

Andrey LITVIN

The ion composition measurements and modelling using EISCAT measurements from 1988 to 1995.

Technical Report 18/97

CEPHAG

INPG / Observatoire de Grenoble, France.

scientific supervisor: Dr. W.Kofman



october 1996 - june 1997

Abstract

The aim of this work is to process the data of CP1 program of EISCAT ionospheric radar from 1987 to 1994 using the 'global fit' method which allows to resolve the 'temperature-composition' ambiguity problem in the lower F region. A simple description of the technique of measurements is presented in appendix 4. The program which is able to carry out the analysis of the data was developed in CEPHAG in 1995/96 by *B. Cabrit and W. Kofman* [7]. In order to continue the work using this method, we have made some improvements in the program. First, we have introduced another analytic function to modelle the profile of the ion composition. This new function better reflects the real profile of the composition. Secondly, a work was made to choose the best method to select the initial conditions for the 'full profile' procedure. It was necessary to resolve the problem of two solutions for the composition which often appears.

Some developments of the program that allow to visualise the results were made. The description of one of these programs can be found in appendix 2.

In appendix 1, one can see the list of all analysed files with indications on what method to choose the initial conditions have given the best results.

The statistical analysis of the results has been carried out to obtain the averages of different parameters: electron concentration, electron temperature, ion temperature, ion bulk velocity. The main aim of this part is to obtain the models of the behaviour of the parameters defining the profiles of the ion composition: z50 and Dz. This was made for various seasons and for low and high solar activities. These models are then compared with the model IRI. A simple description of this program is presented in appendix 3.

We have attempted to explain the principal features of parameters z50 and Dz. For this we have performed a simple simulation of the processes leading to changes of the composition. The calculations have been made supposing the state of equilibrium at each altitude and neglecting the terms of transport in the equation of continuity. Moreover, for summer we tried to introduce the term of vertical diffusion. This procedure has given the same diurnal behaviour of the parameters of composition as the experiment for winter and summer. But due to the absence of ion production for winter and to some other simplifications of the problem, these explanations cannot be absolutely convincing.

1 Introduction.

A partir de 1982, le radar EISCAT dont la partie monostatique se trouve à Tromsø sur 69/35 N et 19/14 E a produit un large nombre d'observations de l'ionosphère aurorale. Le principe du fonctionnement du radar est fondé sur la diffusion incohérente, la diffusion sur des hétérogénéités thermiques du plasma ionosphérique. Quelques explications sont présentées dans l'annexe 4. Pour obtenir une résolution spatiale plus grande et pour résoudre le problème principal qui apparait quand on utilise la plus simple méthode 'long pulse' sur des altitudes de moins de 200 km, plusieurs techniques ont été développées; à savoir 'alternating code', 'multi-pulse'. Différents programmes communs incluent quelques-unes de ces techniques. Dans notre travail, des manipulations CP1j et CP1i sont utilisées. Pour chaque méthode le radar produit des fonctions d'autocorrélation qui correspondent à une certaine grille d'altitude. Nous utilisons des données de 'long pulse' de 150 km à 400 km avec une résolution spatiale de 22.5 km et des données de 'alternating code' et 'multi-pulse' dans des expériences CP1j et CP1i respectivement de 104 km à 250 km avec une résolution spatiale de 2.7 km. Dans les deux expériences, le faisceau du rayonnement est parallèle au champ magnétique terrestre. Dans l'expérience CP2e la direction du faisceau dans la partie monostatique du système change de quelques degrés autour de la direction du champ magnétique. Cela nous permet d'utiliser des données de l'expérience CP2e à l'exception de la statistique des vitesses verticales du plasma. L'une des raisons est que la vitesse horizontale peut être bien supérieure à la vitesse le long du champ magnétique et que lorsqu'on change la direction du faisceau, ne serait-ce qu'un peu, la vitesse mesurée peut beaucoup changer. Des fonctions d'autocorrélation sont intégrées pendant 10 min., ce qui permet de bien suivre les changements de la composition ionique pendant des conditions non perturbées. Mais ce n'est pas suffisant pour étudier des changements plus rapides qui se produisent lorsque le champ électrique et les précipitations sont forts. Nous avons éliminé de nos résultats les périodes avec un champ électrique fort.

A partir des ACF, on peut facilement déduire quatre paramètres ionosphériques: la concentration des électrons (ne), la température ionique (Ti), la température électronique (Te) et la vitesse des ions le long du faisceau du radar (vi) si on introduit le modèle de la composition ionique, c'est-à-dire la masse moyenne des ions. Cela s'appelle l'analyse standard. Pour l'analyse standard, le programme "tapanal"

a été développé. On peut définir des paramètres 'ne' et 'vi' sur toutes les altitudes mais on ne peut pas définir des températures sans ambiguïté car la détermination des températures dépend de la masse moyenne des ions, qui n'est pas constante dans cette région de l'ionosphère. La région entre 150 km et 300 km est la région transitoire entre : en bas seulement des ions moléculaires NO^+ et O_2^+ et en haut seulement des ions atomiques O^+ . L'incertitude dans la détermination de 'Ti' peut atteindre 50 %. Pour obtenir malgré tout des températures dans cette région, le programme 'tapanal' utilise le modèle de la composition ionique.

Il n'existe pas de méthode simple pour déterminer la composition ionique et les températures ioniques et électroniques à la fois mais plusieurs tentatives ont été faites pour résoudre ce problème et obtenir, entre autres paramètres, le paramètre $p(h)$ qui signifiera chez nous l'abondance relative d'ions moléculaires $p(h) = \frac{1-n(O)(h)}{n_e(h)}$. La masse atomique des ions moléculaires a été choisie égale à 30.5. Il y a plusieurs raisons pour mener ce travail, par exemple pour obtenir un modèle plus précis de la composition ionique qui est important pour calculer d'autres paramètres géophysiques *C. Lathuillère et B. Pibaret*[5].

Le but de ce travail a été le développement et l'amélioration ultérieure de la méthode de détermination de la composition ionique pour de grandes quantités de données et la création d'un modèle de composition plus viable que les modèles précédents. Par exemple dans le travail de *C. Lathuillère* [4] le modèle journalier du paramètre z50 (l'altitude où $p=0.5$) a été présenté mais la résolution temporelle était insuffisante. Il n'existe pas de modèle suffisamment bon du paramètre Dz (défini chez nous comme la largeur de la région transitoire entre des altitudes où le paramètre p est égal à 0.1 et 0.9 respectivement).

2 Méthode d'analyse.

Comme nous l'avons dit plusieurs tentatives ont été faites pour résoudre le problème d'inversion et obtenir les paramètres de la composition ionique. Par exemple dans *W.L. Oliver* [8] on a modélisé le profil de Ti par le profil analytique de Bates. Cela diminue fortement le nombre de paramètres à déterminer et l'ajustement de la composition devient possible. Cependant cette méthode ne convient qu'aux périodes très calmes. Une autre méthode a été proposée dans *C. Lathuillère et B. Pibaret* [5]. Cette méthode exige un rapport signal-bruit (SNR) élevé et un moyennage sur plusieurs heures. Dans cette méthode le paramètre p pour chaque porte du signal a été déterminé comme la valeur de p , quand la distance quadratique entre des ACF mesurées et des ACF calculées est minimale en faisant le fit pour les autres paramètres. Dans l'article, des figures sont présentées où l'on voit que la détermination de p n'est pas toujours facile. En utilisant cette méthode, seul le paramètre z50 peut être bien déterminé. Pour obtenir le comportement moyen du paramètre z50 on a fait l'ajustement de la variation journalière de ce paramètre par le polynôme de degré quatre avec des conditions de continuité à 0 UT. Les variations journalières et saisonnières du paramètre z50 sont obtenues en utilisant cette méthode et seront comparées avec celles obtenues dans mon travail.

La méthode la plus avancée actuellement pour obtenir les paramètres de la composition ionique simultanément avec 'Ti' et 'Te' est le 'fit global' proposé dans *B. Cabrit et W. Kofman* [7]. Le programme développé par B.Cabrit a été utilisé dans mon travail. Voici quelques points principaux de ce programme: le plasma est supposé être Maxwellien ce que l'on peut admettre pour des périodes durant lesquelles le champ électrique est inférieur à 25 mV/m. Pour résoudre le problème d'inversion, le nombre de paramètres a été diminué en utilisant des splines cubiques pour modéliser les profils de 'ne', 'ti', 'te', 'vi' et la fonction analytique dépendant de 2 paramètres pour modéliser le profil de la composition ionique. Le choix de cette fonction sera discuté plus tard. Le choix du nombre de noeuds des splines a été fait par B.Cabrit et n'a pas été modifié dans ce travail. La procédure pour obtenir les profils de cinq paramètres est la suivante:

- la lecture des données.
- 'quick profil' - le calcul de 'ne', 'te', 'ti', 'vi' pour chaque porte en utilisant des formules approximatives. Les valeurs obtenues servent de valeurs initiales pour l'étape suivante.
- 'fit porte-par-porte' - l'ajustement de 4 paramètres pour chaque porte séparément. Dans cette étape, il est nécessaire d'introduire le profil de la composition ionique. J'ai introduit ici la même fonction que celle utilisée ensuite pour modéliser le profil de la composition, avec les mêmes paramètres que ceux utilisés comme conditions initiales pour l'étape 'global fit'.
- 'quick fit' - l'ajustement des splines aux valeurs obtenues pendant l'étape précédente

- 'global fit' - l'ajustement de toutes les ACF théoriques aux ACF données pour toutes les portes, ce qui permet également d'ajuster 2 paramètres de la composition. On obtient l'ajustement par la minimisation de la fonction quadratique:

$$F(\vec{a}) = \sum_{g,l} \frac{|\hat{X}(g,l) - X(l,g,\vec{a})|^2}{\text{Var}(X(l,g))}$$

ici $\hat{X}(g,l)$ est ACF mesurée et $\text{Var}(X(l,g))$ est sa variance.

\vec{a} est le vecteur des paramètres à ajuster.

Le nombre maximal d'itérations est de 15. Le pas de chaque itération est réglé automatiquement en comparant la qualité du fit avec celle du pas précédent.

Pour que les résultats aient un sens physique il faut choisir correctement la fonction pour modéliser le profil de la composition. Dans le travail de B.Cabrit, la fonction analytique, qui ne prend pas en compte les processus chimiques, a été utilisée. Cette fonction ressemble aux modèles de la composition ionique utilisés précédemment *B. Cabrit et W. Kofman* [7], à savoir, le modèle EISCAT et le modèle utilisé dans le travail de *C. Lathuillère et B. Pibaret* [5]. La fonction est définie de la manière suivante:

$$p(h) = (1 + \text{atanh}(u(h)))/2 \quad (1)$$

où $u(h)$ est défini par:

$$u(h) = -\infty \quad \text{for} \quad z(h) < z50 - Dz$$

$$u(h) = \left(1 - \frac{Dz}{z(h) - (z50 - Dz)}\right) * \frac{Dz}{dz_c} \quad \text{for} \quad (z50 - Dz) \leq z(h) < z50$$

$$u(h) = \frac{z(h) - z50}{Dz_c} \quad \text{for} \quad z50 \leq z(h)$$

Cette fonction est définie par trois paramètres: $z50$, Dz et dz_c . Mais pour faire l'ajustement, le troisième paramètre est fixé. Si on libère les 3 paramètres, le nombre de paramètres à ajuster devient trop grand et la procédure de l'ajustement global converge mal. Parfois la procédure de l'ajustement donnait des résultats faux, avec Dz trop large. J'ai essayé d'utiliser d'autres fonctions, à savoir, le sinus, le polynôme de degré 3, mais cela n'a pas résolu le problème. Nous avons donc supposé qu'il vaudrait peut-être mieux utiliser la fonction analytique qui représenterait mieux les processus physico-chimiques dans l'ionosphère. Une telle fonction se trouve dans le travail de *W.L. Oliver* [8].

Oliver a fait les suppositions suivantes: soit q_{O^+} le taux de production des électrons, q_{O^+} le taux de production des ions, α - le coefficient effectif de la recombinaison des électrons avec des ions moléculaires M^+ , et $k1$, $k2$ - des coefficients pour des réactions $O^+ + O_2$ et $O^+ + N_2$ respectivement. Alors, les équations d'équilibre pour e et O^+ sont:

$$q_e = \alpha[M^+][e] = \alpha([e] - [O^+])[e]$$

$$q_{o^+} = k1[O_2][O^+] + k2[N_2][O^+] = \beta[O^+]$$

où

$$\beta = k1[O_2] + k2[N_2]$$

A partir de là, on peut obtenir facilement:

$$p = 1 - \frac{[O^+]}{[e]} = 1 - \frac{2}{1 + \sqrt{1 + 4 \frac{q_e \beta^2}{\alpha q_{O^+}^2}}}$$

Comme on ne connaît pas les valeurs exactes de q_e , β , α , q_{O^+} Oliver a montré qu'on peut approximer cette formule:

$$p = 1 - \frac{2}{1 + \sqrt{1 + 8 \frac{n(z)}{n(z50)} \exp\left(t_{o50} * \frac{P(z)}{P(z50)} - 1\right)}} \quad (2)$$

où
 $z50$ - la hauteur où $p(z) = 0.5$

to50 - la densité optique sur la hauteur z50
z50 et to50 sont des paramètres que l'on ajuste en faisant 'le fit global'.

$n(z)$ désigne la densité de la composante hypothétique avec une masse atomique entre 44 et 60, et $P(z)$ la pression de la composante hypothétique avec une masse intermédiaire, entre celle de O et celle de N_2 pour prendre en compte l'absorption de la radiation solaire. Oliver calculait les paramètres $n(z)$ et $p(z)$ en utilisant le méthode de Walker. Pour simplifier le calcul, j'ai utilisé pour $n(z)$ et $p(z)$ la densité moyenne et la pression moyenne respectivement (en supposant que cette simplification ne changera pas le profil $p(z)$ considérablement):

$$n(z) = [O](z) * 16 + [O_2](z) * 32 + [N_2](z) * 28 \quad (3)$$

$$P(z) = n(z)kT(z) \quad (4)$$

où k - la constante de Boltzmann
 $T(z)$ - le profil de la température des neutres

Donc, les profils des composantes neutres sont nécessaires. Je les calcule conformément à la loi barométrique:

$$n(z) = n_0 \frac{T_0}{T(z)} \exp\left(-\int_{z_0}^z \frac{dz_1}{H(z_1)}\right) \quad (5)$$

où

$$H(z) = \frac{T(z)R}{Mg} \quad (6)$$

ici:
 $z_0 = 100$ km
 T_0 - la température sur l'altitude z_0
 n_0 - la densité de la composante sur l'altitude z_0 (tirée du modèle MSIS)
 R - la constante de gaz
 M - la masse atomique de la composante
 $H(z)$ - l'échelle de hauteur

Pour le profil de la température dans les formules 4, 5, 6 on prend le profil approximatif de Bates:

$$T(z) = T_\infty - T_0 \exp(-s(z - z_0)) \quad (7)$$

où
 $T_\infty = 900$ K - la température exosphérique
 $T_0 = 700$ K
 $s = 0.03$ - le paramètre qui définit la forme du profil de la température

Les valeurs T_∞ , T_0 , s ont été choisies pour mieux reproduire le profil des composantes neutres. En effet les profils des densités des composants neutres obtenus par cette méthode sont assez différents des profils réels. Pour vérifier l'influence de notre approximation, j'ai calculé les profils $p(z)$ avec des densités tirées du modèle MSIS et avec des densités calculées avec nos formules approximatives 3, 5, 7. Le résultat est présenté sur Fig.1 : les courbes ayant des valeurs de z_0 et to_50 identiques sont assez différentes quand les densités ont été calculées numériquement ou tirées du modèle MSIS. Mais si on calcule le profil avec des fonctions approximatives pour les densités en changeant la valeur de to_50 de 1.5 à 0.8, on obtient une courbe très proche de celle calculée avec les densités du modèle MSIS. Cela nous permet donc d'utiliser nos formules approximatives pour les densités.

Pour le fonctionnement, il est nécessaire que la routine qui calcule le profil $p(z)$ calcule aussi les dérivées $\frac{dp}{dz_0}$ et $\frac{dp}{dt_0}$. Les formules analytiques ont d'abord été utilisées mais elles étaient trop grandes et le calcul marchait lentement. Elle ont été remplacées par le calcul numérique des dérivées.

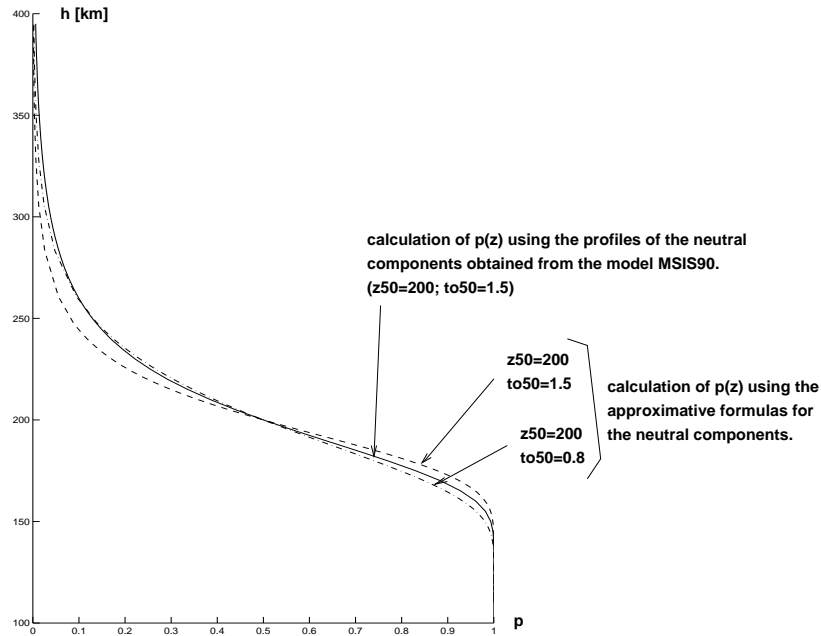


Figure 1: Le profil de la composition ionique $p(z)$ est calculé (eq. 2) en utilisant les densités des composants neutres prises du modèle MSIS90 et en utilisant les fonctions approximatives pour des densités (eq. 5, 6, 7)

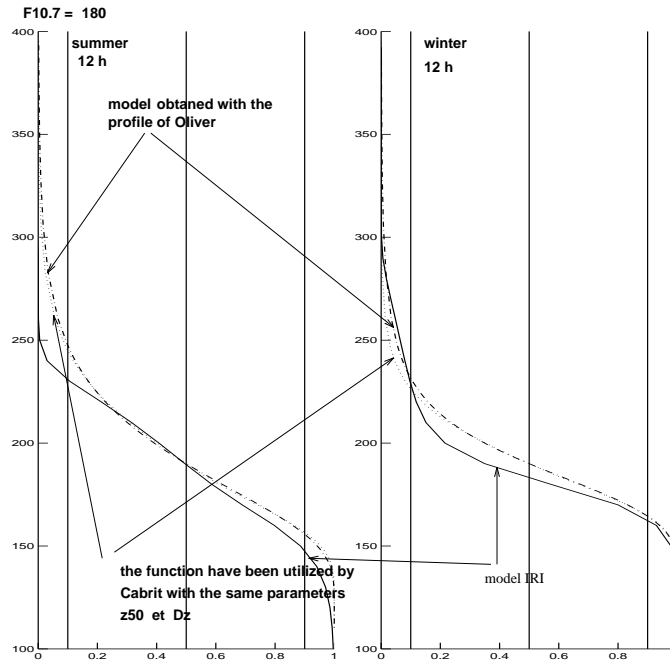


Figure 2: Des modèles de la composition obtenus pour une grande activité solaire pour l'hiver et l'été. La comparaison entre le modèle IRI et le modèle obtenu dans nos résultats avec la fonction d'Oliver modélisant le profil de la composition.

Sur la Fig.2 on peut voir le modèle de la composition ionique obtenu avec le profil d'Oliver pour l'hiver et le printemps et sa comparaison avec le modèle IRI pour ces mêmes saisons pour une haute activité solaire à 12 UT. Aussi la fonction 1 utilisée par B.Cabrit est présentée avec des valeurs des paramètres z_{50} et Dz proches de celles de la fonction 2 utilisée dans mon travail. On peut voir que le modèle obtenu est assez différent du modèle IRI. On peut également voir que la fonction utilisée par B.Cabrit diffère plus de la fonction 2 quand Dz est relativement petit.

3 Traitement des données.

Pour traiter de manière automatique de grandes quantités de données, il a fallu résoudre quelques problèmes.

Premièrement, le problème des valeurs initiales pour les paramètres z_{50} et t_{50} de la composition ionique : on sait que parfois les résultats de l'ajustement sont faux; Dz est trop grand ou au contraire trop petit. Comme le profil $p(z)$ obtenu est directement lié au profil des températures, sur le profil $T_i(z)$ on peut voir dans ce cas-là une bosse plus ou moins grande. Si en regardant les valeurs du champ électrique pour le moment considéré on voit que le champ électrique n'excède pas 25 V/m, le profil devrait être monotone. Cette situation est visible sur Fig.3.

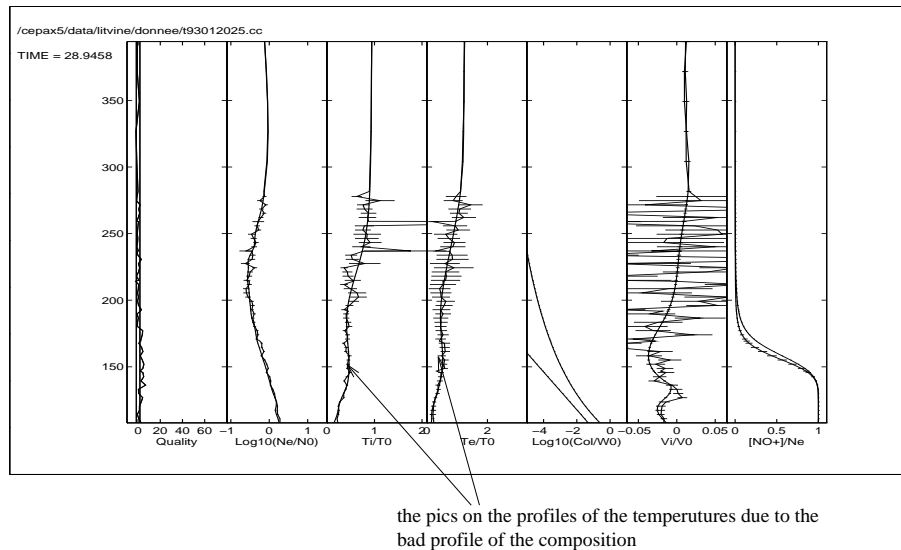


Figure 3: Des résultats avec le mauvais profil de la composition et des bosses sur le profil des températures

En changeant les conditions initiales pour les moments où l'on suppose que les résultats sont mauvais, par exemple en augmentant z_{50} initial de 10 km, on peut trouver une autre solution, plus réelle. Il y a parfois des périodes entières où l'on peut obtenir deux solutions pour la composition ionique. Evidemment cette situation ne peut être résolue qu'en choisissant une manière plus appropriée pour obtenir les conditions initiales. Pour en savoir plus (combien il y a de minimums pour la composition et leurs positions) ce problème a été étudié. Les paramètres z_{50} et t_{50} ont été fixés et les autres paramètres ajustés sur une grille. Pour chaque paire des valeurs de z_{50} et t_{50} , la qualité du fit, c'est-à-dire la distance quadratique entre les ACF mesurées et les ACF théoriques calculées pour le résultat de l'ajustement, a été obtenue. En attribuant une couleur à chaque valeur de la qualité du fit, les couleurs plus sombres correspondant aux minimums, des images 2D ont pu être obtenues, où les minimums sont facilement visibles.

Sur Fig.4 une telle image a été obtenue pour 93/01/21 à 3 UT. On voit qu'il y a deux minimums. L'un à gauche est faux car il correspond à une valeur trop petite de t_{50} (Dz est au contraire trop grande). Par contre le minimum à droite correspond aux valeurs réelles. La même image a été obtenue (Fig.5) pour 92/08/04 à 10 UT. On voit ici que le minimum est seul. L'imprimante reproduit assez peu de couleurs et c'est pourquoi des zones blanches apparaissent quand on essaie de mettre en relief la position exacte du minimum sur ces images. En regardant toutes les données, on peut remarquer que la situation avec deux solutions apparat le plus souvent la nuit, quand le signal est faible et le rapport signal-bruit plus petit. Plusieurs causes peuvent être à l'origine de ce problème : le bruit, le mauvais équilibre entre

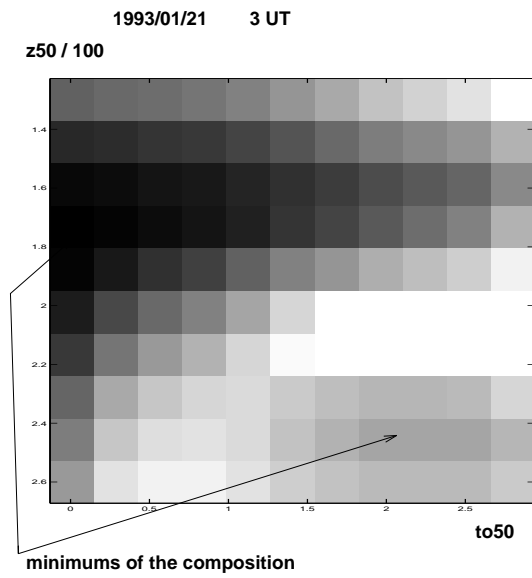


Figure 4: L'image des minimums de la composition ionique. Il y a deux minimums.

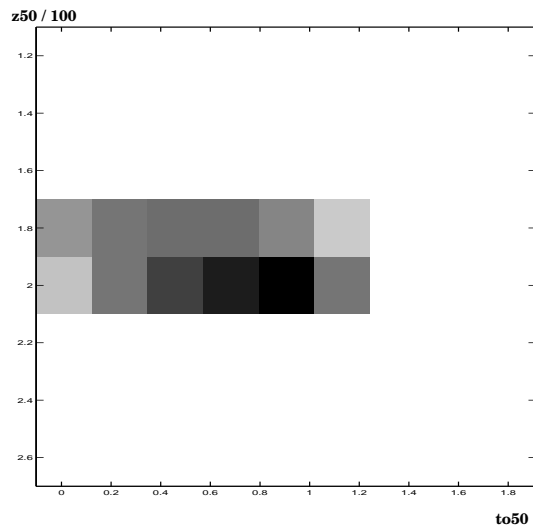


Figure 5: L'image des minimums de la composition ionique. Le minimum est seul.

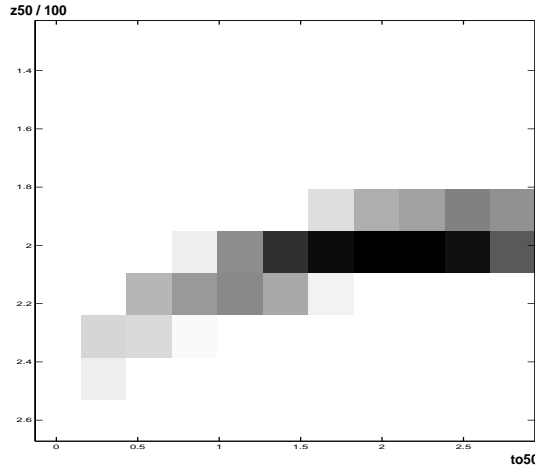


Figure 6: L'image des minimums de la composition ionique pour les données simulées

'long pulse' et 'alternating code' ou 'multi-pulse', le calcul des fonctions d'ambigüité selon des formules approximatives. Le minimum est seul lorsqu'on utilise le signal simulé sans bruit au lieu du signal réel, pour des paramètres ionosphériques correspondants au moment où il y avait deux solutions pour le signal réel. On peut voir l'image obtenue sur la Fig. 6. Pour le calcul du signal simulé, le même programme que pour le calcul du signal au cours d'analyse a été utilisé. Donc, tout dépend du choix des conditions initiales. D'abord on utilisait des conditions initiales fixées (par exemple $z50=200$ km et $to50=1.5$) pour toute la journée. Mais les déviations de $z50$ peuvent être assez grandes et les conditions initiales fixées se trouve souvent loin des valeurs réelles. Il faut dans ce cas refaire l'analyse pour choisir des conditions initiales qui conviennent mieux, sinon on obtient trop de points où la solution est fautive. Il est évident que cela n'est pas pratique pour analyser de grandes quantités de données. Les paramètres de la composition ne doivent pas changer vite; donc, il serait bon d'utiliser des résultats du fit précédent s'il est correct comme conditions initiales pour le pas suivant. On a essayé d'utiliser cette méthode. Dans certains points on obtient malgré tout de mauvais résultats et on a remarqué que l'on peut utiliser des conditions initiales de $z50$ un peu changées et obtenir des résultats corrects. Après diverses tentatives la technique suivante a été choisie :

1. avec des conditions initiales choisies, on obtient le résultat
2. S'il est correct, c'est-à-dire si le paramètre Dz est plus petit qu'une certaine valeur, si la qualité de l'ajustement est plus petit que 1.5 (il faut parfois monter cette frontière à cause de l'équilibrage insuffisant entre 'long pulse' et 'alternating code' par exemple) et si les erreurs relatives sont inférieures à 30%, les résultats sont enregistrés comme définitifs. Si ces conditions ne sont pas remplies, $z50$ initial est augmenté et diminué de 10 km et l'analyse est répétée plusieurs fois.
3. si on obtient un résultat correct pour quelques conditions initiales ce résultat est utilisé comme conditions initiales pour le pas suivant, et si on n'obtient aucun bon résultat on commence le pas suivant avec des conditions initiales standards. (la frontière supérieure pour Dz a été choisie égale à 125 km)

Tous les fichiers trouvés pour les expériences CP1i, CP1j, CP2e ont été traités ainsi. Une liste complète des fichiers se trouve dans l'annexe 1. Pour chaque fichier de données, il y a quatre fichiers avec des résultats :

1. le fichier avec les résultats après le 'fit global' pour tous les paramètres en fonction de l'altitude et du temps;
2. le fichier avec les mêmes paramètres mais après le 'fit porte-par-porte';
3. le fichier avec des valeurs $z50$ et $to50$ en fonction du temps avec leurs erreurs et avec la qualité du fit (on utilise ce fichier pour étudier les paramètres de la composition);

4. le fichier avec quelques variables intermédiaires, avec des valeurs initiales pour voir ce qui se passe en cas de dysfonctionnement.

Cependant, pour certains jours, la méthode utilisant les résultats comme valeurs initiales du pas suivant ne convient pas. C'est notamment le cas lorsqu'on trouve la deuxième mauvaise solution pour la composition quelque part et comme on l'utilise comme conditions initiales, on retrouve cette mauvaise solution stable pour des pas ultérieurs. La solution trouvée consiste à refaire l'analyse en prenant pour conditions initiales de z_{50} le modèle journalier du paramètre z_{50} pris dans *C. Lathuillère et B. Pibaret* [5] et pour des conditions initiales de to_{50} - la valeur moyenne de 1.5. Donc en regardant les résultats après la première analyse, on cherche des points où la solution est mauvaise. Les critères sont: la région de transition est soit trop basse, soit trop haute; le profil $Ti(z)$ a une bosse (Fig.3) quand le champ électrique est plus petit que 25 mV/m. Si ces points sont nombreux, on refait l'analyse et on utilise les résultats de cette analyse pour l'analyse statistique. En regardant la liste complète des fichiers analysés, on voit qu'il a fallu réanalyser de cette façon environ la moitié des fichiers pour une haute activité solaire et environ un tiers pour une faible activité solaire.

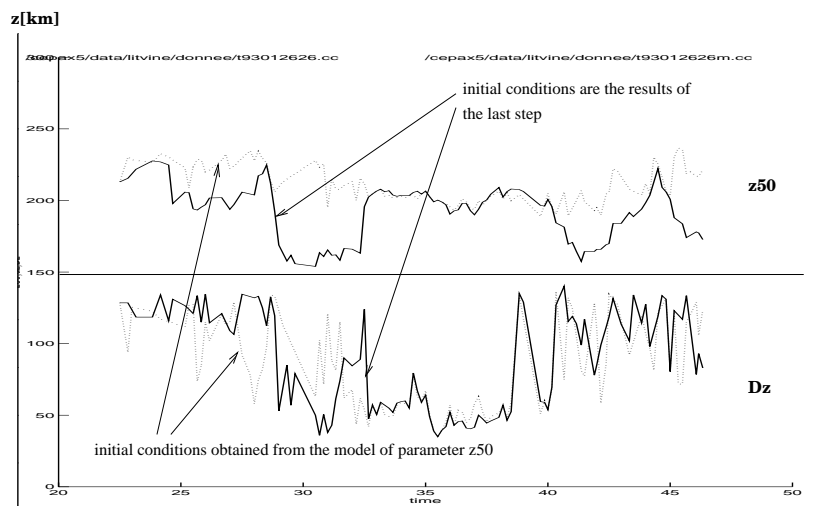


Figure 7: Les résultats pour les paramètres de la composition ionique pour 1993/08/04 pour deux méthodes d'analyse: avec les conditions initiales du modèle et avec les résultats du pas précédent utilisés comme conditions initiales.

Sur la Fig.7 sont présentés les résultats pour les paramètres de la composition après la première et la deuxième analyse. On voit en étudiant le comportement du paramètre z_{50} que la deuxième analyse a donné de meilleurs résultats. Il est évident qu'il faut éviter de refaire l'analyse en utilisant le modèle *a priori* de composition car dans ce cas les résultats deviennent partiellement dépendants du modèle. Pour être sûr que le fait d'utiliser le modèle de la composition ne change pas fortement les résultats de l'analyse statistique, on a essayé de faire l'analyse statistique des paramètres de la composition deux fois:

- en introduisant les fichiers analysés avec le modèle pour des conditions initiales dans l'analyse statistique
- en introduisant dans l'analyse statistique seulement les fichiers pour l'analyse desquels le modèle de z_{50} n'a pas été utilisé.

On constate que les résultats sont restés presque identiques.

Pour visualiser facilement les résultats pour des paramètres différents, les programmes de visualisation écrits par B.Cabrit ont été améliorés et complétés. Par exemple j'ai écrit un programme qui permet de cliquer sur le point d'une image en couleur des paramètres en fonction du temps et de l'altitude. Une description de l'utilisation de ce programme se trouve dans l'annexe 2. Le programme dessine les profils des paramètres en fonction de l'altitude qui correspondent au moment choisi. Il y a aussi la possibilité de comparer le profil choisi avec le profil correspondant au même instant mais d'un autre fichier des résultats.

Au cours de l'année, la version de MATLAB a changé sur une des machines du laboratoire et sur toutes les machines osug de l'observatoire de Grenoble où ces calculs ont été réalisés. Cela m'a forcé à refaire tous les programmes pour les adapter à la nouvelle version - MATLAB 5.0.0.

4 Analyse statistique.

Au cours de l'année ont été traitées des données de 1987 (l'expérience cp1h) à 1994 (l'expérience cp1j). Nous avons fait l'analyse statistique pour chaque saison où il y avait suffisamment de données en divisant toutes les données en deux parties en fonction du flux solaire. Des données quand l'index F10.7 était plus petit que 125 et plus grand que 125 ont respectivement composé ces deux groupes. On peut voir la distribution des données pour des saisons différentes pour les deux groupes de données sur Fig.8. Suivant le travail de *C. Lathuillère et B. Pibaret* [5] le groupement des données par saison a été fait de la

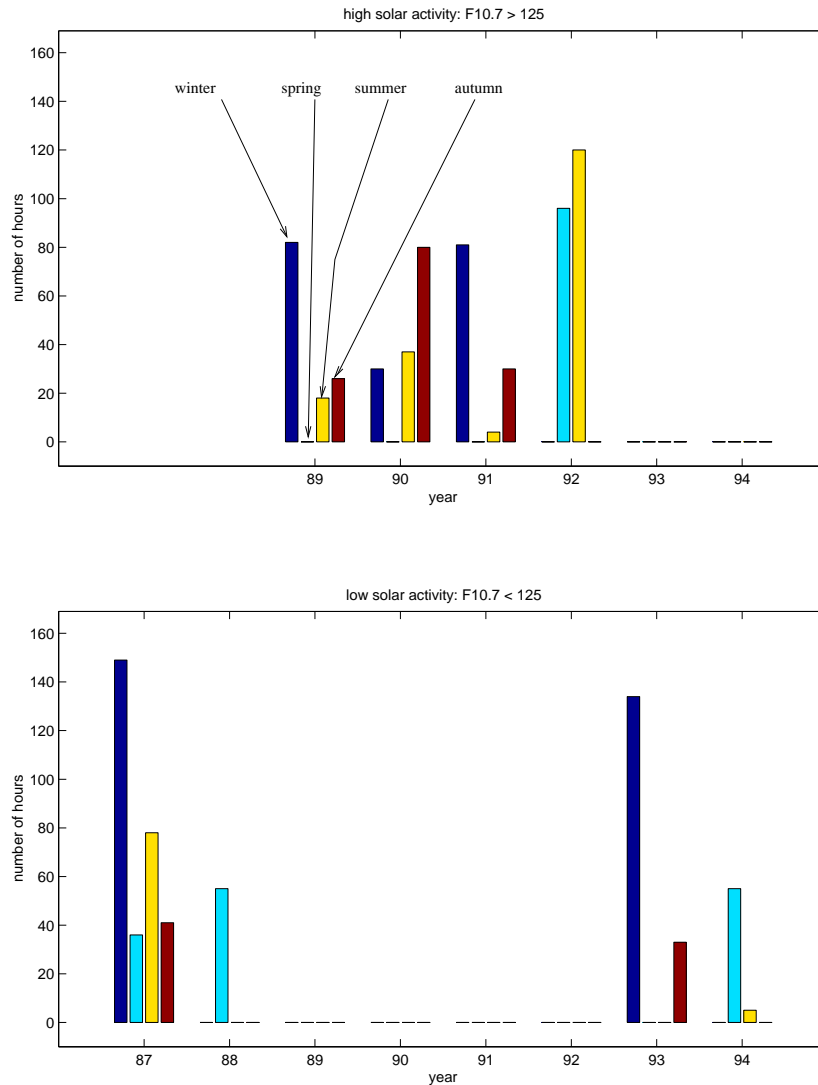


Figure 8: La distribution des données analysées pour la haute et basse activité solaire, pour des saisons différentes et pour des années différentes.

manière suivante: l'hiver et l'été ont été définis comme quatre mois symétriquement autour des solstices et l'automne et le printemps comme deux mois autour des équinoxes. Par cette définition l'automne et le printemps sont deux fois plus courts que l'été et l'hiver; cela explique la quantité de données moins grande pour ces saisons-là. La quantité plus grande de données disponibles pour les années 1990 et 1992 a permis de faire l'analyse pour ces années-là séparément.

Le but de l'analyse statistique a été l'obtention pour chaque saison des valeurs moyennes des paramètres de la composition en fonction de UT. Le temps universel (UT) à Tromsø est décalé du temps local (LC) d'une heure. Puis, on a fait l'ajustement des courbes obtenues par le polynôme de degré 4 avec des conditions de continuité et de continuité de la dérivée à 0 UT. A chaque fois on ajuste donc trois paramètres. Pour les paramètres représentant les caractéristiques principales des polynômes obtenus, la valeur maximale, la valeur minimale et la position en temps du minimum ont été choisies. Aussi, on a obtenu pour chaque saison, en fonction de UT, les valeurs moyennes des autres paramètres: ne, Te, Ti, Vi. Ces résultats pour une faible activité solaire sont présentés sous forme de tableaux couleur avec une grille en temps de 10 minutes et une grille en altitude de 5 km sur les Fig. A3, A4, A5, A6.

Pour toutes les sélections des données, pour tous les calculs concernant l'analyse statistique, un programme a été écrit. Voici quelques points principaux de ce programme:

- la lecture du fichier avec une liste des fichiers de résultats à traiter et avec des valeurs de F10.7; la sélection des résultats en fonction de F10.7 pour différentes saisons choisies et la lecture des données.
- la méthode d'analyse des données fonctionne correctement seulement pendant des périodes calmes avec un champ électrique inférieur à 25 mV/m. Pour éliminer de possibles erreurs, il a fallu sélectionner les résultats. Donc, des fichiers pour chaque jour avec des valeurs de champ électrique préparées sont lus. On n'inclue pas dans l'analyse statistique les résultats lorsque la valeur moyenne du champ électrique pour cet instant excède 25 mV/m. Cependant, pour quelques jours, il n'y a pas de fichier avec un champ électrique. Pour ces jours-là, on néglige les résultats lorsque la température ionique à 130 km d'altitude excède 700 K. En effet pendant les périodes avec un champ électrique fort, le chauffage Joule a lieu et augmente la température ionique. Ce critère permet d'éliminer des périodes avec un champ électrique fort.
- après la sélection des résultats, on commence le calcul des variations journalières de tous les paramètres. Avec un pas de 10 minutes, on cherche tous les moments correspondants au temps choisi dans tous les fichiers pour la saison traitée. Puis les moyennes de tous les paramètres sont calculées : z50, Dz, ne, Ti, Te, Vi. A partir, des valeurs moyennes des 4 derniers paramètres, on calcule selon la formule:

$$X_m = \frac{\sum_{i=1}^n X_i}{n} \quad (8)$$

où X_m - la valeur moyenne,

n - nombre de points dans tous les fichiers correspondants au moment de temps traité après la sélection des résultats.

Pour des paramètres z50 et Dz les valeurs moyennes pondérées et non pondérées avec des erreurs sont calculées. A partir des valeurs moyennes pondérées, on calcule selon la formule:

$$X_m = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{X_i}{dX_i^2}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{dX_i^2}} \quad (9)$$

dans ce cas on calcule les erreurs:

$$dX_m = \sqrt{\frac{1}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{dX_i^2}}} \quad (10)$$

où X_i sont des valeurs mesurées et dX_i sont des erreurs.

Des moyennes non-pondérées, on calcule selon la formule 8, et ces erreurs selon la formule 10.

- on fait l'ajustement des variations journalières de z50 et Dz avec le polynôme. Pour faire l'ajustement on prend les valeurs moyennes pondérées. Pour des poids on utilise les erreurs inversées de ces valeurs.

Le programme pour l'analyse statistique a été écrit en MATLAB et pour l'ajustement il utilise la routine de la bibliothèque HARWELL en FORTRAN. Le sous-programme qui permet d'utiliser la routine de la bibliothèque a également été écrit en FORTRAN.

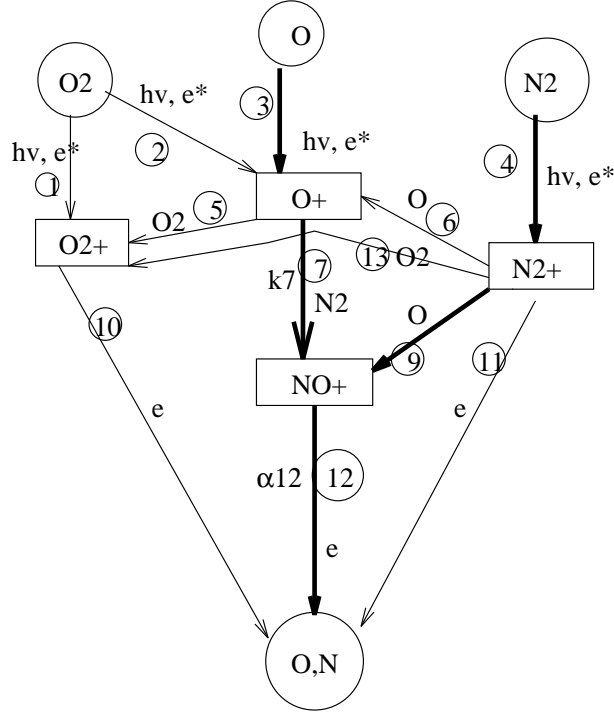


Figure 9: Les principales réactions chimiques.

5 Discussion des résultats

Sur la Fig. A1, A2 sont présentées les valeurs moyennes pondérées des paramètres $z50$ et Dz avec une résolution temporelle de 10 minutes pour chaque saison et groupées pour une haute et une faible activités solaires. Des valeurs moyennes sont approximées par des polynômes de degré 4. Ces approximations sont représentées par des lignes continues. On a calculé aussi des valeurs moyennes en fonction du temps et des approximations par des polynômes pour le paramètre $\tau - 50$ pour une haute et une faible activités solaires. Ces résultats sont présentés sur des figures A9, A10. On peut utiliser ces résultats pour calculer le profil de la composition ionique donné par notre modèle. Pour cela il faut utiliser des formules présentées au début du présent rapport. Des valeurs moyennes de $z50$ and Dz en fonction du temps et des approximations des paramètres $z50$ et Dz ont été calculées aussi pour 1990 et 1992 (Fig. A7, A8). On voit qu'il n'y a pas suffisamment de données pour obtenir des valeurs moyennes pour chaque saison. Les variations pour les différentes saisons sont représentées par des couleurs différentes. Le noir correspond à l'hiver, le vert au printemps, le bleu à l'été, le rouge à l'automne. Pour une faible activité solaire, sur la Fig. A3, A4, A5, A6 sont présentées les valeurs moyennes des paramètres n_e , T_i , T_e , v_i en fonction de UT et de l'altitude. Les valeurs sont codées par des couleurs. Une barre des couleurs se trouve à droite de chaque tableau. Les approximations des variations journalières des paramètres $z50$ et Dz sont comparées avec celles obtenues du modèle empirique IRI. Cette comparaison est présentée sur la Fig.22. On voit que le caractère des dépendances est le même pour nos résultats et le modèle IRI.

Pour toutes les saisons, on observe une diminution de $z50$ à midi. L'amplitude de la variation journalière de $z50$ est toujours plus petite en hiver. Le minimum de la variation journalière de $z50$ en hiver est toujours décalé du midi de 2-3 heures à droite. Pour une grande activité solaire par rapport à une faible activité solaire en hiver on observe le minimum de la variation journalière de $z50$ plus haut. Par contre il n'y pas de grande différence en fonction de F10.7 pour les autres saisons.

Pour Dz on observe la corrélation avec $z50$ en hiver, une plus faible corrélation en automne, presque une valeur constante de Dz au printemps, et l'anticorrélation avec $z50$ en été.

Ces résultats exigent une explication théorique et nous essaierons de la faire en nous limitant à des considérations très simples. Pour cela il faut regarder le schéma des réactions chimiques qui influent sur les concentrations des ions. Sur la Fig.9 les réactions chimiques principales qui changent les concentrations des ions O^+ , NO^+ et O_2^+ sont montrées. O^+ est l'ion initial dominant dans la région autour de 200 km

qui nous intéresse. Dans ce cas, les réactions principales influant sur les paramètres de la composition ionique sont: l'ionisation de O, $O^+ + N_2 \rightarrow NO^+ + N$, $NO^+ + e \rightarrow N + O$. On sait *Carovilano et al.* [3] que le coefficient de la réaction $NO^+ + e \rightarrow N + O$, dépend de la température électronique selon la formule:

$$\alpha_{12} = 4.2 * 10^{-7} (300/T_e)^{0.85} \quad (11)$$

Par contre le coefficient k_7 de la réaction $O^+ + N_2 \rightarrow NO^+ + N$ augmente avec le carré de la température effective qui dépend de la température des neutres, de la différence des vitesses des ions et des neutres et du champ électrique.

La diminution de z50 vers midi s'explique par deux causes:

- l'augmentation de la concentration des électrons due à la diminution de l'angle solaire γ (Fig.10). En

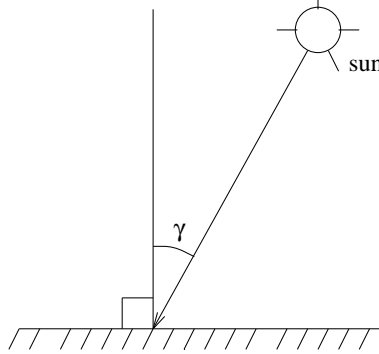


Figure 10: L'angle solaire.

effet la vitesse de la réaction $O^+ + N_2 \rightarrow NO^+ + N$ augmente avec n_e selon la formule: $k_7[O^+][N_2]$ ($n_e = [O^+] + [NO^+] + [O_2^+] + [N_2^+]$ et en supposant que la composition ionique ne change pas on voit que le coefficient k_7 de la réaction $O^+ + N_2 \rightarrow NO^+ + N$ est proportionnel à n_e). La vitesse de la réaction $NO^+ + e \rightarrow N + O$ augmente avec le carré de n_e selon la formule: $\alpha_{12}[e][NO^+]$ (dans cette formule $[NO^+]$ est proportionnel à n_e). Par conséquent sur l'altitude donnée, quand n_e augmente $[NO^+]$ diminue par rapport à $[O^+]$ et z50 diminue.

- Comme on peut le voir sur la Fig.11 pour toutes les saisons vers le midi le rapport O/N_2 augmente, ce qui mène aussi à la diminution de z50. (si on regarde la schéma des réactions on voit que l'augmentation du rapport O/N_2 augmentera la vitesse de la réaction de l'ionisation de O par rapport à la vitesse de la réaction $O^+ + N_2 \rightarrow NO^+ + N$ ce qui augmentera l'abondance relative des ion O^+) Ajoutons que l'augmentation du rapport O/N_2 augmente l'abondance relative des ions O^+ non seulement via des réactions de l'ionisation de O et $O^+ + N_2 \rightarrow NO^+ + N$, mais aussi via des réactions de l'ionisation de N_2 et $N_2^+ + O \rightarrow NO^+ + N$, car des ions N_2^+ qui se forment dans le processus de l'ionisation initiale de N_2 se transforment principalement en des ions NO^+ via la réaction $N_2^+ + O \rightarrow NO^+ + N$.

La diminution de z50 pour une faible activité solaire par rapport à une haute activité solaire, que l'on peut observer dans nos résultats pour l'hiver (le minimum de la variation journalière descend de 198 km à 188 km), peut aussi s'expliquer par l'influence du rapport O/N_2 . Sur Fig. 12 on voit qu'à 200 km d'altitude le rapport O/N_2 pour une haute activité solaire est plus petit. Cela mène à l'augmentation de z50 pour une haute activité solaire. Les variations de production des ions peuvent aussi être à l'origine de ces variations de z50.

Il est plus difficile d'expliquer les variations journalières du paramètre Dz. Considérons d'abord l'hiver. La diminution de Dz vers le milieu de la journée signifie que les changements dans l'ionosphère se produisent plus vite avec l'altitude croissante, c'est-à-dire que les gradients des paramètres ionosphériques qui provoquent la transition vers des ions O^+ doivent être plus grands. Ces paramètres, comme on l'a déjà dit, sont la concentration des électrons et le rapport O/N_2 . En effet sur la figure 14 on peut voir qu'à midi n_e crot très vite avec l'altitude et à minuit le gradient de n_e est même négatif. En ce qui concerne le rapport O/N_2 , son gradient est plus grand à midi aussi. On peut le voir sur Fig.11.

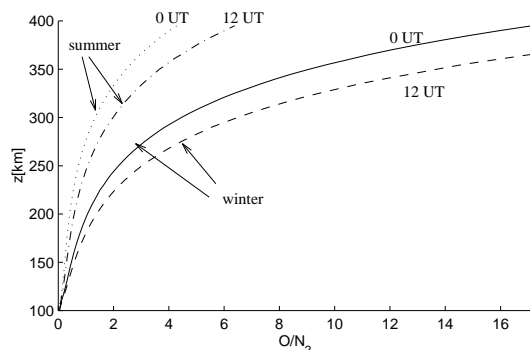


Figure 11: Le rapport O/N_2 pour l'hiver et l'été pour 0 UT et 12 UT. Modèle MSIS90.

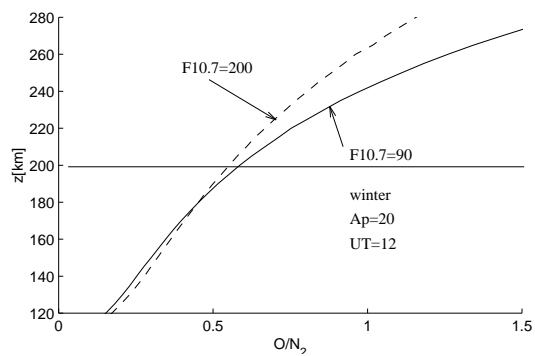


Figure 12: Le rapport O/N_2 pour une faible et une haute activités solaires en hiver à 12 UT. Modèle MSIS90.

Il est également difficile d'expliquer les variations de Dz en été. Dans ce cas le paramètre Dz est anticorrélé avec z50. Quelle en est la cause ? Regardons les valeurs moyennées de n_e pour l'été sur la Fig. 16. On voit qu'ici les gradients de n_e pour 0 UT et pour 12 UT sont presque identiques. Donc, l'influence du gradient de n_e doit être moins grande et d'autres causes sont à l'origine de l'augmentation de Dz vers 12 UT; probablement l'effet des différences entre les taux de production des ions à 0 UT et 12 UT. Cette supposition est partiellement validée dans une section suivante. Comme on peut le voir sur Fig. 21 le gradient du taux de production des ions O^+ à 0 UT sur des altitudes de 200 km à 250 km est assez grand. Par contre à 0 UT la production de O^+ à ces altitudes est à peu près constante. On suppose que quand le gradient de la production de O^+ est grand, la transition vers des ions O^+ doit se produire plus vite avec l'altitude. Donc, à 0 UT nous devons avoir Dz plus petit. Et c'est ce que donne l'expérience.

6 Simulation de la composition ionique.

Pour vérifier nos suppositions, nous avons décidé de faire la simulation de la composition ionique. Cette simulation a été faite en supposant l'état d'équilibre pour chaque altitude et en négligeant le terme du transport dans l'équation d'équilibre. Les constantes de temps des réactions principales calculées pour l'altitude de 200 km, pour l'hiver, à 0 UT sont: $\tau_7 = \frac{1}{k_7[N_2]} \approx 12min.$; $\tau_9 \approx 13sec.$; $\tau_{12} \approx 2min.$; $\tau_{11} \approx 2.5min.$; $\tau_6 \approx 45sec.$ La constante de temps la plus grande - τ_{max} est égale à 12 min. Cela signifie que si l'on néglige le terme du transport, la composition ionique doit suivre les changements de l'angle zénithal γ et la supposition de l'équilibre local est juste. Vers 250 km d'altitude, la constante de temps la plus grande est égale à $\approx 85min.$ Ici il faudrait déjà introduire la dépendance du temps mais ceci est beaucoup plus compliqué.

Le terme du transport vertical $\frac{\partial}{\partial z}v_i n_i$ où v_i est la vitesse verticale de l'ion et n_i est la densité de l'ion, peut être négligé jusqu'à 150-200 km. En effet, si on regarde les gradients de densité des ions, on voit que dans les endroits où les gradients sont les plus grands (y compris autour de 200 km), la densité varie à facteur 2 sur une distance de 25 km maximum. Donc, en prenant la projection de la vitesse des ion sur la verticale de 15 m/s (elle peut atteindre 20-25 m/s), on peut estimer la constante de temps du processus de changement des densités dû à la vitesse verticale comme le temps durant lequel la densité de l'ion peut changer à facteur 2 sur l'altitude fixée. Par conséquent $\tau_{diff} \approx \frac{25km}{15\frac{m}{s}} \approx 25min.$ Cela nous permet de négliger le terme du transport jusqu'à 200 km et un peu plus haut, car dans cette région $\tau_{diff} > \tau_{max}$. Vers 250 km τ_{max} devient plus grand que τ_{diff} et le terme de diffusion doit être pris en compte.

Un telle simulation n'est possible que jusqu'à 200-250 km. Plus haut les résultats seront faux. La transition entre les ions moléculaires et les ions O^+ se situant entre 150 et 250 km, nous essaierons d'obtenir des estimations des paramètres z50 et Dz. Il faut tenir compte du fait que nos estimations seront influencées par le processus de diffusion, par l'effet du changement de l'angle γ et par d'autres effets qui ne sont pas pris en compte dans nos calculs. Les constantes de temps des réactions principales pour 0 UT en hiver sont présentées dans le tableau:

altitude (km)	τ_7	τ_9	τ_{12}	τ_6	τ_{diff}
150	50 sec.	1 sec.	42 sec.	8 sec.	25 min.
200	12 min.	4 sec.	2 min.	45 sec.	25 min.
225	30 min.	7 sec.	2 min.	1.5 min.	25 min.
250	85 min.	13 sec.	2 min.	2.5 min.	25 min.
300	7 hours	37 sec.	70 sec.	7 min.	25 min.

Nos suppositions sur l'état de l'équilibre local et l'absence du terme de transport transforment l'équation d'équilibre pour chaque ion et pour chaque altitude en cette simple forme:

$$q(z) = l(z)$$

où $q(z)$ est le taux de production d'un ion et $l(z)$ - le taux de perte d'un ion.

La simulation a été faite selon le schéma des réactions présenté sur la Fig. 9. Si l'on connait les taux de photoionisation des ions initiaux et les coefficients de toutes les réactions chimiques prises en compte, on peut calculer pour chaque altitude les concentrations de tous les ions et, par conséquent, des paramètres z50 et Dz. Le système d'équations obtenues pour chaque altitude se présente ainsi :

$$[N_2^+] = \frac{P(N_2^+)}{k_{11}n_e + k_9[O] + k_{13}[O_2] + k_6[O]}$$

$$\begin{aligned}
[O^+] &= \frac{P(O^+) + k_6[N_2^+][O]}{k_5[O_2] + k_7[N_2]} \\
[O_2^+] &= \frac{P(O_2^+) + k_5[O^+][O_2]}{k_{10}n_e} \\
[NO^+] &= \frac{k_7[O^+][N_2] + k_9[N_2^+][O]}{k_{12}n_e} \\
[N_2^+] + [O^+] + [O_2^+] + [NO^+] &= n_e
\end{aligned}$$

$P(N_2^+)$, $P(O^+)$, $P(O_2^+)$ sont les productions des ions mesurées en $cm^{-3}s^{-1}$.
 $k_1 - k_{13}$ sont les coefficients des réactions 1-13 sur le schéma 9.

Les productions des ions sont calculées en utilisant le programme écrit par J.Lilensten. Ce programme permet de calculer les productions pour un angle solaire variant de 0 à 90 degré en utilisant le modèle moyen de l'ionosphère neutre. Grâce à cela nous pouvons faire des calculs exacts pour l'été. (le 22 juin l'angle solaire varie de 45.5 degrés à midi jusqu'à 87.5 degrés à 0 UT) Pour l'hiver le calcul exact des productions devient impossible. Pour estimer les productions j'ai donc utilisé pour 0 UT et pour 12 UT des valeurs de production pour un angle solaire égal à 87.5 degrés. Tous les calculs ont été faits pour $F10.7=100$, c'est-à-dire pour une faible activité solaire.

Les densités des neutres nécessaires pour nos calculs sont tirées du modèle MSIS90. Les formules pour des coefficients $k_1 - k_{13}$ ont été pris de l'ouvrage *Carovilano et al.* [3]. Pour le calcul de ces coefficients il est nécessaire d'avoir des modèles de la température ionique et électronique. Ici on a utilisé des modèles obtenus dans notre travail (Fig. 14, 16, 15). Pour résoudre le système les concentrations de tous les ions ont été exprimées via n_e . En les introduisant dans la dernière équation on a obtenu une équation avec une seule variable n_e . En la résolvant numériquement nous obtenons n_e et, par conséquent, les concentrations de tous les ions. On répète cette procédure pour chaque altitude avec une résolution de 5 km. Après cela on obtient simplement les paramètres $z50$ et Dz .

Le résultat que cette procédure donne pour l'été est présenté sur Fig.21. Sur cette image on voit pour 0 UT et pour 12 UT les productions de trois ions, le paramètre p obtenu avec des valeurs de $z50$ et Dz obtenues, les concentrations des ions O^+ et des ions moléculaires M^+ et leurs comparaisons avec le modèle IRI. On voit qu'à 12 UT les résultats de la simulation reproduisent assez bien le modèle empirique IRI comme prévu de 150 km à 225 km. Par contre à 0 UT la simulation donne des valeurs de concentration plus petites que celles qui ont été obtenues avec le modèle IRI. Ceci peut s'expliquer par le calcul imprécis des productions quand l'angle solaire augmente ou par l'influence du transport parallèle ou perpendiculaire. Le calcul imprécis des productions peut être dû, par exemple, au problème de calibration du spectre solaire utilisé dans le calcul ou à l'influence d'autres sources d'ionisation. Mais on voit clairement que le comportement obtenu des paramètres $z50$ et Dz est le même que dans nos résultats expérimentaux. $z50$ diminue et Dz augmente à midi. Nous avons aussi essayé d'inclure le terme de transport vertical dans les équations en utilisant le modèle de la vitesse des ions. Dans ce cas il a fallu résoudre le système des équations pour toutes les altitudes en utilisant la méthode de l'ajustement non-linéaire. Cela a amélioré le profil de densité obtenu mais n'a pas beaucoup changé les profils de $\mathbf{p}(\mathbf{z})$. Les profils de n_e obtenus pour l'été sont présentés sur la Fig. 13.

Pour l'hiver nous pouvons calculer les taux de production solaire, mais à 0 UT les taux de production solaire sont égaux à zéro pour toutes les altitudes au-dessous de 400 km. Dans ce cas le calcul des densités nous donnerait des concentrations égales à zéro. Pour l'instant les taux de production dus aux autres sources d'ionisation n'ont pu être estimés. Nous avons quand même essayé d'estimer les concentrations relatives des ions en utilisant les productions pour un angle solaire de 87.5 degrés pour 0 UT et pour 12 UT. Ici cette méthode n'est pas fiable et nous avons seulement essayé de vérifier les hypothèses sur les raisons de la diminution de Dz à midi (l'influence des profils de n_e et O/N_2). Nous avons simplement calculé les densités des ions à l'aide des quatre premières équations en utilisant notre modèle du paramètre n_e (Fig. 14) et le modèle MSIS de l'atmosphère neutre. Le résultat est présenté sur la Fig. 19. On voit que le comportement du paramètre p concide avec nos résultats expérimentaux. $z50$ et Dz diminuent à midi.

Pour le printemps on peut calculer les productions à midi (l'angle solaire $\gamma = 69$). Pour minuit, on considère les productions pour $\gamma = 89$. Pour le calcul des densités des ions, j'ai utilisé, comme pour l'hiver, notre modèle de la densité d'électron (Fig. 15). Le résultat de cette simulation est présenté sur la Fig. 20. Bien que notre procédure ne donne pas de résultat convaincant pour les densités des ions, elle donne un comportement des paramètres $z50$ et Dz concidant avec l'expérience. $z50$ diminue à midi

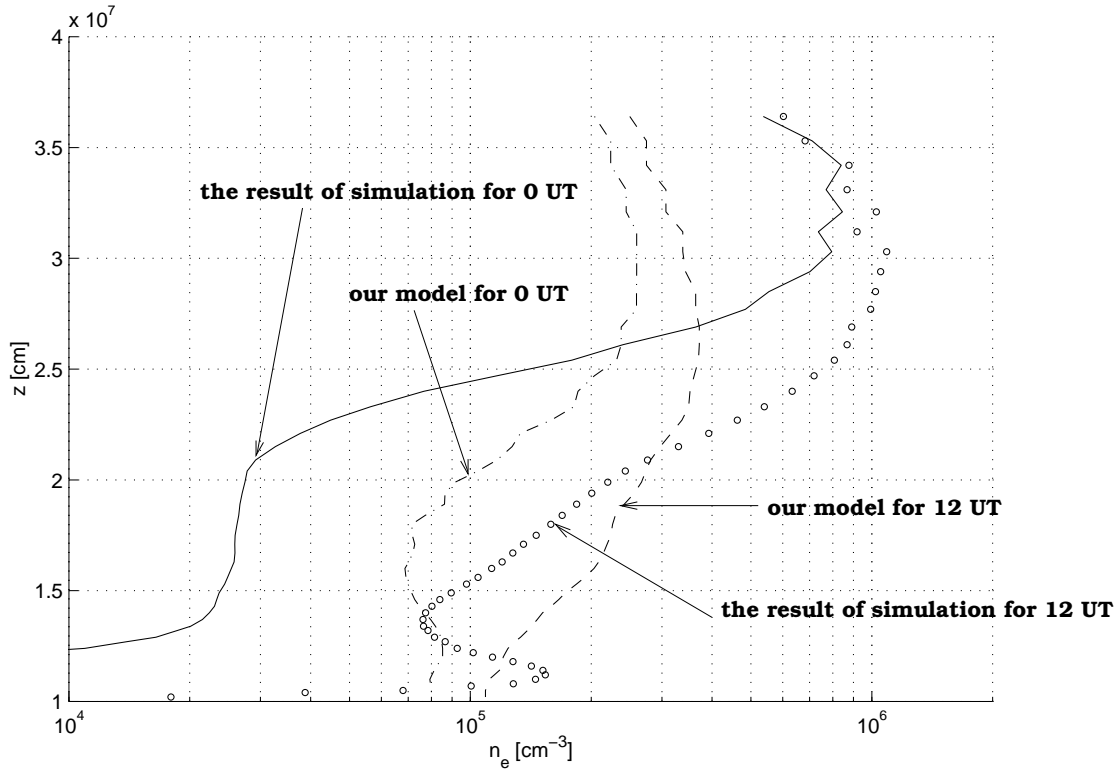


Figure 13: Les profils de n_e simulés pour l'été à 0 UT et à 12 UT et leur comparaison avec notre modèle expérimental de n_e .

et la variation journalière de Dz est plus petite qu'en hiver et en été. Dans ce cas le gradient fort de ' n_e ' à midi, comme en hiver, mène à la diminution de Dz à midi (voir Fig. 20). Mais les gradients élevés des productions à 0 UT mènent, comme en été, à la diminution de Dz à midi. Finalement, sous l'influence de deux facteurs contradictoires, le paramètre Dz change moins pendant la journée.

Je suppose qu'à travers nos simulations les phénomènes à l'origine du comportement du paramètre Dz en hiver et en été sont partiellement justifiés. Néanmoins on voit que les profils de n_e obtenus sont loin de nos mesures. Cela signifie qu'il faut encore étudier le problème pour approcher les profils calculés des profils mesurés. Dans ce cas, les conclusions sur les causes des changements de Dz seraient plus évidentes.

La différence entre l'automne et le printemps dans nos résultats est due, à mon avis, à la distribution temporelle inégale des données et aux variations de l'atmosphère neutre. En plus en automne et au printemps nous avons beaucoup moins de données.

7 Conclusion.

Nous avons tenté d'expliquer les propriétés principales de la composition ionique de l'ionosphère à l'aide d'un modèle très simple. Néanmoins, la simulation numérique conformément à ce modèle donne pour la composition ionique des résultats proches de ceux donnés par l'expérience. Mais il reste encore un champ de travail très large. On peut sans doute encore améliorer la méthode d'analyse des données en introduisant la méthode du 'fit global' avec des contraintes pour essayer de résoudre le problème avec deux solutions et ne pas refaire l'analyse en cas de mauvais résultats. D'un autre côté, on peut continuer la simulation numérique de la composition de l'ionosphère en introduisant la dépendance du temps, en utilisant des valeurs des taux de production plus proches de la réalité. Cela doit nous permettre d'améliorer nos connaissances sur la composition, la dynamique de l'ionosphère. J'espère prendre part à de futurs travaux sur ce sujet.

8 Remerciements.

Je voudrais remercier W. Kofman, B. Cabrit, J. Lilensten, C. Lathuillère, B. Pibaret pour leur aide, sans laquelle ce travail n'aurait pas été accompli. Je remercie aussi tout le personnel du laboratoire CEPHAG qui a offert de bonnes conditions de travail.

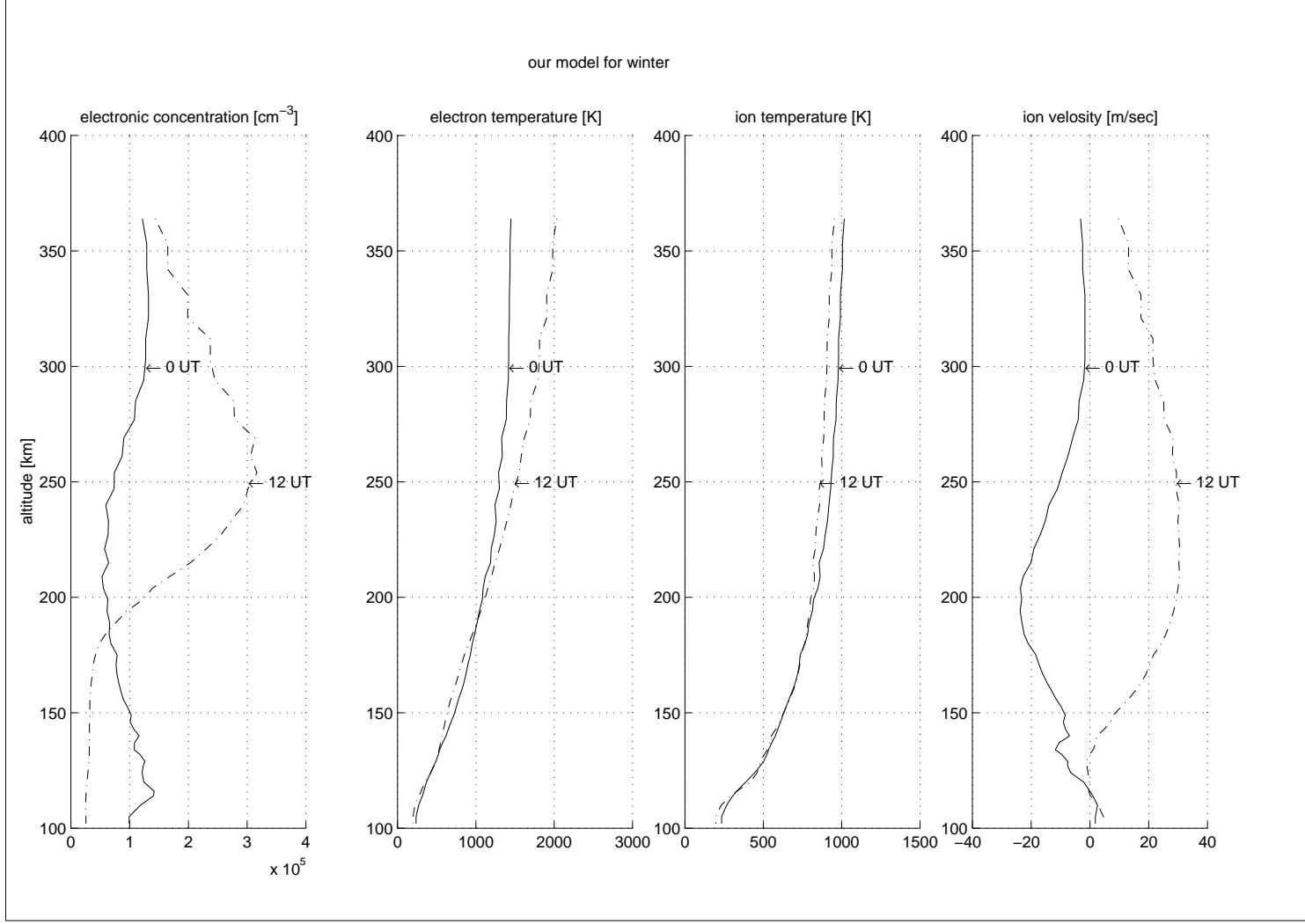


Figure 14: The model obtained from the measurements for winter at 0 UT and at 12 UT for a low solar activity.

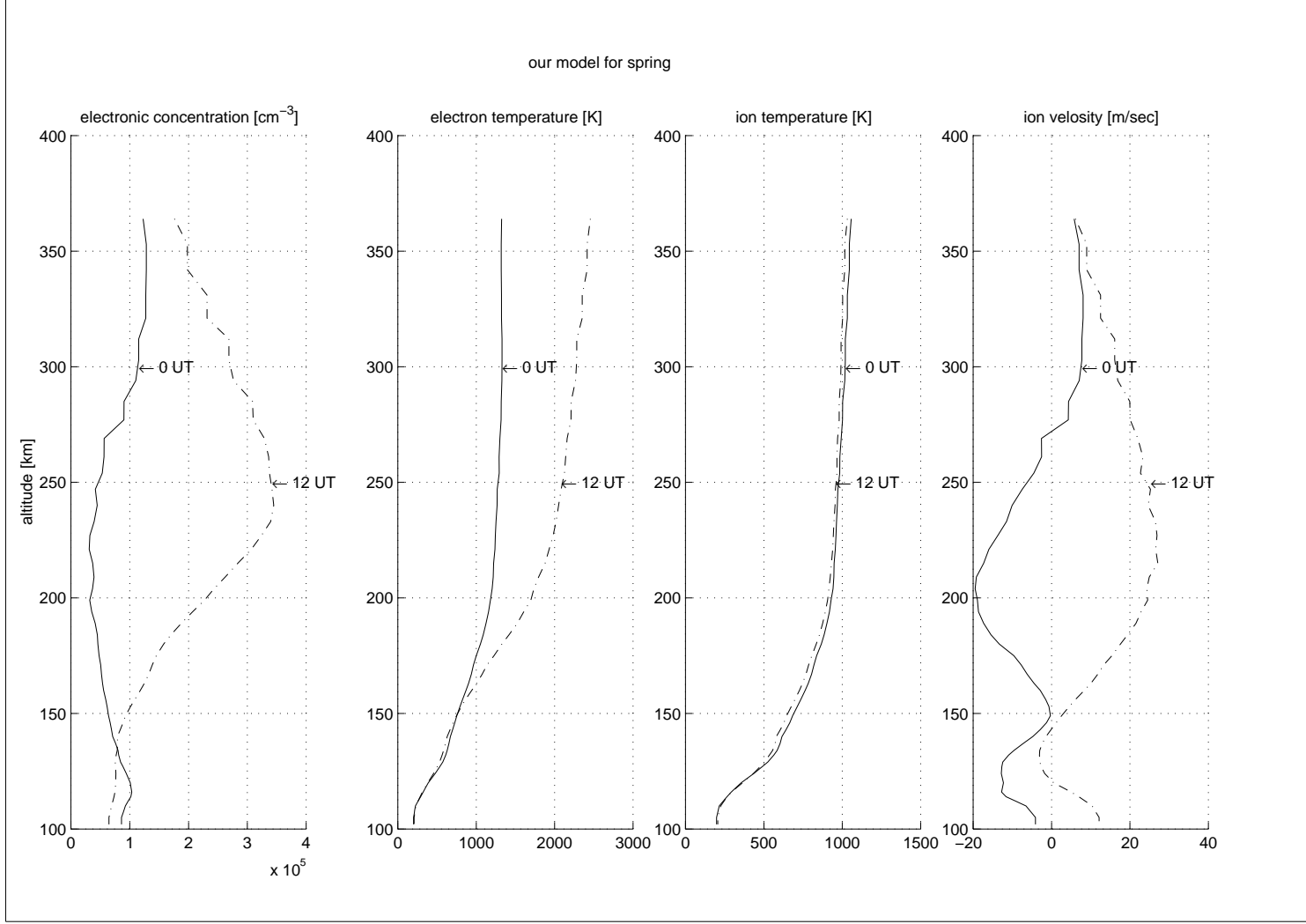


Figure 15: The model obtained from the measurements for spring at 0 UT and at 12 UT for a low solar activity.

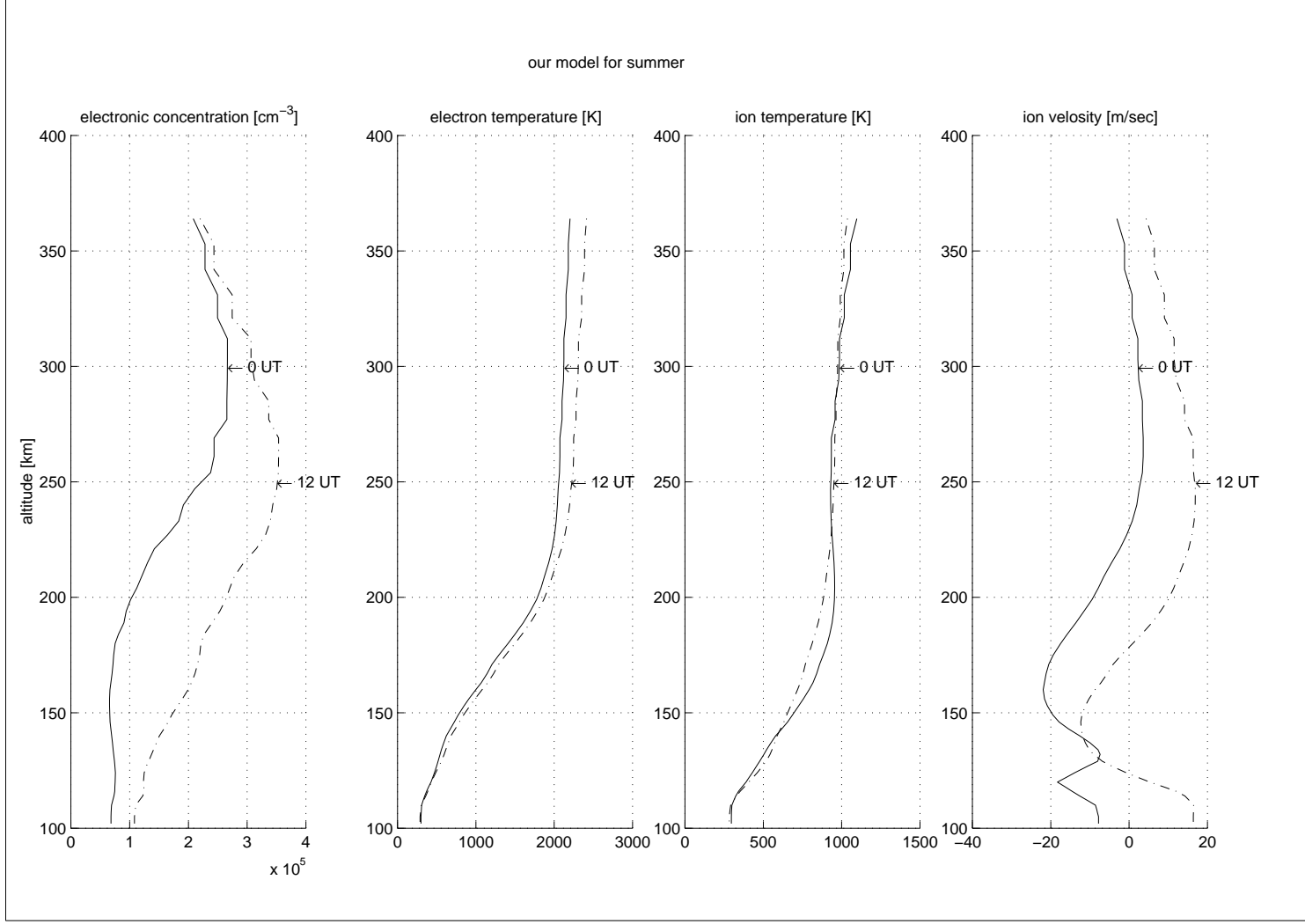


Figure 16: The model obtained from the measurements for summer at 0 UT and at 12 UT for a low solar activity.

Appendix 1.

Liste des fichiers analysés.

Tous les fichiers analysés qui sont inclus dans l'analyse statistique sont présentés ici.

MMDDDD - mois, date du commencement, date de la fin.

Begin(UT) - l'heure du commencement de l'expérience.

End(UT) - l'heure de la fin de l'expérience.

F10.7 - l'activité solaire pour le mois précédent.

MODEL - l'utilisation du modèle de la composition ionique dans l'analyse. (0 - le modèle n'est pas utilisé;
1 - le modèle est utilisé)

Year	MMDDDD	Begin(UT)	End(UT)	F10.7	MODEL
87	021011	10	48	70	0
87	111719	19	71	97	0
87	032425	11	47	73	0
87	111212	4	23	97	0
87	111012	12	52	97	0
87	092325	15	56	87	0
87	072829	8	32	87	0
87	061617	9	32	80	0
87	051212	9	40	85	0
88	031617	10	41	107	0
88	031819	0	8	107	0
88	031920	17	33	107	0
89	111416	10	55	220	0
89	011011	10	47	200	0
89	080103	14	32	187	1
89	090506	10	36	222	1
90	012425	10	40	203	0
90	070203	10	35	186	0
90	101011	10	40	165	1
90	092527	10	60	160	0
90	060506	10	22	194	0
91	120810	10	65	170	1
91	051313	2	6	197	0
91	012526	16	28	222	0
91	091010	10	40	180	1
91	022021	10	36	200	1
92	033031	16	48	170	1
92	040101	0	24	170	0
92	040202	0	24	170	1
92	040303	0	16	170	0
92	080202	0	24	136	0
92	080303	0	24	136	0
92	073131	0	24	136	0
92	080101	0	24	136	1
92	080404	0	24	136	1
92	080505	0	16	136	1
93	042021	10	46	116	0
93	101818	14	47	100	1
93	021617	10	46	140	0
93	012727	22	48	117	1
93	012626	20	47	117	1
93	012222	0	24	117	1
93	012525	0	9	117	0
93	012424	0	24	117	1
94	031516	16	47	92	1
94	041213	16	40	88	0
94	060809	41	46	81	0

Appendix 2.

Description of the program 'visual5'.

The program allows to visualise the results of 'global fit' analysis (to obtain the images of parameters ne, ti, te, vi, the profiles in chosen point and dependence on UT on chosen altitude). The program also allows to compare the results of one analysed file with another file with results corresponding to the same data.

Before use, it is necessary to move into directory:

```
cd /cepax5/u/litvine/matanal/andrei
```

The program is named 'visual5' and is written in matlab 4.0. The files with results must be in directory: /cepax5/data/litvine/donnee.

For each analysed data file, in this directory one must have 3 files:

-results of 'full profile'.(extension 'ff')

-results of 'half profile'.(extension 'ff1')

-results for the parameters of composition(extension 'cc')

After starting the program 'visual5' one must make a choice:'temps/altitude'.

The option 'altitude' gives the possibility to visualise all parameters ('ne', 'te', 'ti', 'vi') for all altitudes and also the parameters of composition. When choosing 'altitude', one can precise if he wants to visualise the parameter to50 or parameter Dz, obtained by the transformation to50 -- > Dz.

It is necessary to indicate the name of the file to visualise without any extension. For example: t92040101

Two windows appear : in the first one, one can see the parameters z50 and (to50 or Dz) as functions of the time, and in the second parameters 'ne', 'te', 'ti', 'vi' in dependence of time and altitude, coded by colours, with the colour bar on the right of each axe.

In the main window one can make a choice with the mouse pressing 'RETURN' after the choice. (quit/comparer/choisir)

choice 'quit' stops the programme.

choice 'choisir' allows to 'click' with the mouse on the screen to choose the profile. After 10 seconds the program visualises the profiles of all parameters for the chosen moment in the third window. One can choose the option 'imprimez' to print the images. One can also select 'montrer 2 profils de suite' if it is necessary to show two neighbouring profiles. In the window the profiles of 'half profile' and 'full profile' results are shown.

choice 'comparer' gives the possibility to compare the results for the same moment of time for different files corresponding to the same data file. In this case the program proposes to introduce the name of the second file.

The option 'temps' gives the possibility to observe the results of 'half profile' or 'full profile' for a fixed altitude. After choosing, two windows appear: with the results of parameters z50 and Dz, like using the option 'altitude', and with the results of 'ne', 'te', 'ti', 'p', 'vi' for a chosen altitude. One can then also compare these results with another file.

Appendix 3.

Description of the program 'statistique2'.

This program is written to carry out the statistical analysis of the results. Using this program one can obtain separately for high, low solar activity or for a chosen year, for 4 seasons (the definition of seasons is described in the text):

- mean values of parameters z50 and Dz with a time resolution of 10 min.
- their fits with 4th order polynomials.
- mean values of parameters: 'ne', 'te', 'ti', 'vi' with temporal resolution of 10 min. and the resolution in altitude of 5 km.
- all results can be written into files.

To use this program, it is necessary to make a file with the list of files which must be included in the statistical analysis. The format of this file must be following:

(YEAR MMDDDD HB HF F10.7 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 MOD)

where MMDDDD - month, day of start and day of the end of the experience.

HB, HF - hour UT of start and of end of the experience.

F10.7 - Solar index F10.7 for preceding month.

MOD=1 if for analysis of data the model of parameter z50 was used for initial conditions, and MOD=0 if not.

The file must have the name: /cepax5/u/litvine/andrei/donnee.inf

To use the program, one must put the result files in the directory: /cepax5/data/litvine/donnee. The necessary files are indicated in Appendix 2. The files, in which the model of parameter z50 was used in analysis, must have the letter 'm' at the end (example: t92040202m.ff).

To use only quiet periods in the statistical analysis, one must put the file with electric field in directory: /cepax5/data/litvine/champel. These files must have the following format: [hours, minutes, EperpEAST, EperpNORD].

The program works both under MATLAB 4.0 and MATLAB 5.0. It starts from the directory /cepax5/u/litvine/matanal/andrei. The program can be started by commande 'statistique2'.

In the text of program one can indicate in variable 'godsel' the year chosen for the statistical analysis; in variable 'fich-del' the list of files which must not be included in statistical analysis; in variable 'front-E' - the limit of electric field in mV/m over which the data are not included in the statistical analysis; in variable 'front-T' - the limit of ion temperature, over which the data are not included in the statistical analysis in the absence of electric field data (see text). Variable 'modd' is equal to 1 if one wants to use the files with the model of z50 for the initial conditions in data analysis, and is equal to 0 if one does not want to use these files (these files have letter 'm' in the end of their name). Finally one can precise in variable 'front-Su' - the limit who separates high and low solar activities.

After starting the program one is offered a choice: (b/h/g). 'b' - to work with low solar activity, 'h' - with high solar activity and 'g' - with a selected year without dependence of the solar activity.

Once this choice is made, the program opens the window N-1 and shows the time distribution of data indicating the solar activity (index F10.7). The yellow points show the data files to be included in the statistical analysis. In window 2 the program shows calculated average values of parameters z50 and Dz. White stands for winter, green - for spring, blue - for summer, and red - for autumn. Yellow lines represent the model of parameter z50, obtained in the work of C.Lathuillère for all seasons.

Now one can calculate average profiles of other parameters (choice 'y'). Then the program proposes to make the approximation of diurnal variations of parameters z50 and Dz by 4th order polynomials (indicating the number of season 1,2,3,4)

Appendix 4.

● Foundations of incoherent scatter measurements by EISCAT radar system.

It is well known that the electrons of ionospheric plasma scatter electromagnetic waves. In simplest picture, the individual electrons will scatter randomly the electromagnetic waves and the spectrum will have a Doppler-broadened form depending on the thermal velocity distribution of electrons with the mean Doppler-shift due to the 'bulk' velocity. However investigations show that in fact the spectrum of incoherent scattering depends on ion motions. Let $\alpha = 4\pi\lambda_D/\lambda$, where λ_D is Debye length and λ is the radar wavelength. The theory shows that if $\alpha \ll 1$ then the scattering will take place from ion-acoustic waves, thermally excited in the plasma. This case is usually used in incoherent scatter technics. In this case the spectra of scattering will have a double-humped form of 'ion-line' spectrum resulting from scattering on ion-acoustic waves with wavelengths satisfying the Bragg condition (Fig. 17).

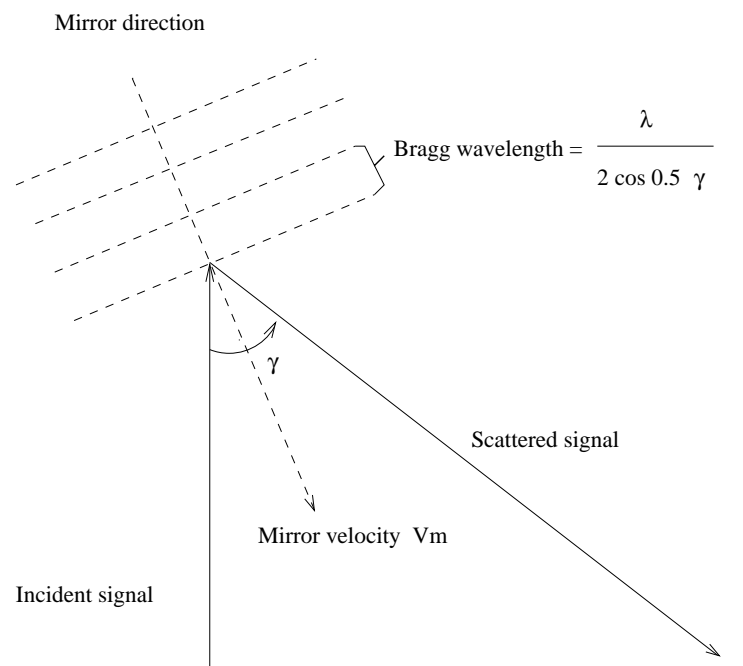


Figure 17: Scattering geometry for a bistatic incoherent scatter radar. The mirror velocity V_m (the component of ion velocity in radar line-of-sight direction) gives the Doppler shift of central frequency of spectra.

The theory of such spectra is well-known. The form of spectra depends on the electronic density (n_e), the electronic temperature (T_e), the densities and temperatures of each ion in ionosphere, the ion bulk line-of-sight velocity and the ion-collisional frequency. Knowing these parameters, the spectrum can be easily calculated supposing that the plasma is Maxwellian. This is true for periods with a sufficiently small electric field, practically smaller than 25 mV/m. Ideally, one could determine all parameters from the shape of spectra but really the SNR is not very large and all parameters could not be determined simultaneously. Some assumptions must be made. In the region of our interest, between 100 and 400 km, the ion-collisional frequency can be implicitly introduced. The temperatures of all ion species can be set equal to neutral temperature. The densities of ions can be determined separately only if their masses are sufficiently different and if the SNR is sufficiently large. Thus, ionosphere is supposed to include two ion species: ion O^+ with an atomic mass of 16 amu and molecular ion M^+ with a mass of 30.5 amu. The main aim of this work is to determine the parameter of composition $p = 1 - \frac{[O^+]}{n_e}$ in this transitional region where at 150 km there are only molecular ions and up to 250-300 km, the O^+ become dominant.

The radar data represent the autocorrelation functions (ACF's) measured on different altitudes. The ACF's are simply the Fourier-Transform of incoherent scatter spectra. Thus, the spectra could be calculated, one can resolve the inverse problem, adjusting the parametric ACF's on measured ACF's. Generally only four parameters can be determined for each altitude: 'ne', 'Te', 'Ti', 'vi'. The parameter of composition p can be determined only if the SNR is very large and the data must be smoothed over few hours. This is why in classical analysis to obtain the temperatures, one introduces the implicit knowledge of parameter p. Still, the determination of p is very interesting and in *B. Cabrit et W. Kofman* [7] the more advanced method was proposed to determine the ion composition. In this method, the inverse problem is to be resolved for all ACF's in altitudinal region of interest. The problem consisting in too large a number of parameters to determine, some additional assumptions must be made on shapes of profiles of parameters. The parameters 'ne', 'Te', 'Ti', 'vi' are modelled by well-behavouring cubic splines. The number of needs for the profile of 'ne' is larger to allow to measure the picks in electron density. Much stronger assumption has been made to modelise the profile of p. One uses the analytic function to modelise the profile of p, which only depends on 2 parameters. This function was chosen to be the closer to the real profile of p. Nevertheless this assumption can lead to wrong results for ionic composition. But attempts to introduce another function, depending on more then 2 parameters usually vanish. The adjustment does not converge in this case.

• Technique of measures.

Let us state the simplest theory of radar measurements. Let the radar transmits the pulse of length T. In this case one can see that in each instant the received signal go from the range of altitudes of $\delta h = \frac{cT}{2}$ km. The signal transmitted by the radar is:

$$X_T(t) = Z_T(t)e^{j2\pi f_0 t}$$

$Z_T(t)$ is complex envelope of a signal.

The scattered signal from the altitude h_1 is:

$$X_S(t) = n(h_1, t - \frac{h_1}{c})Z_T(t - \frac{2h_1}{c})e^{j2\pi f_0(t - \frac{2h_1}{c})}$$

here $n(h, t)$ is the electronic density fluctuation. The signal at the input of the receiver will be:

$$V_S(t) \sim \int_h n(h, t - \frac{h}{c})Z_T(t - \frac{2h}{c})e^{-j2\pi f_0 \frac{2h}{c}} dh$$

and it's ACF:

$$R_S(\tau; h) = \int R_M(\tau; h)Z_T^*(t - \frac{\tau}{2} - \frac{2h}{c})Z_T(t + \frac{\tau}{2} - \frac{2h}{c})dh$$

here $R_M(\tau; h)$ is the correlation function of the ionospheric plasma.

If one chooses the length of pulse such that R_M is constant on δh one can write:

$$R_S(\tau; h) = R_M(\tau; h = \frac{ct}{2})R_T(\tau; h)$$

with Weigting Function R_T

$$R_T(\tau; h) = \int_h Z_T(t - \frac{\tau}{2} - \frac{2h}{c})Z_T^*(t + \frac{\tau}{2} - \frac{2h}{c})dh$$

The receiver has a filter impulse response $h_R(t)$. Thus the received signal can be written:

$$R_0(\tau; t) = [R_M \times R_T] \otimes R_R$$

where

$$R_R(t) = \int h_R^*(t)h_R(t + \tau)dt$$

One can show that with this pulse scheme named 'long pulse', the measurements are only possible from some altitudes, usually 200 km with the EISCAT UHF radar system. In fact, the scale height

decreases with decreasing altitude, thus, at lower altitudes a shorter pulse length must be used. This is in contradiction with the necessary frequency resolution. With decreasing altitude, the correlation time increases, thus, to obtain all information contained in the spectra, it is necessary to measure greater lags, consequently to use greater pulse length.

In order to carry out the measurements at lower altitudes, other pulse schemes have been developed. At EISCAT system, two pulse schemes are available: 'multi-pulse' and phase-reversal coding ('alternating code'). In both schemes the length of the single pulse defines the space resolution which is small enough to allow measurements at low altitudes (from 95 km).

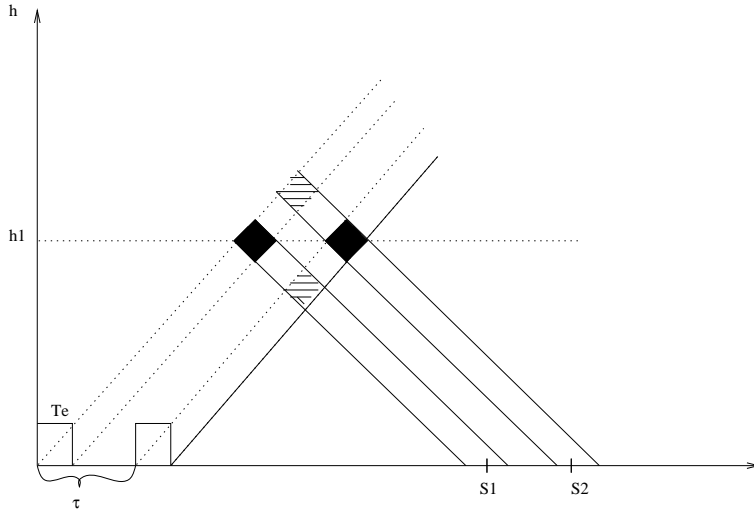


Figure 18: The scheme explaining the principle of 'multi-pulse' code. With two pulses of length T_e , lag τ can be obtained with a spatial resolution $\frac{cT_e}{2}$.

Let us consider 'multi-pulse' for example. Let us look the simplest case of two short pulses (Fig. 18). One can see that with this scheme one can obtain the point of ACF corresponding to the lag τ , the distance between pulses, by making the product $S_1 S_2$. The spatial resolution will be defined by individual pulse length because the correlated signal goes from the altitude h_1 , from black cells. The uncorrelated self-noise goes from other altitudes (from shaded cells). It decreases the SNR, but the advantages of this method are still more important. Using more complicated codes, with 3,4,5 pulses, almost all lags can be obtained *H. Rishabeth et al.* [6]. In CP1i experience 5 the pulse method is used. It allows to measure lags from 1 to 21, except lag number 11 One can see that with this same scheme, it is not possible to obtain lag 0, because making the correlation for this lag, the contributions both from black and shaded cells will be obtained, thus, the height resolution will be worse. In this case the short pulse transmitted on other frequencies must be used to measure lag 0. A better height resolution with a better SNR can be obtained using Barker codes ('alternating codes') under some conditions. In our experience, these codes were used from 104 km to 250 km.

One can write the expectation value of background-noise-substructed ACF for lag index l and gate index g *B. Cabrit and W. Kofman* [7]:

$$X(l, g) \sim \iint dt dr \frac{W_l(t, r)}{(r_g + r)^2} R(t_l + t, \vec{p}(r_g + r)) \quad (12)$$

where t_l and r_g are respectively the nominal lag and weighted range. $W_l(t, r)$ is a two-dimensional ambiguity function. $R(t, \vec{p}(r))$ is a medium correlation function depending on the vector of ionospheric parameters \vec{p} . For the global fit procedure, it is necessary rapidly to calculate the expectation values of ACF's. A calculation using equation 12 is very time-consuming and some approximations were made to accelerate the calculations.

First, if we have a sufficiently good height resolution, we can make the zero-order approximation of equation 12 supposing that the plasma is uniform over scattering volume:

$$X(l, g) \sim \frac{1}{r_g^2} \int dt W_{t_l}(t) R(t_l + t, \vec{p}(r_g))$$

where

$$W_{t_l}(t) = \int dr W_l(t, r)$$

This approximation is good enough to apply it on calculations of signal of 'multi-pulse' and 'alternating-code', the range resolution being smaller than typical scale heights in this region.

Secondly, another approximation could be made for 'long-pulse' method. It is due to the fact that receiver impulse response is smaller than the pulse length. As it was shown in *Holt and al.* [9], the two-dimensional ambiguity function in this case can be approximated by the product of lag ambiguity function and range ambiguity function:

$$W_{r_l}(r) = \frac{\int dt W_l(t, r)}{\iint dt dr W_l(t, r)}$$

Thus, the calculation can be simplified by making only two one-dimensional integrations:

$$X(l, g) \sim \iint dt dr R(t_l + t, \vec{p}(r_g + r)) \frac{W_{t_l}(t) W_{r_l}(t)}{(r_g + r)^2}$$

The errors obtained using these approximations are much smaller than standard deviations of measurements.

The problem which is not resolved for the moment, is the calibration between measured power profiles when two methods ('long-pulse' and 'multi-pulse') are used together. Now the calibration is made manually, and it can introduce some errors in our results. It may also be one of the reasons of two solutions for ionic composition obtained under unfavourable conditions (see text).

References

- [1] W. Kofman, *Technique de mesure utilisée avec le système EISCAT*.
- [2] P.M. Banks, G. Kockarts, *Aeronomy*, Academic Press, 1973.
- [3] Edited by R.L. Carovilano, J.M.Forbes, *Solar-Terrestrial Physics VOLUME 104*, D.Reidel publishing company, 1982
- [4] C. Lathuillère, *Ion composition response to auroral energy inputs in the lower F-region*, Annales Geophysicae, 1987
- [5] C.Lathuillère, B. Pibaret, *A Statistical Model of Ion Composition in the Auroral Lower F Region*, Adv. Space Res. Vol. 12, No 6, pp (6)147-(6)156, 1992
- [6] H. Rishbeth, P.J.S. Williams, *The EISCAT Ionospheric Radar: the System and its Early Results*, Q. Jl R. astr. Soc. (1985) 26, 478-512
- [7] B. Cabrit, W. Kofman, *Ionospheric composition measurement by EISCAT using a global fit procedure*, Ann. Geophysicae (1996)
- [8] W.L. Oliver, *Incoherent scatter radar studies of daytime middle thermosphere*, Ann. Geophysicae, t.35,fasc 3, 1979, p.121-139
- [9] Holt and al., *Optical analysis of incoherent scatter radar data*, Radio Sci., 27,345-348, 1992.

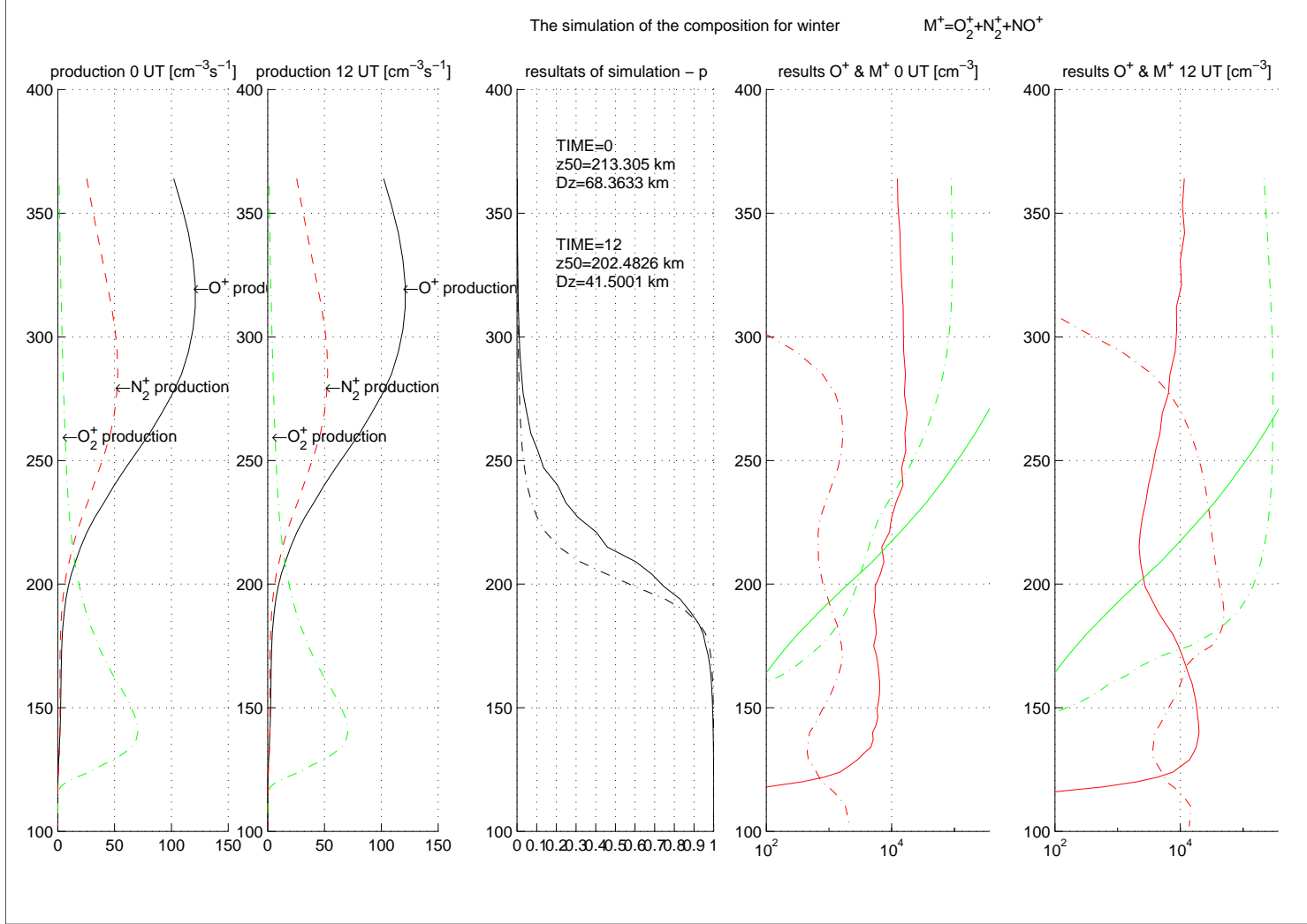


Figure 19: The simulation of ion composition for winter for a low solar activity. On the two right graphics the solid curves represent our simulations for O^+ and M^+ ions and the dotted curves represent the model IRI for these ions. The curves in red is the density of molecular ions and the curves in green is the density of ions O^+ .

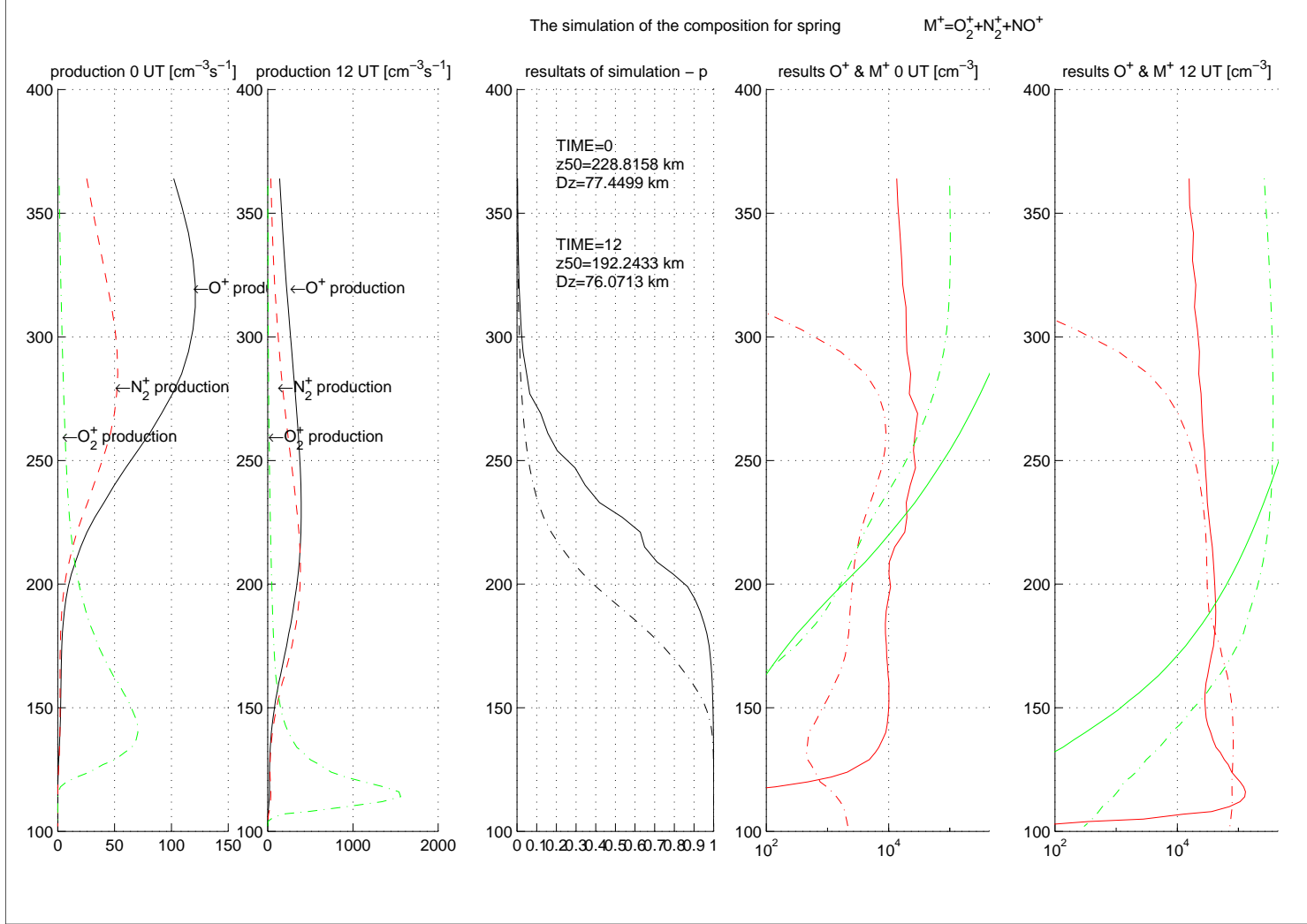


Figure 20: The simulation of ion composition for spring for a low solar activity. On the two right graphics the solid curves represent our simulations for O^+ and M^+ ions and the dotted curves represent the model IRI for these ions. The curves in red is the density of molecular ions and the curves in green is the density of ions O^+ .

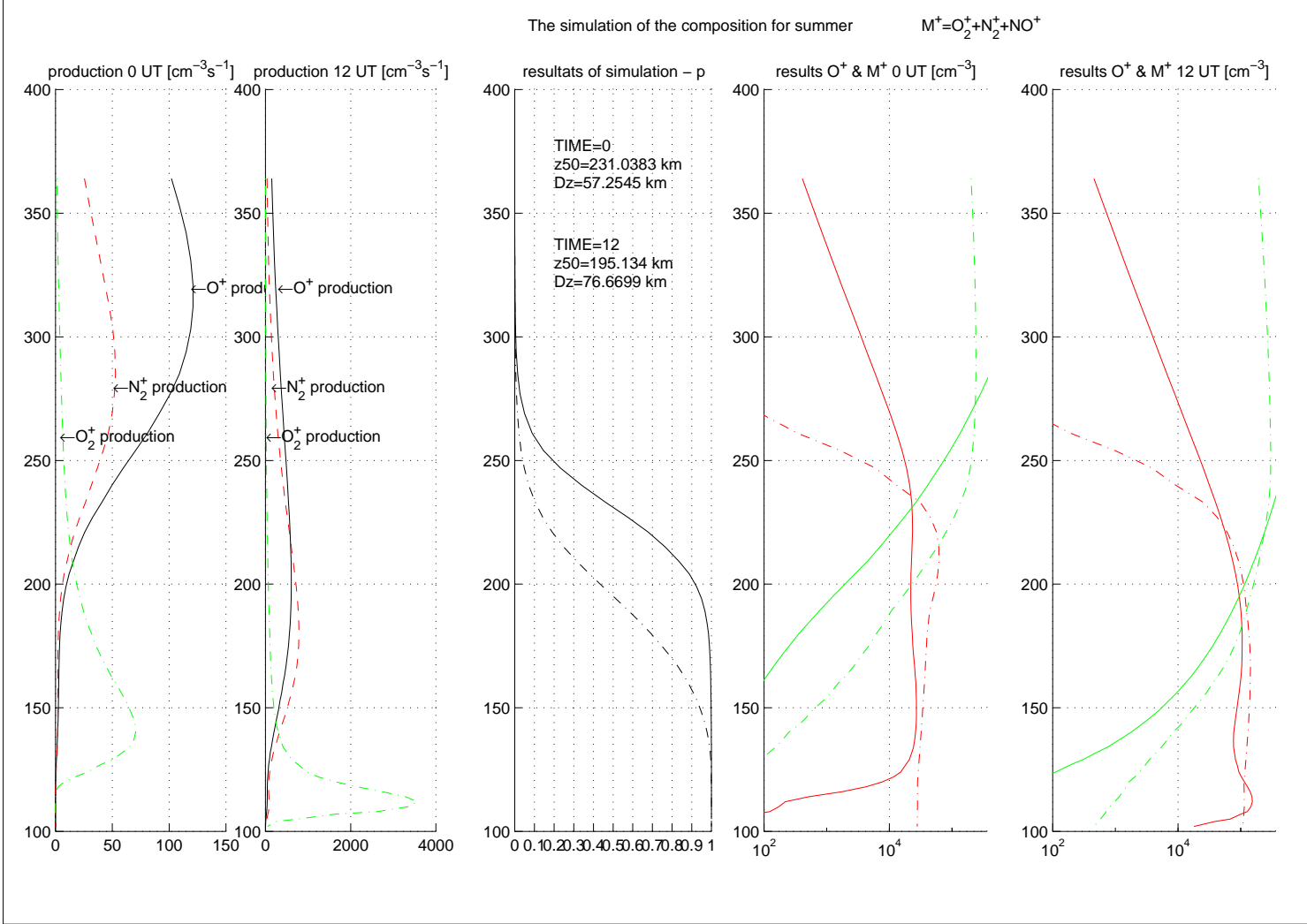


Figure 21: The simulation of ion composition for summer for a low solar activity. On the two right graphics the solid curves represent our simulations for O^+ and M^+ ions and the dotted curves represent the model IRI for these ions. The curves in red is the density of molecular ions and the curves in green is the density of ions O^+ .

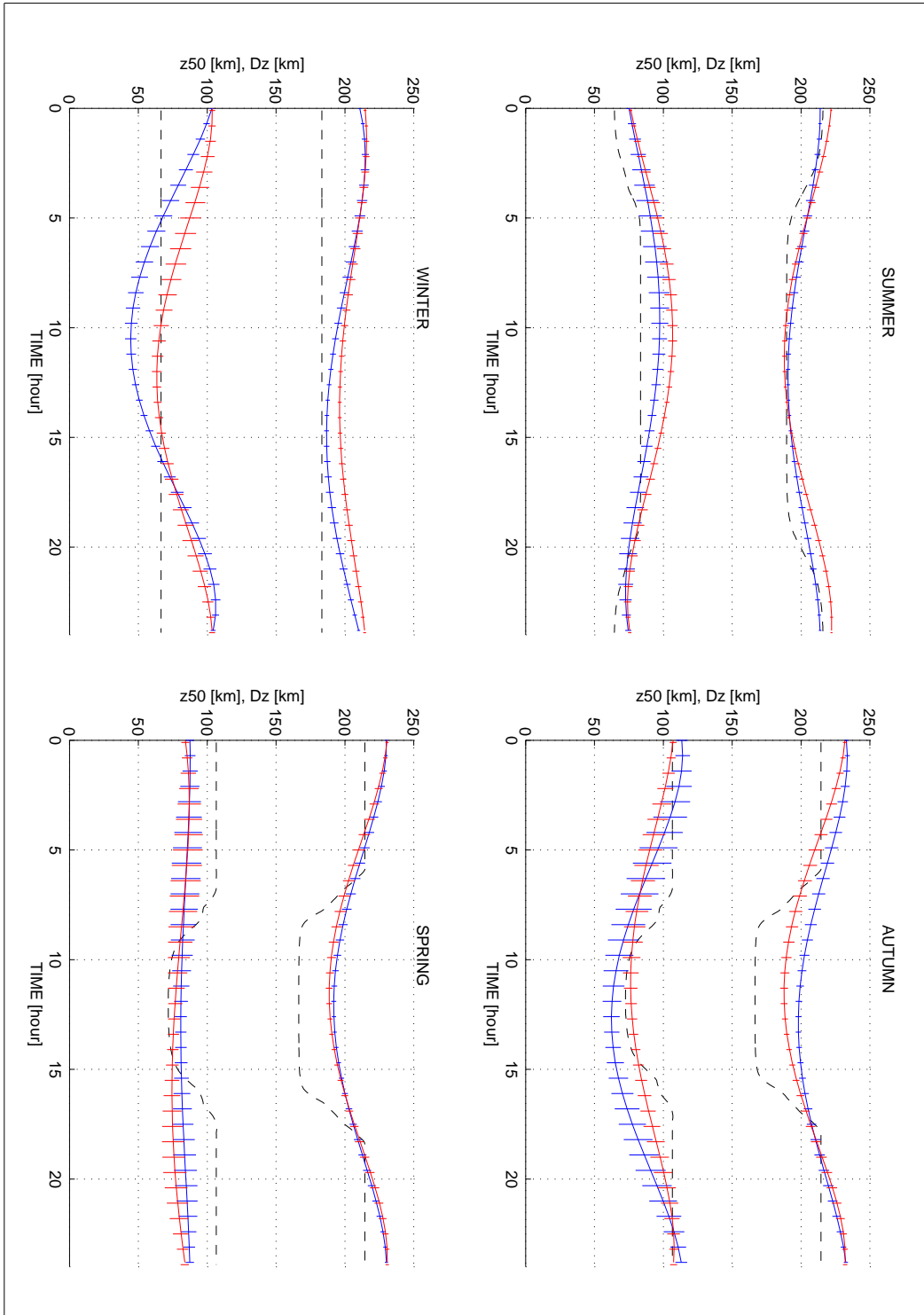


Figure 22: La comparaison des polynômes ajustés aux valeurs moyennes des paramètres z_{50} et Dz pour une haute et une faible activités solaire. Des erreurs sont montrées aussi. Des valeurs pour une haute activité solaire sont montrées en rouge et pour une faible activité solaire - en bleu. Une courbe noire pointillée represents des valeurs de z_{50} et Dz obtenues du modèle IRI pour $100 < F_{10.7} < 200$.