

AUTRES COMMUNICATIONS

AÉRONOMIE

Les variations de la densité atmosphérique dans la thermosphère ⁽¹⁾

par J. VERCHEVAL

Institut d'Aéronomie Spatiale de Belgique

Abstract. — An analysis of the various types of density variations in the mean thermosphere is made by using the orbital data of the satellites 1966-101 G, Secor 6 and ERS 16 obtained between November 1966 and June 1967.

1. INTRODUCTION

Avec l'avènement des satellites artificiels, nos connaissances sur la structure de l'atmosphère supérieure au-dessus de 200 km et de ses variations se sont développées. On sait, en effet, que l'analyse du freinage subi par les satellites artificiels constitue une des méthodes les plus simples et les plus précises pour la détermination de la densité atmosphérique. En fait, les seules hypothèses de base qu'elle requiert sont la validité des lois de mouvement et de la gravitation ainsi qu'une étude particulière en vue d'attribuer une valeur correcte du coefficient de freinage. Dans le cas d'orbites elliptiques, le freinage s'effectue essentiellement au voisinage du périégée et l'on obtient ainsi une valeur de la densité à une altitude qu'il est possible de préciser.

Depuis 1957, on a pu obtenir une représentation assez complète des variations essentielles de la structure atmosphérique entre 200 et 1500 km d'altitude. Il a été ainsi démontré que la variation de la densité atmosphérique associée aux fluctuations dans l'accélération

(¹) Présenté par M. NICOLET.

des satellites artificiels offrait une corrélation évidente avec celle de la radiation solaire représentée par son flux radioélectrique décimétrique. Une corrélation entre l'accroissement du freinage des satellites et les orages géomagnétiques a également été découverte dès le début des observations. En bref, la densité de l'atmosphère au-dessus de 200 kilomètres est liée à l'activité solaire qui se traduit par ses variations au cours de périodes de 27 jours et du cycle undécennal et par ses oscillations liées à l'activité géomagnétique. Un autre phénomène important mis clairement en évidence est celui de la variation diurne marquant une différence de densité entre le jour et la nuit. Cet effet s'explique par l'absence d'un chauffage ultra-violet solaire au cours de la nuit entraînant un refroidissement de l'hétérosphère supérieure par conduction de la chaleur vers le bas. Un dernier caractère essentiel de l'atmosphère supérieure est une variation semi-annuelle de la densité avec 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. L'interprétation de cette variation semi-annuelle donne encore lieu à de nombreuses controverses.

Au cours des dernières années, plusieurs modèles ont été construits pour représenter la structure observée de l'atmosphère supérieure et ses variations essentielles. Ils ont été élaborés, d'une part, en tenant compte des trois processus fondamentaux qui régissent le comportement de l'atmosphère supérieure à savoir la diffusion des gaz dans le champ de la pesanteur, le chauffage par le rayonnement solaire ultra-violet et le transport de la chaleur par conduction et, d'autre part, en maintenant les conditions aux limites à 120 kilomètres constantes tout au long de la journée et du cycle solaire. Si l'on se réfère à ces modèles, l'amplitude des variations de la structure atmosphérique entre 120 et 200 km, c'est-à-dire dans la thermosphère inférieure, est quelque peu arbitraire dans la mesure où cette région de l'atmosphère est restée très longtemps une des régions les moins accessibles à l'observation.

Depuis 1966 cependant, un effort est fourni pour mieux préciser la structure et le comportement de la thermosphère et en particulier mettre fin à la controverse née de l'écart systématique par un facteur 2 constaté à l'altitude voisine de 200 kilomètres entre les densités déterminées par la méthode de l'analyse orbitale et celles obtenues

au moyen des jauges à ionisation. En particulier, une modification de 30 % de la constante de calibration a permis récemment d'obtenir, par les jauges à ionisation, des résultats comparables à ceux déduits de l'analyse orbitale des satellites [1]. D'autre part, depuis 1966, la possibilité s'est offerte d'étudier le freinage subi par des satellites dont les périégées se situaient approximativement entre 130 et 200 kilomètres d'altitude. Le cas le plus intéressant est celui de « Cannonball », petit satellite sphérique très lourd lancé le 11 juillet 1968 sur une orbite polaire avec un périégée initial de 150 kilomètres. En dépit de son périégée très bas, « Cannonball » est resté 38 jours sur orbite par suite de son rapport masse/section efficace très grand, offrant l'opportunité d'obtenir des valeurs de la densité atmosphérique à des altitudes plus basses que celles permises antérieurement. King-Hele et Walker [2] ainsi que Champion et al [3] ont présenté les résultats. D'autres études portant sur les orbites des satellites OV1 — 15 [4, 5, 6], Secor 6 [7, 8] et 1966 — 101 G [9] ainsi que de nombreuses expériences par fusées [10] ont apporté une contribution également intéressante. L'ensemble des résultats ainsi acquis a révélé que les modèles deviennent progressivement inadéquats lorsqu'on considère des altitudes de plus en plus basses au-dessous de 200 kilomètres. En particulier, l'existence de variations importantes des paramètres atmosphériques à 120 kilomètres semble réelle de sorte que des modèles atmosphériques avec des conditions aux limites constantes à 120 kilomètres ne sont pas en mesure de rendre compte du comportement de la thermosphère au cours d'un cycle d'activité solaire par exemple. Il faut néanmoins signaler que Nicolet [11], déjà en 1964, proposait une série de modèles en admettant une variation de $\pm 10\%$ de la température à 120 kilomètres autour d'une valeur moyenne de 324°K.

Un apport supplémentaire de données étant indispensable pour préciser le comportement de l'hétérosphère au-dessous de 200 kilomètres, nous nous proposons ici de rendre compte des résultats que nous avons obtenus en analysant, indépendamment des études antérieures, les densités déduites des données orbitales des satellites 1966 — 101 G, Secor 6 et ERS 16. Nous avons jugé utile d'exposer au préalable quelques points essentiels de la théorie qui nous a permis d'obtenir des densités réduites à une altitude standard.

2. THÉORIE

Pour une orbite dont l'excentricité 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 [12] à savoir:

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

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 la hauteur d'échelle H au périégée (nous aurions dû écrire H_p 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 supprimé l'indice ρ pour alléger l'écriture); H^* 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. Pour les satellites que nous traitons, 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 kilomètres 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 (1), on adopte généralement une hauteur d'échelle H^* constante sur l'ensemble de la période considérée.

Pour étudier les variations au cours du temps de la densité atmosphérique, on est amené en premier lieu à réduire les densités calculées par la formule (1) 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:

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

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 déduite des modèles J_{2SD} de Nicolet [11], 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 [13].

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 kilomètres. 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 kilomètres.

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 14% sur $\exp\left(-\frac{\Delta z}{H'}\right)$. Pour être complet, il faut ajouter que cette erreur sur l'exponentielle croît également avec Δz .

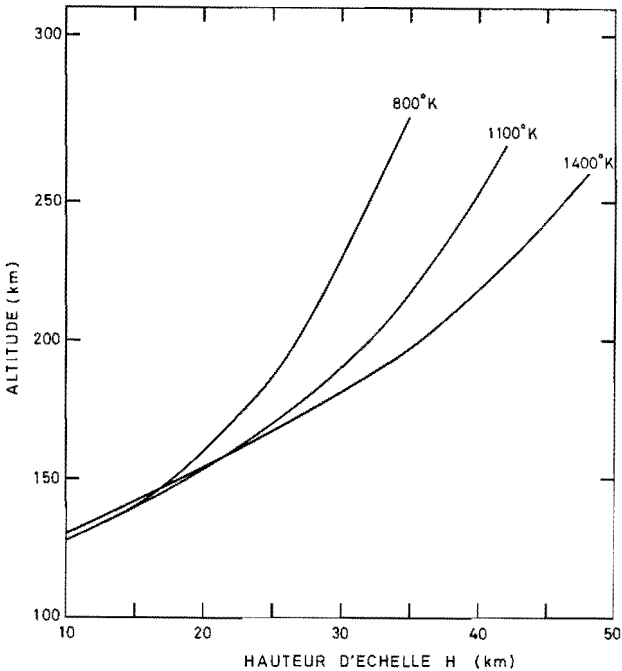


FIG. 1. — Distribution verticale de la hauteur d'échelle H déduite des modèles J_{25D} de Nicolet, pour des températures à la thermopause de 800°K , 1100°K et 1400°K .

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.

3. SATELLITE 1966 — 101 G [14]

3.1. Généralités

Le satellite 1966 — 101 G est l'un des objets à avoir été placés sur orbite le 2 novembre 1966 lors du lancement soviétique non officiellement annoncé du « Cosmos U2 ». Bien que son périégée initial fut situé à 140 kilomètres d'altitude, 1966 — 101 G est resté sur orbite jusqu'au 6 mai 1967 permettant ainsi de déterminer les variations de la densité atmosphérique vers 150 kilomètres au cours d'une période de six mois. En réalité, les dimensions et la masse de l'objet étant inconnues, seules les quantités $\delta\rho$ ont pu 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 [9].

Ne disposant pas de tous les éléments orbitaux nécessaires, nous avons pris comme données de base les quantités $\delta\rho_{K-H}(155)$ proposées par King-Hele et Hingston [9] et calculées en considérant des hauteurs d'échelle nettement supérieures à celles proposées par le modèle 5 du CIRA 65 [15] et par les modèles de Nicolet [11] et Jacchia [16]. Adoptant quant à nous les hauteurs d'échelle des modèles J_{25D} de Nicolet, nous avons obtenu les quantités $\delta\rho(155)$ reportées à la figure 2 en même temps que l'angle géocentrique Soleil-périégée ψ , le temps local LT relatif au périégée (précisé sur la courbe des ψ) et l'activité solaire représentée par les indices $S(10,7)$ et $\bar{S}_{27}(10,7)$, valeurs journalières et valeurs moyennes sur 27 jours du flux radio-électrique solaire mesuré sur la longueur d'onde $\lambda = 10,7$ cm.

A l'examen de la figure 2, il apparaît que les quantités $\delta\rho(155)$ (et par conséquent les densités $\rho(155)$) sont systématiquement plus 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 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.

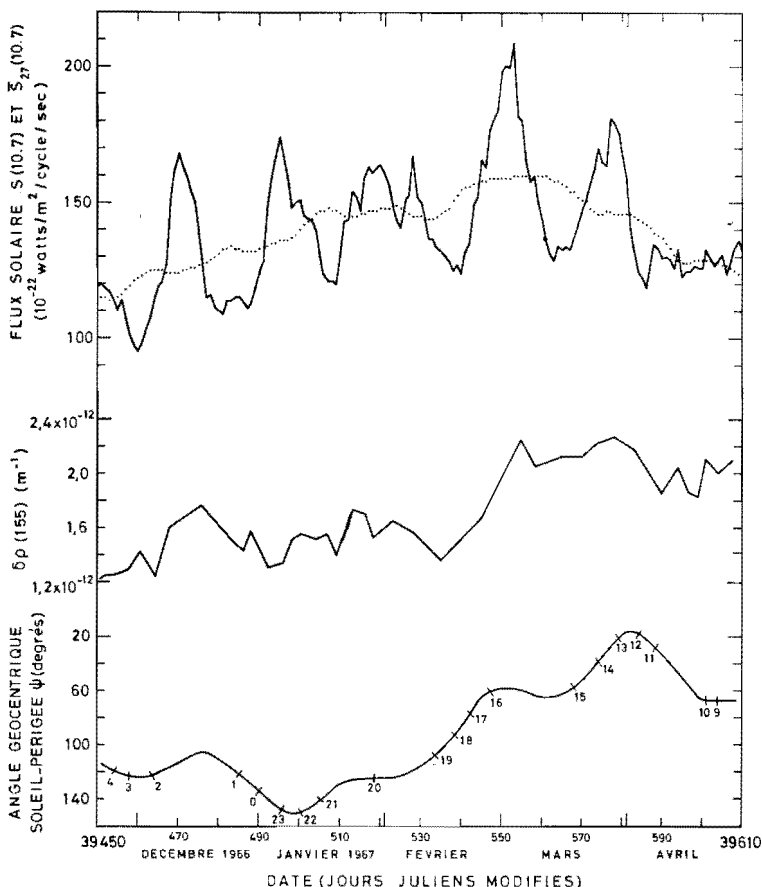


FIG. 2. — Variations, entre novembre 1966 et avril 1967, des quantités $\delta\rho(155)$ déduites de l'analyse orbitale du satellite 1966-101 G, comparées aux variations de l'angle géocentrique ψ entre le périhélie et le Soleil, du temps local au périhélie et de l'activité solaire représentée par les indices $S(10,7)$ et $S_{27}(10,7)$.

3.2. 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 au préalable réduire les quantités $\delta\rho(155)$ à un niveau standard d'activité solaire. La figure 3 donne la distribution de ces quantités en fonction de l'activité solaire représentée par le flux radioélectrique solaire $\bar{S}_{27}(10,7)$. Nous avons séparé les données $\delta\rho(155)$ en deux groupes suivant qu'elles se rapportent aux conditions nocturnes ($\psi > 100^\circ$) ou diurnes ($\psi < 80^\circ$). Une corrélation est évidente dans les deux cas. Par ailleurs, nous avons vérifié qu'une corrélation se manifeste également lorsque l'activité solaire est représentée par son flux journalier S (10,7): une augmentation du flux S(10,7) de 140 à 180×10^{-22} watts/m²/cycle/sec donne lieu à un accroissement de la densité d'environ 10 %; ce résultat est en parfait accord avec celui obtenu par King-Hele et Walker [2] à 145 km d'altitude. Par contre, il faut signaler que les densités diurnes obtenues par King-Hele et Hingston [9] déduites de l'analyse orbitale du satellite 1966-101 G ne présentaient aucune dépendance étroite avec l'activité solaire.

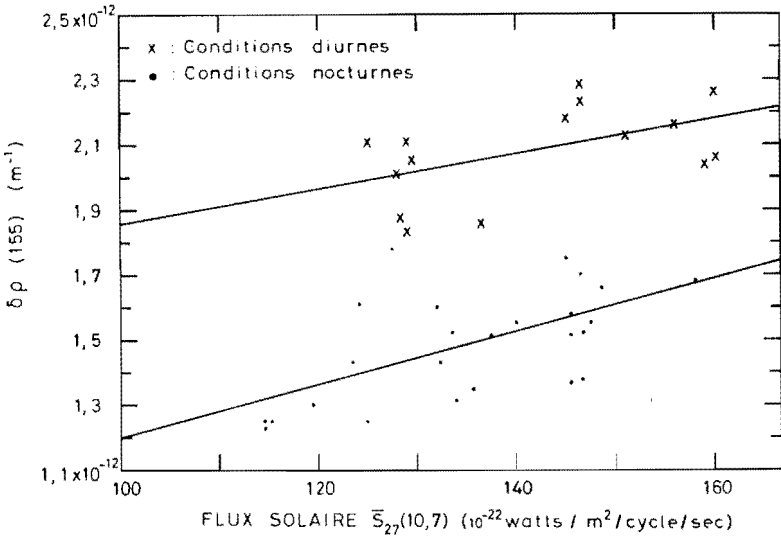


FIG. 3. — Distribution des quantités $\delta\rho(155)$ en fonction de l'activité solaire représentée par l'indice $\bar{S}_{27}(10,7)$ (moyenne sur 27 jours).

Le fait qu'à la figure 3, 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 analogue à ceux obtenus antérieurement à des altitudes légèrement supérieures, c'est-à-dire entre 200 et 300 kilomètres. Par contre, la convergence assez lente des droites de corrélation « nocturne » et « diurne » semblerait indiquer que la variation diurne continue à se manifester 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. Nous sommes ainsi amenés à admettre l'existence éventuelle entre les droites de corrélation « diurne » et « nocturne » d'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 [17], nous avons déjà pu résorber un décalage quasi 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 [16]. Le problème de la séparation de l'effet diurne et de l'effet semi-annuel apparaît une fois de plus comme essentiel.

La figure 4 montre les variations au cours du temps des quantités $\delta\rho^*(155)$ réduites au niveau d'activité solaire moyen pour la période considérée et caractérisé par un indice $\bar{S}_{2,7}(10,7) = 140 \times 10^{-22}$ watts/m²/cycle/sec. Nous y avons également représenté les variations de l'angle géocentrique Soleil-périgée ψ et du temps local LT relatif au périgée; les deux paramètres ψ et LT sont susceptibles de caractériser à chaque instant l'« état diurne » au périgée, mais on ignore a priori lequel des deux est le plus adéquat à 155 kilomètres d'altitude pour une orbite inclinée à 49° sur le plan de l'équateur. D'autre part, sur la courbe des variations de ψ , nous avons précisé les époques correspondant à une latitude du périgée nulle ou maximum (49°N ou 49°S).

3.3. VARIATIONS LATITUDINALE ET SAISONNIÈRE

A l'examen de la figure 4, 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°,

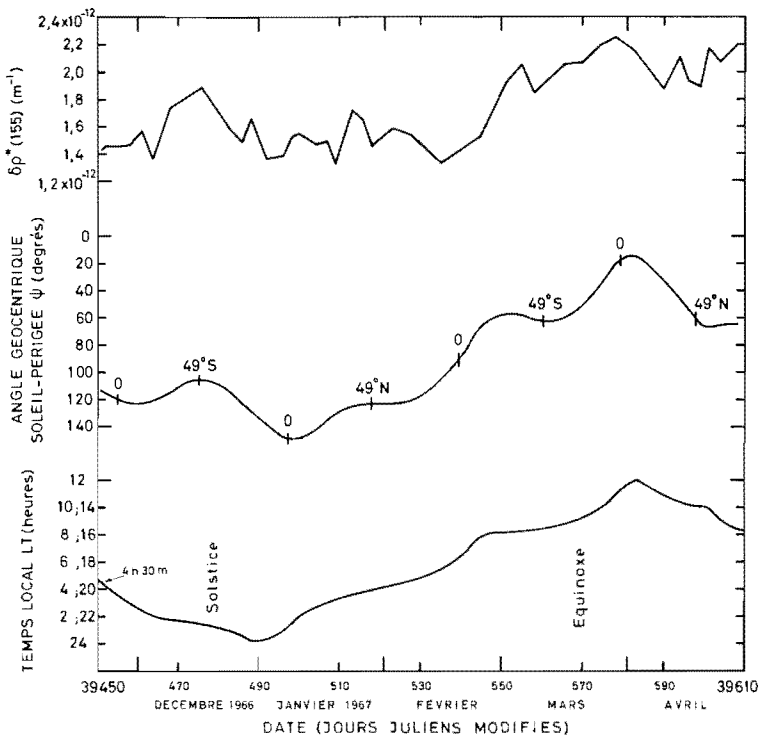


FIG. 4. — Variations, entre novembre 1966 et avril 1967, des quantités $\delta\rho^*(155)$ réduites à un niveau d'activité solaire caractérisé par $S_{2,7}(10,7) = 140 \times 10^{-22}$ watts/m²/cycle/sec et variations correspondantes de l'angle géocentrique Soleil-périgée ψ et du temps local LT au périgée. Les époques relatives à une latitude du périgée nulle ou maximum (49°N ou 49°S) sont précisées sur la courbe des ψ .

les quantités $\delta\rho^*(155)$ tendent à présenter un maximum ou un minimum suivant que le périgée occupe une latitude maximum dans l'hémisphère sud ou se situe dans le plan de l'équateur. 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 périgée se situe lui aussi dans le plan équatorial et des minima apparaissent lorsque la latitude du périgée est maximum dans l'un ou l'autre hémisphère. Il en résulte qu'une variation saisonnière et latitudinale de la densité à 155 kilomètres n'est pas à rejeter. Signalons cependant qu'aucune variation latitudinale de la densité entre 130 et 160 kilomètres ne s'est manifestée

lors de l'analyse orbitale du satellite polaire « Cannonball » effectuée par King-Hele et Walker [2] pour la période s'étendant du 11 juillet 1968 au 19 août 1968.

3.4. VARIATIONS DIURNE ET SEMI-ANNUELLE

La figure 4 montre que si l'allure générale de la courbe des variations de $\delta\rho^*(155)$ est plus ou moins comparable à celles des courbes relatives à ψ ou LT, une corrélation étroite entre $\delta\rho^*(155)$ 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 $\delta\rho^*(155)$ présentent un accroissement relatif de 35 % alors que les paramètres ψ et LT demeurent pratiquement constants ($58^\circ < \psi < 64^\circ$ et $16\text{h} < \text{LT} < 17\text{h}$). Néanmoins, l'hypothèse de l'existence exclusive d'une variation diurne entre décembre 1966-janvier 1967 et mars-avril 1967 conduirait à une amplitude relative de 50 à 55 %. Pour leur part, King-Hele et Hingston [9] avaient obtenu une variation de 70 %. Ayant fait état précédemment de l'existence possible d'une variation semi-annuelle qui entraînerait automatiquement une réduction de l'importance de la variation diurne, nous avons cherché à évaluer l'amplitude de la variation semi-annuelle de la densité à 155 km, entre janvier 1967 et avril 1967, à partir des valeurs qu'elle prend à la même époque aux altitudes plus élevées.

Si ρ_M et ρ_m désignent les densités lors du maximum et du minimum de la variation semi-annuelle, le rapport $r \equiv \rho_M/\rho_m$ caractérise l'amplitude relative de l'effet semi-annuel entre janvier 1967 et avril 1967. La figure 5 montre la distribution verticale des amplitudes relatives de la variation semi-annuelle « observées » aux altitudes supérieures à 190 kilomètres comparée à celle des rapports $r' \equiv \rho_{2.5;5D}(1090^\circ\text{K})/\rho_{1.5;5D}(1025^\circ\text{K})$ déduits des modèles $J_{2.5;5D}$ et $J_{1.5;5D}$ de Nicolet [11] en admettant pour l'époque considérée une température moyenne à la thermopause de 1050°K et en tenant compte du fait que suivant la formule de Jacchia et al. [23], 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 . Précisons que 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 . A l'examen de la figure 5,

on constate immédiatement aux diverses altitudes un accord très significatif entre les rapports r et r' . La proposition de Kockarts [24] suivant laquelle la variation semi-annuelle de la densité pourrait être engendrée par une variation de la température non seulement à la thermopause mais également à 120 km apparaît donc valable. Un résultat comparable a été obtenu par Cook [25]. Admettant cette interprétation, la figure 5 montre qu'à 155 kilomètres d'altitude,

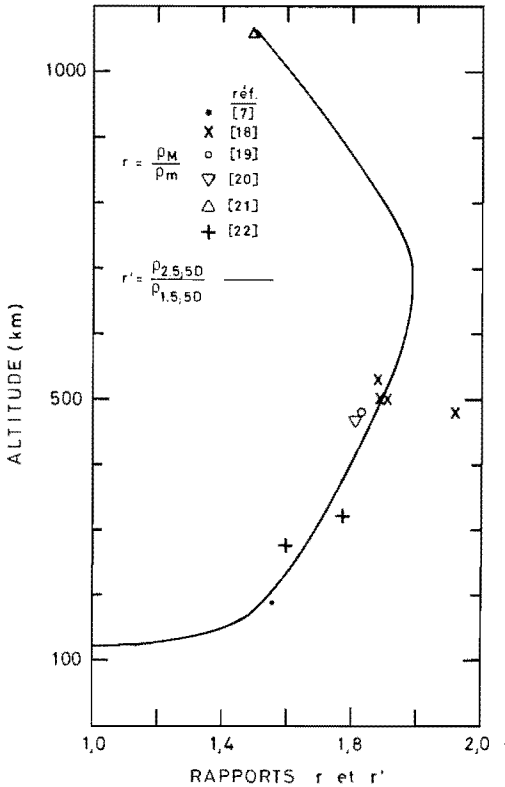


FIG. 5. — Rapports $r \equiv \rho_M/\rho_m$ caractérisant les amplitudes relatives de la variation semi-annuelle « observées » à diverses altitudes. Comparaison avec la distribution verticale des rapports $r' \equiv \rho_{2,5;5D}(1090^\circ K)/\rho_{1,5;5D}(1025^\circ K)$ déduits des modèles $J_{2,5;5D}$ et $J_{1,5;5D}$ de Nicolet [11].

le rapport r , pour l'époque considérée, est de l'ordre de 1.4. Ayant 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 se caractérise, à cette époque, par une amplitude relative de quelque 10 % assez comparable à celles obtenues à partir des travaux de Marov et Alpherov [26] ou des mesures de Taesh et al. [27].

4. SATELLITES ERS 16 ET SECOR 6

4.1. GÉNÉRALITÉS

Notre étude a porté sur les densités calculées à partir d'observations s'étendant du 25 octobre 1966 au 12 mars 1967 pour ERS 16, du 18 mai 1967 au 6 juillet 1967 pour Secor 6 et qui nous ont été aimablement communiquées par Barlier de l'Observatoire de Meudon [28].

La figure 6 montre les variations au cours du temps des densités $\rho(170)$ ramenées à une altitude moyenne constante de 170 kilomètres en adoptant des hauteurs d'échelle extraites d'un modèle de Nicolet [11] pour des températures à la thermopause comprises entre 900° et 1200°K. Nous y avons également représenté les variations de l'indice géomagnétique A_p , de l'angle géocentrique ψ entre le Soleil et le périhélie et des flux radioélectriques solaires $S(10,7)$ et $\bar{S}_{27}(10,7)$.

4.2. EFFETS DE L'ACTIVITÉ SOLAIRE

A la figure 6, on peut noter l'absence de corrélation entre les variations de la densité $\rho(170)$ et celles de l'activité solaire représentée par le flux journalier $S(10,7)$. Pour s'en convaincre, il suffit de constater que les accroissements importants du flux $S(10,7)$ du début décembre 1966 et de fin mars 1967 sont pratiquement sans effet sur le comportement de la densité. Le maximum que celle-ci présente le 26 mai 1967 semble plutôt lié à l'orage géomagnétique du même jour. Entre le 25 février 1967 et le 5 mars 1967, le satellite était en voie de chute: les valeurs des densités présentent des variations d'un jour à l'autre telles qu'il n'est pas possible de porter un jugement. Cette absence de corrélation avec le flux journalier $S(10,7)$ avait déjà été signalée par King-Hele et Hingston [7].

Cependant, l'activité solaire représentée par sa composante lente $\bar{S}_{27}(10,7)$ pourrait jouer un rôle non négligeable. Ainsi, l'accroissement

de 15 % de la densité observée entre le 12 décembre 1966 et la mi-janvier 1967 reflète vraisemblablement l'augmentation du flux $\bar{S}_{27}(10,7)$ de 125 à 145×10^{-22} watts/m²/cycle/sec. Il n'est pas impossible que ce résultat comparable à celui obtenu précédemment avec le satellite 1966 — 101 G (figure 3) soit quelque peu faussé, d'une part, par l'effet diurne susceptible d'engendrer un accroissement de la densité au cours de la même période par suite de la décroissance de l'angle ψ de 85° à 40° et, d'autre part, par l'effet semi-annuel qui, par contre, aurait tendance à atténuer l'augmentation de la densité.

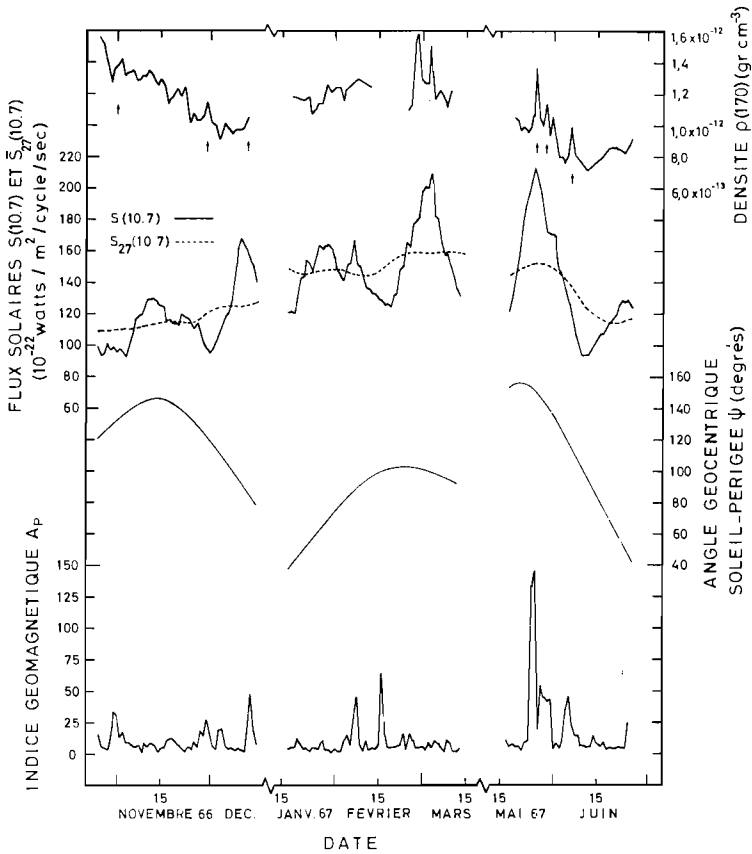


FIG. 6. — Variations au cours du temps des densités $\rho(170)$ ramenées à une altitude constante de 170 kilomètres, comparées à celles de l'indice géomagnétique A_p , de l'angle géocentrique ψ entre le Soleil et le périhélie et des flux radioélectriques solaires $\bar{S}(10,7)$ et $S_{27}(10,7)$.

Au cours de la période s'étendant du 18 mai 1967 au 12 juin 1967, si l'on fait abstraction de l'incidence des orages géomagnétiques, la densité décroît de 25 % alors que simultanément le flux $\bar{S}_{27}(10,7)$ décroît de 150 à 120×10^{-22} watts/m²/cycle/sec. Mais, l'effet semi-annuel peut apporter une contribution non négligeable à cette importante diminution de la densité. Il faut cependant remarquer que celle-ci cesse précisément au moment où le flux $\bar{S}_{27}(10,7)$ se stabilise autour d'une valeur de 120×10^{-22} watts/m²/cycle/sec. Il est vrai que simultanément le péricée entre dans l'hémisphère éclairé.

4.3. VARIATION SEMI-ANNUELLE

Nous avons déjà laissé sous-entendre que l'effet semi-annuel pouvait affecter les variations observées de la densité $\rho(170)$. En réalité, il se manifeste le plus nettement au cours de la période s'étendant du 26 octobre 1966 au 12 décembre 1966: la densité décroît régulièrement alors que le flux $\bar{S}_{27}(10,7)$ augmente légèrement; le rôle de l'effet jour-nuit est certainement minime, car l'angle géocentrique ψ entre le soleil et le péricée se maintient longtemps entre 120° et 150°. L'amplitude relative de la variation semble être au moins de l'ordre de 45 %. Ce résultat est comparable à celui obtenu précédemment à 155 kilomètres pour la période janvier 1967-avril 1967.

4.4. VARIATION DIURNE

Les orbites des satellites étudiés étant polaires, l'heure locale aux péricées varie en général très peu excepté aux pôles où l'on observe une discontinuité. Dès lors, il est préférable d'adopter l'angle géocentrique ψ entre le péricée et le Soleil comme paramètre traduisant l'état diurne au péricée.

Précédemment, nous avons fait remarquer que la variation diurne pouvait ne pas être étrangère à l'accroissement de la densité entre le 12 décembre 1966 et le 15 janvier 1967; à cette époque, cependant, la composante lente de l'activité solaire joue vraisemblablement un rôle non négligeable. Dès lors, séparer les deux effets apparaît difficile.

Par contre, l'effet jour-nuit semble se manifester très clairement entre le 11 juin 1967 et le 25 juin 1967, période au cours de laquelle

l'activité solaire se maintient pratiquement à un niveau constant. On note une augmentation d'environ 20 % de la densité alors que simultanément l'angle ψ varie de 100° à 40° . L'amplitude réelle correspondante de la variation diurne de la densité à 170 kilomètres est vraisemblablement plus importante dans la mesure où l'angle ψ n'atteint pas les valeurs extrêmes 0° et 180° .

4.5. EFFETS DE L'ACTIVITÉ GÉOMAGNÉTIQUE

La corrélation avec l'activité géomagnétique est très marquée. Les orages géomagnétiques des 1^{er} novembre 1966, 1^{er} et 14 décembre 1966, 26 et 29 mai 1967, 2 et 6 juin 1967 sont à l'origine des accroissements brusques de la densité observés à ces époques et identifiés par des flèches à la figure 6. D'après Jaeck et al. [28], les rapports des densités observées aux instants des maxima et des minima des événements sont supérieurs à ceux des densités déduits du modèle Jacchia. L'écart serait de l'ordre de 10 à 15 %.

4.6. VARIATION LATITUDINALE

A la figure 7, nous avons reporté les densités $\rho(170)$ en fonction des différences de latitude entre le Soleil et le péricée prises en valeur absolue. Nous avons négligé les données fortement influencées par l'activité géomagnétique. Jaeck et al. [29] estiment que cette figure traduit le fait de la décroissance de la densité le long d'un méridien lorsqu'on va de l'équateur vers les pôles ou mieux encore, nous semble-t-il, lorsqu'on s'éloigne du Soleil en latitude. Cette affirmation nous paraît arbitraire dans la mesure où la plupart des variations de la densité peuvent être expliquées en terme des effets diurne, semi-annuel et d'activité solaire. Néanmoins, l'allure générale de la décroissance de $\rho(170)$ avec $|\delta_\odot - \varphi_p|$, sans être nécessairement significative quant à son amplitude, n'en est pas moins pour autant frappante. Elle pourrait constituer une confirmation des résultats précédemment obtenus à partir de l'analyse orbitale du satellite 1966 — 101 G et concernant une variation latitudinale et saisonnière dans la thermosphère inférieure. D'autre part, la figure 7 met en

évidence un décalage systématique dans les densités suivant qu'on les a obtenues avec ERS 16 ou SECOR 6. En réalité, les valeurs absolues des densités sont discutables dans la mesure où elles sont liées aux valeurs adoptées pour le rapport $\frac{S}{m}$ de la section efficace et de la masse des satellites.

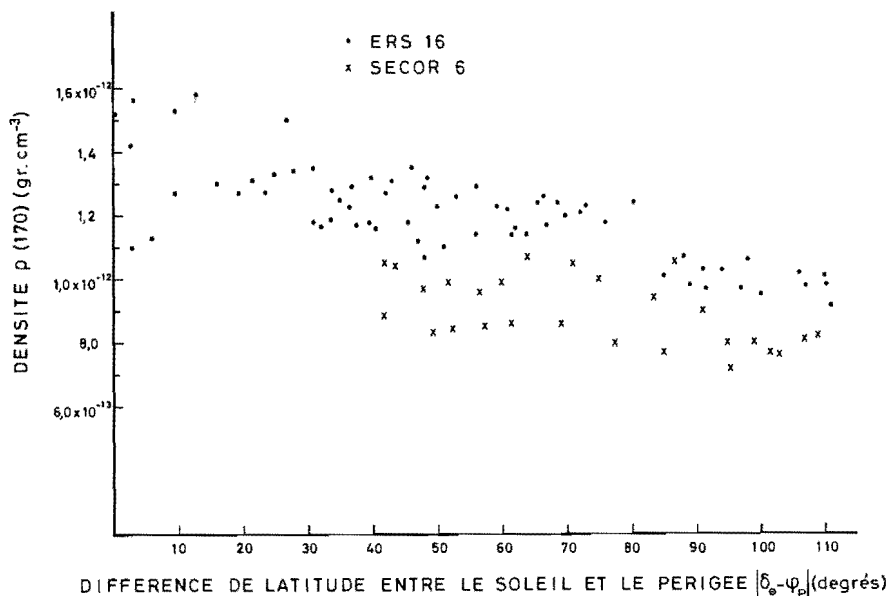


FIG. 7. — Variations de la densité $\rho(170)$ en fonction de la différence de latitude entre le Soleil et le périhélie $|\delta_{\odot} - \varphi_p|$.

5. CONCLUSION

Les divers types de variations de la densité atmosphérique, fréquemment observés aux altitudes supérieures à 200 kilomètres depuis 1958, se manifestent également dans la thermosphère moyenne. En particulier, au cours de la période s'étendant de novembre 1966 à juin 1967, on a pu mettre en évidence:

- (1) une variation de la densité atmosphérique liée à celle de l'activité solaire qui apparaît tant dans l'hémisphère éclairé que dans

- l'hémisphère nocturne. La composante lente de l'activité solaire semble se manifester par un rôle plus important et plus systématique que les variations au cours des périodes de 27 jours.
- (2) une variation diurne de la densité correspondant à une amplitude relative d'environ 10 % à 155 kilomètres, mais vraisemblablement quelque peu plus importante à 170 kilomètres.
 - (3) une variation semi-annuelle très importante se caractérisant par une augmentation de 40 % de la densité $\rho(155)$ entre janvier 1967 et avril 1967 et une diminution de 45 % de la densité $\rho(170)$ entre novembre 1966 et janvier 1967.
 - (4) une variation très marquée de la densité liée à l'activité géomagnétique.
 - (5) une variation saisonnière et latitudinale de la densité qui demande toutefois à être confirmée par un apport supplémentaire de données.

Il se confirme que les modèles atmosphériques classiques, initialement construits pour représenter la structure observée de l'atmosphère supérieure et ses variations, sont inadéquats lorsqu'on considère des altitudes aussi basses que 150 ou 170 kilomètres: s'ils sous-estiment généralement les amplitudes des variations, c'est parce qu'ils ont été élaborés en adoptant des conditions aux limites constantes à 120 kilomètres. En réalité, nous avons vu qu'une variation de la température à 120 kilomètres associée à une variation à la thermopause serait en mesure d'expliquer la distribution verticale de l'amplitude de la variation semi-annuelle de la densité entre janvier 1967 et avril 1967. Il sera cependant nécessaire d'obtenir d'autres données pour généraliser les conclusions obtenues au cours de cette étude.

RÉFÉRENCES

- [1] NEWTON, G.P., Changes in atmospheric density variations with latitude Presented at the 50th Meeting of Amer. Geophys. Union, Washington D.C., May, 1969.
- [2] KING-HELE, D.G. and WALKER, D.M.C., Air density at heights between 130 and 160 km., from analysis of the orbit of 1968-59B, *Planet. Sp. Sci.*, **17**, 985-997, 1969.
- [3] CHAMPION, K.S.W., MARCOS, F.A. and SCHWEINFURTH, R.A., Measurements by the low altitude density satellite OVI-16, Presented at the 12th Meeting of COSPAR, Prague, May, 1969.

- [4] KING-HELE, D.G. and WALKER, D.M.C., Air density at heights between 140 and 180 km, from analysis of the orbits of 1968-59A, R.A.E. Technical Report, 69030, 1969.
- [5] KING-HELE, D.G. and WALKER, D.M.C., Variations in upper atmosphere density at heights of 140-180 km between July and October 1968, *Nature*, **222**, 153-154, 1969.
- [6] CHAMPION, K.S.W., MARCOS, F.A. and McISAAC, J.P., Atmospheric density measurements by research satellite OV1-15, Presented at the 12th Meeting of COSPAR, Prague, May, 1969.
- [7] KING-HELE, D.G. and 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.
- [8] KING-HELE, D.G. and SCOTT, D.W., Comparison of air densities derived from orbits of 1966-51A, B and C, RAE Technical Report, 69054, 1969.
- [9] KING-HELE, D.G. and HINGSTON, J., Variations in air density at heights near 150 km, from the orbit of the satellite 1966-101 G., *Planet. Sp. Sci.*, **15**, 1883-1893, 1967.
- [10] JACCHIA, L.G., Recent advances in upper atmosphere structure, Presented at the 12th Meeting of COSPAR, Prague, May, 1969.
- [11] NICOLET, M., « Aeronomy », Editions « Mir », Moscou, 1964.
- [12] KING-HELE, D.G., Theory of satellite orbits in an atmosphere, Butterworths, London, 1964.
- [13] 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.
- [14] VERCHEVAL, J., Les variations de la densité atmosphérique vers 150 km déduites de l'étude du freinage des satellites, *Ann. Géophys.*, **25**(2), 1969.
- [15] CIRA 1965, Cospar International Reference Atmosphere 1965, North-Holland Publishing Company, Amsterdam, 1965.
- [16] 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.
- [17] VERCHEVAL, J., Corrélation entre l'activité géomagnétique et les variations de la température de l'atmosphère supérieure, CNRE, *Notes Internes*, **21**, 1965.
- [18] COOK, G.E., Variations in air density at heights near 500 km from 1965 to 1967, *Planet. Sp. Sci.*, **16**, 1161-1176, 1968.
- [19] KING-HELE, D.G. and 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.
- [20] KING-HELE, D.G. and 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.
- [21] COOK, G.E. and SCOTT, D.W., The semi-annual variation in air density at a height of 1100 km from 1964 to 1967, R.A.E. Technical Report, 68162, 1968.
- [22] WULF-MATHIES, C., The semi-annual variation of atmospheric densities at heights of 275 km and 320 km derived from drag data of Explorer 32 and OV 3-2, Presented at the 12th Meeting of COSPAR, Prague, May, 1969.

- [23] JACCHIA, L.G., SLOWEY, J.W. and 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.
- [24] KOCKARTS, G., Communication privée, 1968.
- [25] COOK, G.E., The semi-annual variation in the upper atmosphere: a review, R.A.E. Technical Report, 69074, 1969.
- [26] MAROV, M. Ye. and ALPHEROV, A.M., Temperature and density of the thermosphere in 1966-67, to be published in Space Research IX, 1969.
- [27] TAEUSH, D.R., NIEWMAN, H.B., CARIGNAN, G.E., SMITH, R.E. and BALLANCE, J.O., Diurnal survey of the thermosphere (1) Neutral particle results, pp. 930-939, in: Mitra A.P., Jacchia L.G. and Newman W.S. (eds.), Space Research VIII, North-Holland Publishing Company, Amsterdam, 1968.
- [28] JAECK, C., MEYER, C. et PIEPLU, J.L., Variations des densités atmosphériques entre 140 et 200 km. Présenté à la 12^e-Assemblée du COSPAR, mai, 1969.
- [29] JAECK, C., MEYER, C. et PIEPLU, J.L., Communication privée, 1969.