès lors à réduire les quantités $\delta\rho_1\left(z_p + \frac{1}{2}H_1^*\right)$ à une altitude standard que nous avons prise égale à 155 km :

$$\delta\rho_1(155) = \delta\rho_1\left(z_p + \frac{1}{2}H_1^*\right) \exp\left[-\frac{155 - z_p - \frac{1}{2}H_1^*}{H'}\right] \quad (6)$$

où H' est la hauteur d'échelle évaluée à l'altitude $\frac{1}{2}\left(155 + z_p + \frac{1}{2}H_1^*\right)$.

3.2. Analyse des variations de la densité à 155 km.

3.2.1. Généralités.

Pour obtenir les quantités $\delta\rho_1(155)$ réduites à 155 km, il a fallu au préalable se fixer les hauteurs d'échelle H' aux altitudes $\frac{1}{2}\left(155 + z_p + \frac{1}{2}H_1^*\right)$; nous avons adopté, à nouveau, le modèle J_{25D} de NICOLET [1964] correspondant à une température à la thermopause de 1100 °K (courbe 1 de la fig. 2). Les quantités $\delta\rho_1(155)$ ainsi obtenues ont été reportées à la figure 3 en même temps que l'altitude du péri-gée z_p , l'angle géocentrique Soleil-périgée ψ , le temps local LT relatif au péri-gée et les quantités $\delta\rho_{K-H}(155)$ proposées par KING-HELE et HINGSTON [1967]. Les quantités $\delta\rho_2(155)$ seront précisées ultérieurement. A l'examen de la figure 3, il apparaît que les quantités $\delta\rho_1(155)$ et $\delta\rho_{K-H}(155)$ (et par conséquent les densités $\rho_1(155)$ et $\rho_{K-H}(155)$) sont systématiquement plus

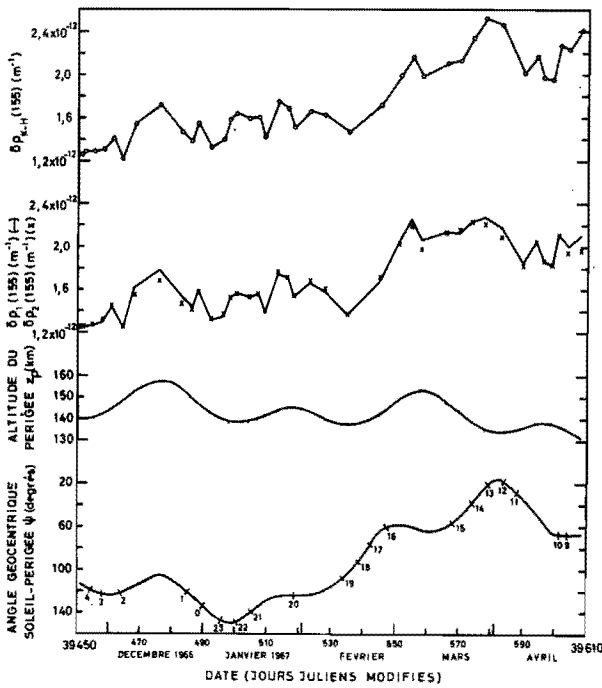


FIG. 3

Variations entre novembre 1966 et avril 1967, des quantités $\delta\rho_{K-H}(155)$ (\circ), $\delta\rho_1(155)$ (\cdot) et $\rho_2(155)$ (\times) déduites de l'analyse orbitale du satellite 1966 - 101 G, comparées aux variations de l'altitude z_p du périhélie, de l'angle géocentrique ψ entre le périhélie et le Soleil et du temps local au périhélie (précisé sur la courbe des ψ). $\rho_2(155)$ désigne une densité à 155 km d'altitude tandis que δ est une constante proportionnelle au rapport de la section efficace et de la masse du satellite.

élevées en mars et avril 1967 qu'en décembre 1966 et janvier 1967. La courbe des variations de ψ montre que le comportement de la densité pourrait traduire un effet diurne. Ce n'est pas toutefois la seule interprétation possible car on ne peut ignorer que le maximum et le minimum de la densité se présentent aux époques des maxima et minima de la variation semi-annuelle de la densité mise en évidence à des altitudes supérieures, mais déjà à 190 km [KING-HELE et HINGSTON, 1968 a]. Ce problème sera analysé en détail ultérieurement.

Une comparaison des densités $\rho_1(155)$ et $\rho_{K-H}(155)$ montre que le choix de la hauteur d'échelle revêt une certaine importance lors du travail de réduction à une altitude de référence. Ainsi, à l'époque du maximum (fin mars et avril 1967), les densités $\rho_1(155)$ sont systématiquement de 5 à 10 % inférieures aux densités $\rho_{K-H}(155)$ correspondantes. Comme par ailleurs les densités sont d'un ordre de grandeur comparable à l'époque du minimum, l'amplitude de la variation de la densité entre décembre 1966 et avril 1967 est donc quelque peu réduite si l'on adopte une hauteur d'échelle variable basée sur le modèle J_{2SD} de Nicolet plutôt qu'une hauteur d'échelle constante nettement supérieure à celles des modèles existants. En réalité, le choix d'une hauteur d'échelle

aussi élevée ($H = 20$ km à 145 km d'altitude) s'est imposé à KING-HELE et HINGSTON [1967] après qu'ils eussent utilisé une hauteur d'échelle extraite du « COSPAR International Reference Atmosphere 1965 » [1965] : les densités réduites à une altitude standard de 150 km présentaient alors des variations parallèles à celles de l'altitude du périhélie z_p , ce qui, d'après King-Hele et Hingston, traduisait une surestimation de l'effet des variations de z_p . Ce phénomène se présente à nouveau pour les densités $\rho_1(155)$, essentiellement au cours de la période allant du début des observations jusqu'à la mi-février 1967 c'est-à-dire en quelque sorte lorsque le périhélie se situe dans l'hémisphère nocturne. Nous nous demandons toutefois si ce phénomène résulte réellement d'une surestimation de l'effet des variations de z_p ; la figure 3 témoigne en effet qu'il continue à se manifester d'une manière évidente dans la courbe des variations des quantités $\delta\rho_{K-H}$ calculées cependant avec une hauteur d'échelle déjà anormalement élevée par rapport aux divers modèles atmosphériques. En fait, après avoir adopté diverses distributions verticales de la hauteur d'échelle, il est apparu que les coefficients de corrélation entre les $\delta\rho(155)$ obtenus et l'altitude du périhélie z_p étaient toujours compris entre 0.40 et 0.55 si l'on considère la période de novembre 1966 à février 1967. La valeur maximum (0.55) correspond au modèle J_{2SD} de Nicolet et plus généralement à tous les modèles de référence actuels. La valeur minimum (0.40) est obtenue en adoptant soit la hauteur d'échelle constante de KING-HELE et HINGSTON [1967], soit une distribution verticale impliquant un gradient β très important à 150 km ($\beta \sim 0,9$) avec, au-dessous de 150 km, des hauteurs d'échelle inférieures à celles des modèles atmosphériques classiques (courbe 2 de la fig. 2). Cette nouvelle distribution verticale de la hauteur d'échelle témoigne donc qu'au-dessous de 150 km les hauteurs d'échelle proposées par les modèles ne sont pas nécessairement trop petites. Les quantités réduites $\delta\rho_2(155)$ correspondantes ont été reportées à la figure 3 (\times) : elles sont très comparables aux quantités réduites $\delta\rho_1(155)$. Pour l'étude des variations de la densité à 155 km, nous pouvons donc nous borner à traiter les quantités $\delta\rho_1(155)$.

3.2.2. Effets de l'activité solaire.

Afin de mettre clairement en évidence l'amplitude réelle de la variation de la densité entre décembre 1966-janvier 1967 et mars-avril 1967 due a priori à l'action combinée de l'effet diurne et de l'effet semi-annuel, il a fallu tenir compte au préalable de l'activité solaire. Pour réduire des densités à un niveau standard d'activité solaire, on adopte généralement, en tant qu'indice d'activité solaire, le flux radioélectrique solaire mesuré sur la longueur d'onde $\lambda = 10,7$ cm. On admet que ce travail de réduction doit tenir compte à la fois des variations à court terme liées à la rotation solaire de vingt-sept jours et des varia-

tions à long terme liées au cycle undécennal de l'activité solaire. L'indice solaire doit être choisi également en fonction du temps de résolution des données et en tenant compte éventuellement du temps de retard de un à plusieurs jours qu'elles présentent par rapport aux flux mesurés [ROEMER, 1967 ; KING-HELE et WALKER, 1968 a].

Cependant, devant la diversité des formules de réduction proposées en cette matière et étant donné le temps de résolution variable des données relatives au satellite 1966-101G, nous avons décidé d'adopter successivement les trois indices $S(10,7)$, $\bar{S}_5(10,7)$ et $\bar{S}_{27}(10,7)$ (valeurs journalières et valeurs moyennes sur 5 et 27 jours centrées sur les dates auxquelles se rapportent les données) afin de chercher à mettre en évidence la corrélation la plus adéquate entre les densités calculées et l'activité solaire.

Nous avons séparé les données $\delta\rho_1(155)$ en deux groupes suivant qu'elles se rapportent aux conditions nocturnes ($\psi > 100^\circ$) ou diurnes ($\psi < 80^\circ$). Les conditions nocturnes se présentent au cours de la période s'étendant du 22 novembre 1966 (39451 MJD) au 14 février 1967 (39535 MJD) tandis que les conditions diurnes se présentent ensuite jusqu'à la fin de la période des observations. La donnée relative au 24 février 1967 (39545 MJD) a toutefois été placée dans le premier groupe car, bien que correspondant à un angle ψ de 65° , elle est d'un ordre de grandeur comparable à celui de l'ensemble des données relatives à l'hémisphère nocturne (voir la fig. 3). Cette constatation entraîne une remarque importante : ou bien cette donnée particulière résulte en définitive d'une observation entachée d'une erreur importante, ou bien elle atteste que lors du passage du périhélie aucune modification sensible de la traînée atmosphé-

rique ne se manifeste, ce qui signifie, en d'autres termes, que la densité atmosphérique à 150 km ne présente pas une variation diurne importante. Dès lors, l'augmentation de la densité observée dès le début de mars 1967 serait due à une autre cause ; et l'on songe tout naturellement à l'effet semi-annuel. Il serait cependant prématuré de tirer une conclusion définitive à ce sujet dans la mesure où elle reposerait sur l'analyse d'une seule donnée. Néanmoins, notre remarque a le mérite de faire entrevoir une éventualité qu'il ne faut pas exclure a priori d'autant plus qu'elle serait en accord avec les modèles atmosphériques actuels, tout au moins en ce qui concerne la variation diurne à 150 km. Nous reviendrons sur cette question ultérieurement.

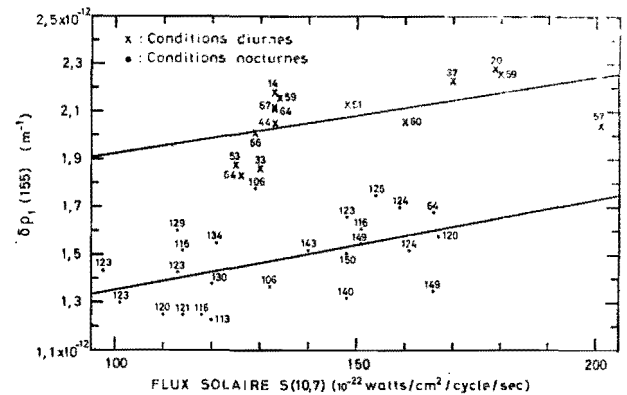


FIG. 4

Distribution des quantités $\delta\rho_1(155)$ en fonction de l'activité solaire représentée par l'indice journalier $S(10,7)$. Les données relatives aux conditions nocturnes sont représentées par des points (.) tandis que des croix (x) désignent celles relatives aux conditions diurnes.

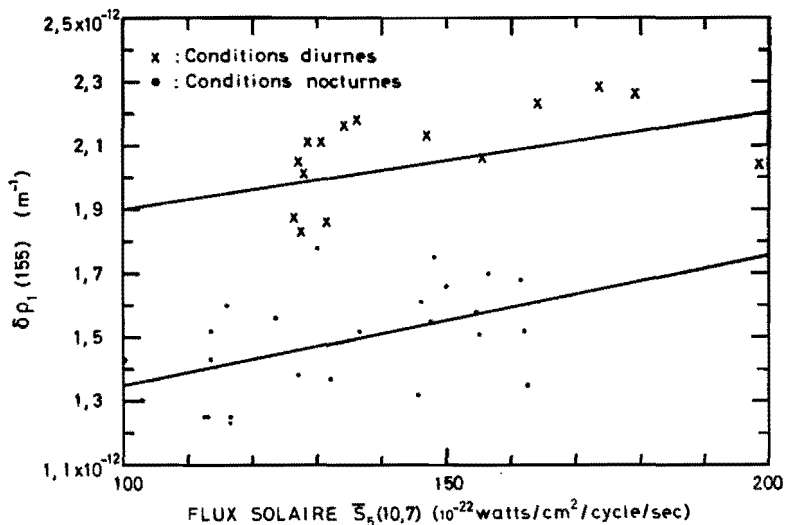


FIG. 5

Distribution des quantités $\delta\rho_1(155)$ en fonction de l'activité solaire représentée par l'indice $S_5(10,7)$ (moyenne sur 5 jours). Les données relatives aux conditions nocturnes sont représentées par des points (.) tandis que des croix (x) désignent celles relatives aux conditions diurnes.

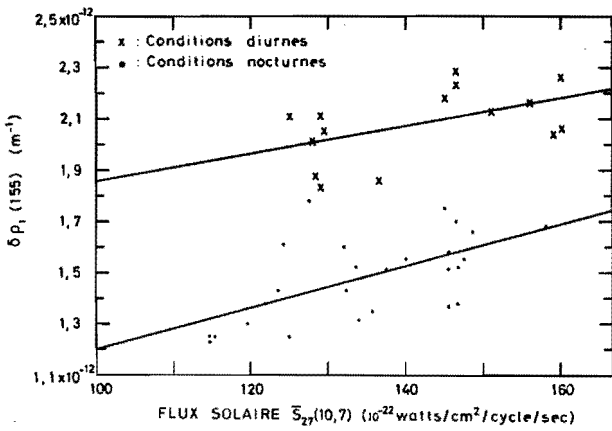


FIG. 6

Distribution des quantités $\delta\rho_1(155)$ en fonction de l'activité solaire représentée par l'indice $\bar{S}_{27}(10,7)$ (moyenne sur 27 jours). Les données relatives aux conditions nocturnes sont représentées par des points (.) tandis que des croix (x) désignent celles relatives aux conditions diurnes.

Les figures 4, 5 et 6 donnent, en fonction de l'activité solaire représentée successivement par les indices $S(10,7)$, $\bar{S}_5(10,7)$ et $\bar{S}_{27}(10,7)$, la distribution des quantités $\delta\rho_1(155)$. Les données relatives aux conditions nocturnes sont représentées par des points (.) tandis que des croix (x) désignent celles relatives aux conditions diurnes. En particulier, à la figure 4, nous avons précisé en regard de chaque quantité $\delta\rho_1(155)$ les valeurs correspondantes de l'angle géocentrique périégée-Soleil ψ . On constate immédiatement que, pour l'un ou l'autre groupe de points, les données se disposent indépendamment de ψ , ce qui signifie que les droites de corrélation calculées traduisent réellement un effet de l'activité solaire sur les densités atmosphériques nocturnes et diurnes. Une conclusion similaire s'impose dans les autres cas. Le tableau I donne d'ailleurs les coefficients de corrélation obtenus dans chacun des cas considérés, y compris ceux relatifs aux quantités $\delta\rho_2(155)$.

On constate que toutes les corrélations sont significatives et assez comparables. A cet égard, rappelons que les densités diurnes obtenues par KING-HELE et HINGSTON [1967] ne présentaient aucune dépen-

dance étroite avec l'activité solaire. Si l'on néglige momentanément la variation semi-annuelle, les droites de corrélation des figures 4 à 6 donnent en quelque sorte les densités moyennes du jour et de la nuit. Le fait que le taux de croissance de la densité avec l'activité solaire est quelque peu plus important au cours de la nuit que pendant le jour tend à montrer que l'amplitude de la variation diurne de la densité à 155 km diminue lorsque l'activité solaire augmente ; ce résultat est en accord avec ceux obtenus précédemment à des altitudes légèrement supérieures, c'est-à-dire par exemple entre 200 et 300 km. Par contre, la convergence assez lente des droites de corrélation « nocturne » et « diurne » semblerait indiquer que la variation diurne continue à être présente au cours des périodes de très forte activité solaire, ce qui cette fois est en contradiction avec les résultats antérieurs obtenus aux altitudes immédiatement supérieures. Ceci nous amène à admettre qu'il y a éventuellement entre les droites de corrélation « diurne » et « nocturne » un décalage quasi systématique dû à un autre phénomène, et l'on songe à nouveau à l'effet semi-annuel. Rappelons à cet égard que dans un de nos travaux antérieurs [VERCHEVAL, 1965], nous avons déjà pu résorber un décalage systématique entre des données (températures réduites des effets diurne, semi-annuel et d'activité solaire) relatives à des époques différentes en jouant simplement sur les coefficients de l'expression de la variation semi-annuelle alors donnée par JACCHIA [1964]. Le problème de la séparation de l'effet diurne et de l'effet semi-annuel apparaît une fois de plus comme essentiel.

Afin de poursuivre notre analyse, nous avons réduit les quantités $\delta\rho_1(155)$ à un niveau standard d'activité solaire caractérisé par un indice $\bar{S}_{27}(10,7)$ égal à $140 \cdot 10^{-22}$ watt/m²/cycle /sec traduisant le niveau moyen de l'activité solaire au cours de la période considérée, l'indice $\bar{S}_{27}(10,7)$ ayant été choisi en raison de la bonne corrélation qu'il présente avec les données et plus particulièrement avec celles se rapportant aux conditions nocturnes. La figure 7 montre les variations au cours du temps des quantités $\delta\rho_1^*(155)$ ainsi obtenues après réduction, comparées à celles de l'angle géocentrique Soleil-périégée ψ et du temps local LT relatif au périégée ; les deux

TABLEAU I

Coefficients de corrélation.

	$S(10,7)$	$S_5(10,7)$	$S_{27}(10,7)$	Remarques
$\delta\rho_1(155)$	0,53	0,50	0,51	Jour, décembre 1966-février 1967. Nuit, mars-avril 1967.
	0,49	0,50	0,59	
$\delta\rho_2(155)$	0,54	0,50	0,53	Jour, décembre 1966-février 1967. Nuit, mars-avril 1967.
	0,55	0,56	0,67	

paramètres ψ et LT sont susceptibles de caractériser à chaque instant l'« état diurne » au périégée, l'un et l'autre étant choisis car on ignore a priori lequel des deux est le plus adéquat à 155 km d'altitude. D'autre part, sur la courbe des variations de ψ , nous avons précisé les époques correspondant à une latitude du périégée nulle ou maximum (49° N ou 49° S).

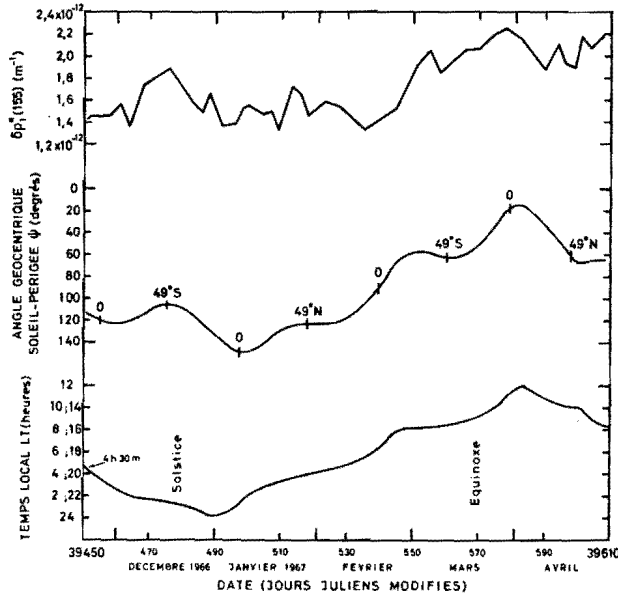


FIG. 7

Variations, entre novembre 1966 et avril 1967, des quantités $\delta\rho_1^*(155)$ réduites à un niveau d'activité solaire caractérisé par $S_{27}(10,7) = 140 \cdot 10^{-22}$ watts/m²/cycle/sec et variations correspondantes de l'angle géocentrique Soleil-périégée ψ et du temps local LT au périégée. Les époques relatives à une latitude du périégée nulle ou maximum (49° N ou 49° S) sont précisées sur la courbe des ψ .

3.2.3. Variations latitudinale et saisonnière.

A l'examen de la figure 7, il apparaît qu'au cours de la période centrée sur le solstice de décembre, alors que le Soleil se situe dans l'hémisphère sud à une déclinaison comprise entre -20° et -23° , les quantités $\delta\rho_1^*(155)$ tendent à présenter un maximum ou un minimum suivant que le périégée occupe une latitude maximum dans l'hémisphère sud (49° S) ou se situe dans le plan de l'équateur (latitude nulle). Par contre, au cours de la période centrée sur l'équinoxe de mars, alors que le Soleil se situe approximativement dans le plan équatorial, un maximum se présente lorsque le périégée se situe lui aussi dans le plan équatorial et des minima apparaissent lorsque la latitude du périégée est maximum dans l'un ou l'autre hémisphère. Il en résulte qu'une variation saisonnière et latitudinale de la densité à 155 km n'est pas à rejeter. Il n'est d'ailleurs pas exclu que la corrélation mise en évidence précédemment entre les quantités $\delta\rho_1(155)$ et l'altitude du périégée traduise

en réalité une variation latitudinale et saisonnière de la densité. Dans ce cas, le choix d'une variation de la hauteur d'échelle (courbe 2 de la fig. 2) différente de celle offerte par les modèles J_{25D} de Nicolet ne serait plus nécessaire. Il est clair que ces diverses constatations n'ont pas la valeur d'affirmations car un nombre plus élevé de données serait indispensable pour porter un jugement définitif. D'ailleurs, aucune variation latitudinale de la densité entre 130 et 160 km ne s'est manifestée lors de l'analyse orbitale du satellite polaire 1968-59B effectuée récemment par KING-HELE et WALKER [1968 c] pour la période s'étendant du 11 juillet 1968 au 19 août 1968. Le problème apparemment reste donc entier.

3.2.4. Variation diurne.

La figure 7 montre que si l'allure générale de la courbe des variations de $\delta\rho_1^*(155)$ est plus ou moins comparable à celles des courbes relatives à ψ ou LT , une corrélation étroite entre $\delta\rho_1^*(155)$ d'une part et ψ ou LT d'autre part n'est pas pour autant évidente. Pour s'en convaincre, il suffit par exemple de considérer la période s'étendant du 24 février 1967 au 17 mars 1967 au cours de laquelle les quantités $\delta\rho_1^*(155)$ présentent un accroissement relatif de 35 % alors que les paramètres ψ et LT restent pratiquement constants ($58^\circ < \psi < 64^\circ$ et $16 \text{ h} < LT < 17 \text{ h}$). Un autre désaccord se produit au cours de la période allant du 1^{er} avril 1967 au 21 avril 1967, mais les comportements sont cette fois inversés. Néanmoins, admettant momentanément l'existence exclusive d'une variation diurne, nous avons reporté les quantités réduites $\delta\rho_1^*(155)$ en fonction du temps local LT (fig. 8) et de l'angle ψ (fig. 9) : malgré la dispersion assez grande des points, nous avons cherché à tracer les courbes moyennes susceptibles de représenter la variation diurne de la densité à 155 km d'altitude.

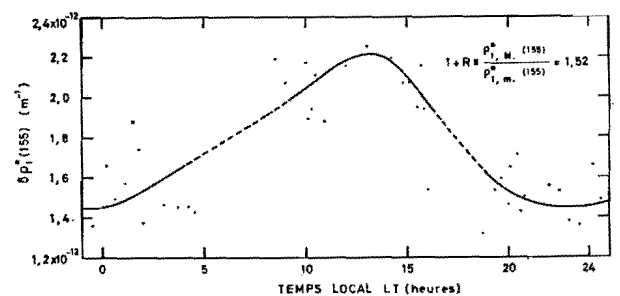


FIG. 8

Variations, en fonction du temps local LT , des quantités $\delta\rho_1^*(155)$ réduites à un niveau d'activité solaire caractérisé par $S_{27}(10,7) = 140 \cdot 10^{-22}$ watts/m²/cycle/sec.

La figure 8 révèle que le maximum diurne de la densité $\rho_{1,M}^*(155)$ se présente en un temps local compris entre 13 h et 14 h. Ce résultat est donc comparable à celui obtenu par JACCHIA et SLOWEY [1967] à des altitudes supérieures à partir de l'analyse

des densités déduites du calcul de la traînée de sept satellites artificiels aux périgées compris entre 250 et 650 km. Il y a toutefois désaccord en ce qui concerne le temps local relatif à la densité minimale $\rho_{1,m}^*(155)$; suivant JACCHIA et SLOWEY [1967], la densité minimale se présente aux environs de 4 heures. Si notre étude conduit à un minimum situé approximativement entre 22 et 24 heures, c'est à la suite de l'influence des observations des 9 et 17 décembre 1966 qui, comme nous l'avons déjà signalé précédemment, pourrait traduire un effet en latitude : si l'on négligeait ces deux observations, nous obtiendrions un minimum très étendu se prolongeant jusqu'à trois ou quatre heures du matin. D'autre part, en se basant sur la courbe moyenne de la figure 8, l'amplitude de la variation diurne que nous caractériserons par le rapport $(1 + R) \equiv \rho_{1,M}^*(155)/\rho_{1,m}^*(155)$ prend la valeur 1,52.

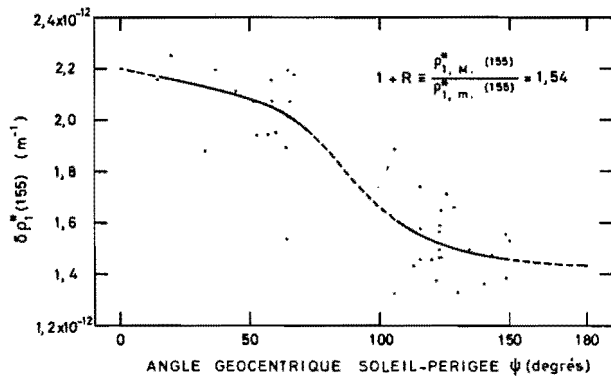


FIG. 9

Variations, en fonction de l'angle géocentrique Soleil-périgée ψ , des quantités $\delta\rho_1^*(155)$ réduites à un niveau d'activité solaire caractérisé par $S_{2,7}(10,7) = 140 \cdot 10^{-22}$ watts/m²/cycle/sec.

Si l'on consulte la figure 9 en admettant que les densités maximale et minimale correspondent respectivement à $\psi = 0^\circ$ et $\psi = 180^\circ$, on obtient après extrapolation $(1 + R) = 1,54$. Nous ne discuterons pas du choix qui devrait être opéré entre les paramètres ψ et LT car les données ne sont pas suffisamment nombreuses. Nous pouvons néanmoins admettre, d'après ce qui précède, qu'à 155 km d'altitude, pour une activité solaire caractérisée par un indice $S_{2,7}(10,7)$ égal à $140 \cdot 10^{-22}$ watts/m²/cycle/sec, la densité diurne maximum est tout au plus 55 % plus élevée que la densité nocturne minimum. Rappelons que KING-HELE et HINGSTON [1967] avaient obtenu une variation de 70 %. Précédemment, nous avons fait état à diverses reprises de l'existence possible d'une variation semi-annuelle qui entraînerait automatiquement une réduction de l'amplitude de la variation diurne. Il est incontestable que cette réduction serait compatible avec les résultats obtenus par TAEUSH, NIEWMAN, CARIGNAN, SMITH et BALLANCE [1968] lors des mesures de la densité $\rho(N_2)$ d'azote

moléculaire effectuées par fusées le 24 janvier 1967 et suivant lesquelles la variation diurne à 150 km se caractériserait par un facteur $(1 + R)$ inférieur à 1,20. D'autre part, nous basant sur la figure 7 d'un travail présenté par MAROV et ALPHEROV [1969], nous avons tracé, à la figure 10, la courbe approximative des variations du facteur $(1 + R)$ pour des altitudes comprises entre 180 et 280 km et un niveau d'activité solaire caractérisé par un flux moyen mensuel $\bar{S}(10,7)$ égal à $150 \cdot 10^{-22}$ watts/m²/cycle/sec et par conséquent comparable à celui se rapportant à nos données ; à l'examen de cette figure, il est clair qu'un facteur $(1 + R)$ de l'ordre de 1,50 à 155 km d'altitude serait peu compatible avec les résultats de Marov et Alpherov puisqu'une extrapolation même grossière de la courbe conduit à un facteur $(1 + R)$ compris entre 1,15 et 1,20 et par conséquent en accord avec les mesures effectuées par TAEUSH et al. [1968].

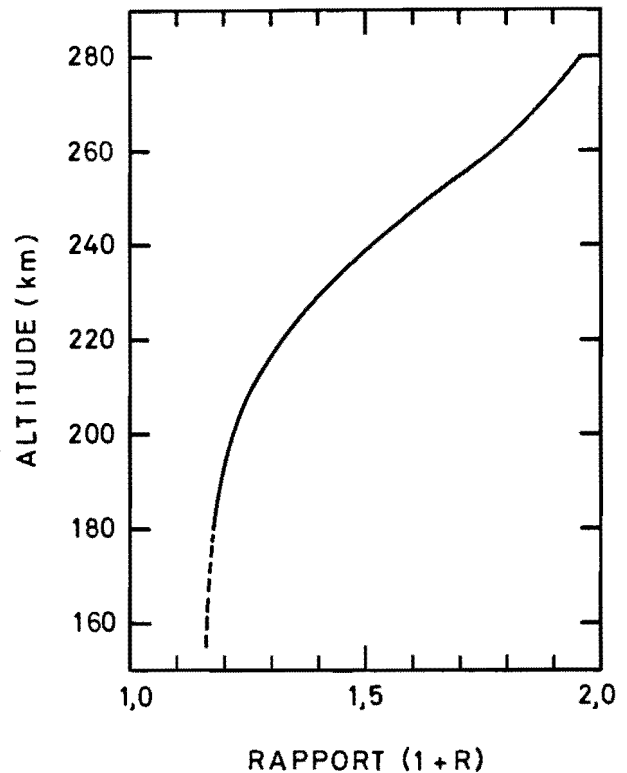


FIG. 10

Distribution verticale du rapport $(1 + R)$ des densités diurnes maximales et minimales obtenues par MAROV et ALPHEROV [1969].

Il apparaît donc indispensable de chercher un indice quelconque d'une variation semi-annuelle de la densité à 155 km. KING-HELE [1968] convient d'ailleurs qu'il est très vraisemblable que la variation semi-annuelle en 1966-1967 était encore appréciable à 150 km d'altitude et peut-être même en-deça.

3.2.5. Variation semi-annuelle.

La variation semi-annuelle de la température et de la densité atmosphériques au-dessus de 200 km se caractérise par l'apparition, chaque année, d'un minimum prononcé en juillet, d'un maximum élevé en octobre-novembre, d'un minimum secondaire en janvier et enfin d'un maximum secondaire en avril.

Après une étude portant sur les données de traînée de six satellites artificiels de périodes comprises entre 250 et 650 km et pour une période allant de 1958 à 1966, JACCHIA, SLOWEY et CAMPBELL [1968] ont été amenés aux conclusions suivantes :

1. La variation semi-annuelle est une caractéristique très stable qui se poursuit sans changement de phase important tout au long des huit années d'observation.

2. Les courbes de température obtenues pour les six satellites sont strictement en phase et ont la même amplitude, quelle que soit l'altitude du périégée.

3. La variation semi-annuelle est un phénomène planétaire et les variations de densité observées sont le résultat de variations de température qui ont lieu essentiellement au même niveau atmosphérique que les variations dues à l'effet de l'activité solaire.

4. Il y a une inégalité systématique entre les maxima et les minima et les variations de température sont proportionnelles au flux radioélectrique solaire mesuré sur 10,7 cm.

A ces caractéristiques, il faut ajouter celles récemment découvertes [KING-HELE et HINGSTON, 1968 *b* ; COOK, 1968 ; COOK et SCOTT, 1968 ; KING-HELE et WALKER, 1968 *b*] : la présence de plusieurs minima secondaires et l'existence d'une oscillation, avec une période d'environ trente-trois mois, de l'amplitude de la variation semi-annuelle. Admettant la conclusion 2 de JACCHIA, SLOWEY et CAMPBELL [1968],

les modèles statiques de JACCHIA [1964] indiquent que l'amplitude de la variation semi-annuelle de la densité atteint un maximum entre 500 et 600 km pour décroître ensuite jusqu'à devenir quasi négligeable à 1 000 km. Cependant, il apparaît, d'après les travaux de COOK et SCOTT [1966-1967] et COOK [1967] que la variation semi-annuelle de la densité demeure importante au-dessus de 600 km et que par conséquent elle ne peut pas résulter exclusivement des variations de la température dans la thermosphère. D'ailleurs, l'amplitude de la variation semi-annuelle découverte à 190 km par KING-HELE et HINGSTON [1968] confirme cette affirmation. Selon COOK [1968], la cause la plus vraisemblable de l'effet semi-annuel est une variation semi-annuelle dans les conditions aux limites à 120 km, niveau adopté comme niveau de départ pour la construction des modèles atmosphériques.

Nous nous proposons maintenant d'évaluer l'amplitude de la variation semi-annuelle de la densité à 155 km d'altitude, entre janvier 1967 et avril 1967, à partir des valeurs qu'elle prend à la même époque aux altitudes plus élevées. Nous avons établi, au tableau II, la liste des satellites qui ont permis une étude de l'effet semi-annuel entre approximativement 200 et 1 100 km d'altitude : nous y avons précisé successivement l'altitude de travail, la référence, les dates exactes d'apparition du maximum ρ_M et du minimum ρ_m et enfin le rapport « observé » $r \equiv \rho_M/\rho_m$ caractérisant l'amplitude relative de l'effet semi-annuel entre janvier 1967 et avril 1967.

Nous devons préciser que les rapports r ont été estimés en se basant sur des densités moyennes sur 20 à 30 jours centrés sur les époques des maxima et minima et en négligeant les données influencées par l'activité géomagnétique. A notre avis, une erreur de 10 à 20 % n'est pas à exclure. A cet égard, KING-HELE et HINGSTON [1968 *b*] font remarquer que

TABLEAU II

Satellite	Altitude (km)	Référence	Dates		$r \equiv \rho_M/\rho_m$
			Maximum	Minimum	
Secor 6	191	[KING-HELE et HINGSTON, 1968 <i>a</i>]	3 avril	16 janvier	1,56
1966-118A.....	470	[KING-HELE et Walker, 1968 <i>a</i>]	6 avril	20 janvier	1,81
Midas 2	480	[KING-HELE et HINGSTON, 1968 <i>b</i>]	8 avril	18 janvier	1,83
1965-55A.....	480	[COOK, 1968]	1 avril	21 janvier	2,12
1964-11A.....	500	[COOK, 1968]	10 avril	20 janvier	1,89
1963-27A.....	500	[COOK, 1968]	19 avril	18 janvier	1,91
1965-53A.....	530	[COOK, 1968]	9 avril	24 janvier	1,88
Écho 2	1 060	[COOK et SCOTT, 1968]	10 avril	16 janvier	1,5
	1 130	[COOK et SCOTT, 1967]		16 janvier	

l'amplitude de la variation semi-annuelle est très difficile à déterminer parce qu'il serait erroné de considérer les maxima et minima extrêmes. En fait, il est plus raisonnable d'utiliser les valeurs maximales et minimales qui se maintiennent pendant au moins 30 jours. KING-HELE et HINGSTON [1968 b] insistent sur les différences d'amplitudes obtenues lorsque les densités moyennes sont calculées successivement sur 10, 20 et 30 jours ; ainsi, pour la période s'étendant de juillet 1966 à novembre 1967, l'amplitude relative moyenne de la variation semi-annuelle à 480 km se caractérise par un rapport r égal à 2,06 ou 2,94 suivant que l'on adopte 30 ou 10 jours. Cette remarque explique la différence relativement importante que l'on peut constater entre les amplitudes du tableau II déduites des données de COOK [1968] et celles que celui-ci propose. Rappelons que Cook obtient aux altitudes voisines de 500 km un rapport ρ_M/ρ_m égal à 3,0 pour une activité solaire caractérisée par un indice $S(10,7)$ égal à $150 \cdot 10^{-22}$ watts/m²/cycle/sec, en précisant que puisque l'amplitude de la variation semi-annuelle dépend du degré d'activité solaire, il n'est pas logique de réduire au préalable les densités à un niveau constant de l'activité solaire pour évaluer cette amplitude.

Cependant, à notre avis, cette réduction s'impose si l'on désire comparer des densités relatives à deux époques différentes. En réalité, les rapports « observés » du tableau II ne correspondent pas rigoureusement à un même niveau d'activité solaire : les flux $S(10,7)$ de référence sont compris entre 120 et $150 \cdot 10^{-22}$ watts/m²/cycle/sec. On peut admettre néanmoins qu'ils correspondent pratiquement au niveau d'activité solaire que nous avons choisi pour la réduction de nos données ($S_{27}(10,7) = 140$).

A l'examen du tableau II et de la figure 7, on constate tout d'abord que les dates relatives aux minima (16 au 24 janvier 1967) sont voisines de celle correspondant à un angle géocentrique Soleil-périgée ψ maximum (9 janvier 1967). Les quelques jours de décalage ne sont pas nécessairement significatifs car il ne faut pas perdre de vue que les dates relatives aux minima sont vraisemblablement entachées d'une erreur de plusieurs jours due au temps de résolution très limité des données (3 à 15 jours). En ce qui concerne les dates relatives aux maxima (1 au 19 avril 1967), on peut également noter leur proximité vis-à-vis de la date (2 avril 1967) correspondant à un ψ minimum. Ces deux constatations confirment donc que les variations diurne et semi-annuelle éventuellement présentes à 155 km d'altitude se manifestent parallèlement entre janvier 1967 et avril 1967 pour le satellite 1966-101G.

A la figure 11, nous avons reporté les rapports r du tableau II en fonction des altitudes correspondantes. D'autre part, sur les conseils de KOCKARTS [1968], nous avons calculé en fonction de l'altitude les rapports des densités déduites des modèles $J_{2,5;5D}$ et $J_{1,5;5D}$ de NICOLET [1964] en admettant une tem-

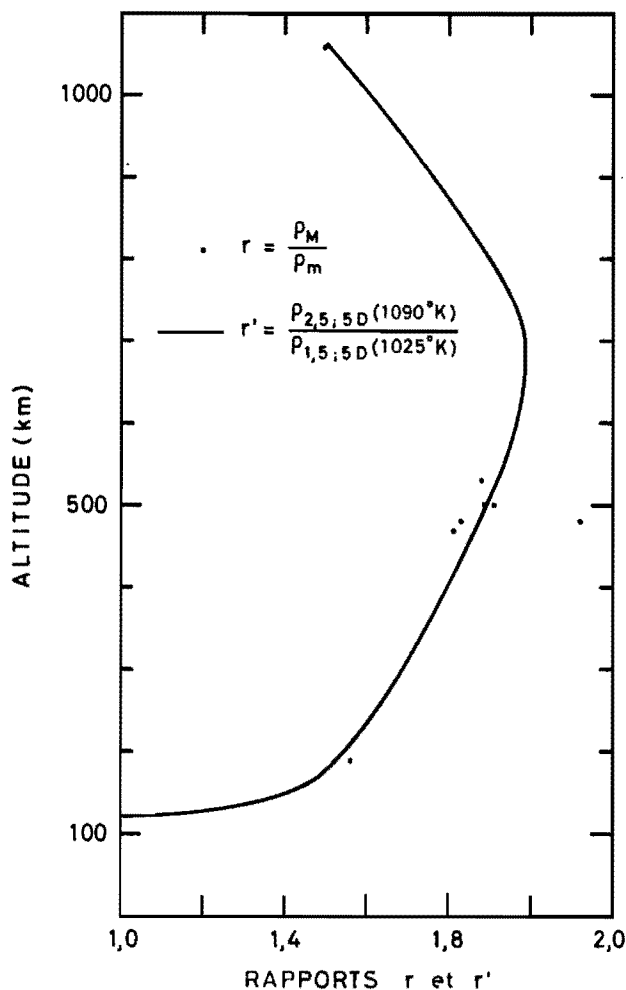


FIG. 11

Rapports $r \equiv \rho_M/\rho_m$ caractérisant les amplitudes relatives de la variation semi-annuelle « observées » à diverses altitudes (.). Comparaison avec la distribution verticale des rapports $r' \equiv P_{2,5;5D}(1090^\circ\text{K})/P_{1,5;5D}(1025^\circ\text{K})$ déduites des modèles $J_{2,5;5D}$ et $J_{1,5;5D}$ de NICOLET [1964].

pérature moyenne à la thermopause de 1050 °K pour l'époque considérée et compte tenu du fait que suivant la formule de JACCHIA et al. [1968] la variation de température à la thermopause entre le minimum de janvier 1967 et le maximum d'avril 1967 due à l'effet semi-annuel est d'environ 65 °K. En fait, nous avons adopté pour janvier 1967 le modèle $J_{1,5;5D}$ avec une température à la thermopause de 1025 °K et pour avril 1967 le modèle $J_{2,5;5D}$ avec une température à la thermopause de 1090 °K. Passer d'un modèle $J_{1,5;5D}$ à un modèle $J_{2,5;5D}$ revient à faire varier la température à 120 km de 291 °K à 355 °K, ce qui correspond à une augmentation de 20 %. La distribution verticale du rapport $r' \equiv J_{2,5;5D}(1090^\circ\text{K})/J_{1,5;5D}(1025^\circ\text{K})$ a été représentée également à la figure 11. On constate immédiatement, aux diverses altitudes, un accord assez extraordinaire entre les rapports r et r' . La proposition

de KOCKARTS [1968] suivant laquelle la variation semi-annuelle de la densité au-dessus de 200 km pourrait être engendrée par une variation de la température non seulement à la thermopause mais également à 120 km apparaît donc valable. Admettant cette interprétation, la figure 11 montre qu'à 155 km d'altitude, le rapport r caractérisant l'amplitude relative de la variation semi-annuelle de la densité est de l'ordre de 1,4. Puisque nous avons obtenu précédemment un rapport des densités d'avril et janvier 1967 compris entre 1,50 et 1,55, il résulte que la variation diurne de la densité à 155 km d'altitude se caractérise par une amplitude relative de quelque 10 % assez comparable avec celles obtenues à partir des travaux de MAROV et ALPHEROV [1969] ou des mesures de TAEUSH et al. [1968]. Ce résultat est également compatible avec l'impossibilité constatée par KING-HELE et WALKER [1968 c] de mettre en évidence une variation diurne de la densité entre 130 et 160 km d'altitude au cours des mois de juillet et août 1968.

CONCLUSION

Notre analyse a tout d'abord montré qu'aux altitudes voisines de 150 km, le choix de la hauteur d'échelle H_p dans le problème de la réduction des densités à une altitude standard est essentiel. Ainsi, l'amplitude relative de 70 % de la variation de la densité atmosphérique à 155 km entre janvier 1967 et avril 1967 déduite par KING-HELE et HINGSTON [1967] de l'analyse orbitale du satellite 1966-101G peut être réduite à quelque 50 % si l'on adopte une variation de la hauteur d'échelle H_p extraite des modèles J_{2SD} de NICOLET [1964]. Un résultat analogue est obtenu

si l'on se base sur une variation empirique de H_p (courbe 2 de la fig. 2) différente de celle de KING-HELE et HINGSTON, mais propre à réduire dans les mêmes proportions la corrélation constatée entre les densités à 155 km et l'altitude du péricée.

Plusieurs types de variations de la densité atmosphérique à 155 km ont été mis en évidence au cours de la période considérée :

1. une variation liée à l'activité solaire qui se manifeste tant dans l'hémisphère jour que dans l'hémisphère nuit ;

2. une variation saisonnière et latitudinale qui demande toutefois à être confirmée par un apport supplémentaire de données ;

3. une variation diurne, très discrète il est vrai puisqu'elle se traduit par une amplitude relative de quelque 10 % en accord toutefois avec les résultats obtenus par ailleurs [MAROV et ALPHEROV, 1969 ; TAEUSH et al., 1968 ; KING-HELE et WALKER, 1968 c] ;

4. une variation semi-annuelle très importante se caractérisant par une augmentation de 40 % de la densité entre janvier 1967 et avril 1967 et qui tend à confirmer la suggestion de COOK [1968] suivant laquelle la variation semi-annuelle aux altitudes supérieures est également engendrée par une variation semi-annuelle des conditions à 120 km. Plus précisément, il a été possible de rendre compte des amplitudes observées entre 190 km et 1 100 km en imposant une variation de quelque 65 °K à la température non seulement à la thermopause mais également à 120 km d'altitude, ce qui avait été préconisé par KOCKARTS [1968].

Manuscrit reçu le 28 mars 1969.

RÉFÉRENCES

- CIRA 1965, "Cospar International Reference Atmosphere 1965," North-Holland Publishing Company, Amsterdam, 1965.
- COOK G. E., "The large semi-annual variation in exospheric density: a possible explanation," *Planet. Sp. Sci.*, **15**, 627-632, 1967.
- COOK G. E., "Variations in air density at heights near 500 km from 1965 to 1967," *Planet. Sp. Sci.*, **16**, 1161-1176, 1968.
- COOK G. E., SCOTT D. W., "Exospheric densities near solar minimum derived from the orbit of echo 2," *Planet. Sp. Sci.*, **14**, 1141-1165, 1966.
- COOK G. E., SCOTT D. W., "Variations in exospheric density at heights near 1100 km, derived from satellite orbits," *Planet. Sp. Sci.*, **15**, 1933-1956, 1967.
- COOK G. E., SCOTT D. W., "The semi-annual variations in air density at a height of 1100 km from 1964 to 1967," R.A.E. Technical Report, 68162, 1968.
- JACCHIA L. G., "Static diffusion models of the upper atmosphere with empirical temperature profiles," *Research in Space Science, Smith. Astrophys. Obs., Spec. Rep.*, 170, 1964.
- JACCHIA L. G., SLOWEY J. W., "Diurnal and seasonal-latitudinal variations in the upper atmosphere," *Research in Space Science, Smith. Astrophys. Obs., Spec. Rep.*, 242, 1967.
- JACCHIA L. G., SLOWEY J. W., CAMPBELL I. G., "Semi-annual density variations in the upper atmosphere, 1958 to 1966," *Research in Space Science, Smith. Astrophys. Obs., Spec. Rep.*, 265, 1968.
- KING-HELE D. G., "Theory of satellite orbits in an atmosphere," Butterworths, London, 1964.
- KING-HELE D. G., "Methods of determining air density from satellite orbits," *Ann. Geophys.*, **22** (1), 40-52, 1966.
- KING-HELE D. G., "Semi-annual variation in upper atmosphere density," *Nature*, **217**, 833-834, 1968.

- KING-HELE D. G., HINGSTON J., "Variations in air density at heights near 150 km, from the orbit of the satellite 1966-101G," *Planet. Sp. Sci.*, **15**, 1883-1893, 1967.
- KING-HELE D. G., HINGSTON J., "Air density at heights near 190 km in 1966-67, from the orbit of Secor 6," *Planet. Sp. Sci.*, **16**, 675-691, 1968 a.
- KING-HELE D. G., HINGSTON J., "Variations in air density at a height of 480 km, from the orbit of Midas 2," *Planet. Sp. Sci.*, **16**, 937-949, 1968 b.
- KING-HELE D. G., WALKER D. M. C., "Air density at a height of 470 km between January 1967 and May 1968, from the orbit of the satellite 1966-118A," R.A.E, Technical Report, 68184, 1968 a.
- KING-HELE D. G., WALKER D.M.C., "Semi-annual variation in upper atmosphere density: evidence of a 33-month periodicity," *Nature*, **219**, 715-716, 1968 b.
- KING-HELE D. G., WALKER D. M. C., "Profile of upper atmosphere density at heights between 130 and 160 km from the orbit of the satellite 1968-59B," *Nature*, **220**, 775, 1968 c.
- KOCKARTS G., « Le problème des hauteurs d'échelle et de leurs gradients dans l'hétérosphère », Acad. Roy. Belg., *Bull. Cl. Sci.*, **49**, 1281-1304, 1963.
- KOCKARTS G., Communication privée, 1968.
- MAROV M. YE., ALPHEROV A. M., "Temperature and density of the thermosphere in 1966-67," to be published in *Space Research*, IX, 1969.
- NICOLET M., "Solar radioflux and upper atmosphere temperature," *J. Geophys. Res.*, **68**, 6121-6144, 1963.
- NICOLET M., "Aeronomie" Editions "Mir", Moscou, 1964.
- ROEMER M., "Geomagnetic activity effect and 27-day variation: response time of the thermosphere and lower exosphere," 1091-1099, in: Smith-Rose R. L. (ed.), *Space Research*, VII, North-Holland Publishing Company, Amsterdam, 1967.
- TAEUSH D. R., NIEWMAN H. B., CARIGNAN G. E., SMITH R.E., BALLANCE J. O., "Diurnal survey of the thermosphere (I) Neutral particle results," 930-939, in: Mitra A. P., Jacchia L. G. and Newman W. S. (eds), *Space Research*, VIII, North-Holland Publishing Company, Amsterdam, 1968.
- VERCHEVAL J., « Corrélation entre l'activité géomagnétique et les variations de la température de l'atmosphère supérieure », C.N.R.E., Notes Internes, **21**, 1965.