HAL
open science

Analyse et interprétation de la variation régulière du champ magnétique terrestre au Vietnam et modélisation de l'ionosphère

Thi Thu Hong Pham

To cite this version:

Thi Thu Hong Pham. Analyse et interprétation de la variation régulière du champ magnétique terrestre au Vietnam et modélisation de l'ionosphère. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2012. Français. NNT : 2012PAO66494 . tel-00834192

HAL Id: tel-00834192

https://theses.hal.science/tel-00834192

Submitted on 14 Jun 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE
Ecole Doctoral 389 PHYS PART.

N° d'ordre :

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE

Présentée par

PHAM Thi Thu Hong

Pour obtenir le grade de **DOCTEUR de l'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE**
Spécialité: Géophysique

ANALYSE ET INTERPRETATION DE LA VARIATION REGULIERE DU CHAMP MAGNETIQUE TERRESTRE AU VIETNAM ET MODELISATION DE L'IONOSPHERE

Soutenue le 15 octobre 2012, devant le Jury composé de

M. P. ZARKA	**Président**
M. A. RICHMOND	**Examinateur**
M. M. MENVIELLE	**Examinateur**
M. V. LESUR	**Rapporteur**
Mme M. MANDEA	**Rapporteur**
Mme C. AMORY-MAZAUDIER	**Directeur de thèse**
M. LE Huy Minh	**Co-directeur de thèse**

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier profondément ma directrice de thèse, **Dr Amory-Mazaudier Christine**, pour ses qualités d'encadrement et sa direction consciencieuse à mon égard. Je la remercie pour sa disponibilité et pour avoir su me transmettre sa passion de la recherche. Elle m'a appris énormément de choses, qui ont permis la réussite de ma thèse malgré mes connaissances scientifiques plutôt légères, et ma connaissance limitée de la langue française. Je lui dis merci surtout d'avoir eu confiance en moi. Je la remercie chaleureusement de m'avoir acceptée comme étudiante et m'avoir donnée d'excellentes conditions de travail. J'aurai des souvenirs inoubliables de tous ces moments de partage, de grande écoute et bien plus encore.

J'adresse ma profonde reconnaissance à mon co-directeur de thèse, **Dr Le Huy Minh**, pour m'avoir guidée, encouragée et conseillée. Il m'a accueilli au Département de l'Ionosphère de l'Institut de Géophysique de Hanoi, où j'ai travaillé jusqu'à présent. C'est lui qui m'a incitée à lire des documents sur le géomagnétisme et l'Ionosphère en anglais. Il a ouvert une coopération scientifique internationale entre Vietnam et France. Il m'a ainsi donné la chance de faire mon premier séjour en France en 2006 pour un stage avec **Dr Amory-Mazaudier Christine** et un second séjour en France dans le cadre d'un autre stage en 2007. Tout au long de ces onze années, il a su orienter mes recherches. Pour tout cela, je le remercie vivement.

Je tiens à remercier très chaleureusement **Dr Art Richmond** qui m'a fait l'honneur de m'accueillir dans son groupe de recherche HAO (High Altitude Observatory) du NCAR (National Center for Atmospheric Research) aux USA. Cette visite s'est effectuée dans le cadre de ma thèse. Pendant un mois, j'ai pu bénéficier des grandes qualités scientifiques de Dr Art Richmond, sa disponibilité n'a jamais fait défaut. Ses critiques constructives ont fortement contribué à l'amélioration de ce manuscrit. Malgré son calendrier chargé, Dr Art Richmond a accepté de participer au Jury en tant que examinateur. Je tiens à lui exprimer toute ma gratitude ainsi qu'à ses collaborateurs: **Dr Ben Foster, Dr Astrid Maute**, **Dr Ingrid Cnossen et Mr Peter Smith**. Ils m'ont appris à utiliser le modèle TIEGCM durant mon séjour au NCAR et m'ont aidé dans toutes les phases du travail de simulation numérique

concernant ma thèse. Je remercie tous les autres collègues qui travaillent au HAO pour leur sympathie, leur aide et leurs encouragements.

J'exprime toute ma gratitude au **Mr Philippe Zarka** du LESIA (Laboratoire d'études spatiales et d'instrumentation en astrophysique) de l'Observatoire de Paris d'avoir accepté d'être président de mon jury et de m'avoir accueilli à l'Observatoire de Paris.

Je voudrais remercier **Mr Vincent Lesur** du GFZ (Deutsches GeoForschungs Zentrum) et **Mme Miora Mandea** du CNES (Centre National d'Etudes Spatiales) pour l'intérêt qu'ils ont porté à ce travail en acceptant d'en être rapporteurs. Je remercie **Mr Michel Menvielle** de l'Université Paris XI d'être membre de mon jury.

J'exprime mes plus sincères remerciements à **Mr Paul Vila** et à son fils qui m'ont aidé en relisant et corrigeant l'anglais de mes articles et le français de mon mémoire. Mes remerciements vont également à **Mme Monique Petitdidier** et son mari qui m'ont invitée chez eux dans des occasions sacrées et importantes: fête de nouvel an, fête de Noël, fête d'anniversaire des membres de leur famille. Leur disponibilité, leur grande expérience scientifique a fortement contribué à l'aboutissement de cette thèse.

Cette thèse a été réalisée au CETP jusqu'au 31 décembre 2008 et ensuite au LPP depuis le premier janvier 2009. Je tiens à remercier **Mme Danièle Hauser** qui était la directrice du CETP et **Mme Laurence Rézeau** qui est le directrice-adjointe du LPP de m'avoir accueillie au cours de ces années. Je remercie Mme **Christiane Chevalier** qui est la secrétaire du LPP pour toutes les démarches administratives. Je voudrais exprimer toute ma reconnaissance au **Dr Alain Péan** qui est l'administrateur système/réseau du LPP pour m'avoir beaucoup appris sur Linux et pour m'avoir aidé à installer le modèle TIEGCM au LPP, ce fut une tache très difficile. Je remercie tous les autres collègues qui travaillent à Saint-Maur pour leur sympathie, leur aide et leurs encouragements.

Je voudrais remercier les professeurs et doctorants au Département de la Physique de la Particule à la Matière Condensée - ED389 de l'Université de Paris VI pour leurs cours de formation complémentaire, leurs encouragements, leur sympathie.

Je remercie mes collègues de l'Institut de Géophysique de Hanoi qui on fait les mesures et obtenu les données magnétiques et ionosphériques que j'ai utilisées dans mon étude, et tous les autres membres de l'Institut pour leur soutien et leurs conseils.

Cette thèse a été financée par le Gouvernement vietnamien. Je tiens à remercier le Gouvernement vietnamien, le Ministère de l'Éducation et de la Formation du Vietnam et tous les membres du projet 322.

Enfin, je tiens à exprimer mes profonds remerciements à tous les membres de ma famille: mes parents, mes frères, mon époux et mon fils qui m'ont encouragée et soutenue depuis toujours pendant que j'étais loin du Vietnam.

Résumé

La circulation de courants électriques dans la région dynamo (90-150km) de l'ionosphère engendrent des variations journalières régulières du champ magnétique terrestre observées au sol, en basses et moyennes latitudes, appelées Sq (solar quiet) par Chapman et Bartels (1940) ou S_R (Solar regular) par Mayaud (1967). Dans ce travail de thèse, nous étudions 1) la variation régulière du champ magnétique terrestre au Vietnam et 2) l'ionosphère, dans le cadre global des relations Terre Soleil. Le premier chapitre présente toutes les notions nécessaires pour comprendre cette étude, concernant le soleil et le champ magnétique solaire, le champ magnétique terrestre, et les interactions entre le soleil et la terre. Le deuxième chapitre présente les données - indices solaires, indices magnétiques, paramètres du vent solaire, observations magnétiques, données ionosphériques- et les modèles -MSIS90 et TIEGCM- utilisés dans cette étude. Au chapitre trois, nous présentons pour la station de Phu Thuy (Vietnam) les résultats obtenus à partir des observations magnétiques concernant la variation régulière Sq du champ magnétique terrestre durant le cycle solaire 23. Nous avons aussi comparé les variations régulières Sq au Vietnam avec des variations régulières Sq en moyennes latitudes, dans les trois secteurs de longitude (asiatique, africain et américain) et les deux hémisphères durant les différentes saisons pour caractériser le Sq au Vietnam. Nous présentons aussi dans ce chapitre 3, les résultats concernant l'analyse des paramètres ionosphériques sur plusieurs cycles solaires à Phu Thuy-Vietnam et le modèle de conductivités ionosphériques développé pour le Vietnam. Nous analysons les variations à long terme des paramètres ionosphériques durant 4 cycles solaires, en fonction du cycle solaire, de la saison et de la journée. Nous analysons les comportements de l'ionosphère à l'échelle locale. Enfin le dernier chapitre présente les simulations des variations à long terme de la fréquence critique de la région F2, foF2, observée à Phu Thuy au Vietnam, à l'aide du modèle TIEGCM du NCAR. Ce modèle nous a permis d'étudier les influences des marées migrantes diurnes et semi diurnes, des marées non-migrantes diurnes et semi diurnes de la basse atmosphère, et des changements d'activités géomagnétiques sur la variation à long terme de foF2. Nous avons alors montré que les marées de la basse atmosphère jouaient un rôle important dans la variation à long terme de foF2.

Mots clés: Relation Soleil Terre, Cycle solaire, Champ magnétique terrestre (variations transitoires du champ magnétique terrestre), Ionosphère (conductivité ionosphériques, courants ionosphériques et champ électrique), Marées thermosphériques, Electrodynamique de l'ionosphère (dynamo ionosphérique).

Abstract

The flow of electric currents in the dynamo region (90-150km) of the ionosphere generates regular daily variations of the magnetic field observed at ground bases and middle latitudes, called Sq (solar quiet) by Chapman and Bartels (1940) or SR (Solar regular) by Mayaud (1967). This thesis, we study the regular variation of the magnetic field in Vietnam in the overall framework of relations Sun-Earth's and ionosphere modeling. The first chapter presents an all concepts necessary for the sun, the solar magnetic field the Earth's magnetic field, and the interaction between the sun and the earth of the thesis. The second chapter presents solar and magnetic indices, parameters of the solar wind, magnetic observations, ionospheric data, and models MSIS90 and TIEGCM useful. In chapter 3, we present the results obtained from magnetic observations on the regular variation and characteristics of Sq during Solar Cycle 23 at Phu Thuy - Vietnam. We compared regular variations Sq in Vietnam with regular variations Sq in midlatitude, in the three longitude sectors (Asian, African and American) and the two hemispheres for different seasons, and in both hemispheres. This chapter shows the basic characteristics of Sq in Vietnam. Chapter 3 also presents the results concerning the analysis of ionospheric parameters over several solar cycles at Phu Thuy, Vietnam and model of ionospheric conductivity in Vietnam. We analyzed the long-term variations in solar cycle, seasonal and diurnal ionospheric parameters. We show in detail the behavior of the ionosphere at the local and long-term variation of foF2 of the F2 region. The final chapter uses the simulation of long-term variations of the critical frequency foF2 of the F2 region by TIEGCM NCAR to study the long-term variation of foF2 observed at Phu Thuy. This model allowed us to study the tidal influences diurnal and semi diurnal migrants, migrant non-diurnal and semi diurnal lower atmosphere, and changes of geomagnetic activity on the long-term variation of foF2. We then showed that the tides in the lower atmosphere were important in the long term variation of foF2.

Key words: Relationship Sun Earth, Solar Cycle, Earth's magnetic field (transient variations of the magnetic field), Ionosphere (ionospheric conductivities, ionospheric currents and electric field), thermospheric tides, Electrodynamics of the ionosphere (ionospheric dynamo).

Table des Matières

Introduction Générale	**1**
<u>Chapitre 1</u>: Relations Terre Soleil	**5**
1.1- Soleil et champ magnétique solaire……..	5
1.1.1- Le structure du Soleil……...	5
1.1.2- Champ magnétique……..	6
1.1.2.a- L'effet ω…….....	9
1.1.2.b- L'effet α……..	9
1.2- Le champ magnétique terrestre/La dynamo interne.....	11
1.3- Interactions entre le soleil et la terre.....	13
1.3.1- La dynamo vent solaire/magnétosphère.....	13
1.3.2- Ionosphère et dynamo ionosphérique.....	16
1.3.2.1- Ionosphère.....	16
1.3.2.1.1- Formation des couches ionisées……...	16
1.3.2.1.2- Structure de l'ionosphère…….	18
1.3.2.1.2a- La couche D.....	18
1.3..2.1.2b- La couche E.....	19
1.3.2.1.2c- La couche F.....	19
1.3.2.1.3- Effet fontaine équatoriale……	20
1.3.2.2- Dynamo ionosphérique régulière: mécanisme.……	21
1.3.2.2.1- Système de courant électrique ionosphérique régulier (Relation entre les densités de courant et le champ magnétique terrestre).....	24
1.4- Conclusion	26
<u>Chapitre 2</u>: Modèles et données	**29**
2.1- Les indices solaires et magnétiques.....	29
2.1.1- L'indice Rz…….	29
2.1.2- L'indice F10.7…….....	30
2.1.3- L'indice am…….	31
2.2- Les données.....	34

2.2.1- Les données de vent solaire.....	34
2.2.2- Les données à l'observatoire du Vietnam.....	34
2.2.2.a- Les données magnétiques calmes.....	36
2.2.2.b- Les données ionosphériques……..	37
2.3- Les modèles.....	40
2.3.1- Le modèle MSIS 90.....	40
2.3.2- Le modèle TIE-GCM.....	40
2.4- Conclusion.....	42
<u>Chapitre 3</u>: Variations de l'ionosphère et spécificité du champ magnétique au Vietnam	**43**
3.1- Introduction…….	43
3.2- Analyse des paramètres électrodynamiques ionosphériques.....	44
3.2.1- Analyse des paramètres ionosphériques sur plusieurs cycles solaires à Phu Thuy.....	44
3.2.1.1- Analyse des données.....	44
3.2.1.2- Les variations en fonction du cycle solaire et les variations à long terme.....	45
3.2.1.3- La variation saisonnière.....	51
3.2.1.4- La variation diurne.....	55
3.2.1.5- Conclusion.....	59
3.2.2- Modèle de conductivité.....	60
3.2.2.1- Formule de conductivité.....	60
3.2.2.2- Analyse des données.....	62
3.2.2.3- La variation des profils des conductivités ionosphériques.....	65
3.2.2.4- Conclusion.....	71
3.3- Etude de la variation régulière du champ magnétique au Vietnam: Sr.....	71
3.3.1- Analyse des données…….	71
3.3.2- La variation en fonction du cycle solaire.....	75
3.3.3- La variation saisonnière.....	77
3.3.4- La variation moyenne diurne: comparaison avec les autres observatoires.....	82
3.3.5- Conclusion.....	87

<u>Chapitre 4</u>: Simulation des variations à long terme de la fréquence critique de la région F2 : foF2	**89**
4.1- Introduction……..	89
4.2- Calcul des maxima de la densité électronique par le modèle TIEGCM.....	90
4.3- Résultats du modèle et comparaisons avec les observations.....	92
4.3.1-Simulation du changement d'activité géomagnétique.....	92
4.3.2-Simulation des marées migrantes thermosphériques.....	97
4.3.3-Simulation des marées non migrantes.....	100
4.4- Conclusion.....	103
Conclusion Générale	**105**
Références bibliographiques	**109**
Annexe 1: Conductivités ionosphériques	**121**
Annexe 2: Les articles	**129**

Introduction Générale

Le champ géomagnétique observé au sol ou en basse altitude est l'objet de nombreuses études appartenant à la géophysique interne ou externe car il intègre l'influence de nombreux processus physiques. Les données du champ magnétique terrestre ont été utilisées et sont encore utilisées pour étudier les courants électriques ionosphériques, les courants électriques magnétosphériques ainsi que les marées atmosphériques, les marées océaniques, la sismicité, etc....

Ce champ géomagnétique résulte des contributions de 4 sources principales qui se situent : 1°) dans le noyau terrestre, 2°) dans la croûte terrestre, 3°) dans l'ionosphère et 4°) dans la magnétosphère. Les composantes des sources qui sont dans le noyau et la croûte terrestre, sont les composantes internes et celles des sources qui sont dans l'ionosphère et la magnétosphère, sont les composantes externes du champ magnétique terrestre.

Le champ d'origine nucléaire ou champ principal représente près de 99% du champ total mesuré à la surface de la terre. Sa variation au cours d'une année, appelée variation séculaire, est de l'ordre de 1%. Le champ du aux roches aimantées de la croûte terrestre, est considéré comme statique à l'échelle des temps géologiques (Y. Cohen, 1989). Les composantes d'origine externe sont les principales causes des variations rapides appelées variations transitoires du champ magnétique terrestre. Elles sont associées aux systèmes de courants qui circulent dans l'ionosphère et la magnétosphère. Aux variations transitoires liées aux sources externes s'ajoute une partie interne due aux courants qu'elles sont susceptibles d'induire dans la terre solide.

Les variations transitoires du champ magnétique terrestre se scindent en variations irrégulières et en variation journalière régulière, S_R (Mayaud, 1965). Dans ce travail, nous nous intéresserons essentiellement à la variation journalière régulière S_R, dont la périodicité est à l'échelle d'un jour solaire. La variation journalière régulière S_R est liée aux systèmes de courants électriques circulant dans la région E (altitudes 90 à 160km) de l'ionosphère éclairée. Ces courants sont générés sous l'action des marées atmosphériques qui provoquent le déplacement des particules chargées au travers des lignes de force du champ magnétique terrestre (c'est la dynamo ionosphérique régulière). Durant le projet AIEE (Année

internationale de l'électrojet équatorial 1992-1994), Doumouya et Cohen (2004) ont découvert que la variation diurne de l'amplitude de la composante horizontale H du S_R du champ magnétique terrestre observé par le satellite CHAMP est plus forte dans le secteur asiatique que dans les secteurs d'Afrique et d'Asie. Ces observations ont conduit à développer une coopération entre le GIRGEA (Groupe International de Géophysique Europe Afrique) et l'Institut de Géophysique à Hanoi (Vietnam), afin de comprendre ce phénomène.

Nous avons mesuré le champ magnétique terrestre à l'observatoire de Phu Thuy (Vietnam) durant le cycle solaire 23. Nous avons aussi mesuré les paramètres ionosphériques à l'observatoire de Phu Thuy durant les cycles solaires 21, 22 et 23. Dans ce travail nous analyserons le champ magnétique et les couches de l'ionosphère à Phu Thuy. Notre étude a été développée dans le cadre de l'Année Héliophysique Internationale (AHI) et du programme CAWSES (Climate and Weather in the Sun Earth System) (Amory-Mazaudier et al., 2006).

Nous présentons dans le premier chapitre toutes les notions nécessaires à la compréhension de la thèse qui s'inscrit dans le cadre de l'électromagnétisme à grande échelle du système Terre Soleil. Il comprend des rappels concernant le Soleil et le champ magnétique solaire, le champ magnétique terrestre, la physique de base des plasmas nécessaire à l'étude, essentiellement la physique des courants électriques dans l'ionosphère et leurs relations avec les variations régulières du champ magnétique terrestre en moyennes et basses latitudes. Nous utilisons les Loi d'Ohm, d'Ampère et de Biot et Savart.

Le chapitre 2 décrit les données et les modèles d'ionosphère et d'atmosphère utilisés dans notre étude. Il s'agit des indices solaires et magnétiques, des paramètres du vent solaire, des observations magnétiques, des données ionosphériques durant les périodes de faible activité magnétique ainsi que les caractéristiques des instruments développés et mis en œuvre, et nous terminons ce chapitre par la présentation des modèles MSIS90 et TIEGCM.

Le chapitre 3 présente les caractéristiques particulières de la variation régulière du champ magnétique Sq observé à l'observatoire de Phu Thuy au Vietnam durant le cycle solaire 23 et. C'est la première étude sur les courants électriques ionosphériques au Vietnam. Les résultats obtenus présentent principalement une très forte asymétrie équinoxiale du Sq, et conduiront prochainement à un travail de modélisation du système Sq à Phu Thuy.

Le chapitre 3 présente aussi les analyses des paramètres caractéristiques des couches de densité électronique de l'ionosphère sur plusieurs cycles solaires à Phu Thuy, ainsi qu'un modèle de conductivité ionosphérique basée sur ces densités électroniques. Ceci permettra de comprendre plus en détail les comportements de l'ionosphère à l'échelle locale. Les résultats obtenus ont permis de découvrir l'existence de variations à long terme de l'ionisation à Phu Thuy.

D'autres investigations avec des modèles sont nécessaires pour expliquer toutes ces caractéristiques, et notamment ceux liés aux variations à long terme des couches et celles liées aux variations du cycle de taches solaires, nous utilisons, au chapitre 4, le modèle de circulation générale TIE-GCM (Thermosphere-Ionosphere-Electrodynamics General Circulation Model) du NCAR (National Center for Atmospheric Research), qui est conçu pour calculer les échanges énergétiques, la chimie, la dynamique et l'électrodynamique du système global "Themosphère-Ionosphère" entre 97km et 500km d'altitude. Nous étudions notamment, à l'aide de ce modèle, les influences des marées atmosphériques et du champ géomagnétique principal pour comprendre la physique de la région F et expliquer les variations à long terme de l'ionisation.

Nous terminons par une conclusion générale où nous dégageons les résultats principaux obtenus, et proposons en perspective quelques orientations pour prolonger ce travail.

Chapitre 1

Relations Terre Soleil

Dans ce chapitre seront introduites et décrites toutes les notions nécessaires à la compréhension de ce travail qui s'inscrit dans le cadre de l'électromagnétisme à grande échelle du système Terre Soleil.

1.1- Soleil et champ magnétique solaire

1.1.1- Le structure du Soleil

La structure interne de notre étoile est aujourd'hui plutôt bien définie à partir des observations de sa surface, mais aussi en analysant indirectement l'intérieur via des méthodes telles que l'hélio sismologie, qui consiste à étudier les mouvements sismiques de l'intérieur du Soleil. On distingue trois parties, propres à une étoile telle que notre soleil (figure 1.1):

Le noyau: Plus de 50% de la masse du Soleil est contenue dans le noyau. Occupant environ un quart du rayon solaire, la densité est de l'ordre de $1{,}6.10^5$ kgm^{-3}, avec une température de l'ordre de 15 millions de degrés, ce qui permet les réactions de fusion nucléaire transformant l'hydrogène en hélium via le cycle proton-proton.

La zone radiative: Cette zone s'étend jusqu'à 0.7 R_O. L'énergie issue des réactions nucléaires est à environ 80% sous forme de radiation. Ces photons sont dans un environnement fortement ionisé. Ils vont fortement interagir avec les électrons libres ainsi qu'avec les ions. Ces photons sont d'abord absorbés, puis émis, puis de nouveau absorbés puis réémis.

La zone convective: Le transport des photons via des mouvements de plasma est efficace pour évacuer l'énergie jusqu'à la surface. Des remontées de plasma chaud croisent du plasma froid qui redescend dans les couches plus profondes. Un proton ne met qu'une dizaine de

jours pour traverser la zone convective. Ensuite le milieu est suffisamment peu dense pour que l'énergie puisse de nouveau être évacuée radiativement car le milieu devient optiquement mince et est sans interaction avec les photons, c'est l'atmosphère solaire. On définit la photosphère comme la surface du Soleil.

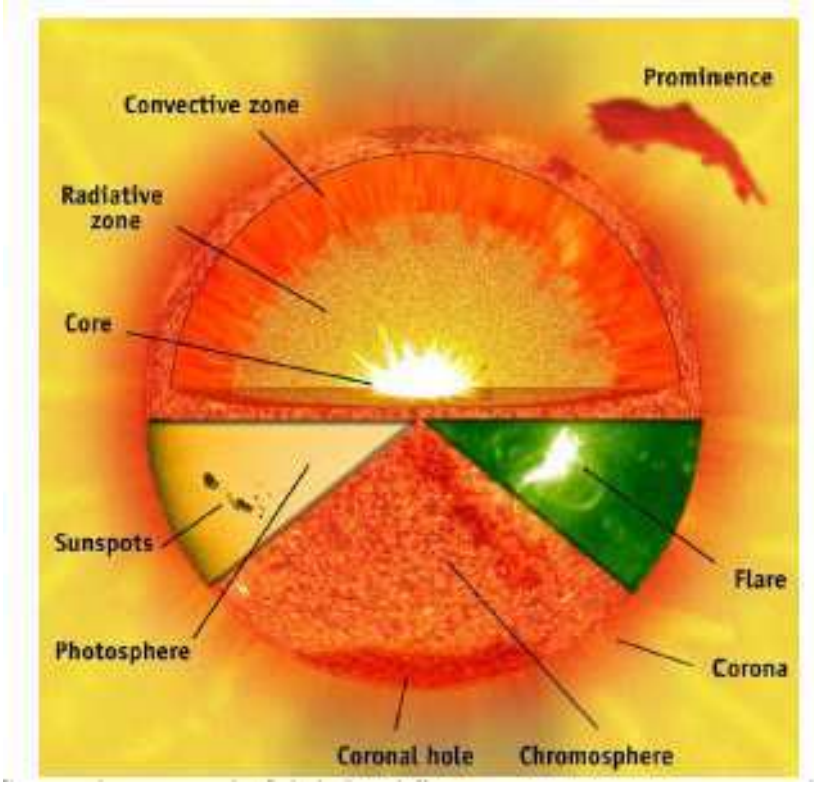


Figure 1.1 Présentation le structure interne et quelques particularités de la surface comme les taches solaires du Soleil. ESA, NASA

1.1.2- Champ magnétique

Dès début du 17ème siècle, Christophe Scheiner et Galilée ont commencé à mesurer et à découvrir les taches solaires à la surface du Soleil. Ce sont des zones où le champ magnétique est particulièrement intense. Ce champ magnétique est principalement généré dans la tachocline, zone de transition entre la zone radiative, en rotation uniforme, et zone convective (figure 1.1) qui est en rotation différentielle, le plasma tournant plus vite à l'équateur qu'au pôle. On peut décomposer ce champ magnétique en deux composantes: un champ poloïdal, dont les lignes de force sont principalement dans les plans contenant l'axe solaire, et un champ toroïdal avec des lignes de force concentriques autour de l'axe solaire. En 1971, Pneuman et Kopp ont proposé le modèle de la composante dipolaire (figure 1.2). Par l'analyse

de séries d'indices magnétiques Aa, Mayaud (1971, 1972), Legrand et Simon (1989) et, Simon et Legrand (1989) ont trouvé que le champ magnétique dipolaire du Soleil est responsable de 91,5% de l'activité géomagnétique. Seulement 8,5% de l'activité géomagnétique est lié au cycle de tache solaire. Cela signifie que le cycle d'activité solaire est directement lié à l'évolution de ces deux composantes au cours du temps. La figure 1.3 présente une représentation schématique de ce cycle, qui conditionne l'activité globale du Soleil.

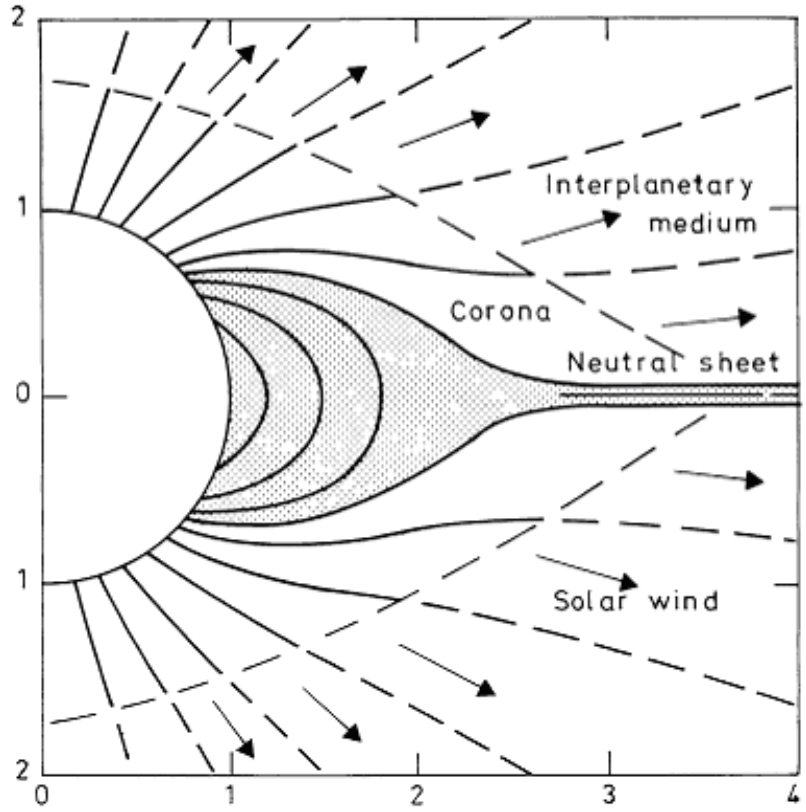


Figure 1.2: Présentation le modèle de la composante dipolaire (Pneuman et Kopp, 1971)

Commençons en période de minimum solaire, la composante toroïdale est nulle, le champ magnétique global peut se simplifier en un champ de type dipolaire, l'hémisphère Nord est de polarité nord comme le montre la figure 1.3.a. Le Soleil est dit calme, sans tache, la photosphère étant bien homogène. La caractérisation d'une photosphère calme est compliquée dans les faits : tout dépend du niveau de résolution des images, pour discerner les structures magnétiques de petite échelle. La surface du Soleil est également en rotation différentielle: la période de rotation est d'environ 30 jours au pôle, pour 25 jours à l'équateur. Sous l'effet de

cette rotation différentielle en surface, les lignes de champs se déforment et commencent à s'enrouler autour du Soleil. La composante du champ toroïdal n'est plus nulle comme le montre les figures 1.3.b et 1.3.c. Lorsque certaines lignes de champ ont une composante toroïdale maximale, des tubes de flux émergent en surface, des taches apparaissant à la surface. Nous pouvons voir sur les figures 1.3.d et 1.3.e la formation de groupes de taches. Dans l'hémisphère nord, les taches qui précédent sont de polarité positive, les taches qui suivent sont de polarité négative selon le sens de rotation du Soleil. Ces taches changent tous les 11 ans. Les taches migrent vers l'équateur, impliquant une diminution du champ toroïdal au profit du champ poloïdal. Cela résulte en un nouveau minimum solaire, avec une polarité magnétique inversée, comme le montre la figure 1.3.f. En réalité, ces cycles ne se succèdent pas parfaitement, si bien qu'il existe une courte période pendant laquelle les deux champs toroïdal et poloïdal sont bien présents afin d'expliquer des chevauchements de cycles. Ce cycle s'effectue approximativement en 11 ans, il faut environ 22 ans (Hale, 1919) pour obtenir un cycle magnétique complet, le Soleil retrouvant sa configuration magnétique de départ.

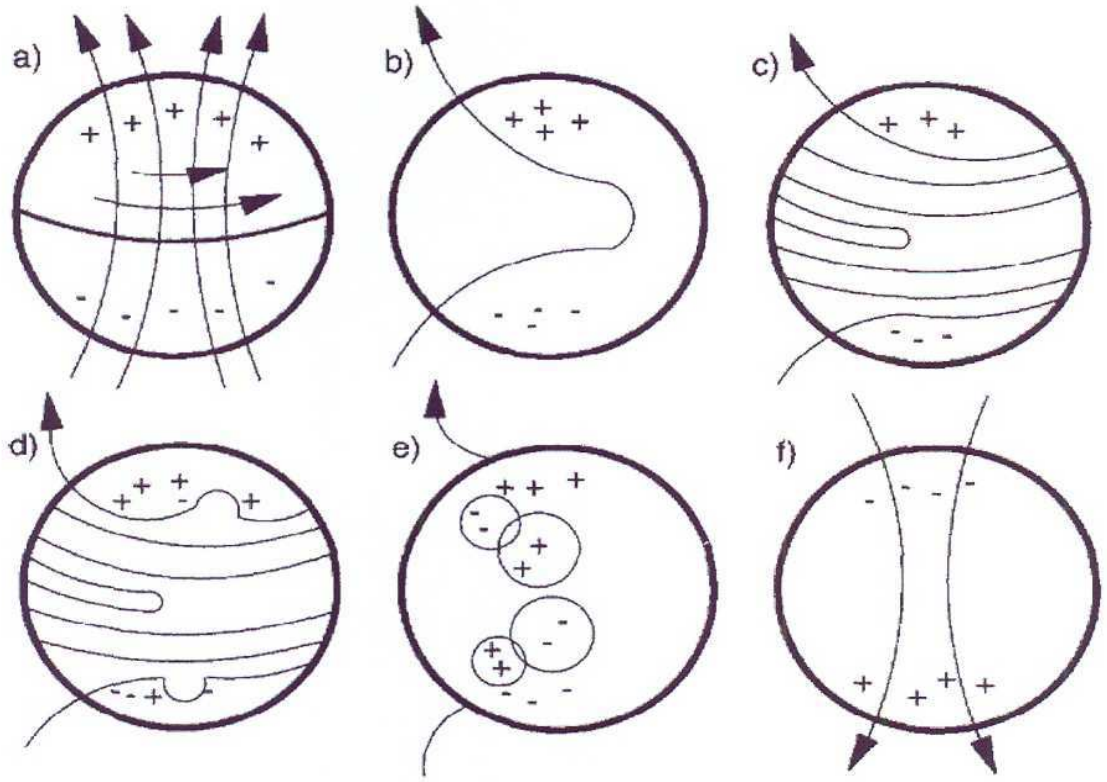


Figure 1.3: Cycle solaire magnétique (Paterno, 1998)

Récemment, Paterno (2006) a examiné les phénomènes dynamo solaire pour comprendre la machine dynamo solaire en termes de couplage de 2 effets l'effet ω (figure 1.4a) et l'effet α (figure 1.4b) liés aux différents mouvements du Soleil.

1.1.2a- L'effet ω

Les champs magnétiques qui se développent à l'intérieur du Soleil sont étirés par la rotation différentielle (le taux de rotation étant une fonction de la latitude et du rayon du Soleil) et s'enroulent autour du Soleil. Ce phénomène est appelé l'effet "Oméga" en raison de l'existence d'une boucle fermée qui relie les deux pôles du Soleil, ressemblant à lettre grecque en question (figure 1.4a). C'est la rotation différentielle du Soleil en fonction de la latitude donne une orientation nord-sud aux lignes de forces du champ magnétique et qui finissent par l'encercler en l'espace de 8 mois.

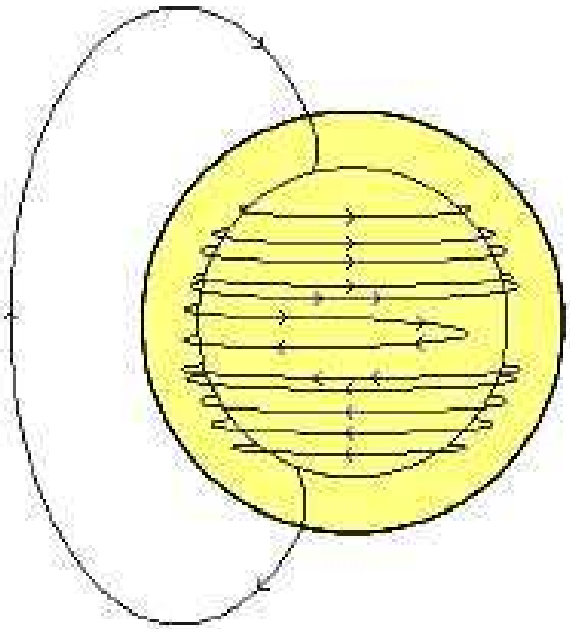


Figure 1.4a: L'effet ω (Paterno, 2006)

1.1.2b- L'effet α

Le fait que les lignes de forces du champ magnétique soient inversées et tordues est provoqué par la rotation du Soleil. Ce phénomène est appelé l'effet "Alpha" parce que cette lettre grecque rappelle une boucle inversée (figure 1.4b). Les premiers modèles de la dynamo solaire assumaient que l'inversion était produite par les effets de la rotation du Soleil sur de

vastes flots convectifs qui portaient la chaleur interne jusqu'à la surface solaire. Mais cette théorie entraînait des inversions bien trop nombreuses et produisait des cycles magnétiques qui ne duraient pas plus de deux ans. Des modèles "dynamos" plus récents considèrent que l'inversion est provoquée par la rotation du Soleil qui agit sur la remontée de "tubes" de champs magnétiques des profondeurs du Soleil. L'inversion des lignes de forces engendrées par cet effet Alpha formeraient les groupes de taches obéissant à la loi de Joy (inclinaison des groupes) et créeraient l'inversion du champ magnétique d'un cycle de taches solaires à l'autre (loi de Hale).

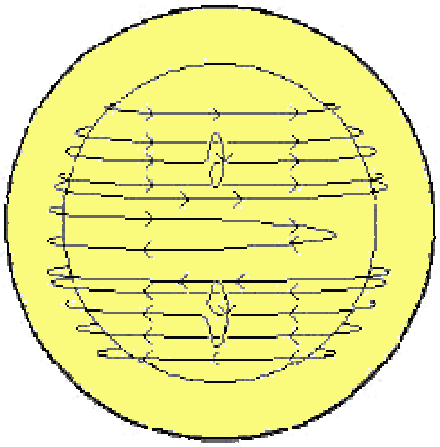


Figure 1.4b: L'effet α (Paterno, 2006)

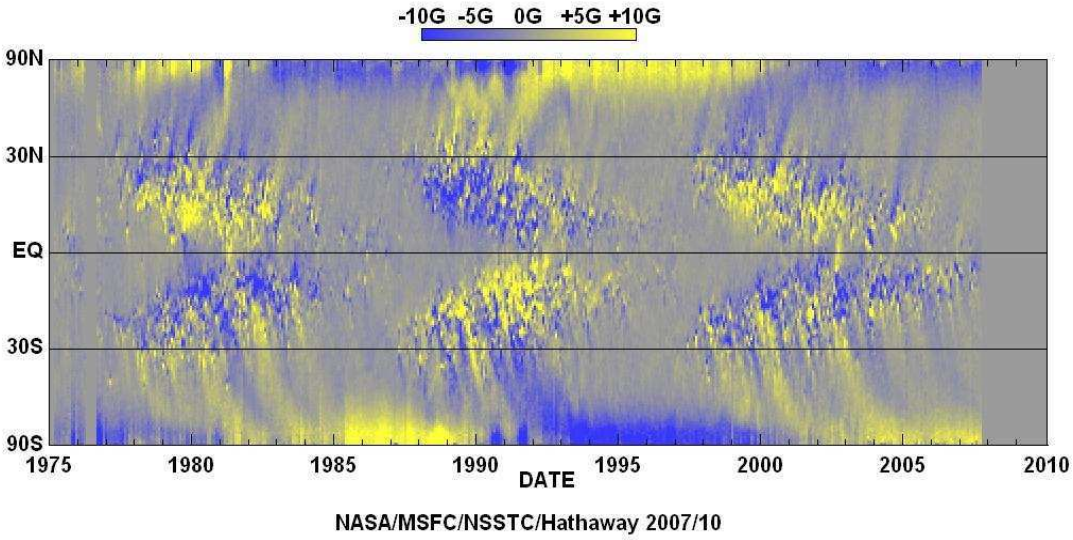


Figure 1.4c: Présentation les diagrammes papillon du cycle des taches solaires et le champ dipolaire du Soleil.

La figure 1.4c présente l'évolution du cycle des taches solaires depuis 1975, mettant en évidence le cycle de 11 ans et le champ dipolaire de 22ans en jaune et en bleu. La distribution spatiale de ces taches à la surface du disque solaire est également représentée: la forme caractéristique en ailes de papillon exprime la migration des taches vers l'équateur et illustre clairement le modèle du cycle magnétique schématisé par la figure 1.2.

1.2- Le champ magnétique terrestre/La dynamo interne

La Terre est une planète qui possède un champ magnétique. En 1839, Gauss établit que le champ magnétique terrestre est celui d'un dipôle dont l'axe est incliné d'une dizaine de degrés par rapport à l'axe de la Terre. Il en déduit que l'origine du champ magnétique est interne. Les études de sismologie montrent que le centre de la Terre est composé d'une graine de fer solide entourée d'un noyau de fer et de nickel en fusion.

Selon les auteurs Jault et al., 2010 «*Le fonctionnement de la dynamo terrestre reste assez mystérieux. Actuellement les géophysiciens explorent deux moteurs possibles des mouvements internes du noyau terrestre : d'une part les mouvements de l'axe de rotation de la Terre ; d'autre part la différence de température entre le centre de la Terre et sa surface.* »

Les études de paléomagnétisme ont montré que, pour une raison encore inconnue, les pôles magnétiques s'inversaient régulièrement. Actuellement, le pôle nord magnétique se trouve à proximité du pôle sud géographique.

Le champ magnétique enregistré à la surface de la terre est la somme des différentes composantes (source interne et source externe):

$$B = B_p + B_a + B_e + B_{ind} \qquad \text{(eq.1.1)}$$

Le champ principal B_p (99% de l'intensité du champ total, Le Mouël, 1976) est créé par la dynamo nucléaire (source interne) qui est générée par les mouvements du noyau fluide de la terre (figure 1.5). A la surface de la terre et sur toute l'épaisseur de l'atmosphère, la majeure partie de ce champ peut être grossièrement assimilée à celui d'un dipôle localisé près du centre de la terre et dont l'axe est incliné de 11,4°environ par rapport à l'axe de rotation du globe terrestre. Son intensité qui varie en fonction de la latitude et de la longitude, est en moyenne comprise entre 30 000 nT à l'équateur et 60 000 nT aux pôles. Le champ magnétique terrestre varie très lentement sur des périodes allant de quelques années à des millénaires (Courtillot et al., 1978; Courtillot et Le Mouël, 1984).

Le champ d'anomalie de la croûte B_a (source interne) est lié aux roches aimantées de la croûte terrestre. Ces anomalies peuvent atteindre plusieurs centaines de nano Teslas à la surface de la terre. Leurs effets s'estompent rapidement en fonction de l'altitude. La contribution de ce champ d'anomalie au champ magnétique terrestre, mesurée par le satellite MAGSAT a été étudiée par Y. Cohen (1989). Son intensité à l'altitude de MAGSAT atteint 20 nT. Cette quantité peut être comparable aux valeurs du champ externe B_e mesuré à cette altitude. Ce champ est statique à l'échelle des temps géologiques c'est-à-dire de l'ordre de millions d'années (Mandea et Lesur, 2009; Langlais et al., 2009).

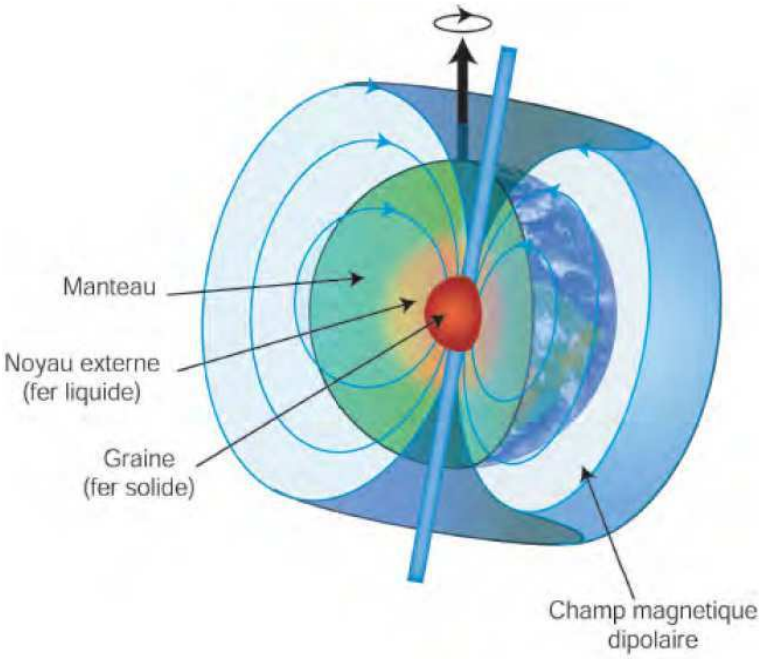


Figure 1.5: La dynamo interne générée par les mouvements du noyau liquide, à l'origine du champ géomagnétique principal. Les lignes (bleues) du champ magnétique ont une structure grossièrement dipolaire

Les variations transitoires du champ magnétique terrestre, représentées par Be, correspondent aux effets magnétiques des systèmes de courants circulant dans l'ionosphère et la magnétosphère (champ d'origine externe). Le caractère transitoire de B_e induit des courants dans le manteau terrestre (couche conductrice), à l'origine du champ B_{ind}. Les amplitudes des composantes Be et Bind sont de l'ordre de 10 à 1000 nT. Les variations transitoires du champ magnétique terrestre ΔB dues aux sources extérieures présentent des variations à des échelles de temps variant de la fraction de seconde au cycle solaire (22 ans).

$$\Delta B = Be + Bind \qquad \text{(eq.1.2)}$$

Les courants électriques à l'origine de ces variations transitoires sont générés par deux actions dynamos, à savoir "la dynamo vents solaire/magnétosphère" et "la dynamo ionosphérique".

1.3- Interactions entre le soleil et la terre

1.3.1- La dynamo vent solaire/magnétosphère

La magnétosphère est une cavité née de l'interaction entre le vent solaire et le champ magnétique terrestre (Chapman et Ferraro, 1931). Le vent solaire est un plasma magnétisé, sans collision, de faible densité. Le vent solaire emporte avec lui une infime partie du champ magnétique solaire. Ceci est à l'origine de l'existence du champ magnétique interplanétaire dont les lignes dessinent une spirale d'Archimède (dite de Parker). Au niveau de l'orbite terrestre, le champ magnétique interplanétaire fait un angle d'à peu près 45° avec la direction Soleil-Terre

Le vent solaire s'écoule continuellement autour de la magnétosphère terrestre à la vitesse moyenne de 400 km/s. Par ce mouvement, un champ électrique dynamo $\vec{E} = \vec{V}_s \wedge \vec{B}i$ de grande échelle est vu dans le repère terrestre, conséquence du gel du champ magnétique interplanétaire dans le plasma du vent solaire. Ce phénomène est connu sous le nom de « dynamo vent solaire/magnétosphère ». Deux mécanismes physiques sont évoqués pour expliquer ce transfert (Mazaudier et Cohen, 1990): l'interaction visqueuse entre le vent solaire et la magnétosphère (Axford et Hines, 1961), la reconnexion des champs magnétiques terrestre et interplanétaire (Dungey, 1961).

En 1961, Axford et Hines ont proposé le concept de la dynamo vent solaire/magnétosphère et aussi la convection magnétosphérique. L'interaction visqueuse entre le vent solaire et la magnétosphère est l'entraînement par le plasma solaire d'une partie du plasma magnétosphérique proche de la magnétopause, frontière extérieure de la magnétosphère en contacte avec le milieu interplanétaire. La charge d'espace engendrée par ce processus au voisinage de la magnétopause produirait un champ électrique dirigé de l'aube au crépuscule dans la magnétosphère. La figure 1.6 représente ce mécanisme.

Un autre mécanisme proposé par Dungey (1961) est représenté sur la figure 1.7. Ce mécanisme est appelé « reconnexion ». La reconnexion des champs magnétiques terrestre et interplanétaire est la jonction entre les lignes de force des deux champs. Le potentiel électrique interplanétaire est alors transmis suivant les lignes magnétiques nouvelles ainsi formées.

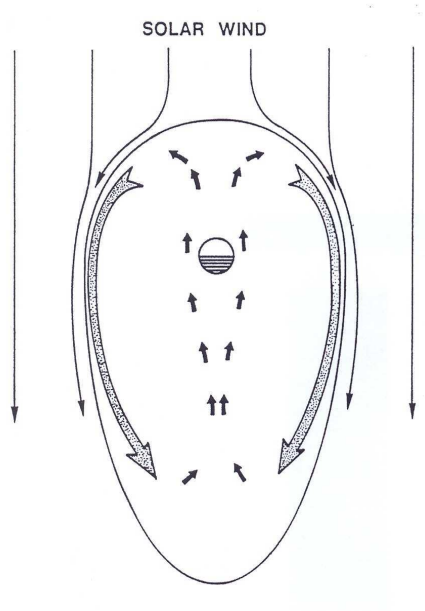


Figure 1.6: Interaction visqueuse entre les vents solaires et la magnétosphère (Axford and Hines, 1961).

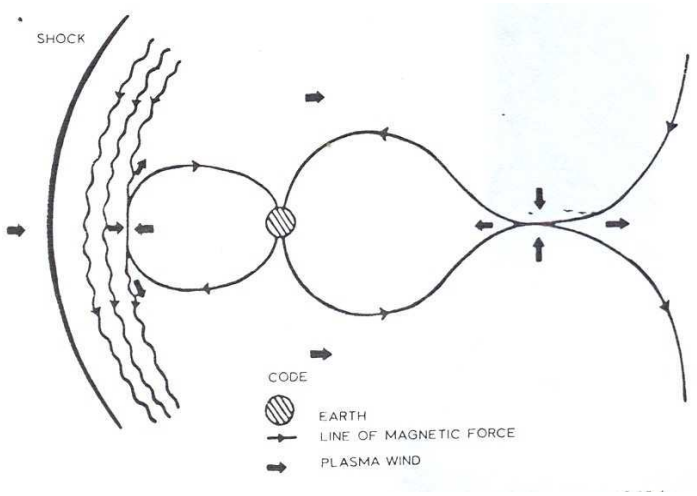


Figure 1.7: Mécanisme de reconnexion entre les champs magnétiques interplanétaire et géomagnétique (Dungey, 1961)

Le mécanisme de la reconnexion peut provoquer des différences de potentiels de 200 kV aux bornes de la magnétosphère alors que la convection magnétosphèrique génère des différences de potentiel plus faibles ~ dizaine de kV.

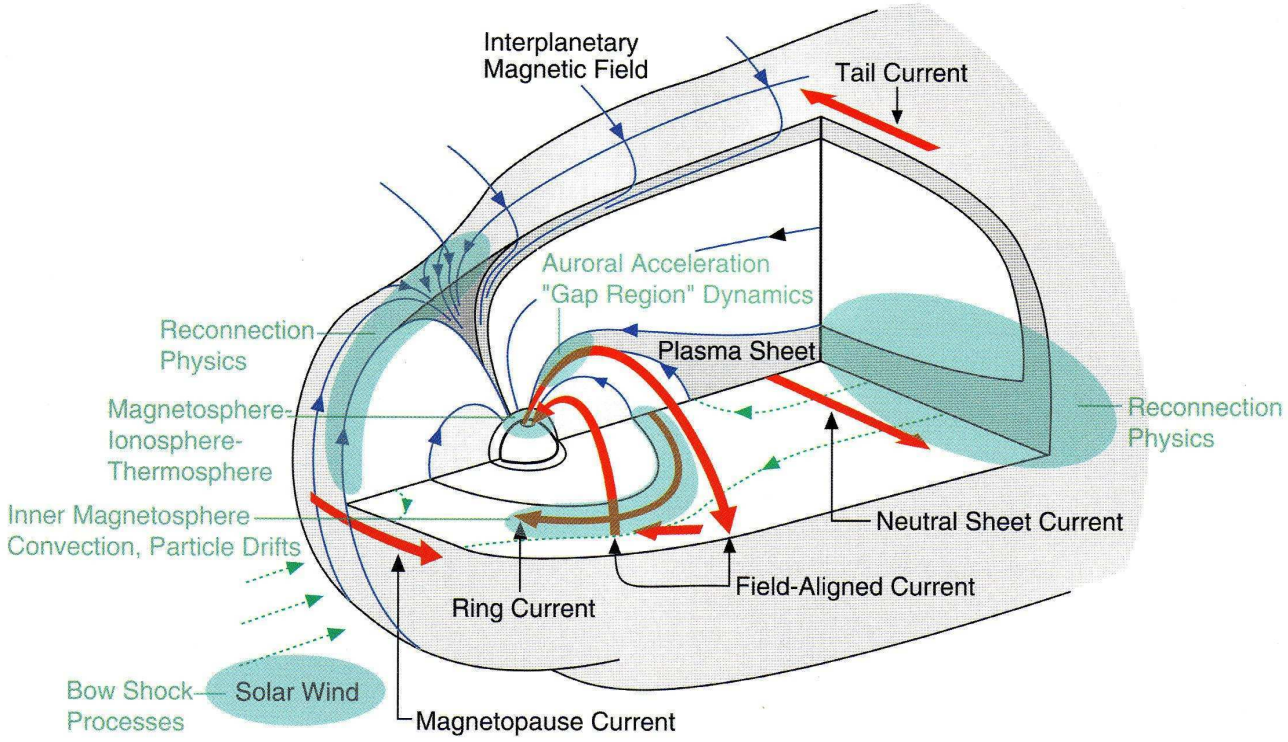


Figure 1.8: Configuration des courants dans la magnétosphère. Les flèches rouges indiquent les différents courants circulant dans la magnétosphère.

Des systèmes de courants électriques sont générés par la dynamo vent solaire-magnétosphère (Akasofu et Chapman, 1961; Cole, 1966, Fukushima et Kamide, 1973) sur la magnétopause, ce sont les courants de Chapman-Ferraro (Chapman-Ferraro, 1931). Dans le plan équatorial de la magnétosphère il y a le courant annulaire qui circule entre 5 et 6 rayons terrestres (figure 1.8). Il y a les courants dans la queue de la magnétosphère et les courants alignés (Birkeland, 1908, 1913) qui relient les courants de la magnétosphère aux courants de l'ionosphère. La figure 1.8 représente la topologie de l'ensemble des courants de la magnétosphère. Ces courants sont responsables des perturbations magnétiques observées sur les magnétogrammes au sol telles que les D_{CF} (CF pour Chapman-Ferraro), D_R (R pour Ring current) et D_T (T pour Tail current). Les renforcements périodiques du vent solaire entraînent

une amplification de ces courants magnétosphériques, causant de fortes perturbations magnétiques dont les plus dramatiques sont les orages magnétiques.

1.3.2- Ionosphère et Dynamo ionosphérique

1.3.2.1- Ionosphère

1.3.2.1.1- Formation des couches ionisées

L'ionosphère est la région ionisée de la haute atmosphère qui s'étend de 50 à environ 1000 km au-dessus de la surface de la Terre. Le rayonnement du soleil UV et EUV ionise les atomes et molécules neutres en produisant des électrons et des ions. Le rayonnement corpusculaire intervient plus ponctuellement et plus localement dans la production d'électrons. Les processus d'ionisation sont contrebalancés par des processus de pertes électroniques à travers la recombinaison ou l'attachement à des molécules neutres, ainsi que par des mouvements horizontaux et verticaux de cette ionisation.

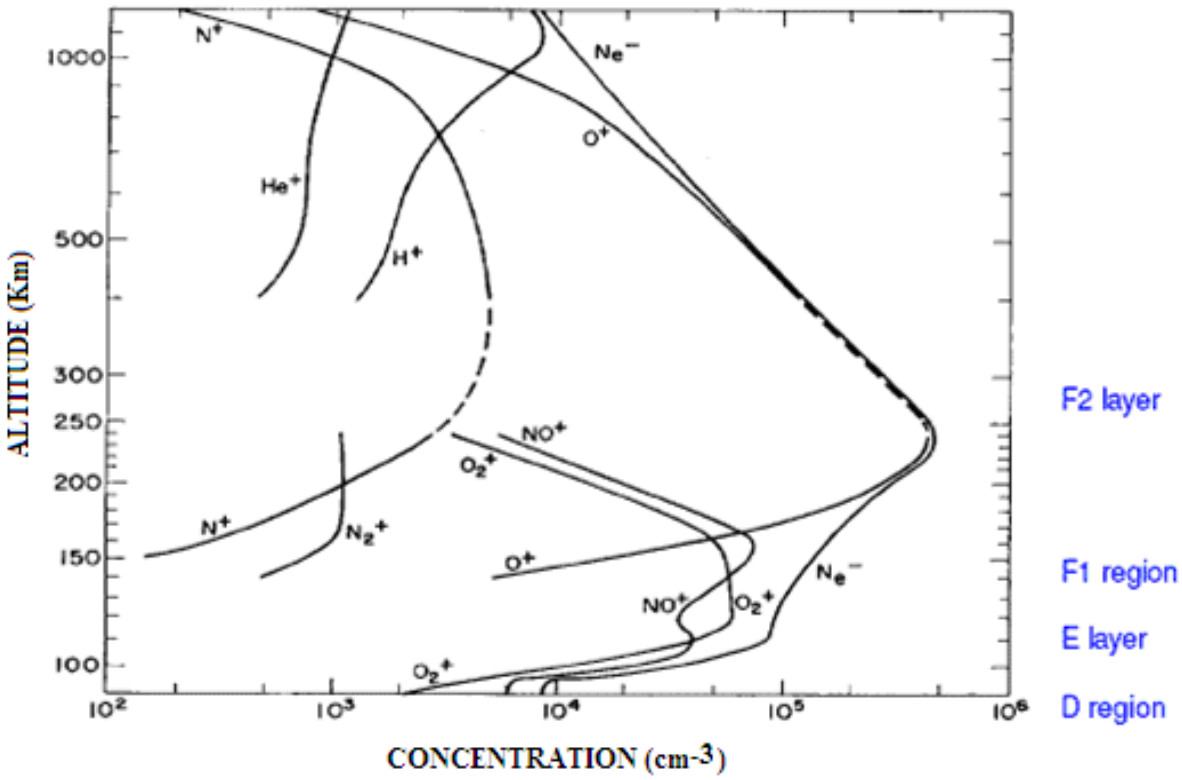


Figure 1.9: Concentration des différents ions dans l'ionosphère en fonction de l'altitude. Les régions de l'ionosphère sont indiquées à droite de la figure (C.Y. Johnson, J. Geophys. Res. 71, 330 (1966)).

Ainsi sont formées différentes régions en fonction de la composition des ions et du gaz atmosphérique neutre. Ces régions sont appelées couches ionosphériques, on les désigne par les lettres D, E et F par ordre croissant avec l'altitude. La figure 1.9 (C.Y. Jonnson, J. Geophys. Res. 71, 330 (1966)) montre les densités des différents ions et des électrons qui généralement croit aux basses altitudes (h < 150-200 km) puis qui décroît très rapidement quand l'altitude croît. La figure 1.10 présente les couches de l'ionosphère dans le matin et la nuit (S. J. Bauer, Physics of Planetary Ionospheres, 1973).

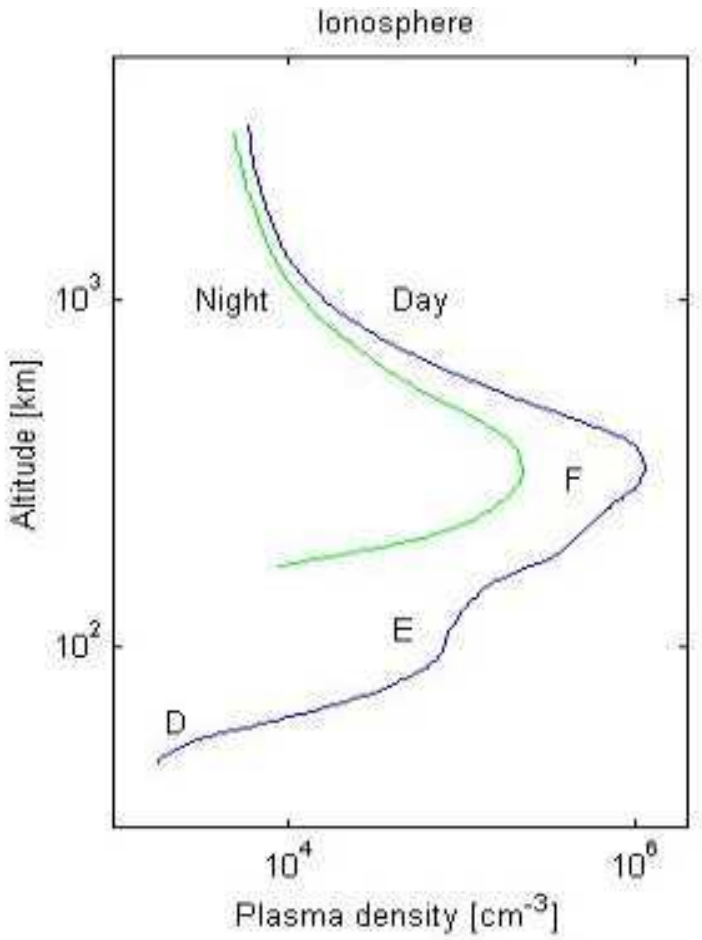


Figure 1.10: Les couches de l'ionosphère dans le matin et la nuit (S. J. Bauer, Spr.-Verlag, 1973)

Les premiers ions produits sont N_2^+, O_2^+, N^+ et O^+, mais ces derniers étant très réactifs avec le gaz neutre, sont rapidement convertis en O_2^+ et NO^+. Ainsi, NO^+, O_2^+ et O^+ sont les ions positifs majoritaires dans l'ionosphère. Les ions moléculaires (NO^+ et O_2^+) ont une plus forte concentration dans la partie basse de l'ionosphère, (en dessous de 150km). Les ions

atomiques (O^+) sont en plus grand nombre dans la partie haute (au-dessus de 200km) et H_e^+ et H^+ au-dessus de 1000km.

Les processus de pertes électroniques se font d'une part par "attachement", processus par lequel les électrons s'attachent à des atomes neutres pour former des ions négatifs et d'autre part par la recombinaison, cette dernière est la principale cause de perte d'électrons dans la partie supérieure de l'ionosphère (h> 80km). Certains électrons et ions positifs peuvent se recombiner directement pour donner des atomes neutres. La recombinaison dissociative dans l'ionosphère se résume par les équations chimiques suivantes:

$$\begin{aligned} &O^+ + N_2 \rightarrow NO^+ + N \\ &NO^+ + e^- \rightarrow N + O \\ &O^+ + O_2 \rightarrow O_2^+ + O \\ &O_2^+ + e^- \rightarrow O + O \\ &N_2^+ + e^- \rightarrow N + N \end{aligned} \qquad \text{(eq.1.3)}$$

Pour comprendre la formation de l'ionosphère, il faut d'abord comprendre comment les processus de production (P), de perte (L) et de transport (T) des charges varient. Le plasma ionosphérique subit la force de gravité, le gradient de pression, la force électrique et les forces de collisions avec particules neutres. La densité N_r d'une espèce r de particules chargées peut alors être déterminée à partir de l'équation de continuité:

$$\frac{\partial N_r}{\partial t} = P(N_r) - L(N_r) - \vec{\nabla} \cdot (N_r \vec{V}_r) \qquad \text{(eq.1.4)}$$

Où $P(N_r)$ est le taux de production des particules r, $L(N_r)$ le taux de perte par processus chimiques (attachement et recombinaison) et $\vec{\nabla} \cdot (N_r \vec{V}_r) = div(N_r \vec{V}_r)$ est le transport des particules r vers les régions extérieures et $\vec{V}_r$ est leur vitesse moyenne, $\vec{\nabla}$ est l'opérateur nabla (ou Del).

1.3.2.1.2- Structure de l'ionosphère

1.3.2.1.2a- La couche D

La région D est la plus basse (entre 50 et 90 km) et la moins connue des couches ionosphériques. Cette région apparaît le matin et disparaît durant la nuit. Les ions qui la composent proviennent de l'ionisation du monoxyde d'azote (NO) par les UV solaires de la

gamme de Lyman-α à 121.6 nm, et de la capture d'électron par des molécules d'oxygène (O_2). Ainsi, la couche D est composée majoritairement d'ion positif NO^+ et d'ion négatif O_2^-. Les charges négatives présentes dans cette région sont portées en partie par les électrons, les ions O_2^- et d'autres espèces d'ions négatifs. La densité électronique y est de l'ordre de $10^4 cm^{-3}$ pendant le jour à 90km. Cette couche est très fortement influencée par les collisions. La fréquence de collision (ν_{en}) entre électrons et neutres y est très élevée, entraînant une forte absorption des ondes radios. La vitesse d'ionisation de la région D est maximale lorsque le soleil est au zénith (χ = 0.). Cette région dépend majoritairement de l'ionisation du monoxyde d'azote NO et de l'angle zénithal du soleil.

1.3.2.1.2b- La couche E

La deuxième région (région E) se situe entre 85 et 150 km. Elle est formée sous les effets conjugués des rayons X de 1 à 10 nm émis par le soleil et du rayonnement ultraviolet (UV) dans la gamme de Lyman-β (Ly-β) au continuum. La couche E est composée majoritairement par les ions moléculaires NO^+ et O_2^+ qui sont formés à partir de O^+ et N_2^+. Dans la région E, la somme des densités des ions positifs NO^+ et O_2^+ est approximativement égale à la densité électronique N_e. Cette couche apparaît le matin et disparaît au coucher du soleil. Pendant la nuit, il n'en subsiste que de légères traces. La densité électronique de la région E dépend de la latitude, de la saison, du temps local et du cycle solaire.

Des variations plus irrégulières peuvent être présentes à l'intérieur de cette région ce sont les couches Es (E sporadiques). Selon leur origine, elles se présentent sous forme de bulles d'ionisation de taille et densité très variable ou d'une fine couche d'étendue spatiale plus ou moins grande pouvant occulter l'ionisation supérieure.

1.3.2.1.2c- La couche F

La région F qui commence à une altitude d'environ 150 km se comporte différemment de nuit et de jour. Le jour, cette région F se divise en deux couches F1 et F2. La couche F1est la région comprise entre 150-200 km qui est formée majoritairement d'ions positifs NO^+ et O_2^+. La couche F2 (200-600km) qui est la seule à subsister de nuit, est composée d'ion O^+

formé à partir de l'ionisation de l'atome d'oxygène (O) par les rayons EUV de la gamme de 26 à 80nm. La densité électronique (N_e) dans la région F est de l'ordre de 10^5 à 10^6 cm^{-3} le jour; de nuit elle est de 10^4 cm^{-3} dans la basse région F et de 10^5 cm^{-3} dans la haute région F. Cette région de l'ionosphère est dominée par la diffusion verticale des charges vers le haut de jour et vers le bas de nuit depuis la magnétosphère. Ce phénomène de diffusion y maintient une densité électronique élevée à tout moment de la journée. Nous reviendrons sur les mécanismes de cette diffusion qui semble jouer un rôle important dans la dynamo de la région F.

La figure 1.11 présente, à gauche les différentes couches de l'atmosphère, troposphère, stratosphère, mésosphère et thermosphère qui sont déterminées à partir du profil des températures de l'atmosphère neutre ainsi que les couches ionisées D, E et F, présentées précédemment, avec le profil densité électron par cm cube (à droite de la figure).

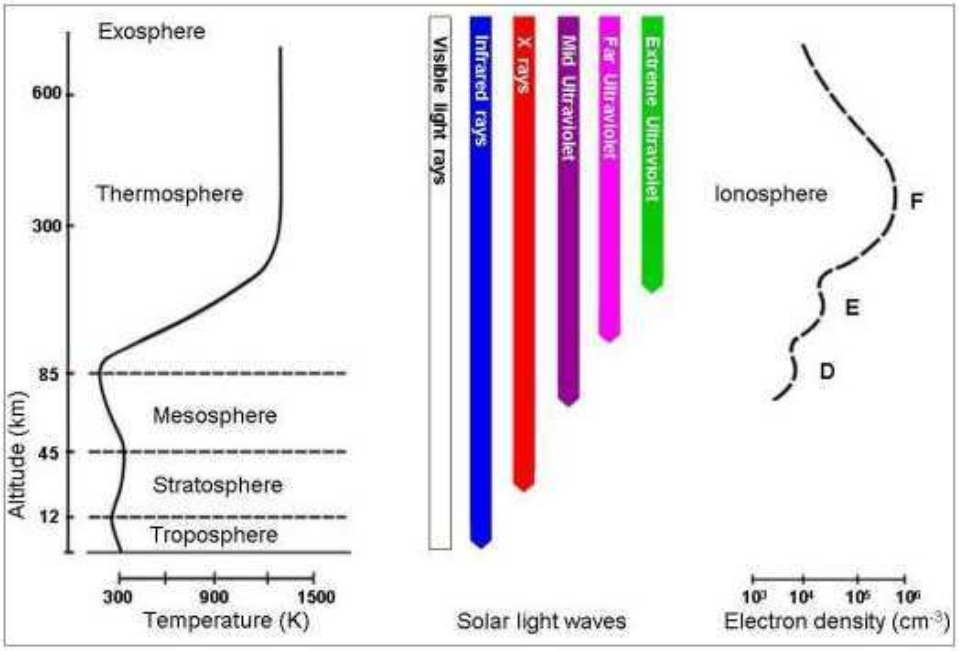


Figure 1.11: Les couches atmosphère et de l'ionosphère. (Centre de Physique du Globe)

1.3.2.1.3- Effet fontaine équatoriale

Dans la région équatoriale, le champ électrique est suivant la direction Ouest Est dans la couche E et le champ magnétique est horizontal, ceci génère une dérive $\vec{E}\times\vec{B}$ du plasma vers le haut. Sous l'effet de la gravité et du gradient de pression le plasma s'écoule ensuite

vers les plus basses latitudes. On observe a un creux de densité électronique à l'équateur et deux crêtes de densité aux latitudes tropicales dans les hémisphères nord et sud. Ce phénomène s'appelle la fontaine équatoriale (figure 1.12).

Sur la figure 1.12 à droite, sont représentés les profils en fonction de la latitude de la variation VTEC (Contenu total en électron à la verticale), durant le mois mars (en rouge), le mois de juillet (en vert) et le mois d'octobre (en bleu). La variation de densité est plus grande en mars qu'en octobre et en juillet.

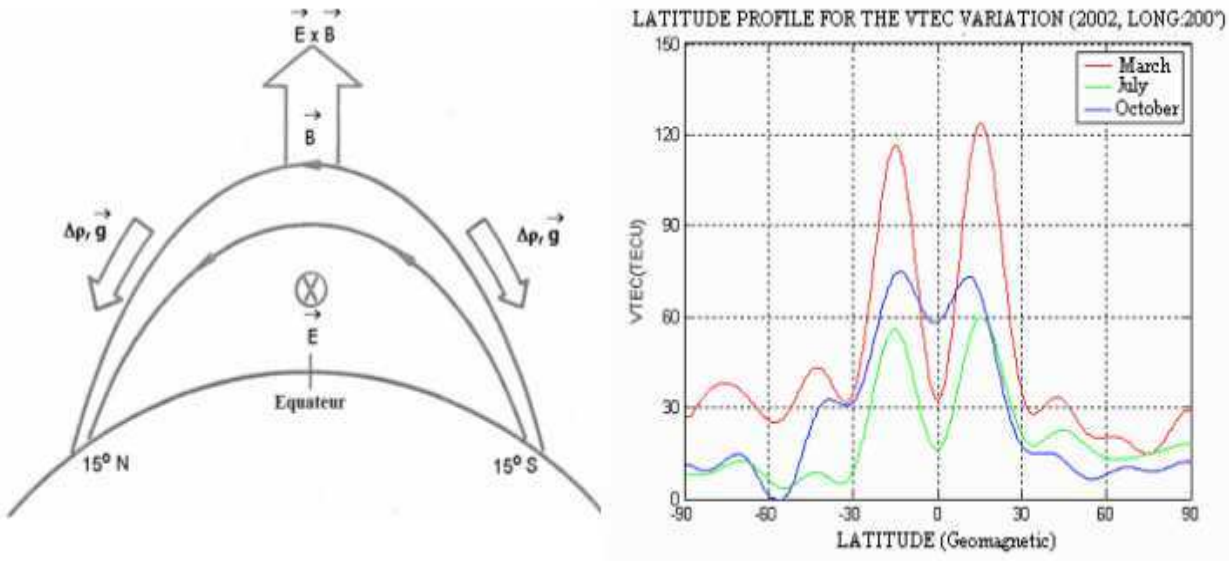


Figure1.12: Figure sur la fontaine équatoriale (Hederson S.B.,2005) avec figure sur les crêtes et le creux d'ionisation
*(*www.ursi.org/Proceedings/ProcGA05/pdf/G02b.4%20(01378).pdf*).*

La station Phu Thuy dont nous utiliserons les données dans cette étude est située sous la crête équatoriale de l'hémisphère nord.

1.3.2.2- Dynamo ionosphérique régulière: mécanisme

Balfour Stewart (1880) a proposé l'hypothèse de la dynamo ionosphérique régulière pour expliquer les variations diurnes du champ magnétique terrestre. Cette dynamo est créée par le mouvement d'un fluide atmosphérique partiellement ionisé circulant à travers les lignes de forces du champ magnétique terrestre ; cette circulation donne naissance à des courants électriques réguliers dont les effets magnétiques seraient ceux observés journellement au sol.

A partir des observations des variations du champ magnétique terrestre, Chapman et Bartels, 1940 déterminèrent les courants électriques ionosphériques équivalents dont ils situèrent la circulation dans la zone d'altitude comprise entre 110 et 120 km. Plus tard, à la fin de 1970, les mesures atmosphériques à bord de fusée et par des radars à diffusion incohérente (Brekke et al., 1974 ; Harper, 1977a, Harper, 1977b, Evans, 1978; Mazaudier, 1982) permirent de préciser la nature et l'origine des courants électriques ionosphériques générés par les mouvements de l'atmosphère neutre et principalement les marées atmosphériques. Harper (1977) et Evans (1978) identifièrent les sources des marées atmosphériques à savoir l'absorption du rayonnement solaire par la vapeur d'eau et la couche d'ozone stratosphérique.

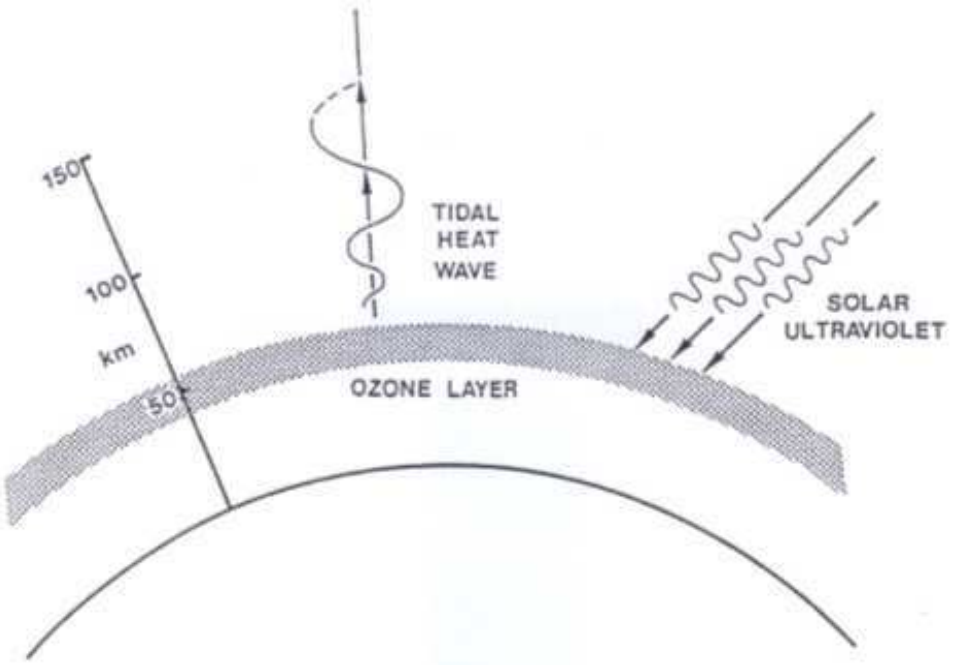


Figure 1.13: Source régulière des courants ionosphériques: les marées atmosphériques (Evans, 1978).

L'absorption périodique du rayonnement solaire UV par la couche d'ozone dans la stratosphère génère des marées atmosphériques. La figure 1.13 (Evans, 1978) présente le mécanisme de génération des marées atmosphériques. Le mouvement de l'atmosphère neutre (de vitesse V_n) à travers les lignes de forces du champ magnétique terrestre, dans la région dynamo (90-150km) de l'ionosphère crée un champ et un courant électrique dynamo ($V_n \Lambda \vec{B}$). La charge d'espace crée par ce courant électrique primaire crée un champ de

polarisation ($\overrightarrow{E_p}$) qui tend à créer un courant opposé à celui qui le génère et un courant électrique secondaire qui s'oppose au courant dynamo primaire. Le courant total est donné par la Loi d'Ohm ionosphérique qui relie la densité de courant électrique ($\vec{j}$), la conductivité (σ), le vent neutre ($\vec{V}$) et le champ magnétique terrestre ($\vec{B}$). Loi d'Ohm:

$$\vec{j} = \sigma\left(\vec{E} + \vec{V}_n \Lambda \overrightarrow{B_t}\right) \qquad \text{(eq.1.5)}$$

Les courants électriques qui circulent dans la région dynamo de l'ionosphère entre 90-150km engendrent des variations journalières régulières du champ magnétique terrestre, appelées Sq (solar quiet) par Chapman et Bartels (1940) ou S_R (Solar regular) par Mayaud (1965) du champ magnétique terrestre observées au sol (figure 1.14). Ces courants électriques ionosphériques réguliers forment le système de courant Sq aux moyennes latitudes et l'électrojet équatorial aux basses latitudes. Aux moyennes et basses latitudes, le système de courant Sq est organisé en deux vortex dans lesquels le courant circule dans le sens des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère Sud et dans le sens inverse dans l'hémisphère Nord.

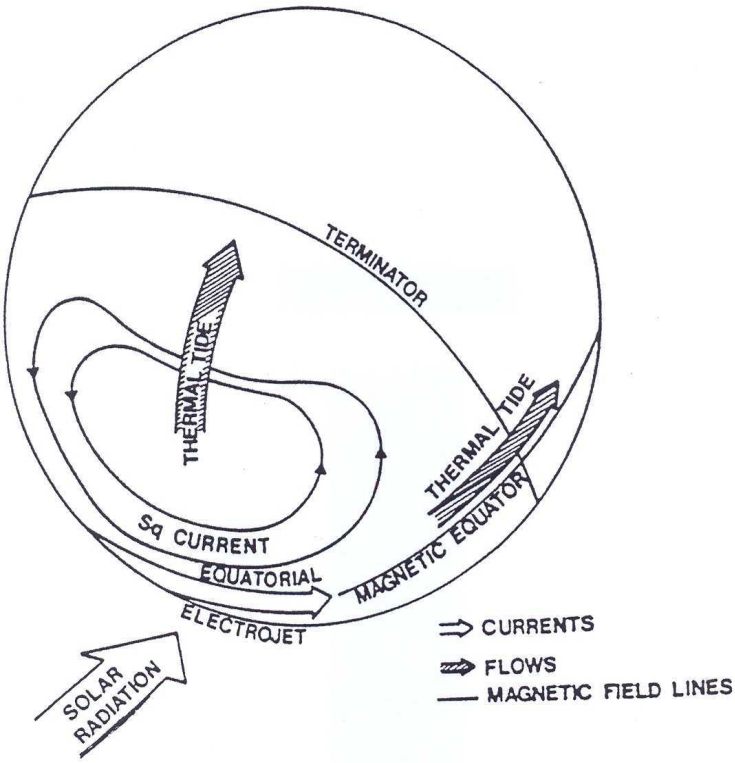


Figure 1.14: Les courants électriques qui circulent dans la région dynamo de l'ionosphère engendrent des variations du champ magnétique terrestre observées au sol.

1.3.2.2.1- Système de courant électrique ionosphérique régulier (Relation entre les densités de courant et le champ magnétique terrestre)

Les systèmes de courants ionosphériques décrits dans cette section sont à l'origine des variations régulières du champ magnétique en moyenne et basse latitude, appelé Sq (pour solaire quiet) et S_R (Solaire régulier). Le Sq est la moyenne des variations des composantes du champ magnétique pour les cinq jours calmes internationaux du mois. Le S_R est la variation régulière observée pour un jour calme donné.

Pour calculer ces variations magnétiques, il est essentiel de se donner un modèle de courant (nappe infinie par exemple pour le système Sq) et ensuite d'évaluer la densité de courant électrique en fonction de l'altitude et de l'intégrer sur la hauteur de la région dynamo entre les altitudes comprises entre 90 et 150km.

On a pu mesurer les courants électriques qui circulent dans la région E de l'ionosphère et qui engendrent les variations journalières régulières du champ magnétique terrestre à l'aide des sondeurs à diffusion incohérente (Brekke et al., 1974 ; Harper, 1977 b, Mazaudier, 1982). Dans la région E, entre 90 et 160 km, les mouvements de l'atmosphère entrainent préférentiellement les ions, par collision, à travers les lignes du champ magnétique terrestre et donnent ainsi naissance à des courants électriques ionosphériques. Pour déterminer les courants électriques horizontaux utiles, les deux hypothèses suivantes sont prises en compte :
1) la région E ou circulent les courants électriques ionosphériques peut être considérée comme une plaque horizontale de grande surface (L^2) et de faible épaisseur et
2) il y a conservation du flux de courant $div\vec{J} = 0$. On peut alors établir une relation donnant l'ordre de grandeur entre les courants électriques horizontaux ($\vec{J}_H$) et ceux verticaux ($\vec{J}_V$) (Tarpley, 1970):

$$\frac{J_H}{J_V} \approx \frac{L}{l} \qquad \text{(eq.1.6)}$$

Où L est la distance horizontale caractéristique de la nappe de courant, l est la dimension verticale. Comme le rapport L/l est très grand, les courant verticaux seront négligés par rapport aux courants horizontaux et on peut donc obtenir les relations entre les courants perpendiculaires au champ magnétique, J_x (Nord) et J_y (Est) avec les courants horizontaux J_N (Nord) et J_E (Est) suivantes:

$$J_N \approx J_x / \sin I$$
$$J_E \approx J_y \qquad \text{(eq.1.7)}$$

La relation entre la variation du champ magnétique et les courants électriques dans la région E est donnée par la théorie dynamo (Chapman et Bartels, 1940) :

$$|\Delta B| = |(2\pi / 10 f . J)| \qquad \text{(eq.1.8)}$$

Où B est la variation magnétique en nT (γ=10^{-9}T), J est le courant intégré sur l'épaisseur de la nappe en A/km, f est le facteur tenant compte des courants induits. Un courant électrique ionosphérique vers l'Est correspond en variation du champ magnétique nord, et un courant électrique ionosphérique vers le Sud en variation du champ magnétique de l'Est. Alors, les courant équivalents sont données suivant:

$$\Delta H \approx J_E \qquad \Delta D \approx -J_N \qquad \text{(eq.1.9)}$$

Où ΔH est la variation de la composante horizontale du champ magnétique terrestre en nT, ΔD est la variation de la déclinaison D du champ magnétique terrestre en unités d'angle ($\frac{2\pi}{10 f} \approx 1$).

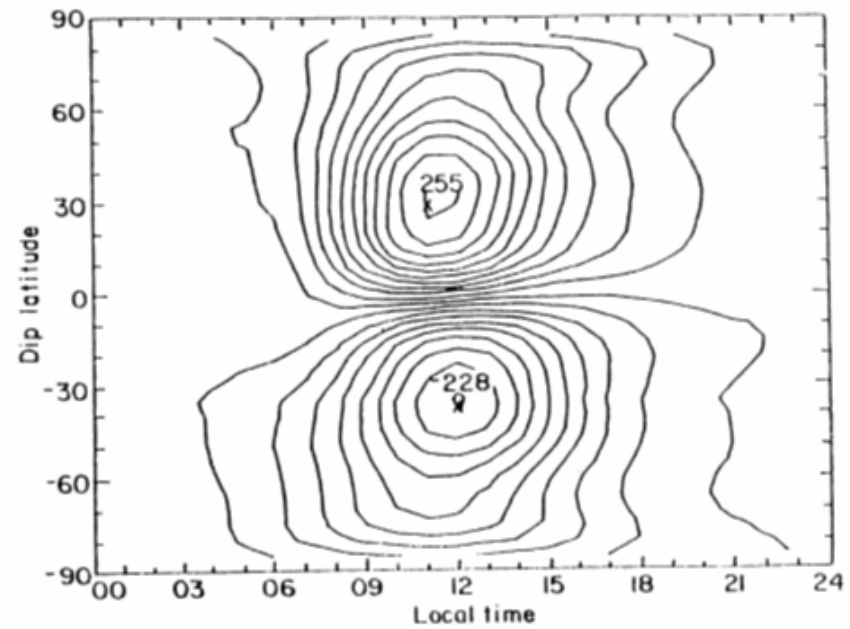


Figure 1.14: Le système de courant équivalent Sq en moyenne latitude (Matsushita, 1968).

Les observations montrent que l'amplitude de la composante horizontale H en basse latitude (figure 1.15) est plus grande que celle en moyenne latitude. Aujourd'hui, nous

savons que l'existence d'un système appelé l'électrojet équatoriale, s'écoule ensuite vers l'ouest environ $\pm 3^0$ long de l'équateur, se superpose dans le système Sq (figure 1.14).

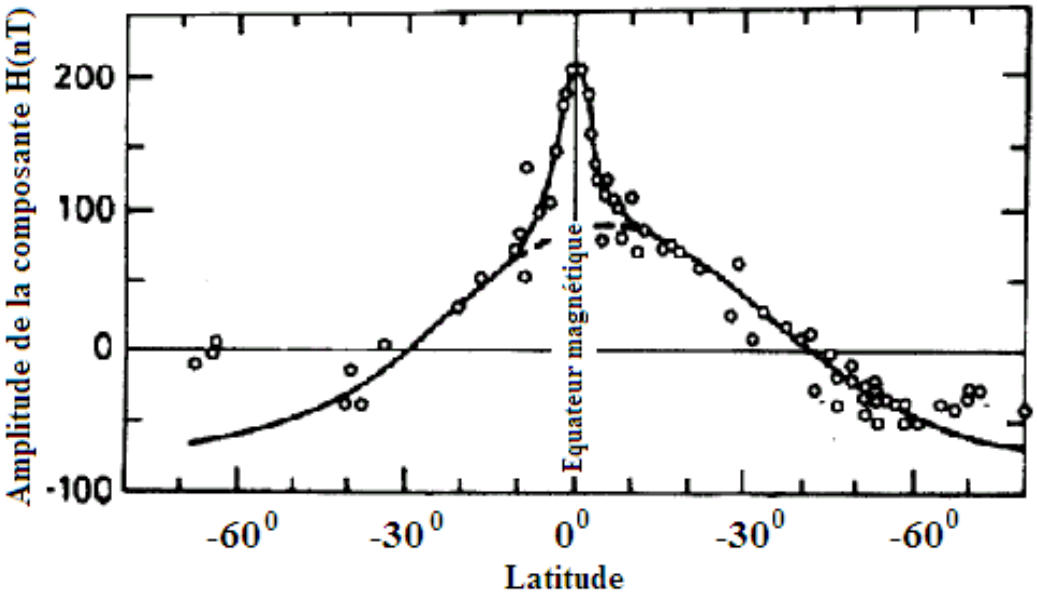


Figure 1.15: L'électrojet équatorial aux basses latitudes (Jacobs, 1990)

1.4- Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons présentés les différentes dynamos grandes échelles du système Terre Soleil ainsi que les courants électriques qui leur sont associés.

Ces dynamos sont au nombre de 4 :

- La dynamo solaire
- La dynamo terrestre
- La dynamo vent-solaire magnétosphère
- La dynamo ionosphérique.

Nous avons aussi présenté en détail l'ionosphère, car l'objet principal de notre thèse porte sur l'étude de la variation régulière du champ magnétique terrestre et l'ionisation ionosphérique au Vietnam.

Nous nous intéresserons uniquement aux variations régulières associées principalement à la composante toroidale du champ magnétique solaire qui régule les radiations solaires UV et EUV à l'origine de l'ionisation dans la région dynamo de

l'ionosphère. Dans cette région circulent les courants électriques ionosphériques à l'origine des variations Sq et S_R du champ magnétique terrestre.

Le chapitre suivant présentera les données et les modèles utiles pour notre étude.

Cette étude a été faite dans le cadre d'une coopération France Vietnam, un article collectif présente les objectifs du projet.

Amory-Mazaudier et al. 2006, Sun Earth System Interactions over Vietnam: an international cooperative project, Annales Geophysicae, 24,3313-3327,2006.

Chapitre 2

Modèles et données

Dans ce chapitre sont présentés les données et les modèles d'ionosphère et d'atmosphère utiles pour notre étude. Il s'agit des indices solaires et magnétiques, des paramètres du vent solaire, des observations magnétiques, des données ionosphériques, et des modèles MSIS90 et TIE-GCM.

2.1- Les indices solaires et magnétiques

2.1.1- L'indice Rz

Depuis la découverte par Galilée de taches à la surface du soleil , l'observation aisée des taches solaires permet de constater non seulement que la rotation du soleil sur lui-même, à l'équateur, se fait en 27 jours, mais aussi que l'activité des zones chaudes et froides du Soleil respectent un cycle (Paterno, 1998). Le cycle solaire de taches est la période pendant laquelle l'activité du Soleil varie d'un maximum à l'autre. Dans l'absolu, l'activité solaire du cycle de taches est réglée par un cycle d'une période moyenne de 11, 12 ans mais la durée peut varier entre 8 et 15 ans. Le cycle de 11 ans a été déterminé pour la première fois par l'astronome allemand Heinrich Schwabe vers 1843.

En 1849, l'astronome suisse Johann Rudolf Wolf (1816-1893), établit une méthode de calcul de l'activité solaire basée sur le nombre de taches. Les cycles de Schwabe sont numérotés à partir du maximum de 1761. La formule suivante permet d'estimer l'activité solaire notée R en fonction du nombre (t) de taches, du nombre (g) de groupes de taches et

d'un coefficient k corrigeant le résultat en fonction des moyens d'observation (observateur, instrument...).

$$R = k(t + 10g) \qquad \text{(eq.2.1)}$$

Le nombre de Wolf maximum du cycle 19 a atteint 190 tandis que le cycle 14 n'a pas dépassé 70. Malgré son imprécision le nombre de Wolf a l'intérêt d'exister depuis 250 ans tandis que l'observation scientifique avec des moyens modernes n'a que quelques cycles dans ses bases de données.

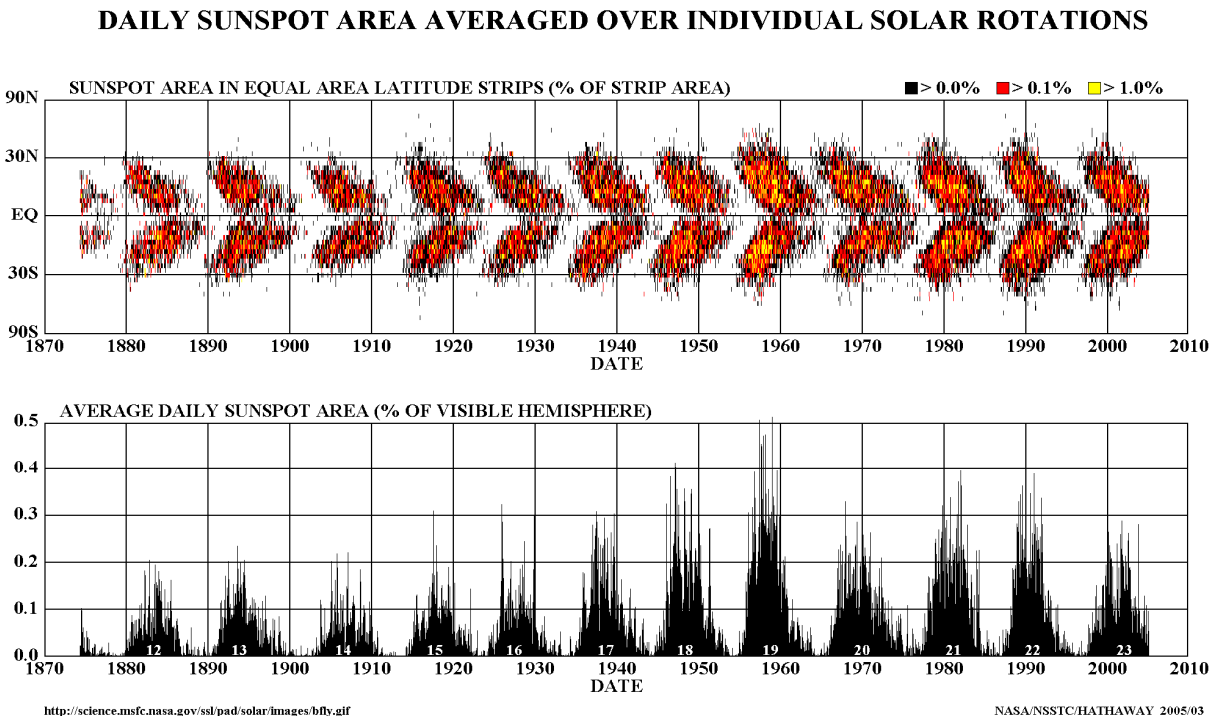


Figure 2.1: Cycle des taches solaires

Le cycle solaire total est en fait d'environ 22 ans, il s'appelle cycle de Hale et correspond au renversement du dipôle solaire (voir chapitre 1). Notre travail s'intéresse plus spécifiquement au cycle de taches qui module le rayonnement solaire UV et EUV.

2.1.2- L'indice F10.7

Le rayonnement solaire FUV dans la bande absorbée par l'oxygène moléculaire (entre 1026 et 1750 angströms) est l'une des principales sources de chauffage de la basse thermosphère. Cette radiation est absorbée principalement au-dessus de 95 km d'altitude et la majeure partie de cette énergie contribue à la photo dissociation. Elle s'affaiblit à mesure que

l'altitude décroit à cause de l'absorption par les atomes neutres qui deviennent plus denses à basse altitude. Elle s'affaiblit également lorsque l'altitude augmente du fait de la raréfaction de l'atmosphère neutre. Il résulte de ces deux phénomènes une prépondérance des densités électroniques dans la tranche d'altitude comprise entre 85 et 600 km où les variations de densités sont bien corrélées avec le flux radioélectrique solaire décimétrique mesuré à 10,7 cm et noté F10.7.

L'indice F10.7 est une mesure du niveau de bruit généré par le soleil à une longueur d'onde de 10,7 cm à l'orbite terrestre, il s'exprime en $10^{-22}Wm^{-2}Hz^{-1}$. La valeur globale quotidienne de cet indice est mesurée à midi heure locale à l'Observatoire radioélectrique de Pentictin au Canada. Historiquement, cet indice a été utilisé comme une donnée d'entrée pour les modèles ionosphériques comme substitut à la production de photo-ionisation dans l'ionosphère par le soleil dans les longueurs d'ondes de l'ultra-violet.

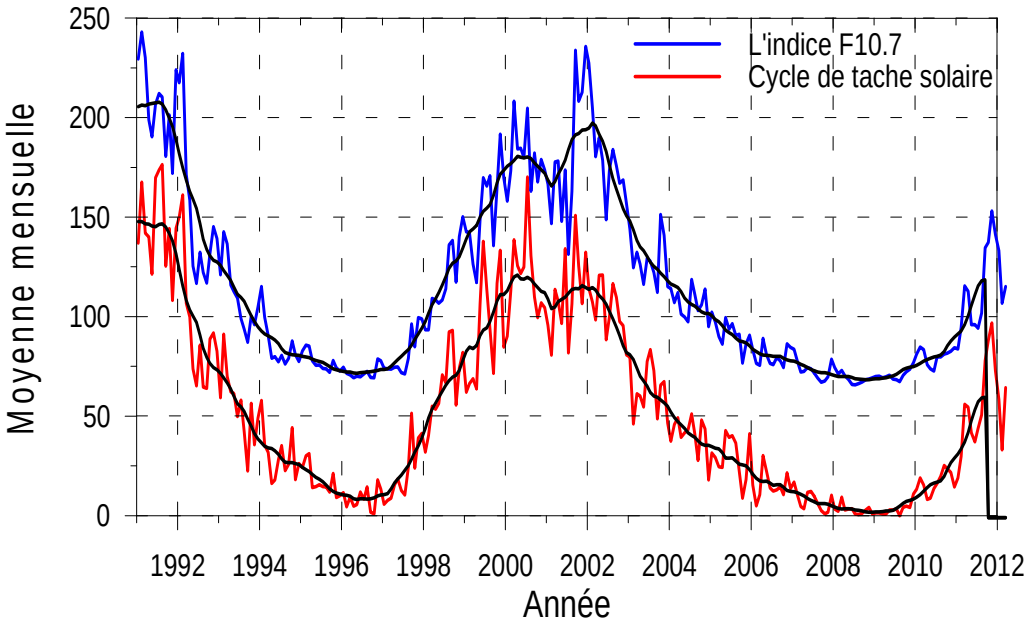


Figure 2.2: Valeurs moyennes mensuelles du nombre de taches solaires et de l'indice F10.7 durant le cycle solaire 23

2.1.3- L'indice am

L'indice planétaire d'activité magnétique caractérise l'activité aux latitudes subaurorales des hémisphères Nord et Sud. Ils intègrent à la fois les effets des électrojets auroraux et ceux du courant annulaire et fournit ainsi une bonne estimation du niveau

planétaire moyen de l'activité magnétique d'origine magnétosphérique. L'indice planétaire d'activité magnétique (en plus Km) est régulièrement calculé et diffusé: l'indice am. Les indices d'activité magnétique am et Km sont basés sur les indices K mesurés aux stations du réseau planétaire d'observatoires et fournissent donc une description planétaire avec une résolution de 3 heures.

L'indice am a deux composante une composante pour l'hémisphère nord an (nord) et une pour l'hémisphère sud as (sud). Il a été défini en 1967 par Mayaud. Les indices am, an et as sont exprimés en nT; les indices Km, Kn et Ks correspondent respectivement aux indices am, an et as et sont exprimés sur une échelle allant de 0 à 9.

Hémisphère Nord				**Hémisphère Sud**			
Observatoire		**Corr.Geom. Lat.**		**Observatoire**		**Corr. Geom. Lat.**	
G1	**MGD**	Magadan	53.8°	G6	**EYR**	Eyrewell	50.2°
	PET	Petropavlosk	46.4°		**CAN**	Canberra	45.2°
	MMB	Memambetsu	37.4°				
G2	**POD**	Podkammenkaya	57.2°	G7	**GNA**	Gnangara	44.1°
	SVD	Sverdlovsk	52.2°		**AMS**	Amsterdam	48.3°
G3	**HAD**	Hartland	50.0°	G8	**PAF**	Kerguelen	58.8°
	NGK	Niemegk	48.8°		**CZT**	Crozet	52.4°
					HER	Hermanus	41.1°
G4	**OTT**	Ottawa	58.9°	G9	**AIA**	Argentine Isl.	49.7°
	FRD	Frederiksburg	51.8°		**TRW**	Trelew	27.8°
G5	**NEW**	Newport	55.2°				
	VIC	Victoria	53.9°				
	TUC	Tucson	39.7°				

Tableau 2.1: Latitudes géomagnétiques corrigées des observatoires (Mayaud, 1967).

L'indice am est calculé à partir des fluctuations de la composante horizontale du champ géomagnétique, mesurée par un réseau de 21 stations (12 dans l'hémisphère Nord et 9 dans l'hémisphère Sud) de latitude géomagnétique corrigée aussi voisine que possible de 50^0 (tableau 2.1). Ces stations sont regroupées en secteur de longitude (5 dans l'hémisphère Nord et 4 dans l'hémisphère Sud). Pour chaque intervalle tri-horaire, l'activité magnétique dans chaque secteur, exprimée en nT, est estimée à partir de la moyenne des indices mesurés aux observatoires qui y sont situés; les indices d'activité hémisphérique « an » (hémisphère Nord) et « as » (hémisphère Sud) sont les moyennes pondérées des activités en chaque secteur de

l'hémisphère correspondant, en utilisant comme coefficient de pondération l'extension en longitude du secteur ; l'indice am est égal à la moyenne (an+as)/2 (tableau 2.2).

Am	0.0	1.4	3.4	5.4	7.4	10.4	13.4	16.4	20.4	26.4
Km	0°	0^+	1^-	1°	1^+	2^-	2°	2^+	3^-	
Am	26.4	33.4	40.4	50.4	60.4	70.4	86.4	103.4	120.4	146.4
Km	3°	3^+	4^-	4°	4^+	5^-	5°	5^+	6^-	
Am	14.6	173.4	200.4	243.4	286.4	330.4	386.4	443.4	500.4	611.4
Km	6°	6^+	7^-	7°	7^+	8^-	8°	8^+	9^-	9°

Tableau 2.2: Les indices Km, Kn et Ks correspondent respectivement aux indices am, an et as exprimés en unités K échelle de 0 à 9

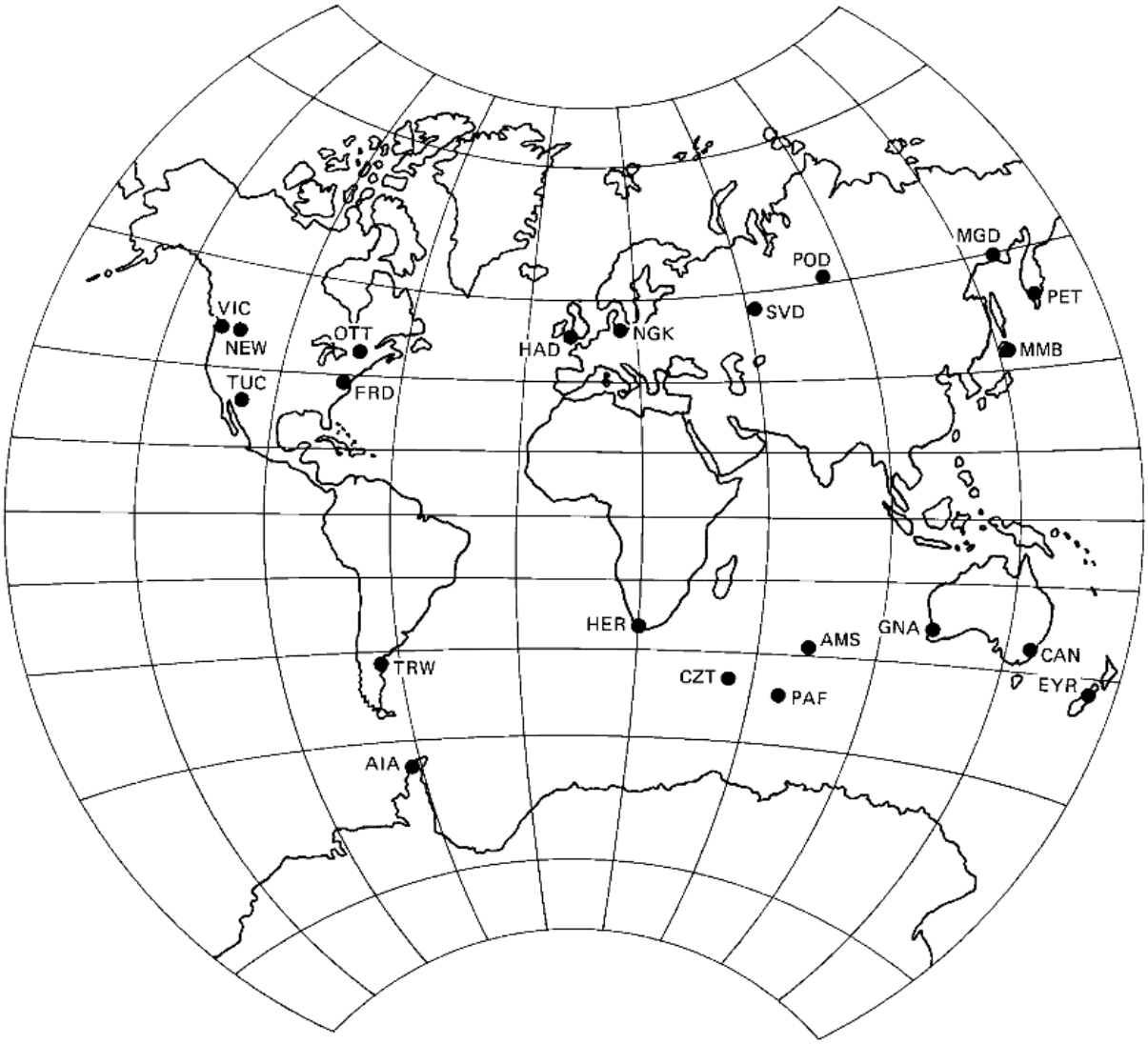


Figure 2.3: Réseau de l'indice am (site internet ISGI)

2.2- Les données

2.2.1- Les données de vent solaire

L'instrument SWEPAM (Solar Wind Electrons Proton Alpha Monitor) situé sur le satellite ACE, mis sur une orbite proche de la Terre (environ 1/100 de la distance entre la Terre et le Soleil), mesure dans le vent solaire le plasma d'électrons et le flux d'ions (taux de flux de particules) en fonction de la direction et de l'énergie. SWEPAM fournit en temps réel les observations du vent solaire, qui sont en permanence télémétrées au sol à des fins de météorologie spatiale. Ces données permettent d'avoir une connaissance détaillée du vent solaire chaque minute.

Les mesures de densité d'électrons et d'ions sont faites avec des capteurs séparés. Le capteur d'ions mesure les énergies des particules entre environ 0,26 et 36 keV, et la gamme d'énergie du capteur d'électrons est comprise entre 1 et 1350 eV. Les champs de vision sont balayés dans toutes les directions du vent solaire par la rotation de l'engin spatial

Les données SWEPAM niveau 2 sont organisées en période de 27 jours (Rotation de Bartels - environ une période de rotation solaire). Pour chaque rotation de Bartels, le niveau 2 contient les données moyennes temporelles des paramètres du vent solaire au cours des périodes suivantes:

- 64 secondes (données ion uniquement)
- 128 secondes (données électron uniquement)
- horaire (toutes les données) par jour
- 27 jours (1 rotation de Bartels) (toutes les données)

2.2.2- Les données à l'observatoire du Vietnam

Sur la figure 2.4, est représentée la carte des observatoires du Vietnam. Il y a quatre stations magnétiques: Sapa ($22^0$20'N, $103^0$50'E), Phu Thuy ($21^0$02'N, $105^0$57'E), Dalat ($11^0$57'N, $108^0$29'E), Baclieu ($9^0$17'N, $105^0$44'E); deux ionosondes: Phu Thuy ($21^0$02'N, $105^0$57'E), Bac Lieu ($9^0$17'N, $105^0$44'E). Les observatoires de Sapa, de PhuThuy, de Dalat et de Baclieu fonctionnent respectivement depuis1958, 1964, 1981 et 1988.

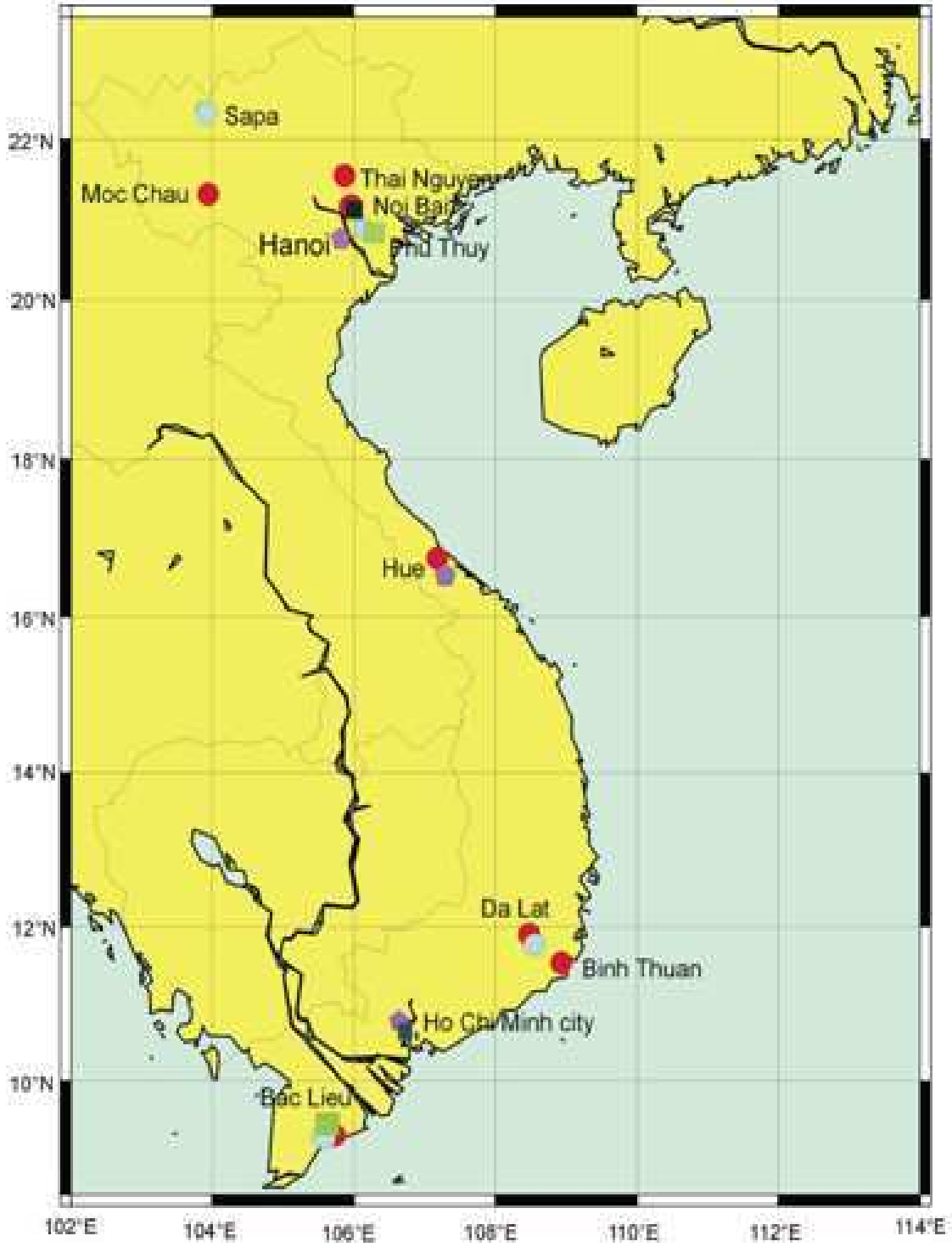


Figure 2.4: La carte des observatoires magnétiques et ionosphériques du Vietnam

Dans notre étude, nous utilisons seulement les données magnétiques et ionosphériques de l'observatoire de Phu Thuy (figure 2.5).

Figure 2.5: Observatoire de Phu Thuy

2.2.2a- Les données magnétiques calmes

Les données du champ magnétique terrestre à l'observatoire de Phu Thuy ont été mesurées par un magnétomètre de type (MBC)-IZMIRAN (russe) de 1967 à 1995. Depuis 1993, Phu Thuy fait partie du réseau INTERMAGNET (magnétomètre français). La Figure 2.6 présente un magnétogramme avec les variations des composantes H, D, Z du champ magnétique à Phu Thuy le 22 Mars 1985.

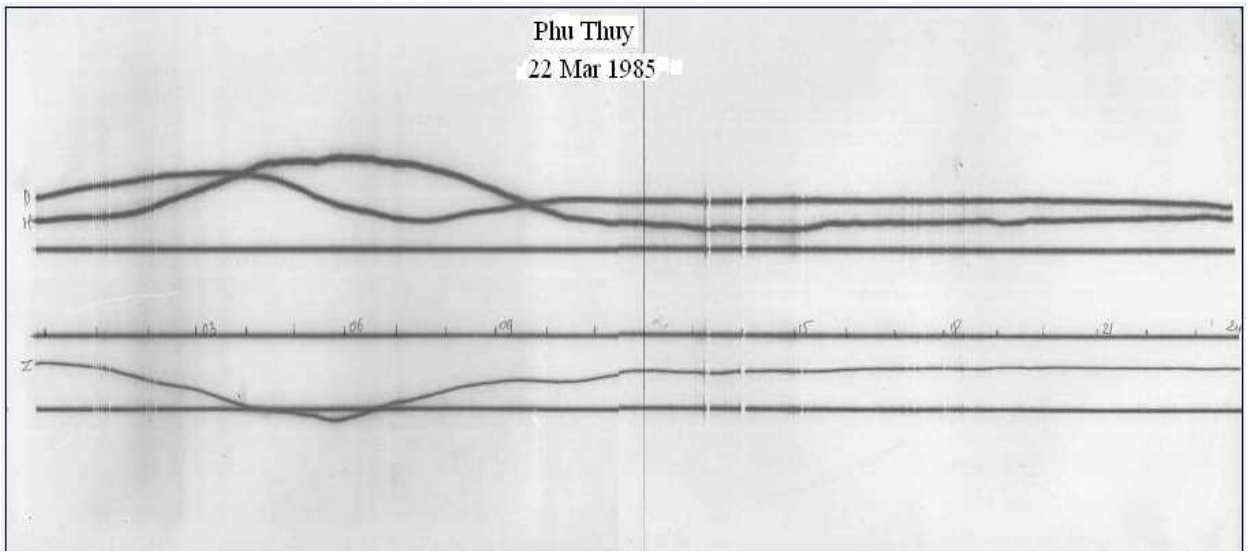


Figure2.6: Une magnétogramme à Phu Thuy le 22 Mars 1985.

Les données magnétiques utilisées pour les jours magnétiquement calmes ayant un indice magnétique journalier, am, inférieur à 20nT sont enregistrées dans différents observatoires du réseau INTERMAGNET à moyenne latitude, dans les trois secteurs de longitude (asiatique, africain et américain) et les deux hémisphères. La position des observatoires magnétiques sélectionnés sont San Juan, Trelew dans le secteur américain, M'bour, Tamanrasset Bangui, Hermanus, dans le secteur africain et, Phu Thuy et Gnangara dans le secteur asiatique (figure 2.7).

La base de données INTERMAGNET fournit les composantes horizontale et verticale du champ magnétique de la Terre (H, Z), la déclinaison (D) et le champ total F, ainsi que les composantes du nord et l'est (X, Y) sont définies comme:

$$H = \left|\vec{H}\right| = \sqrt{X^2 + Y^2} \quad ; \qquad D = \arcsin \frac{Y}{\sqrt{X^2 + Y^2}} \qquad \text{(eq.2.2)}$$

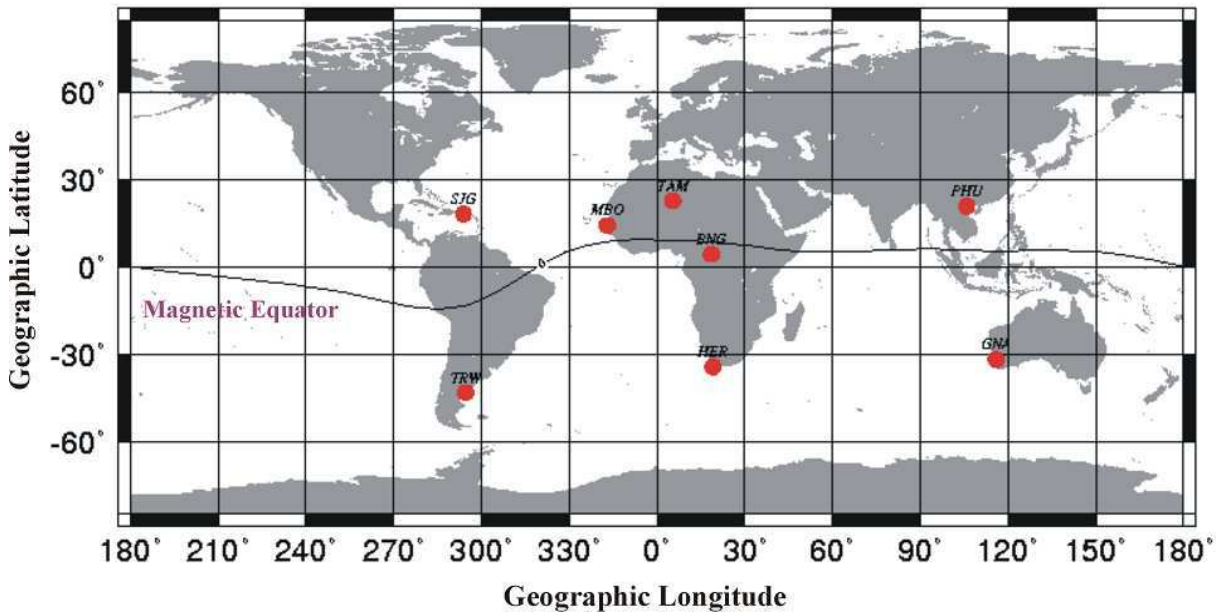


Figure 2.7: Position des observatoires magnétiques utilisés

2.2.3b- Les données ionosphériques

L'objectif de la mesure est 1) de définir les paramètres caractéristiques des couches réfléchissantes et absorbantes de l'ionosphère afin d'établir des prévisions de propagation des ondes radioélectriques et 2) l'étude des caractéristiques physiques de l'ionosphère de Phu Thuy-Vietnam (10.2^0N, 108^0E) dans le secteur Asie. Nous utilisons la technique de sondage à

incidence verticale (figure 2.8). Les sondeurs utilisés sont du type l'IRX-hongrois (1962-1966), l'AIC-russe (1967-1994), l'IPS71-australien (1994-2002), l'SKI02098 -japonais (2005-2012) et possèdent deux antennes de type delta (l'une émettrice et l'autre réceptrice), et un synthétiseur de fréquence balayant les fréquences de 1 à 22,6 MHz (figure 2.8).

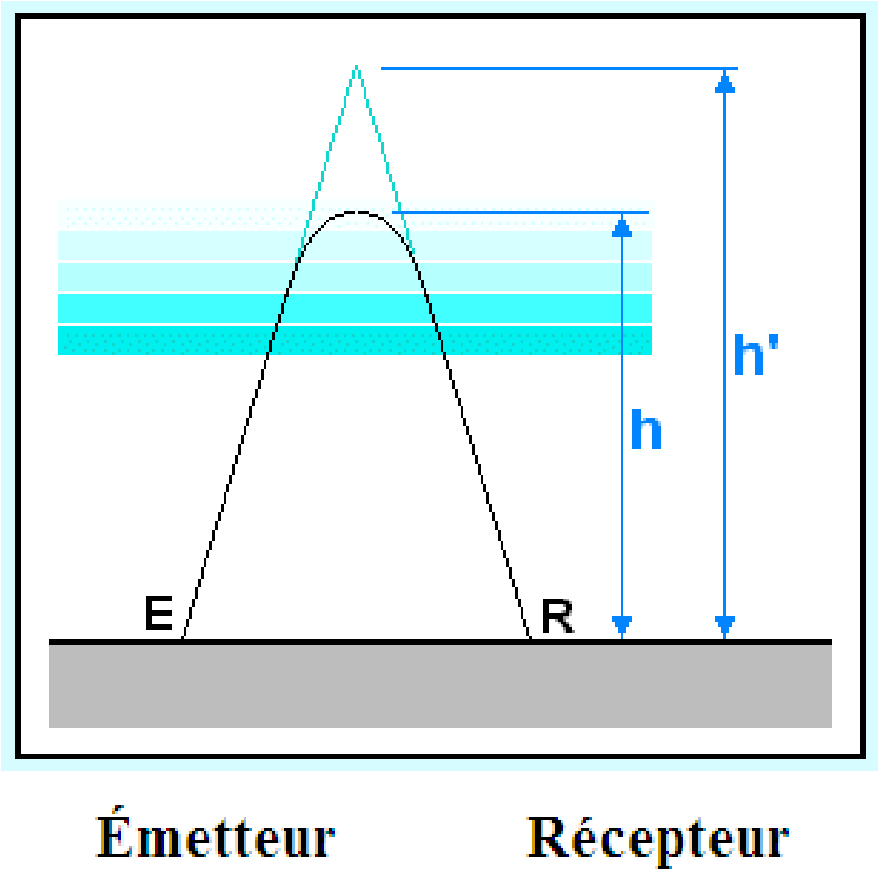


Figure 2.8: Le principe de la mesure.
http://f5zv.pagesperso-orange.fr/RADIO/RM/RM10/RM10E01.html

Lorsqu'un signal radioélectrique de fréquence f de quelques MHz, est émis verticalement, il se réfléchit quand la fréquence de l'onde est égale la fréquence plasma f_p (Rishbeth H. et Garriott O. K., 1969)**:**

$$f_p = 8.96 \times 10^{-6} \sqrt{N_e} \qquad \text{(eq.2.3)}$$

La fréquence limite de réflexion s'appelle fréquence critique *f*c. Elle correspond à la densité électronique maximale de la couche. On construit ainsi les tracés de l'altitude en fonction de f appelés ionogrammes (figure 2.9).

Les hauteurs qui sont déterminées par cette mesure sont appelées hauteurs virtuelles h' en km:

$$h' = c.\Delta t / 2 \qquad \text{(eq.2.4)}$$

Elles ne représentent que le temps de parcours de l'onde au cours de son trajet aller et retour. Ce temps est exprimé en kilomètres, en première approximation la vitesse de l'onde étant prise égale à celle de la lumière dans le vide. En réalité la vitesse de l'onde dépend de l'état du milieu traversé et il y aura lieu d'en tenir compte pour convertir ces hauteurs en hauteurs réelles h.

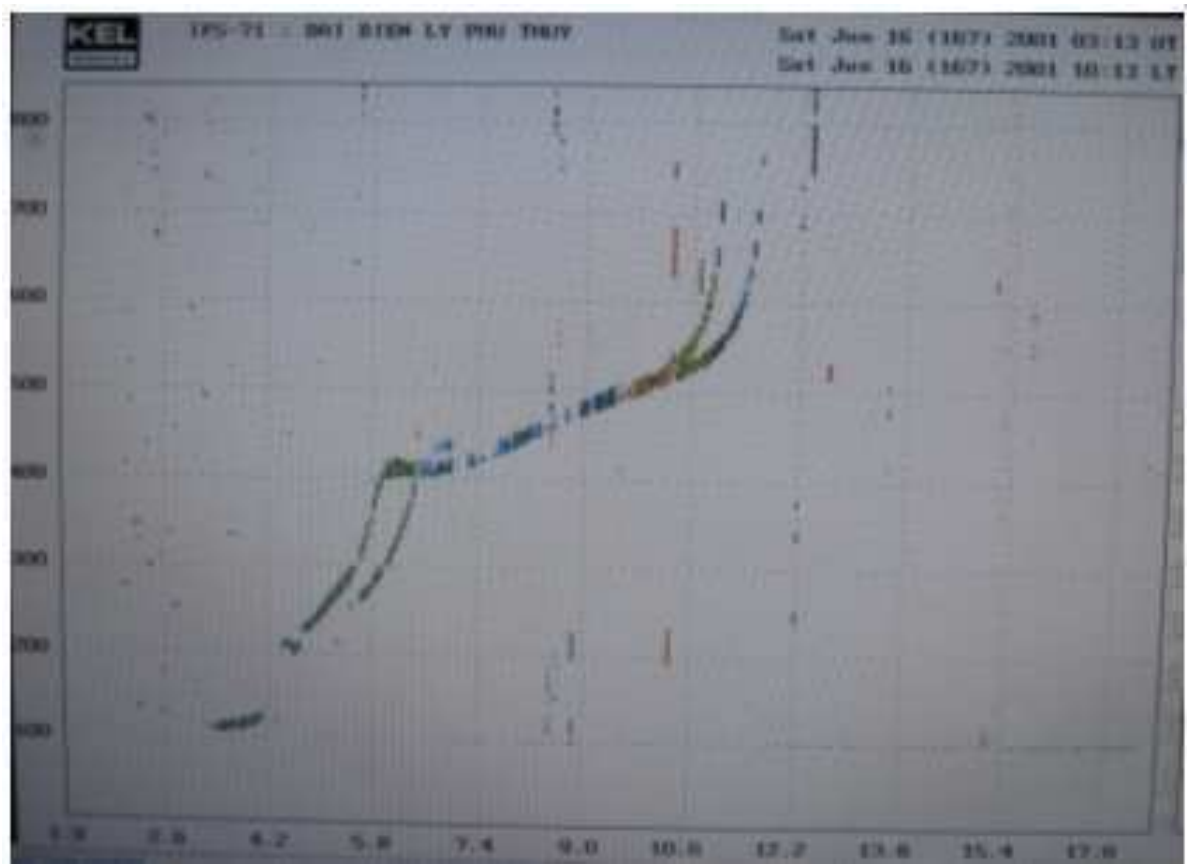


Figure 2.9: Ionogramme de Phu Thuy

L'ionogramme (figure 2.9) montre les variations des durées de trajet, c'est-à-dire des hauteurs virtuelles de réflexion en fonction de la fréquence. L'échelle des hauteurs de l'enregistrement est linéaire (de 0 à 800km), celle des fréquences explorées s'étend habituellement entre 1 à 20 MHz, ce qui permet dans presque tous les cas de mesurer les paramètres des différentes couches ionosphériques. Cette technique permet d'obtenir des

informations uniquement dans les régions où la densité électronique croît en fonction de l'altitude.

2.3- Les modèles

2.3.1- Le modèle MSIS 90

Le Modèle MSIS 90 de Hedin (1991) est un modèle standard de l'atmosphère qui permet la détermination des caractéristiques de l'atmosphère neutre au dessus de PhuThuy (10.2^0N, 108^0 E). Il est composé de plusieurs sous programmes et fonctions. Ses paramètres d'entrée sont: le jour, l'heure, l'altitude, la latitude, la longitude, le temps solaire, le flux solaire, et l'indice magnétique Ap. Les paramètres de sortie sont les densités des neutres (He, O, O2, N2, Ar, H, N) et les températures exosphériques ainsi que la température à l'altitude considérée. Les densités des neutres calculées par MSIS 90 et les températures exosphériques sont liées aux fréquences de collisions. Nous utilisons les fréquences de collisions pour calculer les conductivités ionosphériques dans chapitre 3.

2.3.2- Modèle TIE-GCM

Le TIE-GCM (Thermosphere-Ionosphere-Electrodynamic General Circulation Model) est un modèle tridimensionnel de circulation générale, qui prend en compte l'ensemble des processus énergétiques, chimiques, dynamiques et électrodynamiques de l'ionosphère entre 97km et 500km environ. Il résout les équations qui régissent ces processus (Dickinson et al., 1984; Roble et al., 1988 et Richmond et al., 1992). Ce modèle permet alors de déterminer, entre autres paramètres, les compositions, densités, températures et vitesses des ions et particules neutres (figure 2.10 et figure 2.11). Il est surtout capable de calculer à l'échelle globale les champs électriques et courants ionosphériques, et les variations magnétiques associées aussi bien au sol qu'en altitude. Pour un jour spécifique de l'année, le modèle utilise comme paramètres d'entrée, la densité de flux de radiations solaires EUV donnée par l'indice $F_{10.7}$, la puissance hémisphérique relative aux particules magnétosphériques précipitées dans la zone aurorale et la différence de potentiel électrostatique de la calotte polaire. En plus de ces paramètres, le TIE-GCM utilise également un modèle réaliste du champ géomagnétique principal (IGRF).

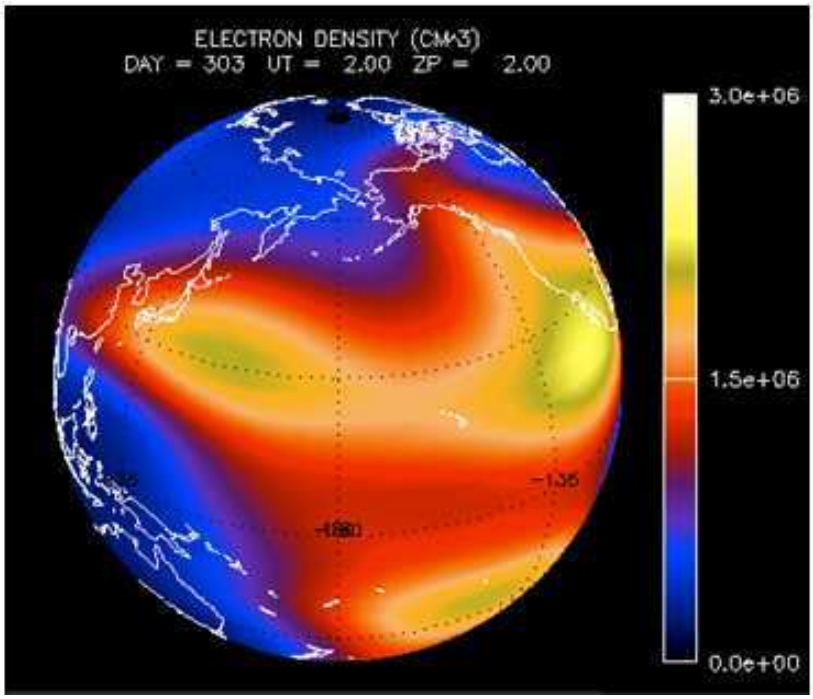


Figure 2.10: Présentation la densité électrique du modèle Thermosphère-Ionosphère-Électrodynamique de circulation générale (TIEGCM).

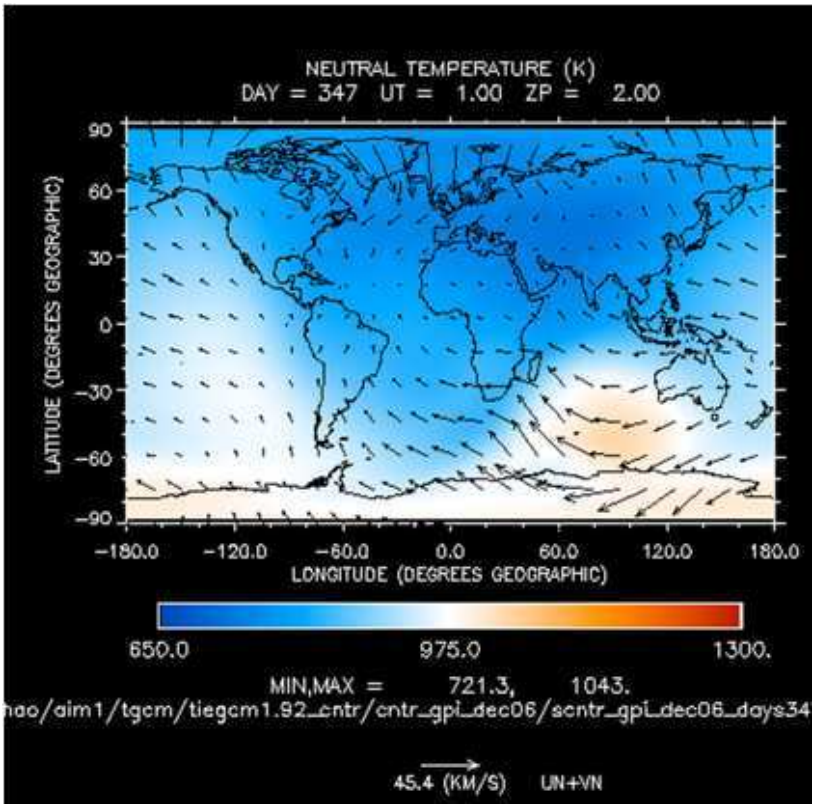


Figure 2.11: Présentation la température neutre par le TIEGCM

Comme conditions aux limites, le TIE-GCM utilise le modèle GSWM (Global Scale Wave Model) de Hagan et Forbes (2002, 2003). Ce modèle génère l'effet des marées migrantes diurnes et semi diurnes ascendantes à la base de la thermosphère à 97km. Il génère aussi l'effet des marées non-migrantes produites par la chaleur latente dans la troposphère et qui se propagent vers le haut. A la limite supérieure (approximativement entre 500 et 600km d'altitude) les flux verticaux d'ion O^+ entre l'ionosphère et la plasmasphère, rendant compte des échanges d'ions entre les deux milieux, sont utilisés. Dans la calotte polaire, la distribution du potentiel électrique est décrite par le modèle de Heelis et al. (1982). En basse latitude, les lignes du champ géomagnétique sont considérées comme équipotentielles, impliquant la symétrie du potentiel électrique par rapport à l'équateur magnétique. Tous les calculs électromagnétiques sont effectués dans le système de coordonnées lié à l'apex magnétique, défini par Richmond (1995b).

2.4- Conclusion

Les données recueillies à l'observatoire de Phu Thuy ont permis de constituer une base de données ionosphériques et de données magnétiques. En vue de l'échange de ces données avec les équipes des secteurs de longitude différente, un catalogue final a été élaboré.

En ce qui concerne notre étude, des évènements types ont été sélectionnés pour des périodes de calme magnétique. Outre les évènements sélectionnés, l'étude du champ magnétique global requiert les observations obtenues dans les autres régions où existent des réseaux mondiaux permanents (par exemple INTERMAGNET) nous a permis de rassembler un jeu de données magnétiques en moyenne latitude, dans les trois secteurs de longitude (asiatique, africain et américain) et les deux hémisphères.

Ces données nous permettent de caractériser les particularités de la variation régulière morphologique du champ magnétique terrestre enregistré à Phu Thuy-Viet Nam durant le cycle solaire 23 et de la variation morphologique des couches ionosphériques F2, F1, E et ES enregistrées par l'ionosonde de Phu Thuy-Vietnam pendant la période de 1962 à 2002. Le chapitre 3 est consacré à cette étude. Les simulations de certains évènements seront faites à l'aide du modèle et présentées au chapitre 4.

Chapitre 3

Variations de l'ionosphère et spécificité du champ magnétique au Vietnam

3.1- Introduction

Au chapitre 1 et annexe 1, nous avons présenté les différentes équations physiques concernant les paramètres électrodynamiques ionosphériques et le mécanisme de la variation journalière régulière du champ magnétique terrestre Sq (Solar quiet) (Chapman et Bartels, 1940) et S_R (Mayaud, 1965). Aux moyennes et basses latitudes la variation journalière régulière S_R observée durant les périodes de calme magnétique est associée au système de courants ionosphériques générés essentiellement par les marées atmosphériques.

Dans ce chapitre, nous allons analyser des paramètres caractéristiques de l'ionosphère à Phu Thuy sur plusieurs cycles solaires, principalement les densités électroniques ionosphériques. Nous établirons un modèle de conductivité ionosphérique basé sur ces densités électroniques et puis nous nous intéressons à l'étude de la variation régulière du champ magnétique terrestre afin de caractériser le système de courant équivalent Sq durant le cycle solaire 23 à Phu Thuy-Vietnam. Ceci permettra de comprendre plus en détail les comportements de l'ionosphère et du champ magnétique terrestre à l'échelle locale. De plus, c'est la première étape de l'étude des courants électriques ionosphériques au Vietnam.

Les résultats de cette étude ont été publiés dans trois articles intitulés: ***'' Sq field characteristics at Phu Thuy, Vietnam, during solar cycle 23: comparisons with Sq field in other longitude sectors''*** et ''***Time variations of the ionosphere at the northern tropical***

crest of ionization at Phu Thuy, Vietnam *''* dans la revue **Annales Geophysicae** à l'annexe 2. L'autre article intitulé: *''**Modèle de conductivité ionosphérique au Vietnam**''* doit paraitre dans la revue **Science of the Earth,** il est aussi dans l'annexe 2. Nous rappellerons ici les principaux résultats obtenus.

3.2- Analyse des paramètres électrodynamiques ionosphériques

3.2.1- Analyse des paramètres ionosphériques sur plusieurs cycles solaires à Phu Thuy

3.2.1.1- Analyse des données

Dans cette partie nous analysons les fréquences critiques et les hauteurs virtuelles des couches ionosphériques F2, F1, E et E_S enregistrées par l'ionosonde de Phu Thuy-Vietnam pendant la période de 1962 à 2002, correspondant aux cycles solaires 20, 21, 22 et une partie du cycle 23. Dans le chapitre 2 nous avons présentés les paramètres ionosphériques déduits des ionogrammes. Phu Thuy est une station située près de la crête de l'anomalie équatoriale ($10,2^0$N;108^0E) dans le secteur asiatique. Nous analyseronsles valeurs des fréquences critiques foF2, foF1, foE et foEs et des hauteurs virtuelles h'F2, h'F1, h'E, h'Es en fonction du temps. Les données ont été enregistrées en continu par trois différents sondeurs ionosphériques verticaux: l'IRX-Hongrois (1962-1966), l'AIC-Russe (1967-1994), l'IPS71-Australien (1994-2002).

Dans cette étude, nous étudierons les variations des paramètres ionosphériques en fonction du cycle solaire, de la saison et de la journée. Nous analyserons également l'effet de l'activité magnétique qui différente pour les jours magnétiquement calmes avec l'indice magnétique journalier am < 20nT et les jours magnétiquement perturbés avec am > 20nT.

- Les valeurs moyennes arithmétiques calculées à partir des valeurs horaires des paramètres sont utilisées pour étudier la variation diurne.

Les valeurs moyennes quotidiennes ont été dérivées à partir des données horaires disponibles, pour foF2 il y a 24 valeurs horaires (jour et nuit) et pour foF1 il n'y a que 13 valeurs (jour uniquement).

- La variation saisonnière et la variation annuelle sont obtenues en utilisant respectivement les valeurs moyennes arithmétiques des valeurs mensuelles et annuelles.

- Nos saisons sont les suivantes: l'hiver (novembre, décembre, janvier et février), l'été (mai, juin, juillet, août), équinoxe d'automne (septembre, octobre), le équinoxe de printemps (mars, avril). Les barres d'erreurs sont données par l'expression: $\sigma = \sqrt{V}$, où V est la variance donnée par la formule $\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(x_i - \mu)^2$, μ est la valeur moyenne. Elles fournissent une estimation de la variabilité des paramètres ionosphériques.

- L'étude est réalisée pour les différentes phases du cycle solaire. On distingue quatre phases: la phase du minimum pour les années avec Rz < 20, la phase de montée du cycle pour les années avec 20 ≤ Rz ≤ 100, la phase du maximum pour les années avec Rz ≥ 100 et la phase descendante pour des années avec 100≥ Rz ≥ 20. Le tableau 3.1 donne les années pour chaque phase du cycle de taches solaires.

Cycles solaires	**Phase minimum**	**Phase montée**	**Phase maximum**	**Phase descendante**
20	1964	1965-1966	1968-1970	1971-1975
21	1976	1977-1978	1979-1980	1982-1985
22	1986	1987-1988	1989-1991	1992-1995

Tableau 3.1: Les années des phases différentes du cycle de taches solaires.

3.2.1.2- Les variations en fonction du cycle solaire et les variations à long terme

La figure 3.1 illustre la variation des fréquences critiques et des hauteurs virtuelle des couches ionosphériques F2, F1, E et Es en fonction du cycle solaire de taches. A gauche de la figure, ce sont les fréquences critiques en Mhz. A droite de la figure, ce sont les hauteurs virtuelles en km. De haut en bas, ce sont les couches F2, F1, E et Es. Sur chaque panneau est superposée la valeur moyenne annuelle du nombre de taches solaires.

La figure 3.1 présente une bonne corrélation entre des fréquences critiques des couches F2 (foF2), F1 (foF1) et E (foE) avec le cycle de taches solaires. Au contraire, la fréquence critique de la couche Es (foEs) et les hauteurs virtuelles h'F2, h'F1, h'E et h'Es ne sont pas corrélées avec le nombre de taches solaires. De 1980 à 1994, pour des raisons

techniques, les hauteurs virtuelles h'E et h'Es ne sont pas fiables. Elles ne sont pas présentées sur la fig.3.1.

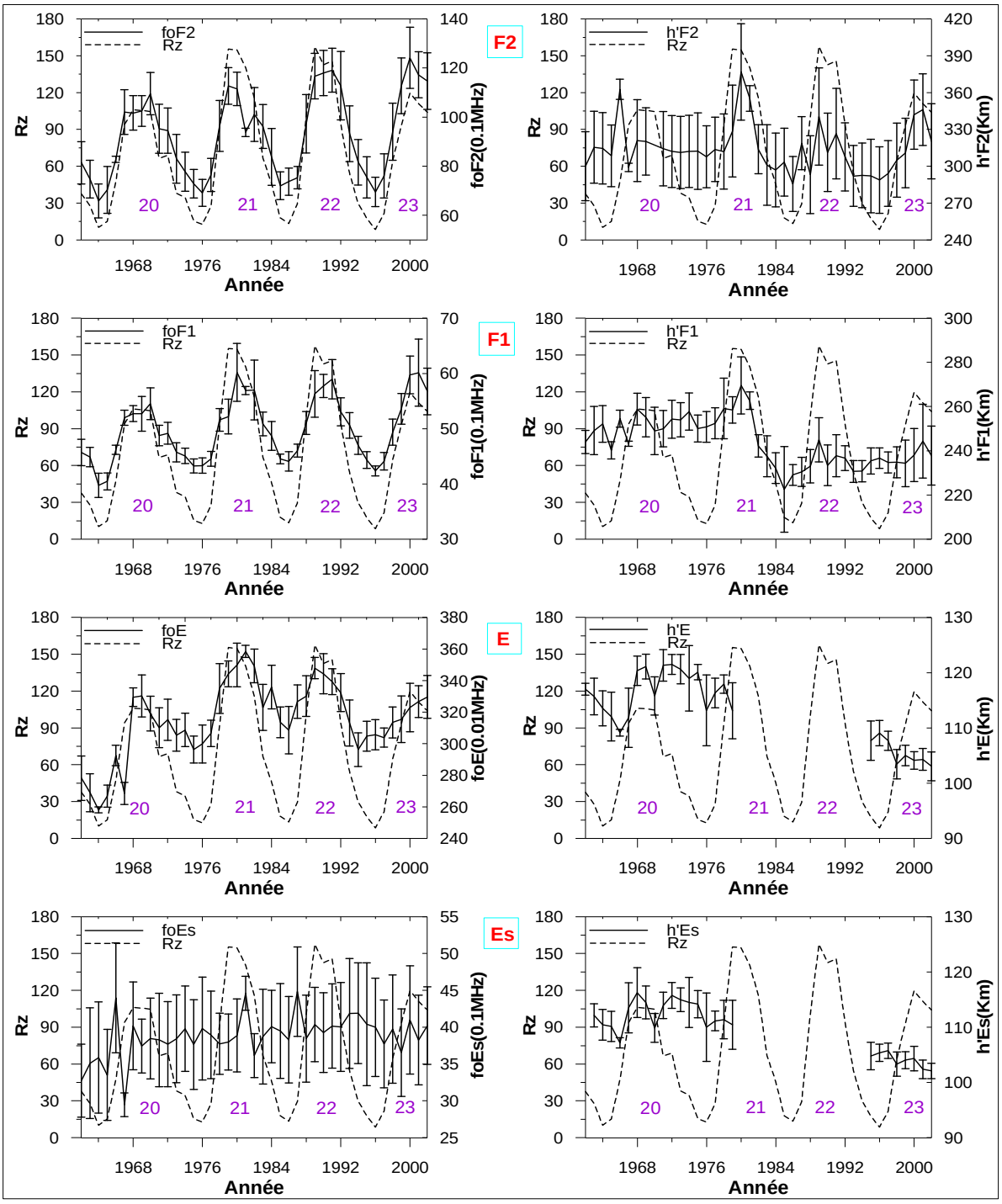


Figure 3.1: Variation annuelle en fonction du cycle de tache solaire des fréquences critiques (à gauche) et des hauteurs virtuelles (à droit) des couches F2, F1 et E, et la variation annuelle des cycles de tache solaire (ligne pointillée).

La figure 3.1 montre aussi que les fréquences critiques foF2 et foF1 augmentent durant trois cycles solaires. Concernant la couche E, la fréquence critique foE présente un autre motif: elle augmente de 1962 à 1984 et diminue ensuite. Il y a donc une variation à long terme des fréquences critiques de certaines couches ionosphériques

Pour évaluer cette variation à long terme nous utilisons la technique de régression linéaire en établissant une courbe théorique ayant l'expression suivante:

$$X_{th} = a \cdot R_z + b \qquad \text{(eq.3.1)}$$

Où Rz est le nombre de taches solaires.

$$\Delta X_i = X_i - X_{th} \qquad \text{(eq.3.2)}$$

Où Xi correspond aux observations de fréquences critiques. Puis nous estimons: ΔfoE, ΔfoF1 et ΔfoF2 sont présentées sur la figure 3.2.

Cette figure révèle les caractéristiques suivantes:

(1) ΔfoF2 augmente de 1962 à 2002 avec un taux de 0,025 MHz par an (panneau du bas),

(2) ΔfoF1 augmente avec un taux de 0,009 MHz par an (panneau du milieu)

(3) ΔfoE augmente de 1962 à 1982 avec un taux de 0,024 MHz par an, puis diminue de 1984 à 2002 avec un taux de -0,013 MHz par an (panneau du haut).

La figure 3.3 présente la variation annuelle du foF2, h'F2, foF1 et h'F1 de haut en bas durant des jours magnétiquement calmes avec am< 20nT (courbes bleues) et durant les jours perturbés avec am > 20nT (courbes rouges) et pour tous les jours (courbes violettes).

Cette figure montre clairement que l'effet géomagnétique est très faible sur les valeurs moyennes.

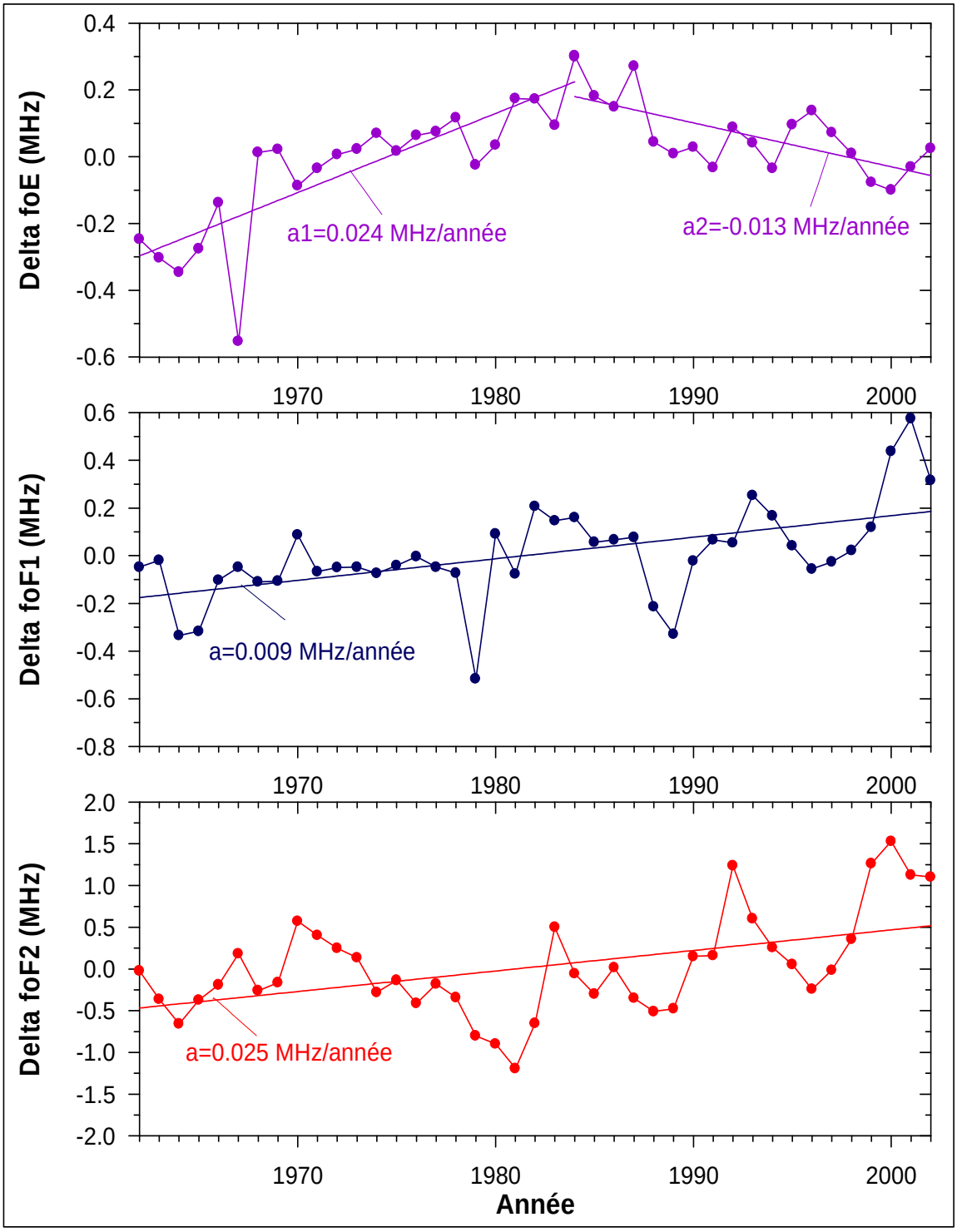


Figure 3.2: Variation annuelle à long terme des paramètres ionosphériques (foF2, foF1 et foE) à Phu Thuy.

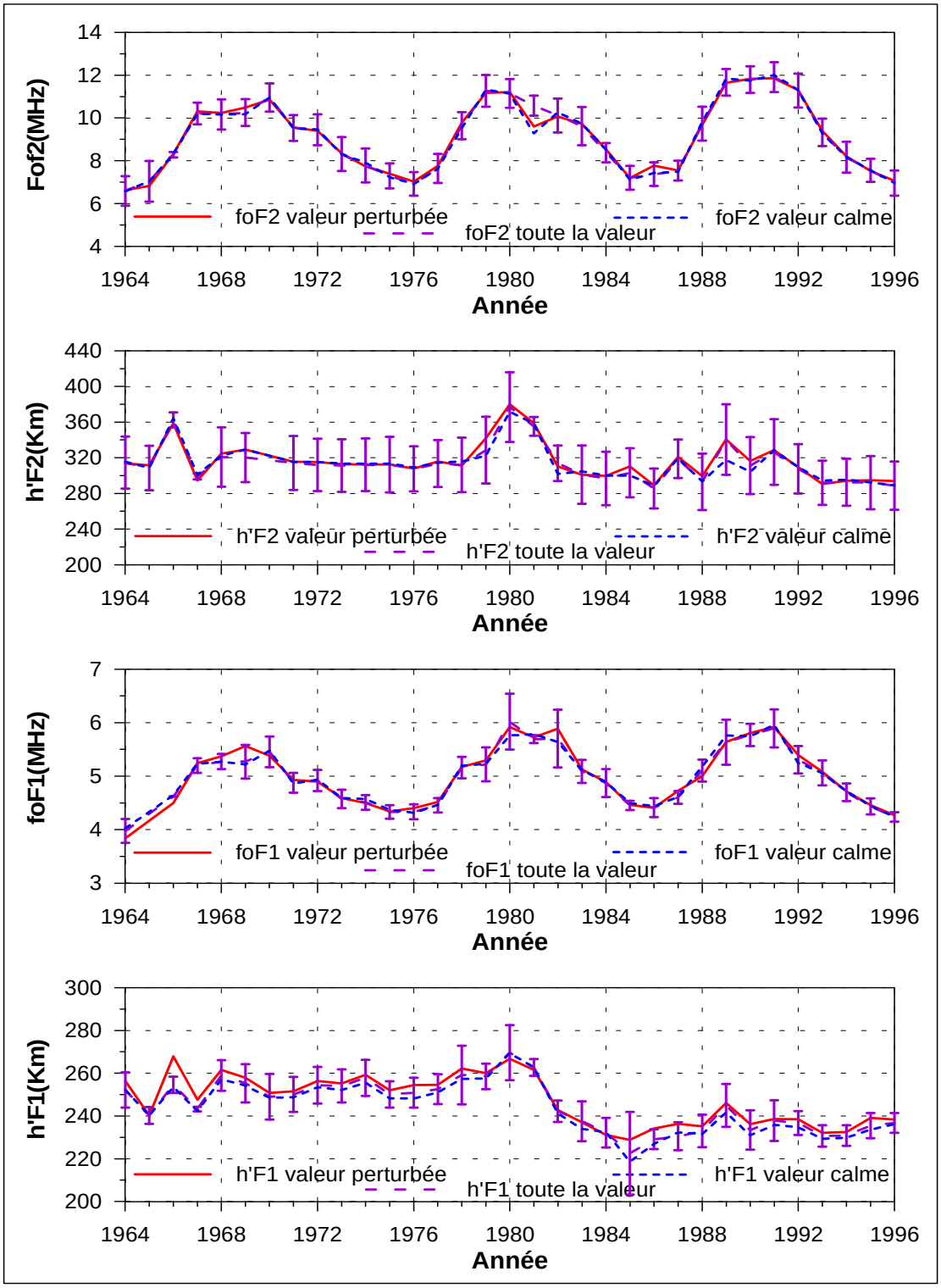


Figure 3.3: Variation annuelle de foF2, h'F2, foF1 et h'F1 (de haut en bas) durant les cycles de tache solaire par les jours perturbés (rouge), les jours magnétiquement calmes (bleu) et tous les jours (violet).

Les tableaux 3.2 et 3.3 donnent les coefficients de corrélation entre les paramètres ionosphériques et l'indice Rz pour les jours magnétiquement calmes avec am <20 (tableau 3.2) et pour tous les jours (tableau 3.3). Les coefficients de corrélation de foF2 durant des cycles solaires 20, 21 et 22 sont assez similaires entre 0,835 et 0,867. Il n'y a pas de différence entre les jours magnétiquement calmes et tous les jours. Concernant la fréquence critique foF1, le coefficient de corrélation diminue, du cycle solaire 20 au cycle solaire 21, et augmente du cycle solaire 21 au cycle solaire 22 pour les jours magnétiquement calmes (tableau 3.2) et pour tous les jours (tableau 3.3).

En ce qui concerne la fréquence critique de la région E, foE, le coefficient de corrélation augmente avec le cycle solaire de 0.612 (cycle 20) à 0.754 (cycle 22) pour les jours magnétiquement calmes et de 0,611 à 0,739 pour tous les jours.

Cycles Jours magnétiquement calmes (am<20nT)		**20**	**21**	**22**
Coefficients corrélés	*f*oF2	0.836	0.847	0.842
	*f*oF1	0.897	0.791	0.868
	h'F2	0.154	0.365	0.223
	h'F1	0.141	0.478	0.183
	*f*oE	0.612	0.652	0.754
	*f*oEs	0.0489	0.0762	0.001
	h'E	0.213	0.297	0.005
	h'Es	0.151	0.308	0.002

Tableau 3.2: Coefficients de corrélation entre les paramètres ionosphériques et cycles de tache solaire durant les jours magnétiquement calmes (am<20nT)

Cycles Tous les jours		**20**	**21**	**22**
Coefficients corrélés	*f*oF2	0.842	0.867	0.842
	*f*oF1	0.913	0.725	0.895
	h'F2	0.061	0.386	0.365
	h'F1	0.147	0.496	0.266
	*f*oE	0.611	0.745	0.739
	*f*oEs	0.038	0.087	0.010
	h'E	0.245	0.330	0.005
	h'Es	0.135	0.347	0.003

Tableau 3.3: Coefficients de corrélation entre les paramètres ionosphériques et les cycles de tache solaire durant les jours magnétiquement calmes (am < 20nT) et les jours perturbés (am ≥ 20nT).

Le tableau 3.4 donne l'intervalle de confiance [99% (colonne 3)] pour les corrélations entre le nombre de taches solaires Rz et foF2, foF1, foE. Les coefficients de corrélation sont statistiquement significatifs avec un niveau de confiance de 99% par Fisher's t-test.

Critical frequency	Correlation coefficients	99% Confidence interval
***f*oF2**	0.842 (20) 0.867(21) 0.842(22)	[0.760, 0.897] [0.787, 0.918] [0.753, 0.900]
***f*oF1**	0.913 (20) 0.724 (21) 0.895 (22)	[0.866, 0.944] [0.574, 0.827] [0.834, 0.935]
***f*oE**	0.611(20) 0.745 (21) 0.739 (22)	[0.456, 0.730] [0.607, 0.839] [0.605, 0.832]

Tableau 3.4: Coefficients de corrélation et intervalles de confiance

3.2.1.3- La variation saisonnière

Pour étudier la variation saisonnière, ΔfoF2, ΔfoF1, Δh'F2, Δh'F1, nous avons retiré, pour chaque mois, la variation due au cycle de taches qui est donnée par l'équation de régression moyenne ($X = a \cdot R_z + b$).

La figure 3.4 illustre la variation moyenne mensuelle de ΔfoF2 pour les phases différentes: la phase minimum (en haut à gauche), la phase de croissance (en bas à gauche du panneau), la phase maximum (en haut à droite) et la phase de décroissante (en bas à droite du panneau).

Durant toutes les phases, on observe clairement la variation semi annuelle de ΔfoF2 avec des valeurs maximales à l'équinoxe et minimales aux solstices. Le premier maximum est en avril, excepté durant la phase décroissante du cycle solaire 22. Le deuxième maximum apparaît généralement en octobre.

Nous observons que les deux maxima aux équinoxes sont asymétriques et que cette asymétrie change avec les phases du cycle de taches solaires:

- le maximum d'automne est plus petit que celui de printemps durant les phases de minimum et de descente.

- le maximum de printemps est plus petit que celui de l'automne durant les phases de croissance et de maximum du cycle des taches solaires 22.

Durant les phases de décroissance et de maximum des cycles de taches 21 et 22, la fréquence critique ΔfoF2 en décembre est plus grande que celle observée juillet.

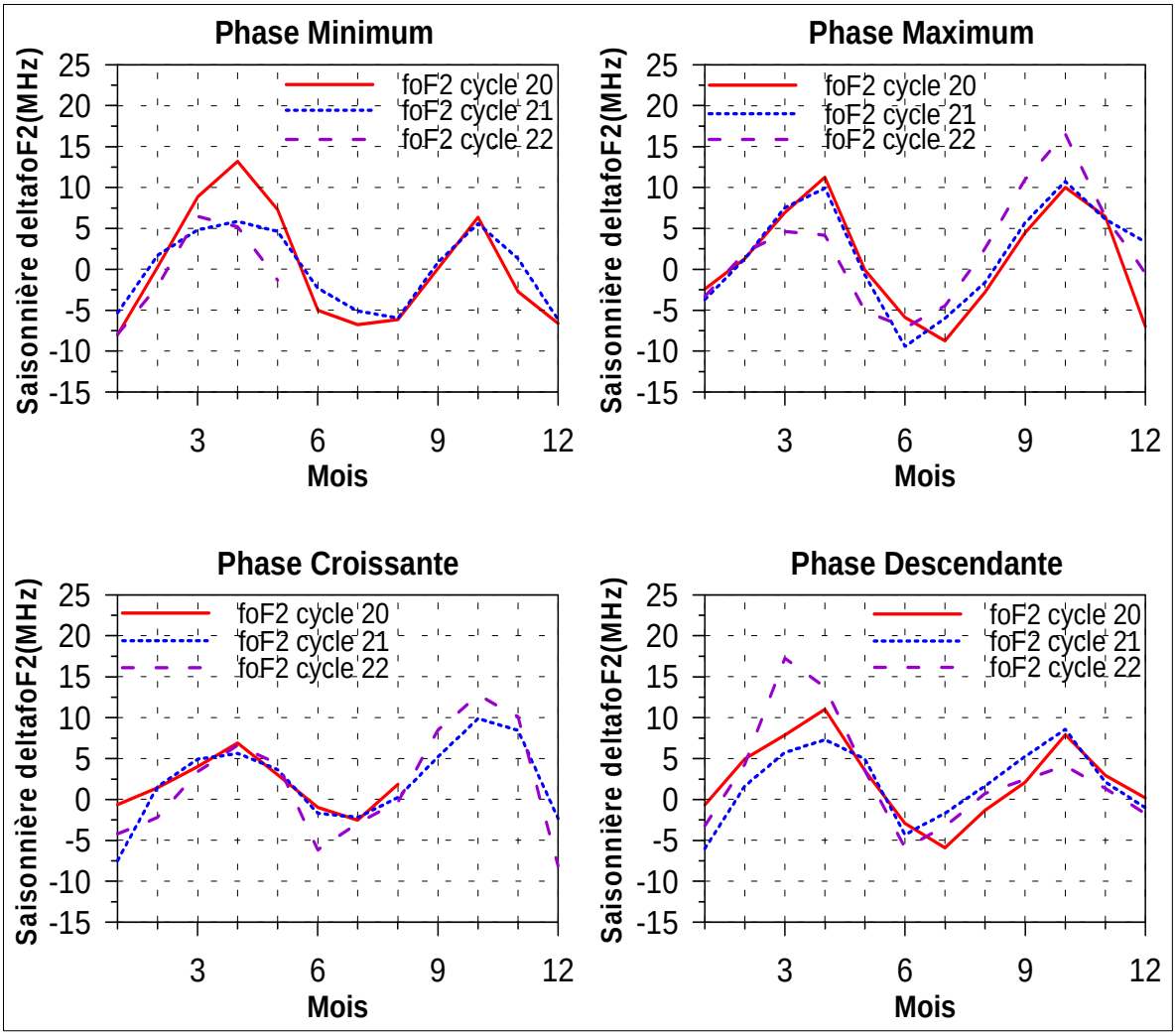


Figure 3.4: Variation saisonnière de ΔfoF2 pour les phases cycles de tache solaire, durant les cycles 20 (rouge), 21 (bleu) et 22 (violet).

La figure 3.5, similaire à la figure 3.4, présente la variation mensuelle de ΔfoF1 pour les quatre phases solaires. Durant la phase minimum du cycle solaire 20 (en haut à gauche) la variation saisonnière de ΔfoF1 est similaire à celle de ΔfoF2, les deux maxima sont aux équinoxes. Durant la phase maximum (en haut à droite), ΔfoF1 présente une variation annuelle avec un maximum en avril pour les cycles solaires 20 et 21 et un maximum en mai

pour le cycle solaire 22. Pour les phases de croissance et de décroissance (en bas de la figure) ΔfoF1 présente une variation semi annuelle.

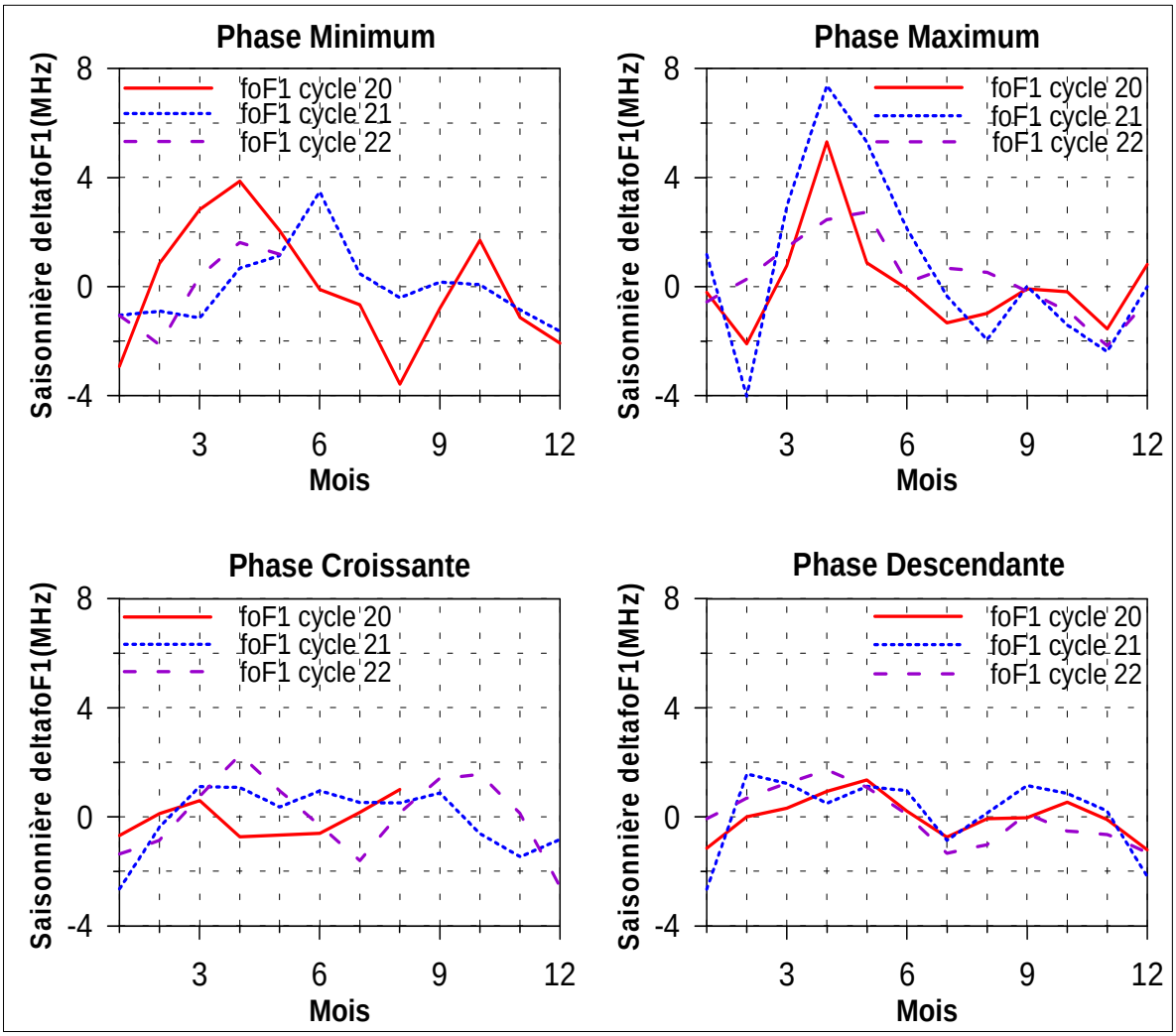


Figure 3.5: Variation saisonnière de ΔfoF1 pour les phases cycles de tache solaire, durant les cycles 20 (rouge), 21 (bleu) et 22 (violet).

La figure 3.6 illustre la variation saisonnière de Δh'F2. Pour toutes les phases du cycle des taches solaires, Δh'F2 a un maximum en juin et un minimum en hiver et augmente pendant le début de l'année de janvier à juin, puis diminue. Δh'F2 change avec les phases du cycle de taches solaires. Durant les phases de minimum, de croissance et de décroissance, Δh'F2 diminue du cycle solaire 20 au cycle 21 (en haut à gauche et pour les deux panneaux du bas). Au contraire, durant la phase maximum (en haut à droite) Δh'F2 est plus grand durant le cycle solaire 21 que durant les cycles solaires 20 et 22.

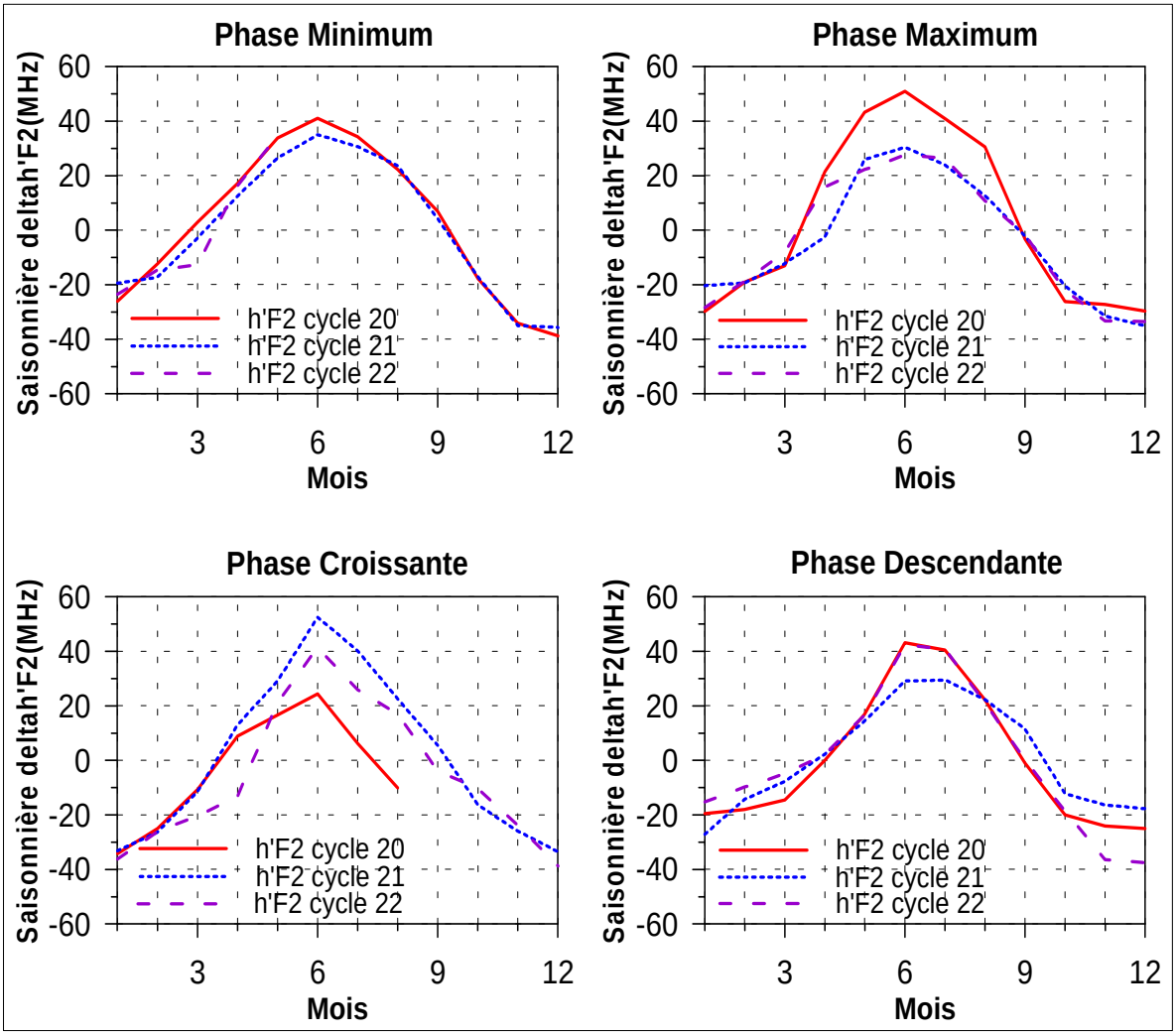


Figure 3.6: Variation saisonnière de Δh'F2 pour les phases cycles de tache solaire, durant les cycles 20 (rouge), 21 (bleu) et 22 (violet).

La figure 3.7, similaire à la figure 3.6, présente la variation saisonnière de Δh'F1 pour les quatre phases du cycle de taches solaires. Les données montrent une variation annuelle avec un maximum généralement en juin et un minimum en hiver.

Durant les phases de minimum, de maximum et de décroissance, Δh'F1 présente une variation assez similaire pour les cycles 20, 21, 22. Durant la phase de croissance du cycle de taches, Δh'F1 est similaire pour les cycles solaires 20 et 21.

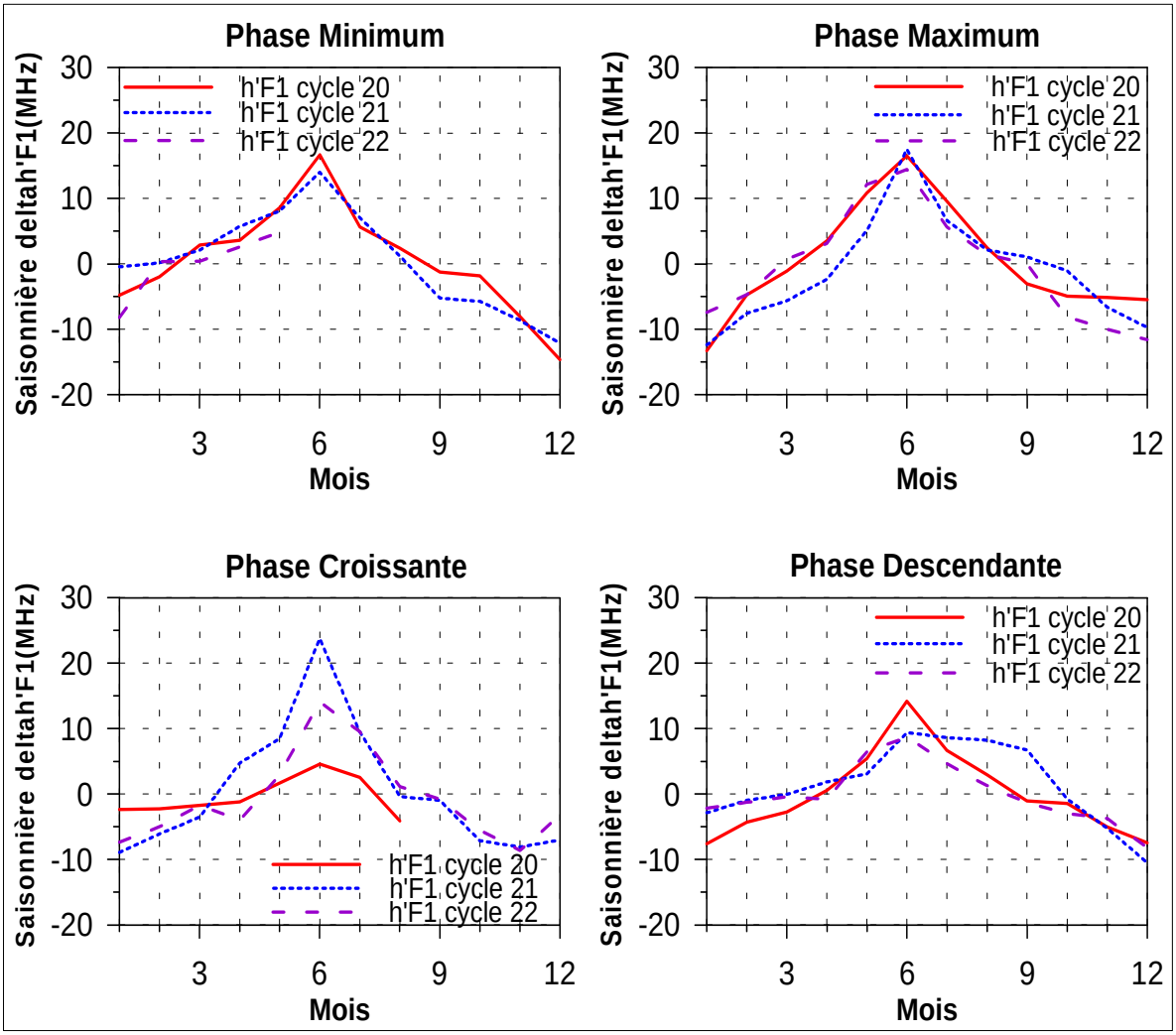


Figure 3.7: Variation saisonnière de Δh'F1 pour les phases cycles de tache solaire, durant les cycles 20 (rouge), 21 (bleu) et 22 (violet).

3.2.1.4- La variation diurne

La figure 3.8 illustre la variation moyenne diurne des fréquences critiques foF (de 00h00 LT à 06h00 LT et de 18h00 LT et 23h00 LT) et foF2 (de 06h00LT à 18h00 LT) observée durant les différentes phases du cycle des taches solaires. foF et foF2 présentent toujours la même variation: foF diminue avant le lever du soleil, et atteint un minimum à 05h00 LT et ensuite diminue dans la nuit; foF2 augmente pour atteindre un maximum à 14h00 LT, puis diminue encore plus tard.

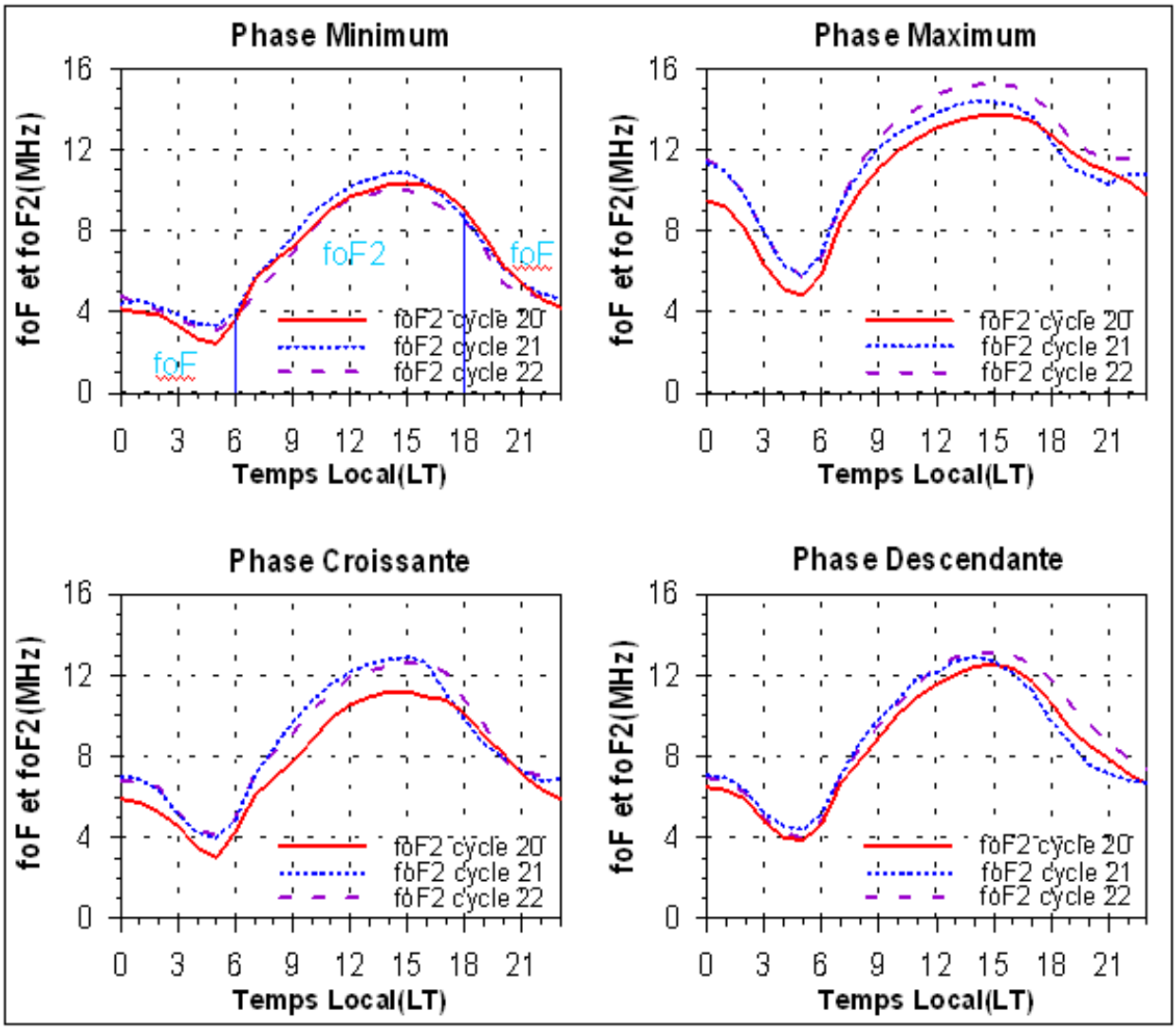


Figure 3.8: Variation diurne de foF et foF2 durant les différentes phases du cycle de taches, pour les cycles de 20 (rouge), 21 (bleu) et 22 (violet).

La figure 3.9 présente la variation moyenne diurne de foF1 observée à de 06h 00 LT à 18h 00 LT, durant toutes les phases des cycles de taches solaires 20, 21 et 22. foF1 augmente de 6h 00LT à 12h 00 LT, puis diminue symétriquement. Cette figure est observée pour toutes les phases du cycle de taches à l'exception de la phase descendante, durant cette dernière phase les courbes sont différentes pour les cycles solaires différents (panneau en bas à droite).

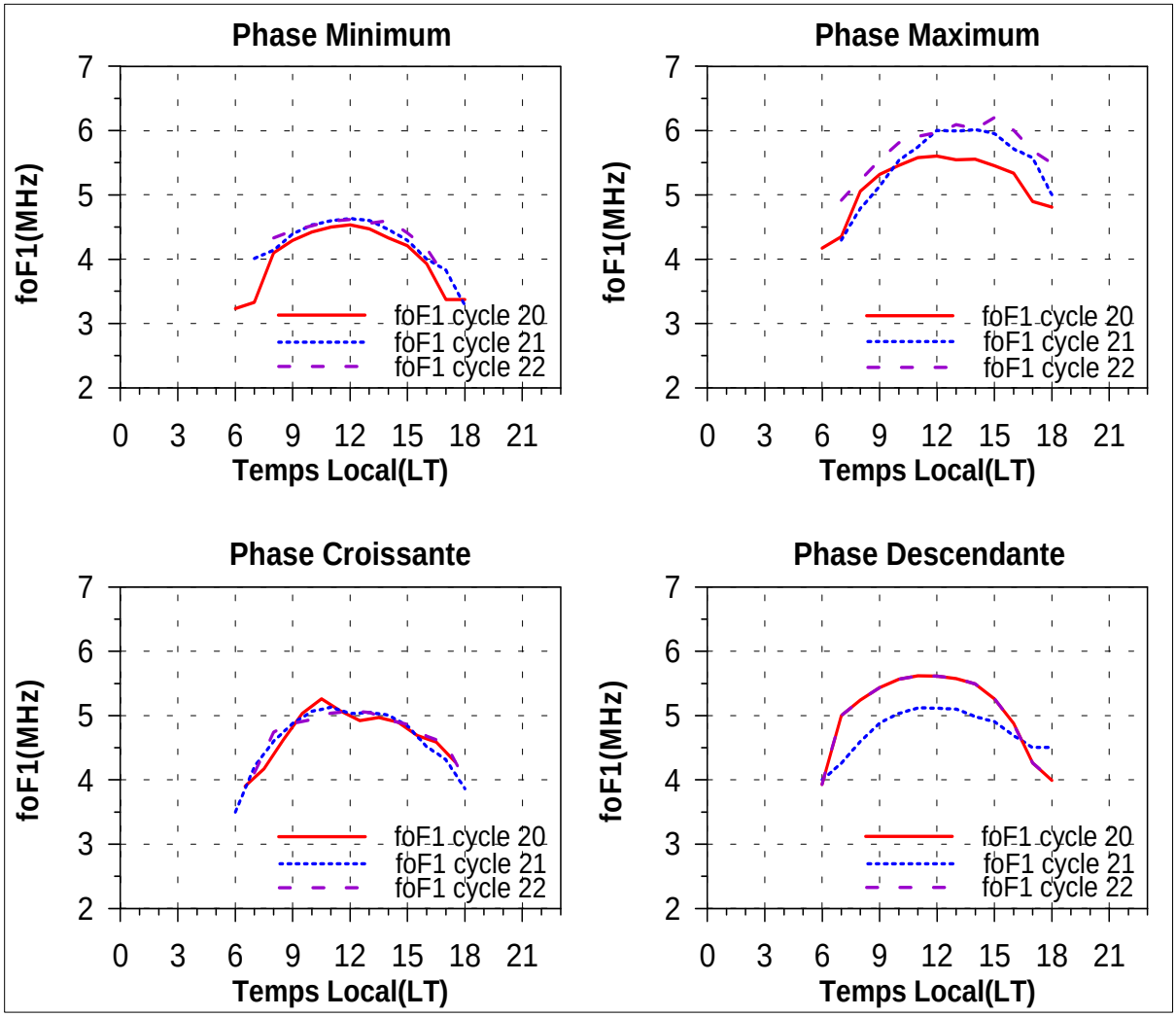


Figure 3.9: Variation diurne de foF1 durant les phases du cycle de taches, pour les cycles de 20 (rouge), 21 (bleu) et 22 (violet).

La figure 3.10 présente la variation moyenne diurne de h'F2 observée entre 06.00 TL et 18.00 TL, pour les différentes phases des cycles de taches 20, 21 et 22. Durant toutes les phases, h'F2 augmente le matin pour atteindre un maximum autour du midi local et diminue l'après-midi. La variation moyenne diurne de h'F2 varie de 260 km à 360 km dans la journée. La hauteur h'F2 durant la journée est supérieur à la hauteur durant la nuit. Ceci est une caractéristique particulière de la couche F près de la crête d'ionisation aux latitudes tropicales. Nous remarquons aussi que la variation diurne de h'F2 est assez similaire pour toutes les phases du cycle des taches solaires, mais l'amplitude de la hauteur virtuelle h'F2 change d'un cycle solaire à un autre.

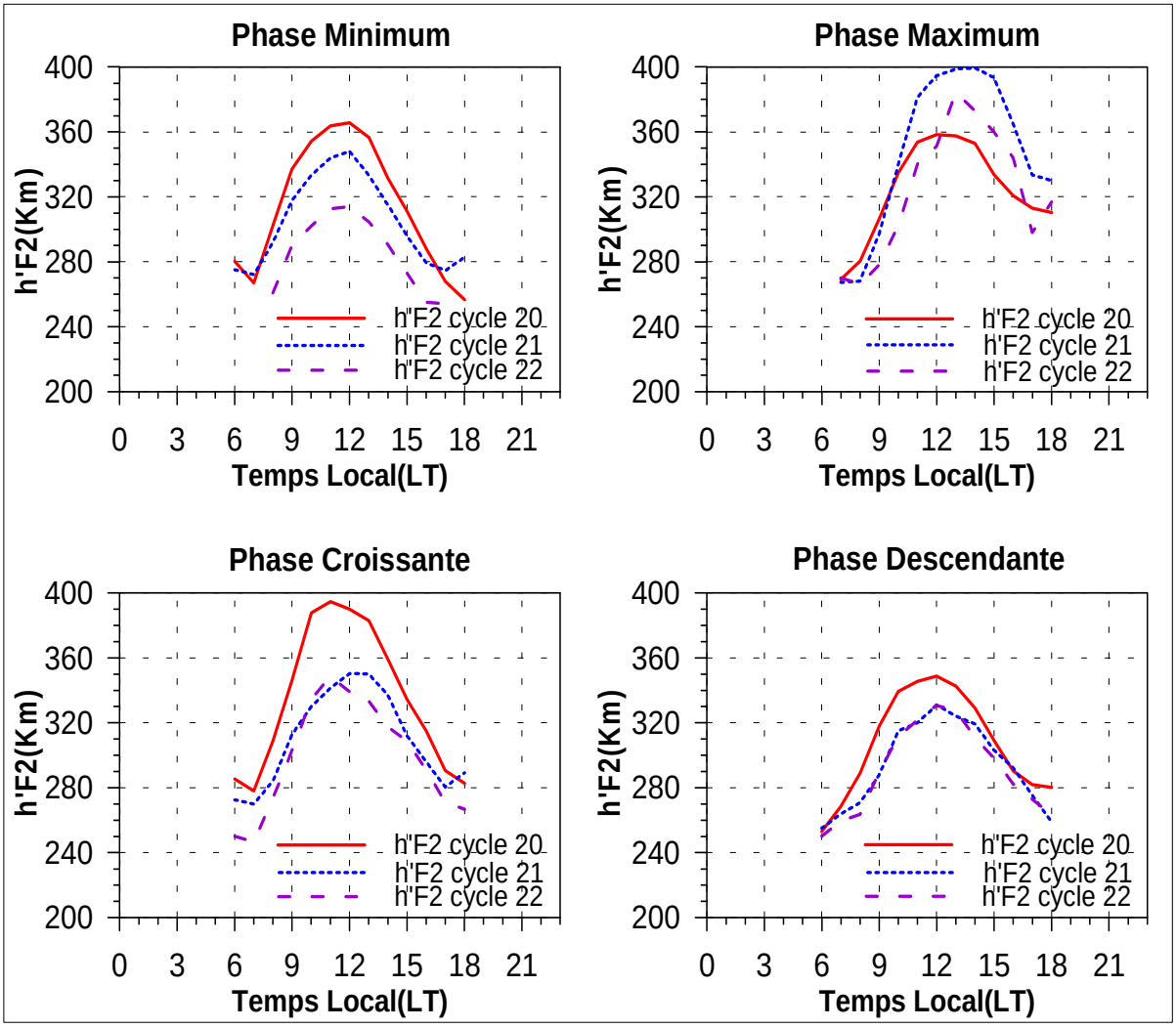


Figure 3.10: Variation diurne de h'F2 durant les différentes phases du cycle de taches, pour les cycles de 20 (rouge), 21 (bleu) et 22 (violet).

La figure 3.11 présente la variation moyenne diurne des hauteurs virtuelles h'F (de 0h00 LT à 06h00 LT et 18h00 LT à 23h00 LT) et h'F1 (de 06h00 LT à 18h00 LT) pour les différentes phases des cycles de taches solaires 20, 21 et 22. Les minima et maxima de h'F apparaissent le matin aux environs de 4h 00 LT et de 5h 00 LT et l'après-midi aux environs 18h 00 LT et de 19h 00 LT mais ils sont nettement plus faibles, sauf durant la phase du maximum des cycles (en haut à droite) où les maxima de l'après-midi sont supérieurs à ceux du matin pour les cycles solaires 21 et 22. Le principale caractéristique de h'F1 est: un minimum près de midi.

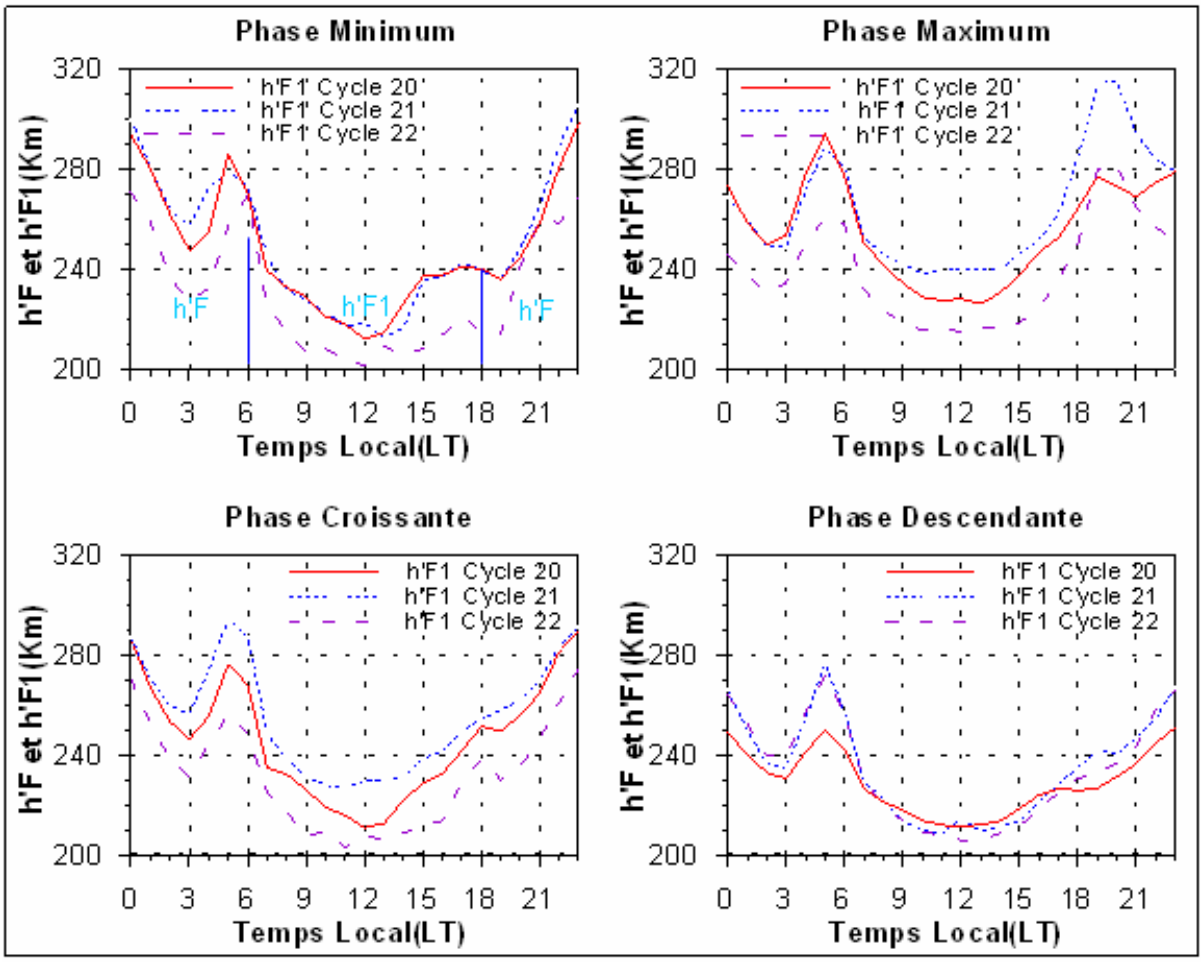


Figure 3.11: Variation diurne de h'F et h'F1 durant les différentes phases du cycle de taches pour les cycles de 20 (rouge), 21 (bleu) et 22 (violet).

3.2.1.5- Conclusion

Notre série de mesures d'ionosonde est la plus longue base de données (40 ans) disponible sur les variations des couches ionosphériques à la crête d'ionisation de l'hémisphère nord dans le secteur asiatique. Cette série de résultat unique est présentée avec des courbes abondantes et des tableaux.

Les principales caractéristiques des paramètres ionosphériques observées à Phu Thuy sont les suivantes:

Les fréquences critiques foF2 et foF1 augmentent au cours des trois cycles solaires.

Les coefficients de corrélation entre foF2, foF1 et foE et le nombre de taches solaires Rz sont assez bonnes, mais nettement plus faible pour la fréquence critique foEs et les hauteurs virtuelles.

La fréquence critique foE augmente du cycle solaire 20 au cycle solaire 21, puis diminue durant la phase descendante du cycle 21.

L'influence géomagnétique sur les valeurs moyennes des paramètres ionosphériques est très faible à Phu Thuy, comme l'indique la figure 3.3.

La variation saisonnière du paramètre ΔfoF2 présente un motif semi annuel, une anomalie d'hiver, (l'anomalie d'hiver est un phénomène faible, qui n'est pas toujours détecté à Phu Thuy) et une asymétrie entre les deux pics d'équinoxe qui change avec les phases du cycle de taches.

Les hauteurs virtuelles des couches F1 et F2 sont plus grandes durant les mois d'été.

Les variations diurnes de h'F sont un minimum et un maximum le matin, et un maximum près de minuit. foF présente un minimum à 05h 00 LT.

Les variations diurnes de foF1 présentent un maximum autour du midi local. Le principale caractéristique de h'F1 est un minimum près de midi.

Les variations diurnes de foF2 présentent un maximum à 14h 00 LT. h'F2 a un maximum à 12h00 LT.

Ce travail constitue un point de départ pour l'étude des variations moyennes. D'autres investigations avec des modèles sont nécessaires pour expliquer toutes ces caractéristiques, et notamment celles liées aux variations à long terme des couches et aux variations du cycle de taches solaires.

3.2.2- Modèle de conductivité

3.2.2.1- Formule de conductivité

Le tenseur de conductivité est fonction de la densité électronique des fréquences de collision ion-neutre et des collisions entre les électrons et les neutres (annexe 1):

$$\sigma_p = \frac{N_e e}{B}\left(\frac{\nu_{in}\Omega_i}{\nu_{in}^2+\Omega_i^2} + \frac{\nu_{en\perp}\Omega_e}{\nu_{en\perp}^2+\Omega_e^2}\right) \qquad \text{(eq.3.3)}$$

$$\sigma_h = \frac{N_e e}{B}\left(\frac{\Omega_e^2}{\nu_{en\perp}^2+\Omega_e^2} - \frac{\Omega_i^2}{\nu_{in}^2+\Omega_i^2}\right) \qquad \text{(eq.3.4)}$$

où:

σ_p et σ_h sont respectivement les conductivités de Pedersen et de Hall; B le module du champ magnétique; N_e la densité électronique, e la charge de l'électron; ν_{in} et ν_{en}. sont

respectivement, les fréquences de collision entre les ions et les neutres, et entre les électrons et les neutres; et finalement, Ω_i et Ω_e les gyrofréquences des ions et électrons, respectivement. L'obtention de σ_p (eq.3.3) et σ_h (eq.3.4) se trouve dans l'annexe 1.

Il est important de noter que la détermination des conductivités impose de calculer des fréquences de collisions des ions et des électrons avec l'atmosphère neutre. Ceci implique de connaitre les densités électroniques des couches et les différents composants de l'atmosphère.

Pour les densités des ions majoritaires dans la région E et la basse région F qui sont O^+, NO^+ et $O2^+$ et les densités des neutres dans la région E et la partie basse de la couche F qui sont O, N_2, O_2, nous faisons usage du modèle MSIS 90 (Hedin 1991). Les paramètres d'entrée sont: le jour, l'heure, l'altitude, la latitude, la longitude, le flux solaire, et l'indice magnétique Ap. Les paramètres de sortie des modèles MSIS 90 sont les densités des neutres (O, N2, O2) et les températures exosphériques ainsi que la température des neutres à l'altitude considérée.

Pour la détermination de la fréquence de collision entre des électrons et les neutres (O, N2, O2), et les ions (O^+, NO^+, O^+_2) et les neutres nous utilisons la formule utilisée par Richmond (1995) dans la région E et dans la partie basse de la couche F:

$$\nu_{en} = \left(7.2N_{N2}R_e^{0.95} + 5.2N_{O2}R_e^{0.79} + 1.9N_O R_e^{0.85}\right)\times 10^{-15} m^3 s^{-1} \qquad \text{(eq.3.5)}$$

$$\nu_{in}(NO^+) = \left[3.4(N_{N_2} + N_{O_2})R_i^{-0.16} + 1.9N_O R_i^{-0.19}\right]\times 10^{-16} m^3 s^{-1}$$

$$\nu_{in}(O_2{}^+) = \left[3.3N_{N_2}R_i^{-0.17} + 6.1N_{O_2}R_i^{0.37} + 1.8N_O R_i^{-0.19}\right]\times 10^{-16} m^3 s^{-1}$$

$$\nu_{in}(O^+) = \left[5.4N_{N_2}R_i^{-0.20} + 7.0N_{O_2}R_i^{-0.05} + 8.9N_O R_i^{0.5}\right]\times 10^{-16} m^3 s^{-1}$$

Où N_{N2}, N_{O2}, N_O sont les densités des neutres (N_2, O_2 et O). $R_e = T_e/300K$, $R_i = (T_i+T_n)/1000K$, T_e, T_i et T_n sont les températures des électrons, des ions et des neutres avec T en K.

La densité électronique d'une couche ionosphérique est liée à la fréquence de plasma par l'expression suivante :

$$N_e = 1.24 * 10^{10} f_p^2 \qquad \text{(eq.3.6)}$$

L'expression qui relie la hauteur virtuelle h'(*f*) et la hauteur réelle h(*f*) est donnée par l'équation suivante:

$$h'(f) = \int_0^{h(f)} \frac{dh}{\sqrt{1-(\frac{f_p(h)}{f})^2}} \qquad \text{(eq.3.7)}$$

Où: f_p est la fréquence de plasma et Ne est la densité électronique. Les profils de densité électronique sont calculés avec le programme POLAN (Titheridge, 1985; Le Huy Minh et al., 2004). L'inversion Polan d'ionogramme donne les profils de densité électronique (voir chapitre 2).

3.2.2.2-Analyse des données

La figure 3.12 présente deux ionogrammes obtenus avec l'ionosonde de Phu Thuy le 16 juin 2001. L'ionogramme de jour est à 10LT (diagramme du haut) et l'ionogramme de nuit est à 23hLT (diagramme du bas). Sur l'ionogramme du matin 10hLT, les couches F2 et E sont bien définies, sur l'ionogramme de nuit on observe uniquement la couche F.

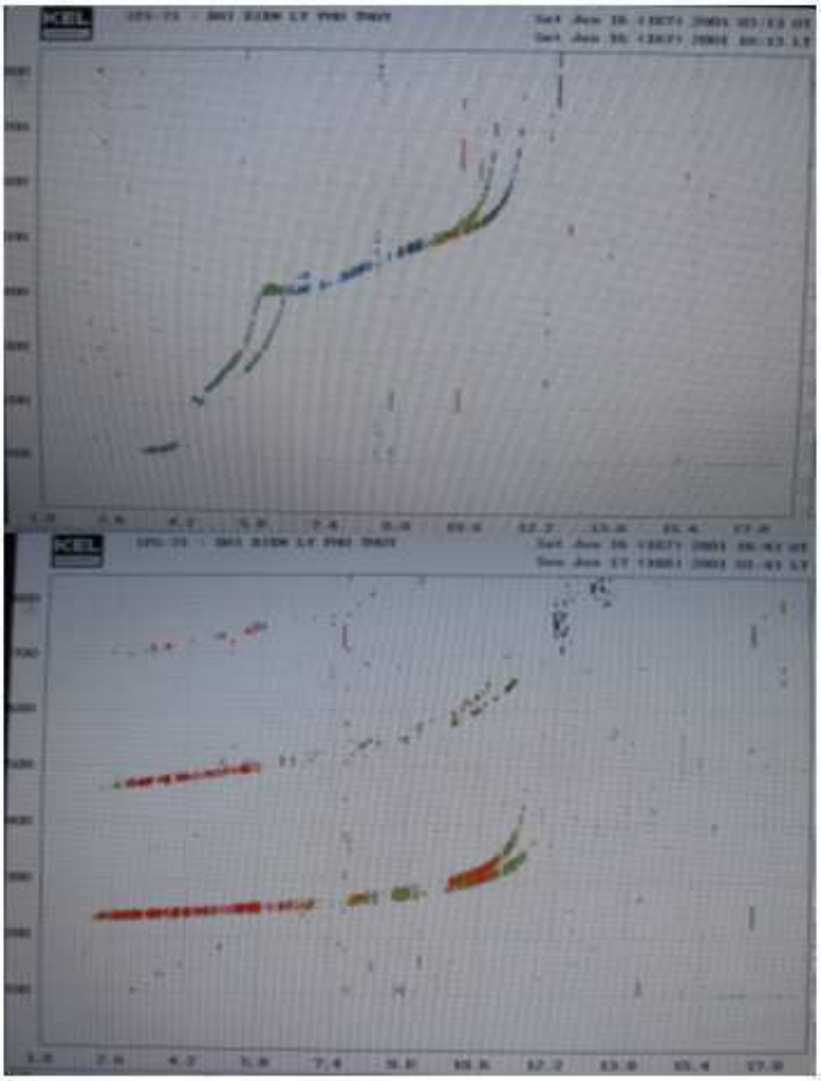


Figure 3.12: Ionogramme présentant les hauteurs virtuelles en fonction des fréquences de sondage

La figure 3.13 représente l'organigramme de calcul des conductivités ionosphériques. L'ionosonde de Phu Thuy fournit les densités électroniques. L'ensemble des paramètres de l'atmosphère sont données par le modèle MSIS90.

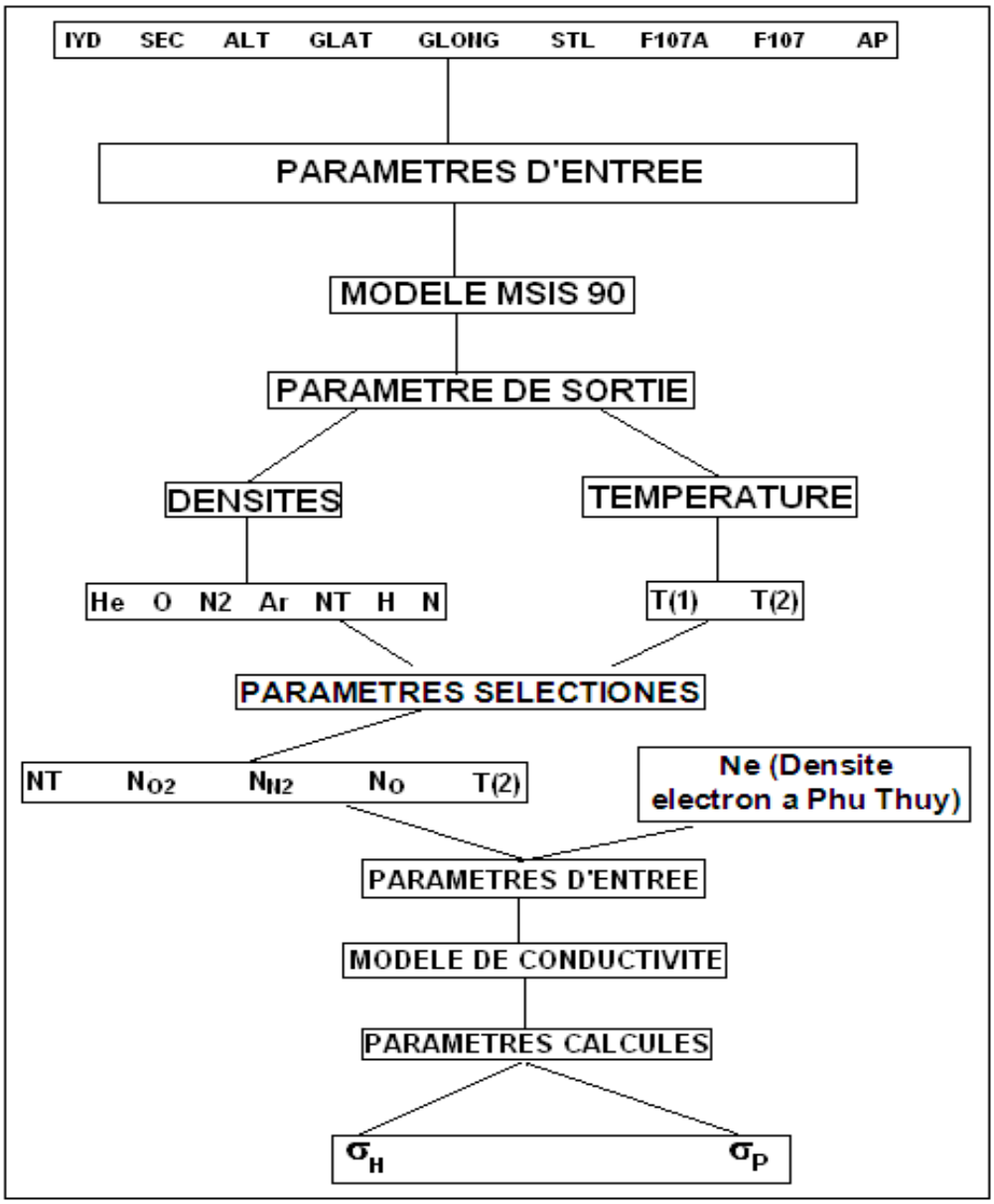


Figure 3.13: Organigramme de calcul des conductivités à partir des profils d'ionogrammes inversés et du modèle MISIS 1990.

L'étude a été réalisée pour les différentes phases de cycle solaire n°23 - 1996 à 2006. On distingue quatre parties: la phase du minimum pour des années avec Rz < 20, la phase de croissance pour des années avec 20 ≤ Rz ≤ 100, la phase du maximum pour des années avec

Rz ≥ 100 et la phase de décroissance pour des années avec 100≥ Rz ≥ 20. Pour chaque phase nous avons choisi deux cas correspondant à des saisons différentes afin d'analyser l'effet saisonnier.

La table 3.5 donne les dates sélectionnées pour cette étude. Nous avons choisi 4 cas de vents solaires calmes (Vs < 400km/s) pour différentes phases du cycle solaire {minimum, maximum, croissante, décroissante}. Ces jours représentent des jours d'activité magnétique calme. Nous avons dans le tableau 3.5 donné la moyenne journalière de l'indice am (Menvielle and Berthelier, 1992; Menvielle and A. Marchaudon, 2006; Menvielle et al., 2011) qui permet de mesurer l'activité magnétique moyenne: les jours magnétiquement calmes ont un am<20, et les jours magnétiquement très calmes ont un am<13.

Date	**Position cycle tache**	**am**	**Vitesse du vent solaire**
04/03/1996	Minimum	15	Vs<350
14/06/1996	Minimum	5	Vs<350
26/10/1996	Minimum	7	Vs<350
27/12/1996	Minimum	6	Vs<350
10/03/1997	Croissance	4	Vs<350
14/05/1997	Croissance	9	Vs<350
19/10/1997	Croissance	5	Vs<350
15/12/1997	Croissance	7	Vs<350
17/03/2001	Maximum	12	Vs<350
16/06/2001	Maximum	8	Vs<350
19/10/2001	Maximum	19	Vs<350
09/12/2001	Maximum	5	Vs<350
24/08/2004	Décroissance	5	Vs<350
05/10/2004	Décroissance	4	Vs<350

Tableau 3.5: Tableau avec les 4 périodes sélectionnées

La figure 3.14 présente les profiles de densité électronique de l'ionosphère à Phu Thuy à différentes heures des journées (8h, 10h, 12h, 15h et 17h) pour le 26/10/1996 au minimum du cycle de taches. Les profils de densités électroniques présentent deux inflexions correspondant respectivement aux densités maximales des couches E et F2, c'est-à-dire correspondant aux fréquences critiques foE et foF2 des rayons ordinaires de l'onde émise.

La densité croit régulièrement de sa valeur minimale pour atteindre un premier maximum représentant la densité maximale de la couche E, puis l'on observe une déflexion

entre la couche E et la couche F2. Cette déflexion est appelée couche F1. De cette déflexion, la densité électronique croit progressivement jusqu'à la densité maximale de la couche F2. Au dessus de ce maximum, la densité décroit.

Les amplitudes des maxima des couches E et F2 sont plus grandes à 12 LT lorsque le soleil est au zénith. Nous observons les variations des profils de densité électronique similaires pour les maximum des couches E et F2 sur toutes figures: une augmentation des amplitudes des maximum le matin et une décroissance l'après-midi.

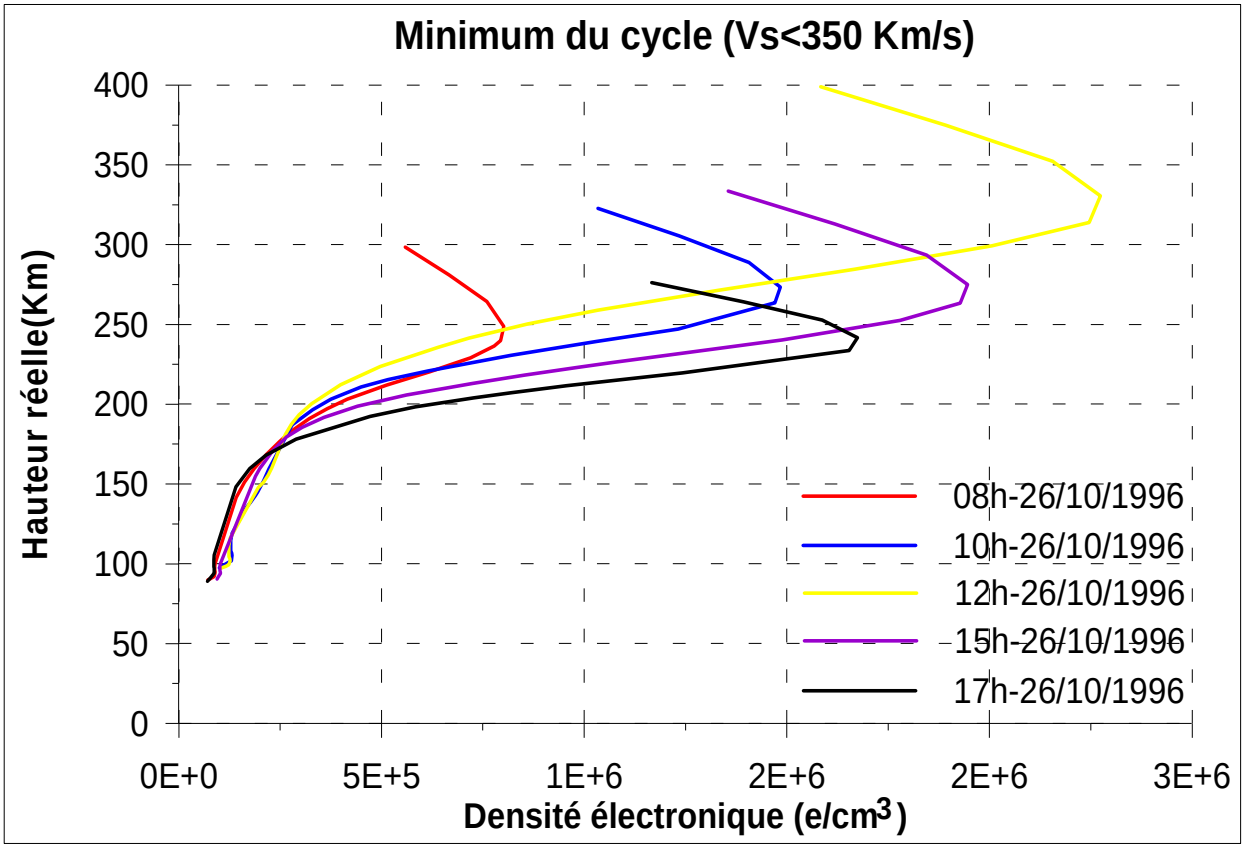


Figure 3.14: Présentation les profils de densité électronique à heure locale

3.2.2.3- La variation des profils de conductivité ionosphérique

La figure 3.15 présente les profils des conductivités ionosphériques de Hall et de Pedersen à différentes heures du jour pour les 04/03/1996 et 14/06/1996, 26/10/1996 et 27/12/1996, durant la phase minimum du cycle de tache. Cette figure montre que les ordres de grandeurs des conductivités de Pedersen varient entre 10^{-6} et 10^{-4} (S/m) et ceux de Hall entre 10^{-4} et 10^{-3} (S/m).

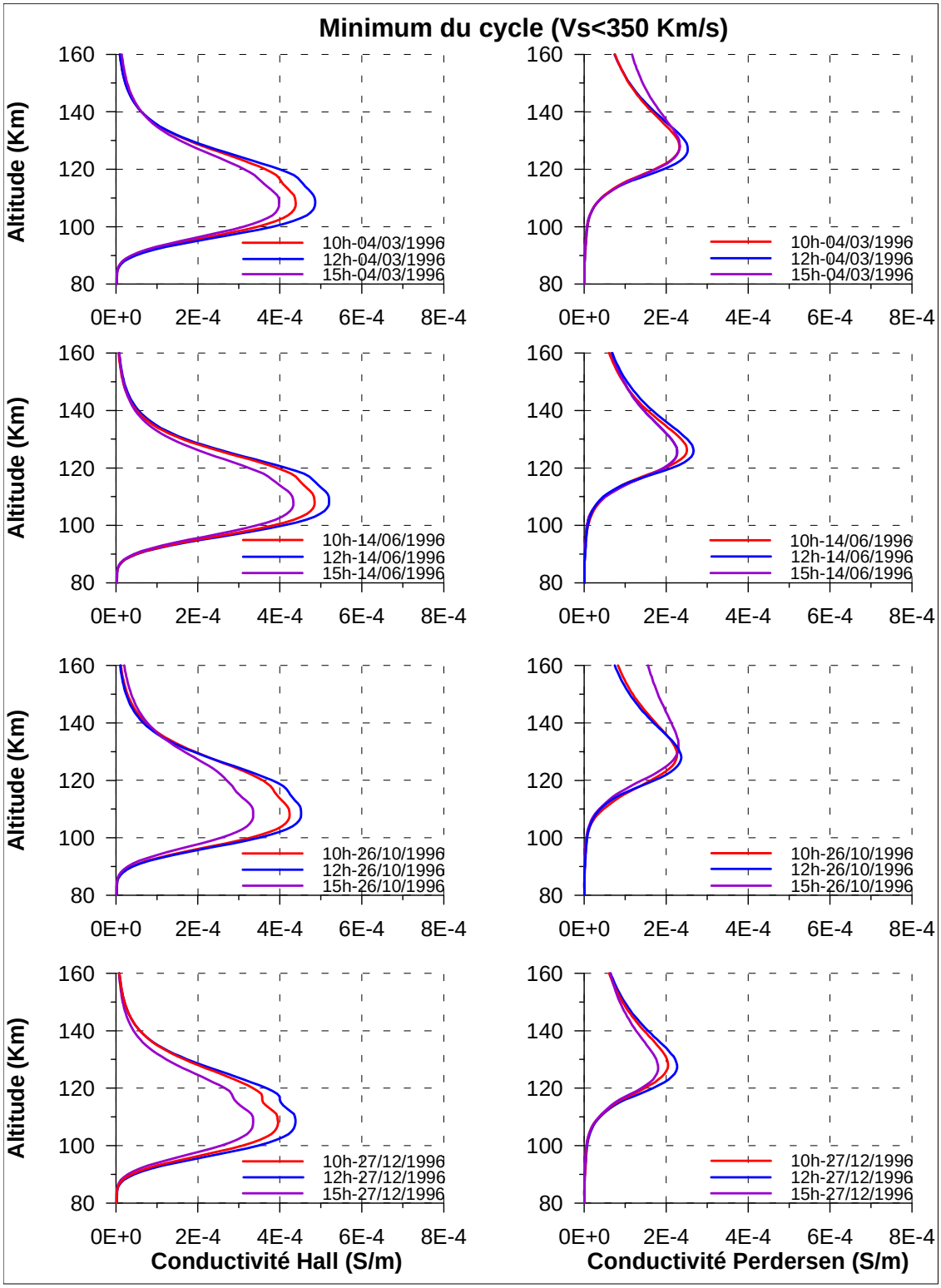


Figure 3.15: Les profiles des conductivités ionosphériques de Hall, de Pedersen à différentes heures des journées pour les 04/03/1996 et 14/06/1996, 26/10/1996 et 27/12/1996 durant la phase minimum du cycle pour quatre saison.

A gauche de la figure, les profils de conductivité ionosphérique de Hall présentent un pic à environ 107.3±0.5 km d'altitude, c'est dans cette région de forte conductivité que circule l'électrojet équatorial. Les conductivités de Hall présentent toutes un maximum unique à 12 LT, ce maximum est plus grand en été qu'au printemps, à l'automne et en hiver. Les profils de conductivités ionosphériques de Hall ont une variation similaire. Les conductivités augmentent le matin et diminuent l'après-midi.

A droite de la figure, sont représentés les profils de conductivité ionosphérique de Pedersen. Elles sont maximales aux environs de 127.1±0.8 km d'altitude. Les valeurs maximales sont atteintes autour de 12h 00 locales. Les profils de conductivité ionosphérique de Pedersen ont une variation similaire pour l'été et l'hiver. Il y a deux maximums à 10LT et 15LT pour le printemps et l'automne qui coïncident.

La figure 3.16 présente les profils des conductivités ionosphériques de Hall (à gauche) et de Pedersen (à droite) ~~à~~ différentes heures de la journée pour les 10/03/1997, 14/05/1997, 19/10/1997 et 15/12/1997 , et ceci, durant la phase croissante du cycle de taches.

Les profils des conductivités ionosphériques révèlent un maximum de la conductivité Hall entre les altitudes de 100 et 110 km, et un maximum de la conductivité Pedersen aux environs de 124 km d'altitude. Le maximum à 12 LT qui est plus grand en été qu'au printemps, à l'automne et en hiver. La variation des profils des conductivités est similaire. Les conductivités augmentent le matin et diminuent l'après midi.

La figure 3.17 présente les profils des conductivités ionosphériques de Hall (à gauche) et Pedersen (à droite) à différentes heures pour les 17/03/2001, 16/06/2001, 19/10/2001 et 09/12/2001 durant la phase maximum du cycle de tâches.

Les profiles des conductivités ionosphériques de Hall et Pedersen montrent une forte augmentation de 10 LT à 12 LT et une diminution dans l'après midi. Les maxima sont observés à 12 LT. Les maxima d'été sont plus grands que les maxima de printemps, d'automne et d'hiver. Nous observons une variation similaire des profils des conductivités ionosphériques de Hall et de Pedersen.

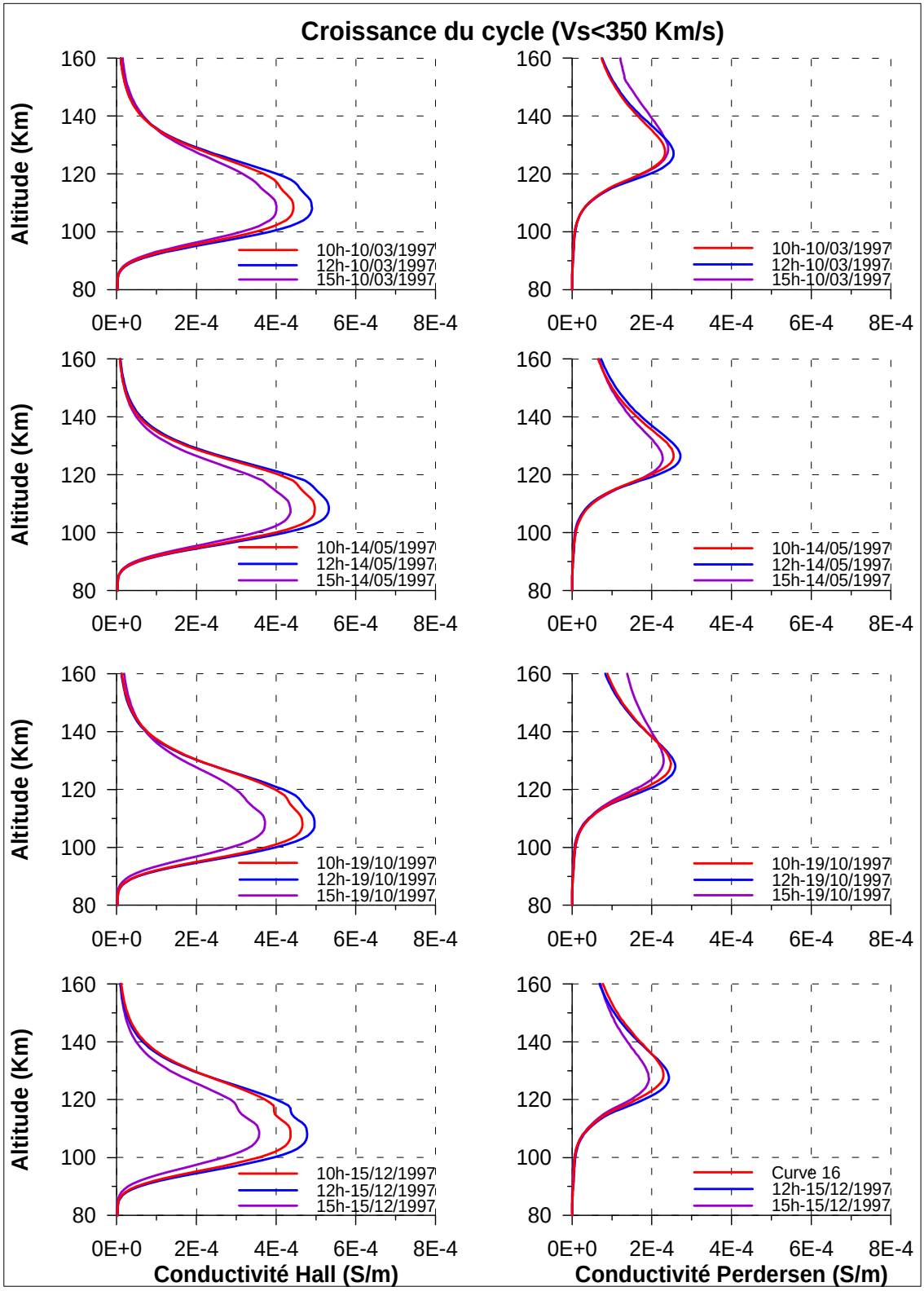


Figure 3.16: Les profiles des conductivités ionosphériques de Hall, de Pedersen à différentes heures des journées pour les 10/03/1997, 14/05/1997, 19/10/1997 et 15/12/1997 à la phase croissante cycle.

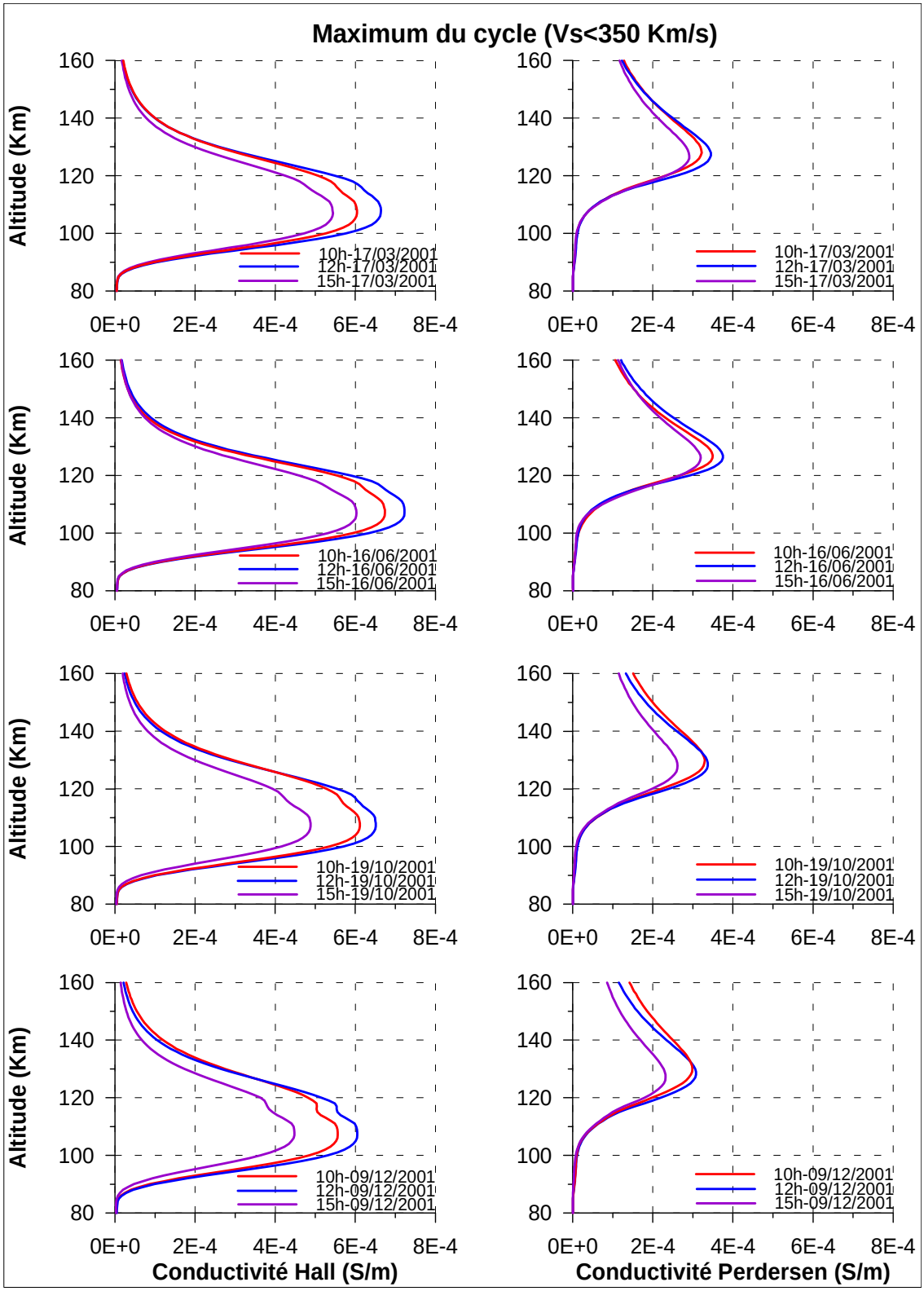


Figure 3.17: Les profiles des conductivités ionosphériques de Hall, de Pedersen à différentes heures des journées pour les 17/03/2001, 16/06/2001, 19/10/2001 et 09/12/2001 au maximum du cycle de taches.

La figure 3.18 représente les profiles des conductivités ionosphériques de Hall (à gauche) et de Pedersen (à droite) pour différentes heures des journées du 24/08/2004 et 05/10/2004 durant la phase décroissante du cycle de taches. Les profils des conductivités ionosphériques montrent un maximum à 12 LT entre les altitudes de 100 et 110 km pour la conductivité Hall, et à environ 124 km d'altitude pour la conductivité Pedersen. Le maximum est plus grand en été qu'au printemps, à l'automne et en hiver. Les profils des conductivités ionosphériques de Hall et Pedersen sont similaires.

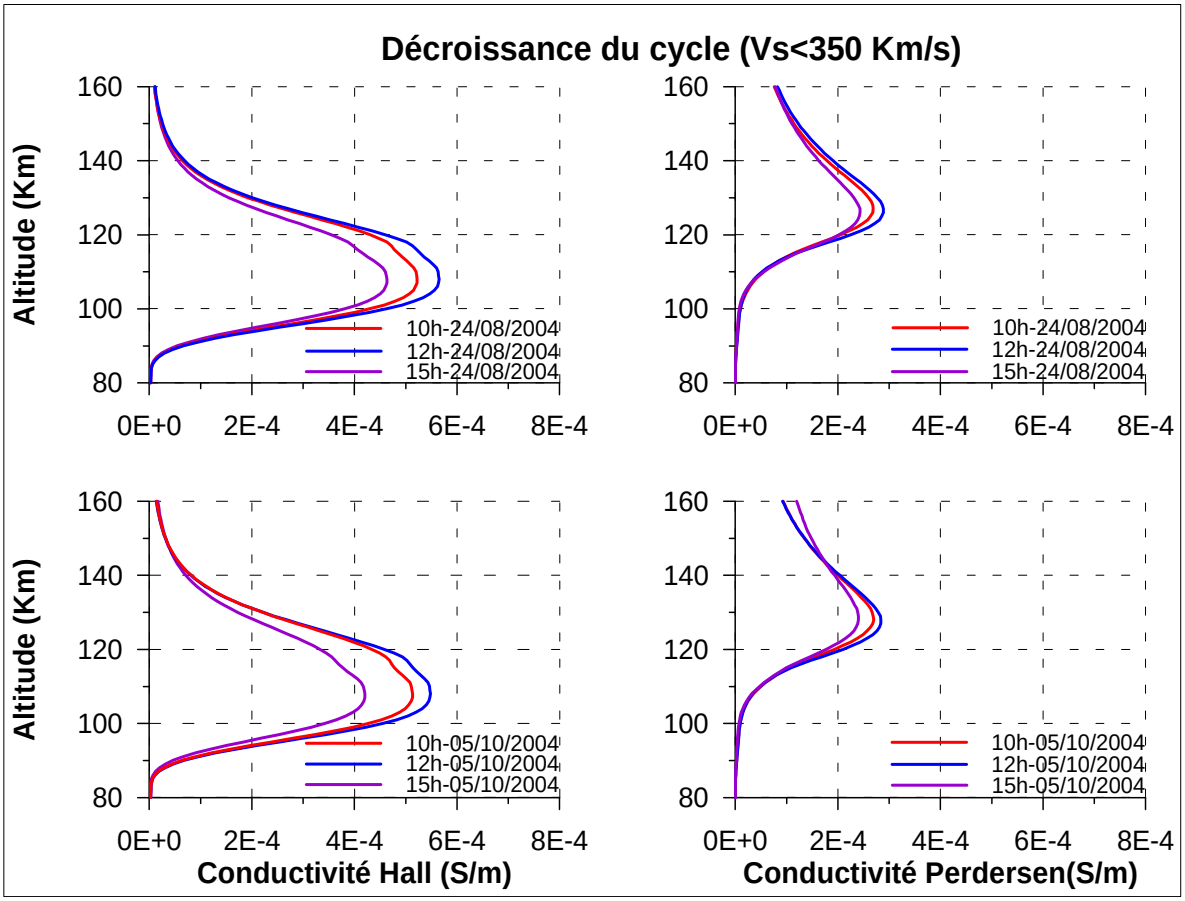


Figure 3.18: Les profiles des conductivités ionosphériques de Hall, de Pedersen pour différentes heures des journées du 24/08/2004 et 05/10/2004 durant la phase décroissante du cycle de taches.

La figure 3.19 permet de comparer les conductivités au minimum du cycle solaire de taches et au maximum du cycle solaire de taches à 12 LT, en été. Les conductivités Hall et Pedersen observées au maximum du cycle solaire de taches sont plus grandes que celles observées au minimum.

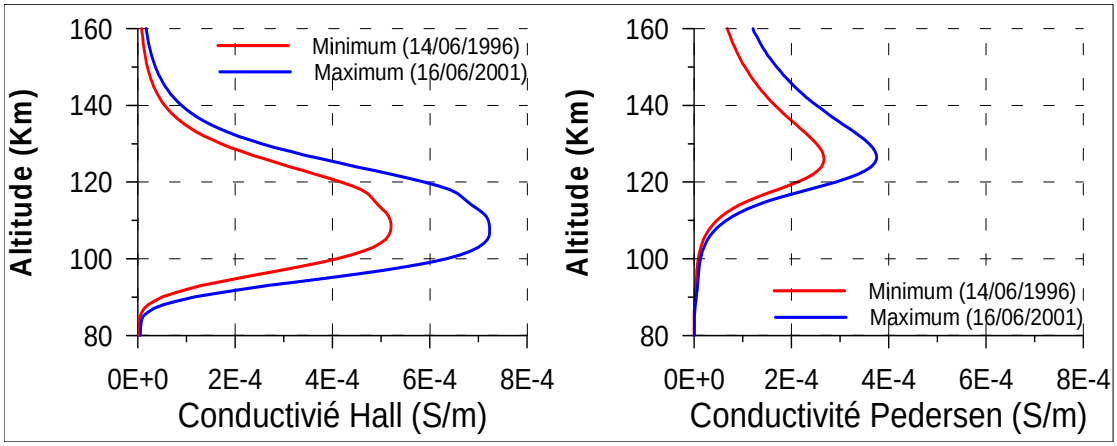


Figure 3.19: Comparaison des conductivités au maximum solaire et au minimum solaire à 12h LT et en été.

3.2.2.4- Conclusion

Les profils des conductivités ionosphériques révèlent un maximum de la conductivité Hall à environ 107.3±0.5 km d'altitude et un maximum de la conductivité Pedersen à environ 127.1±0.8 km d'altitude. Les conductivités ionosphériques augmentent le matin et diminuent l'après midi. Le maximum de la conductivité Hall est observé à 12 LT. Ce maximum est plus grand en été qu'au printemps, à l'automne et en hiver.

Cette étude apporte de nouvelles informations pour les modèles globaux de l'ionosphère, qui ne prennent pas en compte les données du Vietnam. Cette étude a permis la mise en évidence d'une forte conductivité dans la direction Ouest-Est aux environs de 107 km d'altitude. Elle ouvre la voie à l'établissement d'un modèle de conductivités ionosphériques propre à notre secteur de longitude.

3.3- Etude de la variation régulière du champ magnétique au Vietnam: Sr

3.3.1- Analyse des données

Les données utilisées sont les variations régulières du champ magnétique terrestre enregistrées à Phu Thuy-Viet Nam durant le cycle solaire 23 (de 1996 à 2006). Nous utilisons également les données du champ magnétique terrestre enregistrées dans différents observatoires du réseau INTERMAGNET en moyenne latitude, dans les trois secteurs de longitude (asiatique, africain et américain) et les deux hémisphères. La figure 3.20 présente la

position des observatoires magnétiques sélectionnés: San Juan et Trelew dans le secteur américain, M'bour, Tamanrasset, Bangui et Hermanus, dans le secteur africain et Phu Thuy et Gnangara dans le secteur de l'Asie.

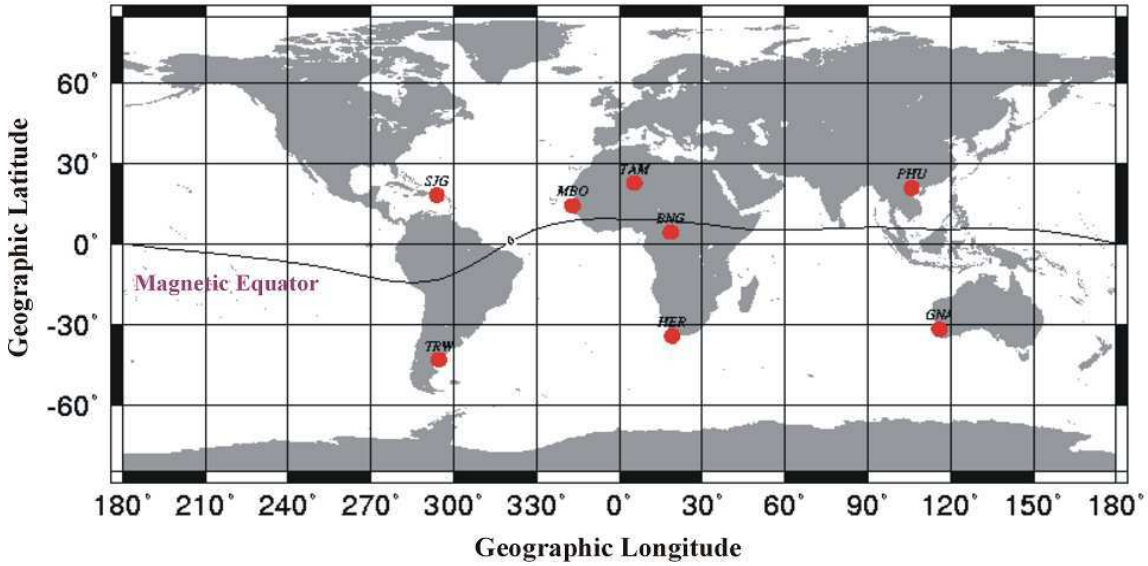


Figure 3.20: Position des observatoires magnétiques utilisés

Le tableau 3.6 donne la liste des coordonnées géographiques et des coordonnées d'Apex magnétiques calculées au niveau du sol à l'aide époque IGRF2001, pour tous les observatoires (Vanzandt et al, 1972;. Richmond, 1995b).

La base de données INTERMAGNET fournit les composantes horizontale et verticale du champ magnétique de la Terre (H, Z), la déclinaison (D) et le champ total F, ainsi que les composantes nord et est (X, Y).

Code	**Name**	**Geographic, deg**		**Coordonnées Apex [Vanzandt et al., 1972]**	
		Lat.	Long.	Lat.	Long. (E)
GNA	Gnagara	-31.78	115.95	-42.71	-172.06
HER	Hermanus	-34.42	19.23	-33.72	82.67
MBO	M'Bour	14.39	343.04	5	56.82
PHU	Phu Thuy	21.03	105.95	14.09	177.66
SJG	San Juan	18.38	293.88	28.59	5.21
TRW	Trelew	-47.270	294.68	-36.78	4.81
BNG	Bangui	4,440	18.560	-7.13	92.05
TAM	Tamanrasset	22.790	5.530	13.18	79.70

Tableau 3.6: Liste des coordonnées géographiques et coordonnées magnétiques au niveau du sol établies à l'aide du modèle IGRF2001 (Vanzandt et al., 1972; Richmond, 1995b).

Dans ce chapitre, nous sélectionnons les données magnétiques observées à PhuThuy pour les jours magnétiquement calmes ayant un indice magnétique journalier am inférieur à 20nT pour déterminer la variation Sq. Nous analysons la variation en fonction du cycle solaire, la variation saisonnière et la variation diurne des composantes X, Y du champ magnétique terrestre. Les courants équivalents SqX et SqY qui nous renseignent respectivement sur les courants ionosphériques Jy et Jx pour lesquels nous n'avons pas de mesure.

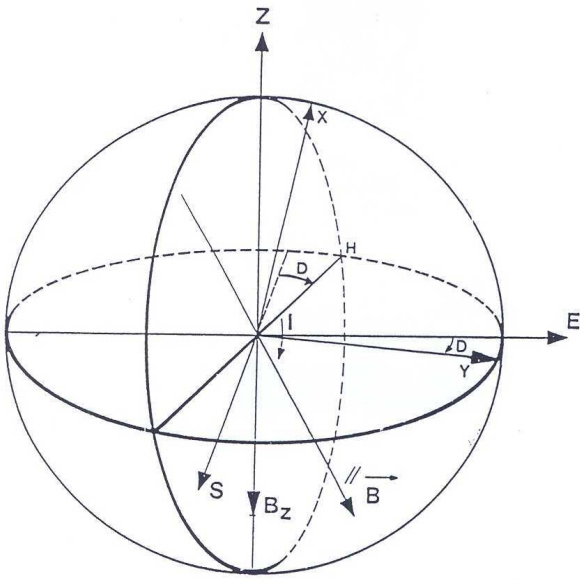


Figure 3.21: Présentation les différents systèmes de coordonnées

La figure 3.21 présente les différents systèmes de coordonnées.

Les coordonnées géographiques (S, E, Z): S est le positif vers le Sud, E est le positif vers l'Est, Z est le positif vers le haut.

Les coordonnées géomagnétiques (X, Y, //): X est le positif vers le Nord, Y est le positif vers l'Est, // est le positif suivant le sens du champ magnétique.

Les composantes du champ magnétique terrestre (H, D, Bz): H est la composante horizontale du champ magnétique terrestre, positif vers le Nord, D est la déclinaison du champ magnétique terrestre, Bz est la composante verticale du champ magnétique terrestre, Bz est positive vers le haut.

Les variations diurnes de la moyenne mensuelle X et Y sont calculées comme la moyenne arithmétique des valeurs moyennes en fonction du temps local, après la soustraction du niveau de nuit [de 23.00 à 02.00 LT] Tarpley (1973).

$$X = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} x_i \qquad \text{(eq.3.8)}$$

i est égal à 1, ... 24; xi correspond aux observations de X ou Y.

Les variations saisonnières sont obtenues en faisant la moyenne arithmétique mensuelle des mois de chaque saison. Nos saisons sont les suivantes: hiver (novembre, décembre, janvier et février), été (mai, juin, juillet, août), équinoxe d'automne (septembre, octobre), équinoxe de printemps (mars, avril).

Nous signalerons ici que par le passé dans les études sur le champ magnétique terrestre on regroupait les deux équinoxes.

L'amplitude de la variation mensuelle moyenne diurne de la composante X est la valeur maximale de la variation moyenne diurne de la composante X et l'amplitude de la variation mensuelle moyenne diurne de la composante Y est donnée par la distance entre le maximum et le minimum de la variation moyenne diurne de la composante Y.

Les barres d'erreur sont données par :

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left(x_i - \mu\right)^2} \qquad \text{(eq. 3.9)}$$

Où μ est la valeur moyenne. Nous avons également calculé la tendance saisonnière:

$$\Delta Xi = Xi - \langle X \rangle \qquad \text{(eq. 3.10)}$$

Où Xi sont l'amplitude maximum de la composante X et l'amplitude maximum et minimum de la composante Y et <X> une approximation de la valeur moyenne annuelle à l'aide de la régression linéaire.

Les coefficients de corrélation sont données par:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^{n}\left(\left(x_i - \overline{x}\right)\left(y_i - \overline{y}\right)\right)}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}\left(x_i - \overline{x}\right)\sum_{i=1}^{n}\left(y_i - \overline{y}\right)}} \qquad \text{(eq.3.11)}$$

Où xi et yi sont respectivement les valeurs de la composante du champ magnétique et de l'indice F10.7. $\overline{x}$ et $\overline{y}$ sont respectivement les moyennes de la composante du champ magnétique et de l'indice F10.7.

L'étude est réalisée pour les différentes phases du cycle solaire. On distingue quatre phases: la phase du minimum pour les années avec Rz < 20, la phase de croissance pour les années avec

20 ≤ Rz ≤ 100, la phase du maximum pour les années avec Rz ≥ 100 et la phase descendante pour les années avec 100≥ Rz ≥ 20.

La figure 3.22 illustre le système de courant Sq idéal qui est composé de deux vortex centrés sur le midi local, un dans chaque hémisphère. Dans l'hémisphère Nord le courant circule dans le sens inverse des aiguilles d'une montre et dans celui des aiguilles d'une montre dans hémisphère Sud. La station de Phu Thuy est située au Sud du foyer de la cellule de courant de l'hémisphère Nord. A Phu Thuy, la variation du champ magnétique SqX est dirigée vers le Nord durant toute la journée, SqY est dirigé vers l'Est le matin et vers l'Ouest l'après-midi.

A Phu Thuy, le courant électrique ionosphérique des jours magnétiquement calmes circule donc dans la direction Sud-Est le matin et dans direction Nord-Est l'après-midi.

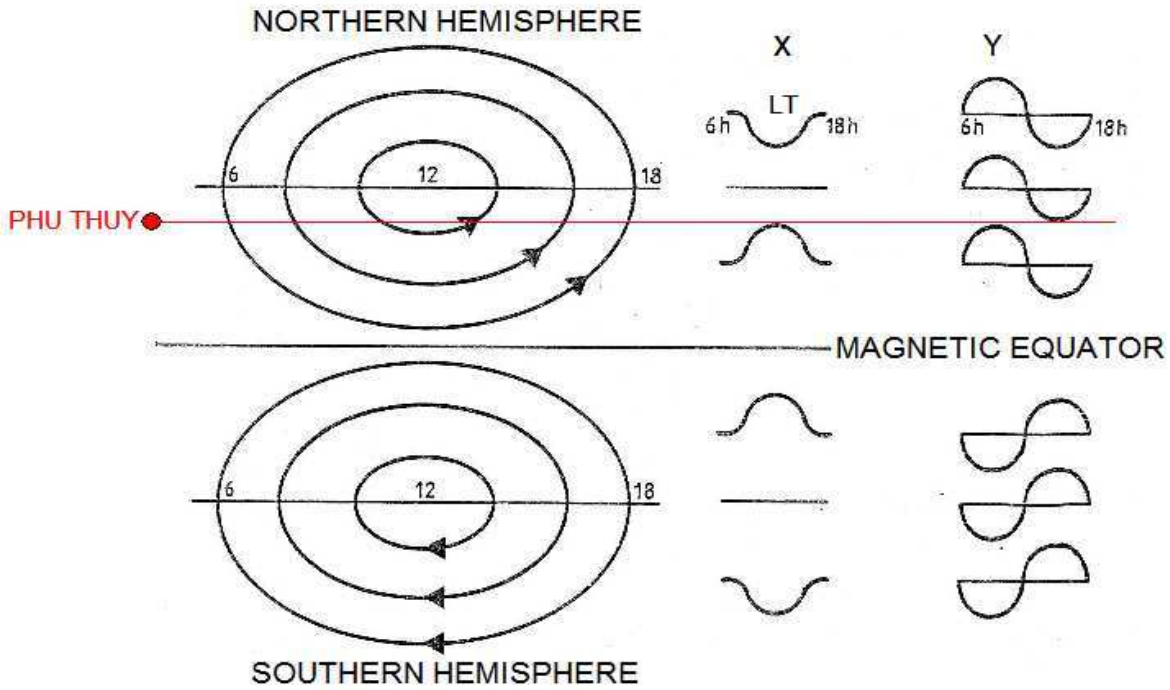


Figure 3.22: Le système de courants Sq (Amory-Mazaudier, 1983)

3.3.2- La variation en fonction du cycle solaire

La figure 3.23 présente la variation en fonction du cycle solaire de la valeur moyenne mensuelle de l'indice solaire F10.7 (panneau a) et l'amplitude de la variation mensuelle moyenne diurne des composantes X (panneau b) et Y (panneau c) à Phu Thuy.

Sur tous les panneaux, la ligne courbe continue est la variation moyenne. La composante X (panneau b) varie avec le cycle des taches solaires. La corrélation entre la composante Y (panneau c) avec le cycle des taches solaires est plus faible. L'amplitude de la variation annuelle est plus forte que celle de la variation semi annuelle comme le montre la figure 3.23. La variation saisonnière de X est plus petite que celle de Y.

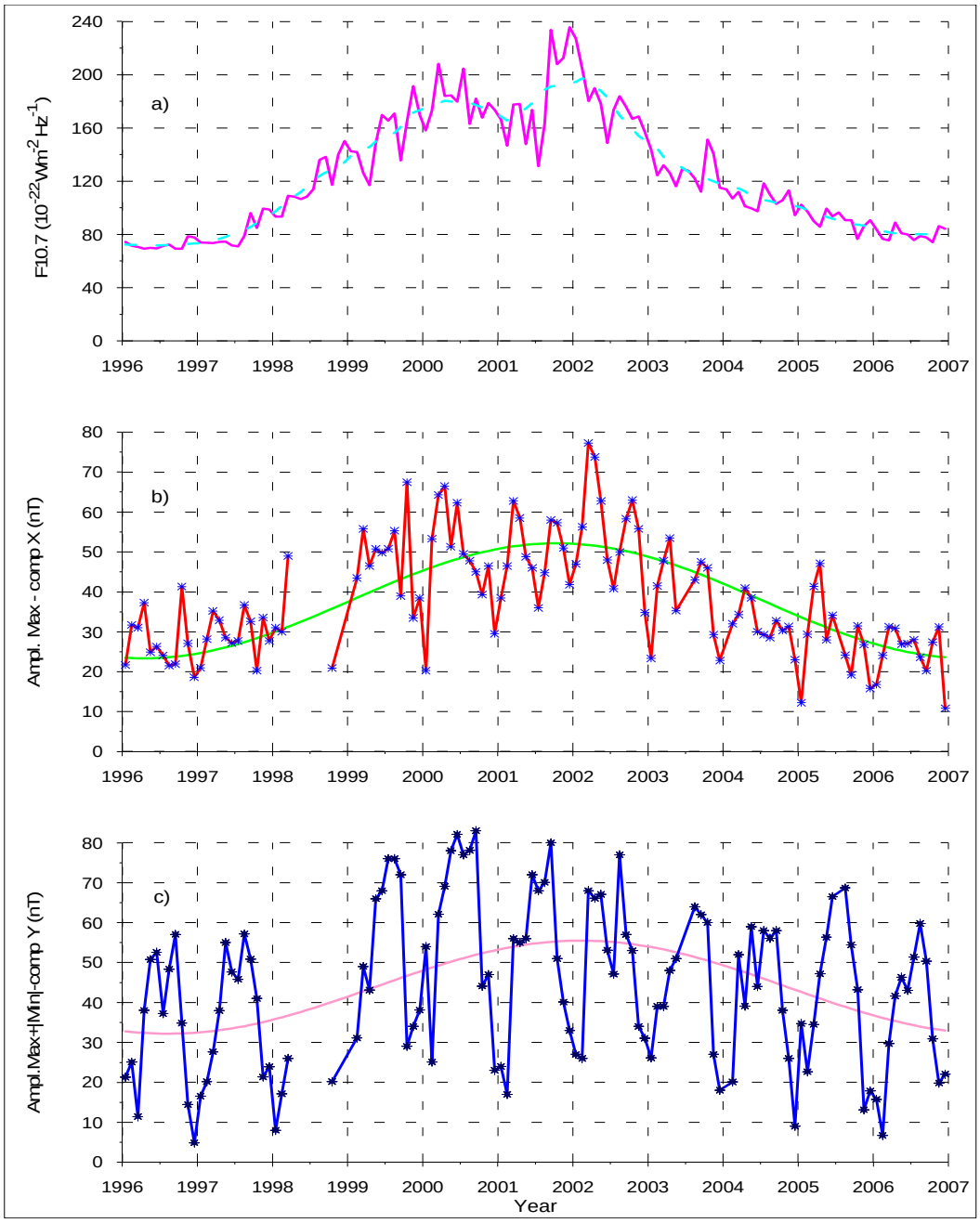


Figure 3.23: La variation en fonction du cycle solaire de l'indice F10.7 et des composantes X et Y.

Le tableau 3.7 concerne tous les observatoires sélectionnés, la colonne 2 correspond aux coefficients de corrélation entre la composante X et l'indice F10.7, et la colonne 3 aux coefficients entre la composante Y et l'indice F10.7. La corrélation entre X et F10.7 est assez bonne à Phu Thuy (0,74) et Bangui (0,79). La corrélation entre Y et F10.7 est très faible pour Phu Thuy et Bangui. Pour tous les autres observatoires des deux facteurs de corrélation ne sont pas significatifs.

Stations	**Coefficient de corrélation X avec F10.7**	**Coefficient de corrélation Y avec F10.7**
PhuThuy	0.74	0.40
Gnangara	-0.43	0.44
Tamanrasset	0.42	0.17
Hermanus	-0.38	0.39
M'bour	0.34	0.10
Bangui	0.79	0.42
Trelew	-0.13	0.42
Sanjuan	0.03	0.52

Tableau 3.7: Coefficients de corrélation entre les composantes X et Y du champ magnétique terrestre et l'indice solaire F10.7

3.3.3- La variation saisonnière

La figure 3.24 présente la moyenne mensuelle diurne des composantes ΔX (à gauche de la figure) et ΔY (à droite de la figure) à Phu Thuy pour les différentes phases du cycle solaire (eq.3.10). De haut en bas sont présentées les phases de minimum, de montée, de maximum et de descente du cycle de taches solaires.

A gauche de la figure 3.24, la composante ΔX présente une variation semi annuelle, les valeurs maximales sont observées aux équinoxes et les valeurs minimales aux solstices, et ceci durant toutes les phases du cycle de taches solaires. Le premier maximum de ΔX apparaît en mars ou avril, et le second maximum en octobre ou novembre. Nous observons une asymétrie aux équinoxes durant le cycle solaire 23. L'amplitude de l'équinoxe de printemps est supérieure à l'amplitude de l'équinoxe d'automne.

A droite de la figure 3.24, la composante ΔY présente une variation annuelle avec les minima en hiver (février ou décembre) durant tous les phases du cycle solaire. Durant la phase du maximum du cycle de taches la variation de ΔY augmente fortement de février à mars et

décroit aussi fortement de septembre à octobre. Un minimum est observé en juillet, durant les années 1996, 1997 et 2002.

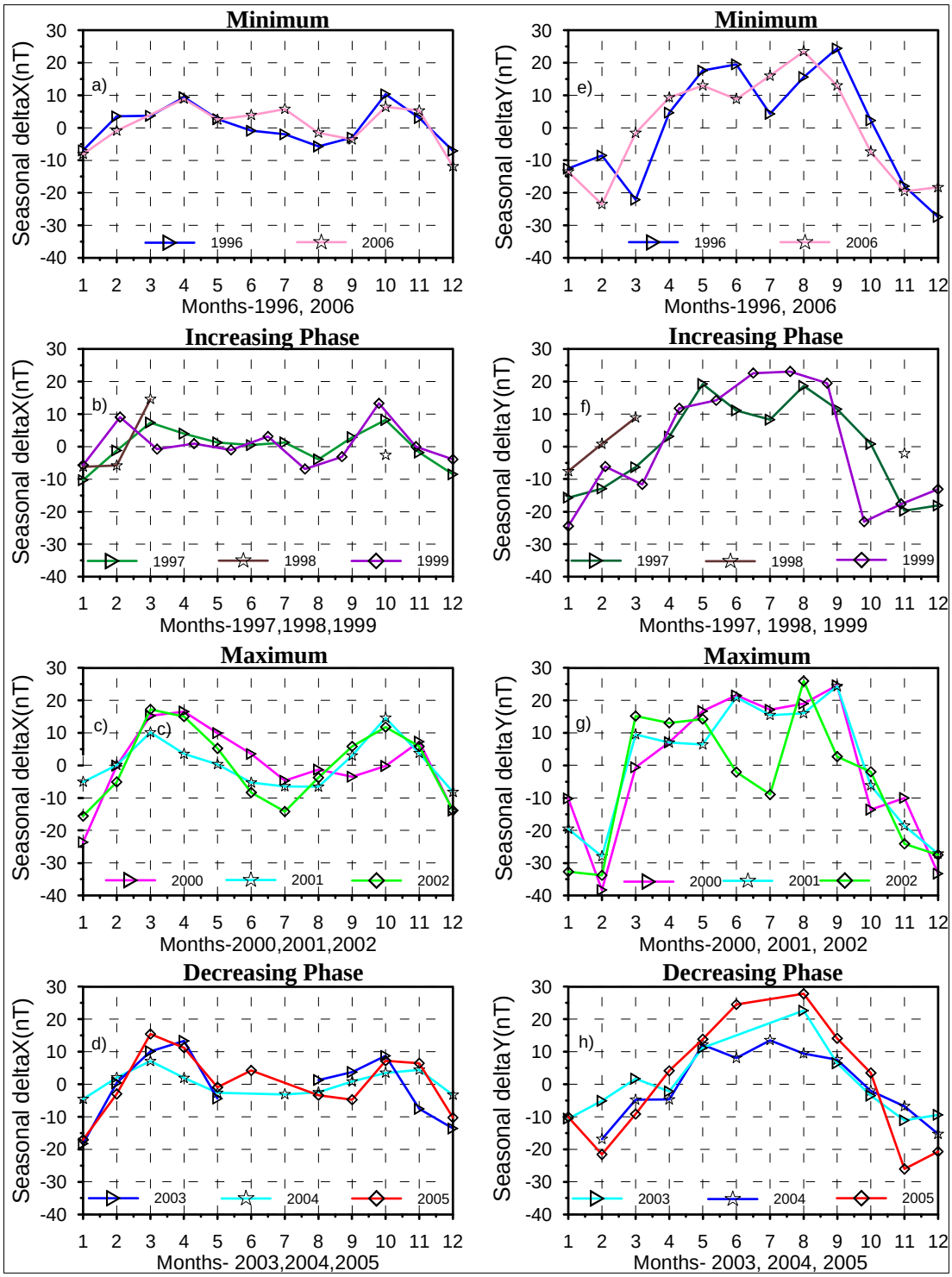


Figure 3.24: La variation saisonnière de ΔX et de ΔY à Phu Thuy pour les années de 1996 à 2006

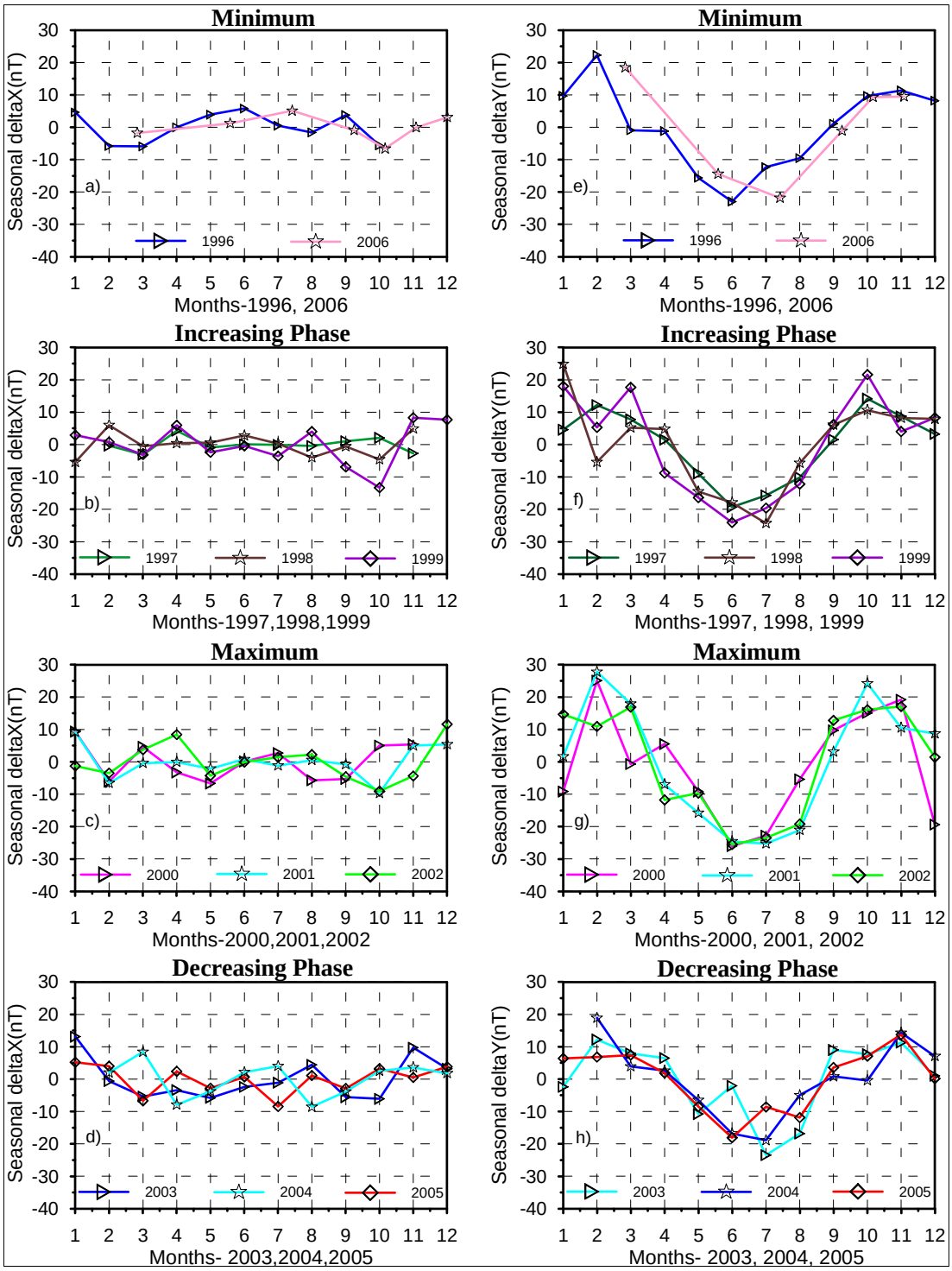


Figure 3.25: Variation saisonnière de ΔX et de ΔY à Gnangara pour les années de 1996 à 2006

La figure 3.25 présente la variation moyenne mensuelle diurne de ΔX (à gauche) et de ΔY (à droite) observée à Gnangara pour les différentes phases du cycle de taches. La station

Gnangara est située en dessous du foyer de l'hémisphère Sud près du foyer du système Sq dans le secteur asiatique. L'amplitude moyenne de ΔX dans cet observatoire est faible. Ceci s'explique par le fait que la station Gnangara est très près du foyer de la cellule de courant Sq. Nous n'observons pas de variation semi annuelle de ΔX à Gnangara.

A droite de la figure 3.25 est présentée l'amplitude moyenne de ΔY qui montre une variation semi annuelle avec deux maxima en février et octobre ou novembre. Durant la phase montante, il y a trois maxima en janvier, mars et en octobre.

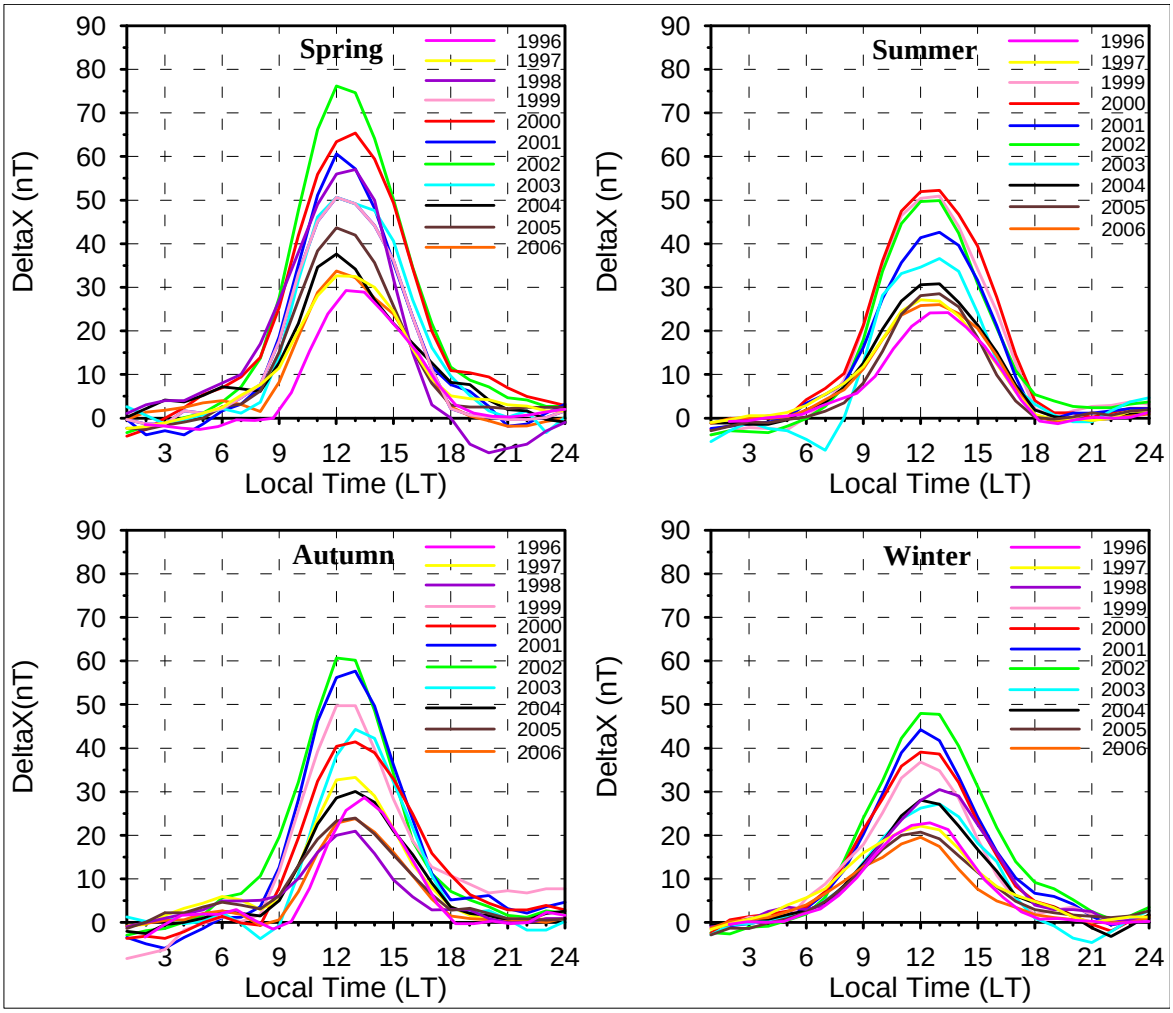


Figure 3.26: Variation diurne de ΔX pour les 4 saisons à Phu Thuy, pour les années de 1996 à 2006 avec am< 20nT.

La figure 3.26 présente la variation moyenne diurne de la composante ΔX à Phu Thuy pour le printemps (en haut à gauche), pour l'automne (en bas à gauche), l'été (en haut à

droite) et hiver (en bas à droite). Sur chaque panneau, les courbes de couleur correspondent aux différentes années du cycle solaire de taches n° 23. L'amplitude de l'équinoxe de printemps du maximum solaire est supérieure (~80 nT) à celle de l'équinoxe d'automne (~60 nT). En été et en hiver, l'amplitude de ΔX durant la phase du maximum de cycle est ~50 nT. Cet observatoire montre clairement que les deux équinoxes ne sont pas symétriques. Nous constatons que la variation ΔX est la même que celle prévue par le modèle de couche plane infinie sur une terre plane infinie (voir figure 3.22).

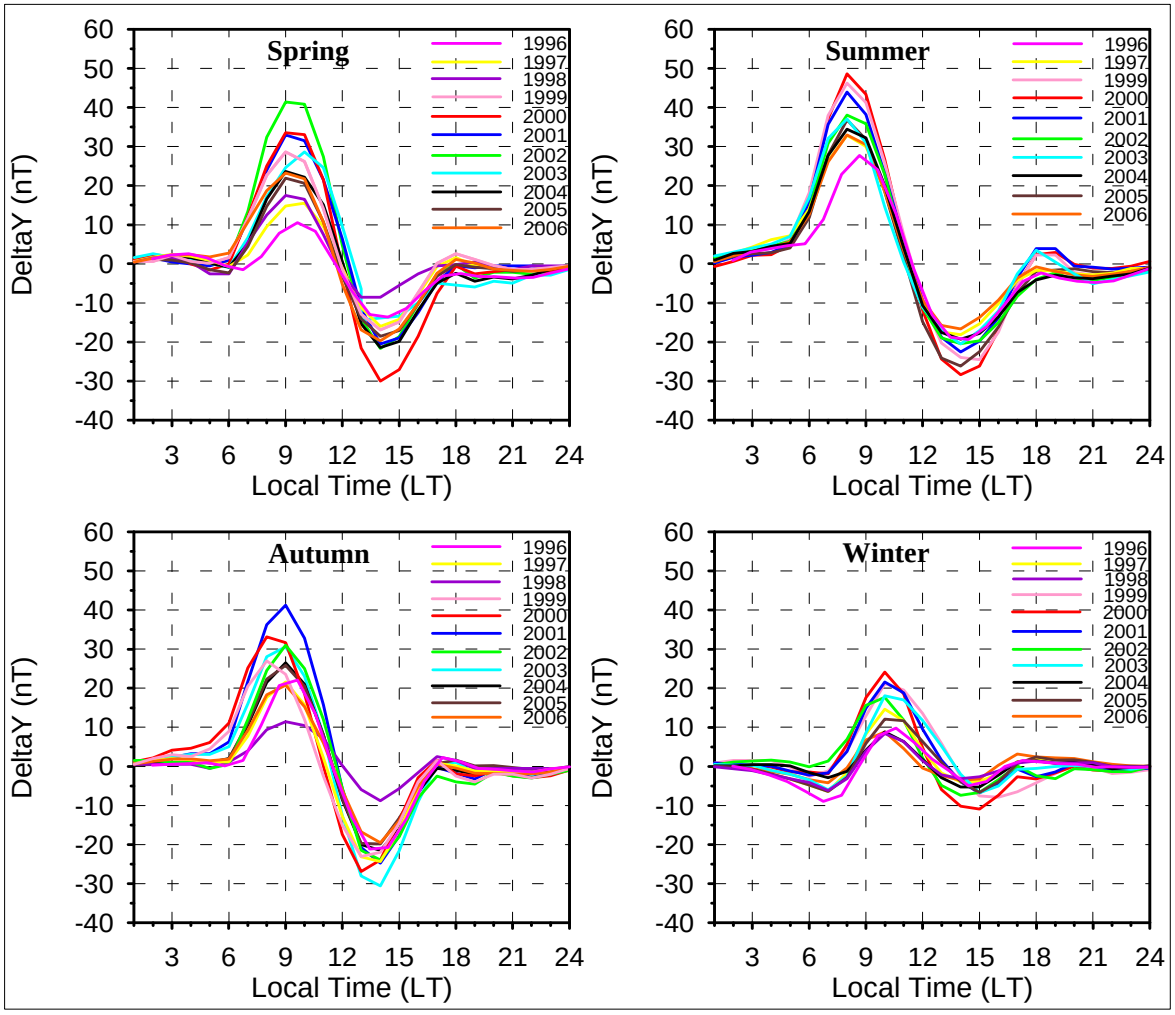


Figure 3.27: Variation diurne de ΔY pour les 4 saisons à Phu Thuy, pour les années de 1996 à 2006 avec am< 20nT.

La figure 3.27 présente la variation moyenne diurne de la composante ΔY observée à Phu Thuy durant chaque année du cycle solaire n°23 pour les quatre saisons. On observe un

maximum de ΔY à Phu Thuy en été et un minimum en hiver. La variation de ΔY durant l'hiver est très différente de celles du printemps, de l'été et de l'automne. Aux équinoxes et en été la moyenne diurne de la composante ΔY a une amplitude du maximum le matin qui est plus grande que l'amplitude du minimum de l'après-midi. L'amplitude est plus grande en été qu'en hiver. En hiver, la composante ΔY présente une anomalie, le minimum de l'après midi est très faible ou disparait.

3.3.4- La variation moyenne diurne: comparaison avec les autres observatoires

La figure 3.28 présente la variation moyenne diurne de ΔX durant le printemps pour toutes les années du cycle solaire n°23 et pour les différents observatoires sélectionnés. A gauche sont présentées les stations de Phu Thuy, Tamanrasset, M'bour et San Juan dans l'hémisphère nord. A droite sont présentées les stations de Gnangara, Hermanus, Bangui et Trelew dans l'hémisphère sud.

L'amplitude de la composante ΔX à Gnangara, Hermanus et Trelew est dirigée vers le nord et est faible et négative pendant toute la journée (~20nT). C'est la signature typique d'une station située au sud du foyer du courant Sq dans l'hémisphère sud (voir figure 3.22). L'amplitude de ΔX à San Juan est faible et positive pendant toute la journée (~30nT). C'est la signature typique d'une station située au sud du foyer du courant Sq dans l'hémisphère nord. Les stations de Phu Thuy, Tamanrasset, M'Bour et Bangui présentent la même variation. La composante ΔX nord est positive durant toute la journée, l'amplitude est maximum durant la phase du maximum du cycle de taches solaires. C'est typique d'une station située en dessous du foyer: la cellule Sq dans l'hémisphère nord ou au dessus du foyer du système Sq dans l'hémisphère sud, ainsi que d'une station située sous l'électrojet équatorial (figure 3.22).

Sur la figure 3.28, nous observons les différences d'une station à une autre. L'amplitude de la composante ΔX à Tamanrasset varie entre 75 nT et 80 nT pour la phase du maximum du cycle de taches, et entre ~45 nT et ~55 nT pour les phases de montée, de minimum et de descente. L'amplitude de ΔX à Phu Thuy durant la phase maximum est d'environ ~75 nT, elle est très différente de celle de phase minimum qui est d'environ ~30 nT.

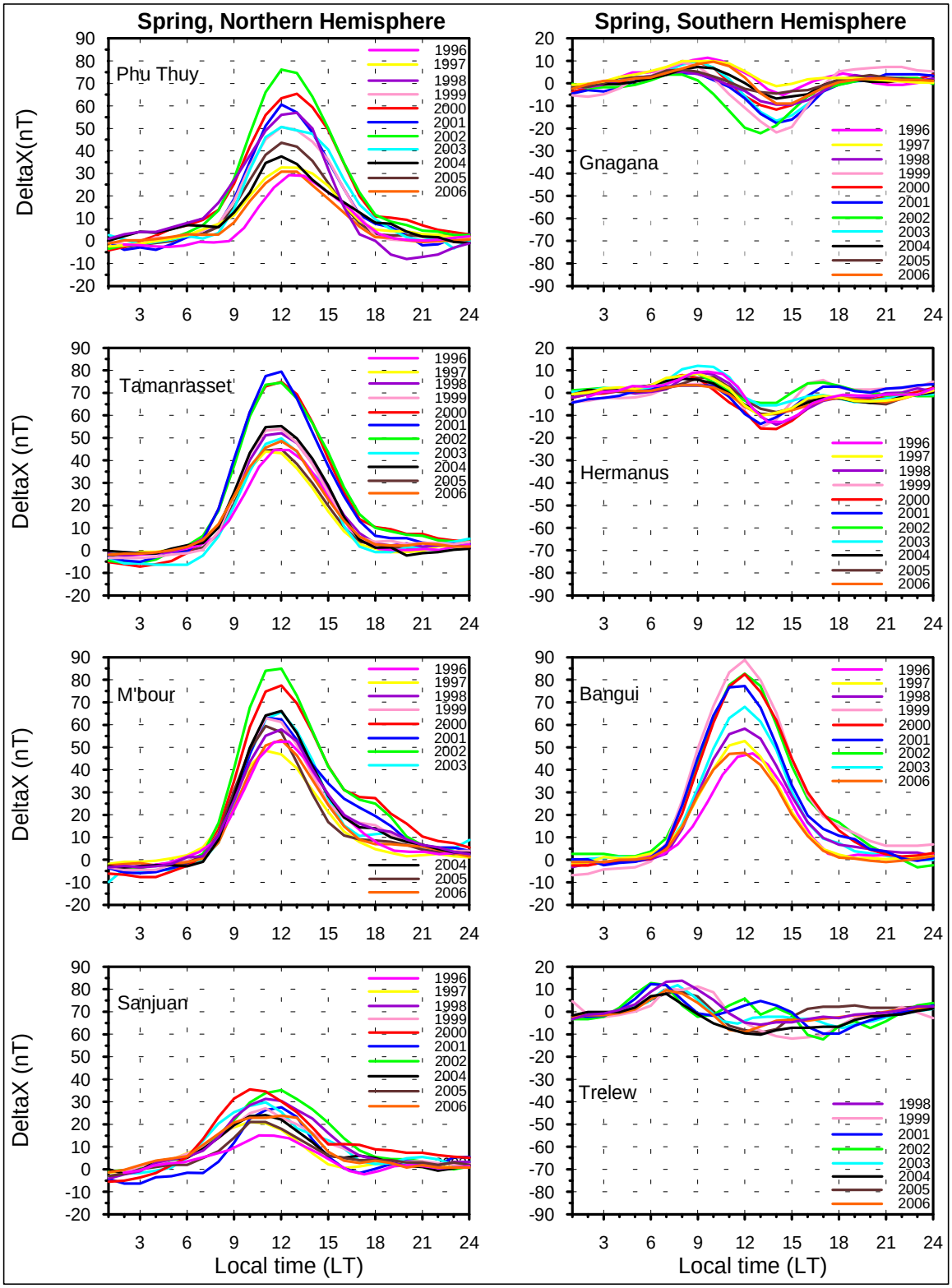


Figure 3.28: Variation diurne de ΔX en printemps à Phu Thuy, Gnangara, Tamnarasset, Hermanus, M'Bour, Bangui, San Juan et Trelew, pour les années de 1996 à 2006 avec am< 20nT

La figure 3.29 présente la variation moyenne diurne de ΔY durant le printemps pour tous les années du cycle solaire n° 23 et pour les différents observatoires. La variation ΔY aux observatoires dans les deux hémisphères est la même que celle du modèle Sq (couche plane sur terre plane infinie figure 3.23) sauf pour les stations de M'Bour et Bangui. L'amplitude de ΔY à Bangui est très faible et égale à 20 nT. Le maximum du matin à M'Bour est faible et ~5 nT durant toutes les phases du cycle solaire.

Dans l'hémisphère sud (à droite de la figure 3.29) à Gnangara, Hermanus et Bangui pour toutes les phases du cycle de taches solaires, l'amplitude minimum du matin est plus grande que celle du maximum de l'après-midi.

Dans l'hémisphère nord (à gauche de la figure 3.29), l'amplitude minimum de l'après-midi est plus grande que celle du maximum du matin sauf à Phu Thuy. A Phu Thuy, le maximum du matin est entre ~20 nT et ~30 nT et le minimum de l'après-midi est entre ~12 nT ou ~20 nT. Sur la figure 3.29, à Tamanrasset durant tous les phases du cycle de taches excepté la phase du maximum, le maximum du matin est entre ~8 nT et ~15 nT et le minimum de l'après-midi entre ~ -18nT et ~ -25 nT. A San Juan durant toutes les phases du cycle solaire l'amplitude extrême de l'après-midi est plus grande que celle du matin.

La figure 3.30 présente la variation de la composante ΔY en hiver. AM'bour et à Tamanrasset (secteur Afrique l'hémisphère nord), le maximum du matin de la composante ΔY est très faible ou disparaît. En hiver, dans le secteur Asie, la composante ΔY à Phu Thuy présente une anomalie, elle est dirigée vers le sud pendant toute la journée, il n'y a pas de circulation vers le nord dans l'après-midi, ceci est typique. Dans l'hémisphère sud à Gnangara, Hermanus et Trelew la composante ΔY présente la même variation: un minimum le matin et un maximum l'après-midi ceci est typique du système Sq idéal (figure 3.22). A San Juan le maximum de l'après-midi est plus grand que celui du matin. A Bangui, la moyenne diurne de ΔY en hiver est similaire à celle du printemps (figure 3.29).

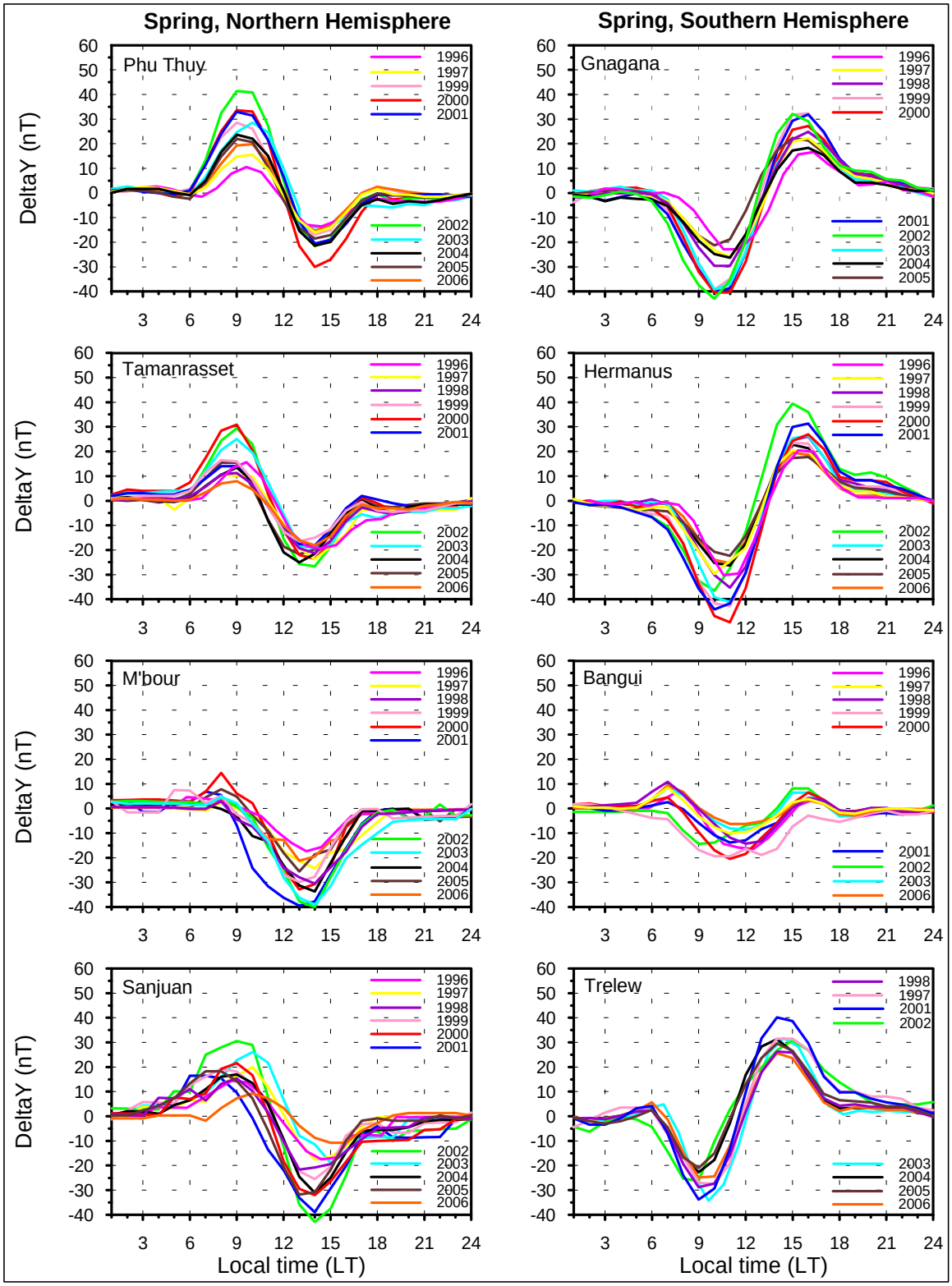


Figure 3.29: Variation diurne de ΔY en printemps à Phu thuy, Gnangara, Tamnarasset, Hermanus, M'Bour, Bangui, San Juan et Trelew, pour les années de 1996 à 2006 avec am<20nT

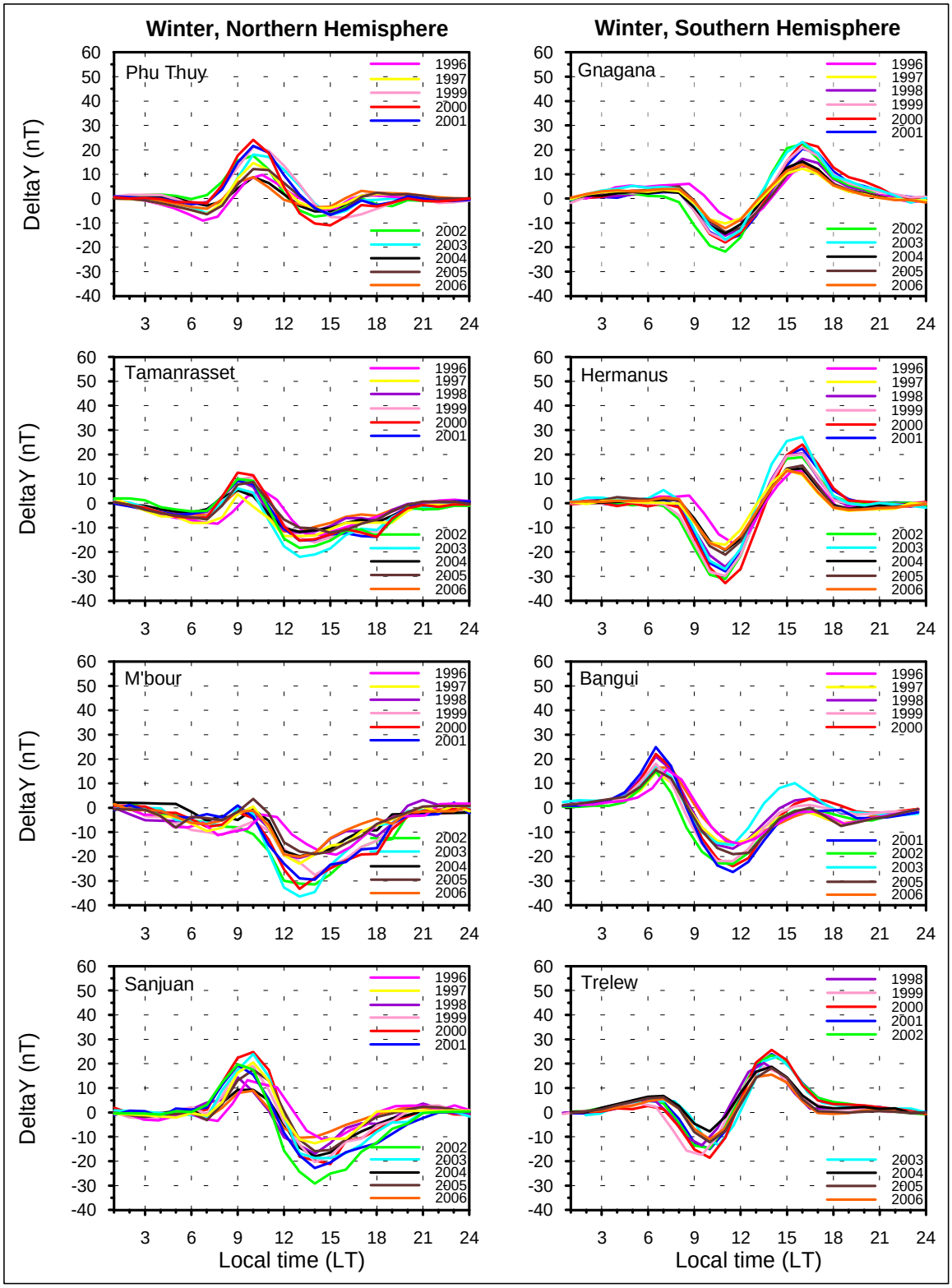


Figure 3.30: Variation diurne de ΔY en hiver, pour les observatoires sélectionnés pour les années de 1996 à 2006 avec am< 20nT.

3.3.5- Conclusion

L'analyse des variations régulière Sq en moyenne latitude pour les différentes saisons, dans les deux hémisphères montre de nombreuses asymétries en latitude, en longitude et entre les hémisphères.

Cette étude montre les principales caractéristiques du Sq au Vietnam:

- l'amplitude de la composante ΔX du Sq est plus grande au printemps qu'à l'automne.
- en hiver la composante ΔY présente une anomalie, le minimum de l'après midi est très faible ou disparait.
- aux équinoxes et en été, la moyenne diurne de la composante ΔY présente une asymétrie : une amplitude maximum le matin plus grande que celle du minimum de l'après-midi.

Cette étude permet aussi de caractériser le Sq en Asie :

- à l'équinoxe, la moyenne diurne de la composante ΔY dans l'hémisphère nord de l'Asie a une amplitude du maximum du matin plus grande que celle du minimum de l'après-midi. Ceci implique que le courant équivalent au cours d'une journée est plutôt dirigé vers le Sud que vers le Nord.
- dans le secteur Afrique la contribution de la cellule Sq au nord de l'électrojet équatorial est plus petite que celle de la cellule nord du Sq en Asie.

Phu Thuy (Vietnam) est au-dessous du foyer de la cellule Sq au nord. La déclinaison du champ magnétique terrestre en Asie est très petite. Phu Thuy est à 21,03°N latitude géographique et 14.09°N latitude géomagnétique.

Le foyer du Sq est à une latitude plus basse en Asie. Ceci peut expliquer le maximum de l'amplitude de l'électrojet équatorial observé dans le secteur Vietnamien, bien que le champ magnétique interne y soit plus fort. Toutes ces caractéristiques doivent être utilisées dans un prochain travail sur la modélisation du système Sq à Phu Thuy.

Chapitre 4

Simulation des variations à long terme de la fréquence critique de la région F2 : foF2

4.1- Introduction

Expliquer la variation à long terme de la fréquence critique foF2 de l'ionosphère est un sujet auquel de nombreux scientifiques se sont intéressés. Différentes hypothèses ont été faites pour évaluer l'influence des différents processus physiques sur la variation à long terme de la fréquence critique de la région F2 : foF2.

Clilverd et al. (1998) et Stamper et al. (2002) ont constaté que l'activité géomagnétique donnée par l'indice Aa a augmenté tout au long du 20ième siècle. Clilverd et al. (2002) ont constaté que le nombre des tempêtes géomagnétiques par cycle solaire avait également augmenté sans cesse au cours du siècle dernier avant de se stabiliser au cours des dernières années. Des variations à long terme ont aussi été décelées dans la variation journalière régulière du champ magnétique terrestre Sq.

Les variations de l'activité géomagnétique se produisent généralement sur des délais courts de quelques minutes à quelques jours, et sont responsables en partie de la grande variabilité naturelle dans le système thermosphère-ionosphère. Un changement à long terme dans le niveau de fond de l'activité géomagnétique pourrait donc entraîner une variation à long terme dans la haute atmosphère (Cnossen et al., 2011).

Hagan et Forbes, 2002 ont trouvé que la variation des marées non-migrantes diurnes (DE3) générées dans la troposphère et se propageant vers le haut ont une forte influence sur

l'ionosphère et la thermosphère, en particulier en basses latitudes. Les changements à long terme dans la basse atmosphère ont donc le potentiel pour induire des changements à long terme dans la haute atmosphère. Hagan et Forbes (2002, 2003) ont aussi effectué des simulations avec les marées thermosphériques migrantes diurnes et semi diurnes ascendantes à la base de la thermosphère (97km environ).

Qian et al. (2009) ont effectué des simulations numériques avec le modèle Thermosphère Ionosphère Electrodynamique General Circulation Model (TIE-GCM; Roble et al, 1988; Richmond et al, 1992) en se concentrant davantage sur les effets du refroidissement de la couche F2 de l'ionosphère du au CO2. Ils ont doublé la concentration de CO2 (de 365 ppmv à 730 ppmv) et noté des changements induits dans les paramètres NmF2 et hmF2 à l'équateur magnétique, révélant le rôle de l'électrodynamique dans les changements observés. A partir de ces résultats, ils ont pu conclure que le changement dans la concentration de CO2 contribuait à la variation à long terme dans la couche F2, mais il est peu probable que cela soit la seule cause.

Dans le chapitre 3, nous avons analysé la variation à long terme de la fréquence critique foF2 observée à l'observatoire de Phu Thuy de 1962 à 2002. Dans ce chapitre, nous allons choisir les années de minimum des différents cycles solaires étudiés dans la série de données observées pour exécuter les simulations. Dans ces simulations nous inclurons les effets du changement d'activité géomagnétique, des marées migrantes et non-migrantes de la basse atmosphère dans modèle TIE-GCM évoqué précédemment pour étudier la variation à long terme de foF2 observées à Phu Thuy et présentées au chapitre 3.

Nous nous concentrons sur quelques variables sélectionnées pour lesquelles les estimations des tendances, les observations et simulations sont disponibles.

4.2-Calcul des maxima de la densité électronique par le TIE-GCM

Nous utilisons le modèle TIE-GCM pour étudier la variation à long terme de foF2 dans la région F2 à Phu Thuy en vue d'expliquer les observations analysées au chapitre 3. Les paramètres d'entrée du modèle TIE-GCM sont le flux solaire, la puissance hémisphérique, le potentiel dans la calotte polaire, les marées migrantes et les marées non-migrantes. Le paramètre calculé par le modèle est la fréquence critique de la couche F2, foF2 en MHz, qui

est directement liée à la densité électronique maximale NmF2 en électron/cm^3. L'expression du maximum de densité électronique (Rishbeth H. and Garriott O. K., 1969) est:

$$N_m F_2 = 1.24 \times 10^{10} \left(f_0 F_2 \right)^2 \qquad \text{(eq.4.1)}$$

Nous avons choisi les conditions suivantes pour les différentes simulations :

Simulation n°1:

La densité de flux solaire $F_{10.7}$, la puissance hémisphérique, le potentiel dans la calotte polaire et l'amplitude des marées migrantes diurnes et semi diurnes correspondent au minimum d'activité solaire et d'activité géomagnétique calme; jours correspondant à l'indice magnétique journalier am < 20nT (Menvielle and Berthelier, 1992; Menvielle and A. Marchaudon, 2006; Menvielle et al., 2011).

Simulation n°2:

La densité de flux solaire $F_{10.7}$, la puissance hémisphérique et le potentiel dans la calotte polaire correspondent au minimum d'activité solaire et d'activité géomagnétique calme; jours correspondant à l'indice magnétique journalier am < 20nT, l'amplitude des marées a été fixée à 0.

Simulation n°3 :

La densité de flux solaire $F_{10.7}$ est fixée à 70 (10^{22} Wm^{-2}Hz^{-1}), la puissance hémisphérique est fixée à 18GW et le potentiel dans la calotte polaire est maintenu à 30kV, l'amplitude des marées migrantes diurnes et semi diurnes correspondent au minimum d'activité solaire et d'activité géomagnétique calme; jours correspondant à l'indice magnétique journalier am < 20nT.

Simulation n°4:

La densité de flux solaire $F_{10.7}$, la puissance hémisphérique, le potentiel dans la calotte polaire et l'amplitude des marées migrantes et des marées non-migrantes diurnes et semi diurnes correspondent au minimum d'activité solaire et d'activité géomagnétique calme; jours correspondant à am < 20nT.

Simulation n°5:

La densité de flux solaire $F_{10.7}$ et l'amplitude des marées migrantes et des marées non migrantes diurnes et semi diurnes correspondent au minimum d'activité solaire et d'activité géomagnétique calme - jours correspondant à l'indice magnétique journalier am < 20nT , la puissance hémisphérique intégrée des particules précipitantes aurorales est fixée à 1GW, la différence de potentiel dans la calotte polaire est maintenue à 1kV.

Simulation n°6:

La densité de flux solaire $F_{10.7}$, la puissance hémisphérique intégrée des particules précipitantes aurorales, la différence de potentiel dans la calotte polaire et l'amplitude des marées migrantes diurnes et semi diurnes correspondent au minimum d'activité solaire et d'activité géomagnétique perturbé - jours correspondant à l'indice magnétique journalier am > 20nT.

Nous analysons les variations diurnes du maximum de la densité électronique NmF2 dans la région F2 correspondant aux différentes conditions d'utilisation du modèle TIE-GCM pour les saisons (équinoxe de mars, équinoxe de septembre, solstice de juin et solstice de décembre) aux minimums de cycle solaire des années 1964 et 1996.

Nous comparerons ensuite les résultats des différentes simulations avec les observations à Phu Thuy afin d'évaluer la capacité du modèle TIE-GCM à reproduire les caractéristiques morphologiques des données, c'est-à-dire l'évolution entre 1964 et 1996.

4.3- Résultats du modèle et comparaisons avec les observations

4.3.1-Simulation du changement activité géomagnétique

L'activité géomagnétique résulte de l'interaction entre le vent solaire et la magnétosphère terrestre. Cette interaction génère des courants dans l'ionosphère et la magnétosphère qui causent de petites perturbations dans le champ magnétique principal de la terre mesuré à la surface. Ces perturbations magnétiques forment la base des indices de l'activité géomagnétique, tels que l'ap, aa, et les indices Kp. Chacun de ces indices est dérivé de l'indice K, qui est lié aux fluctuations maximales des composantes horizontales du champ magnétique observées pendant un intervalle de trois heures.

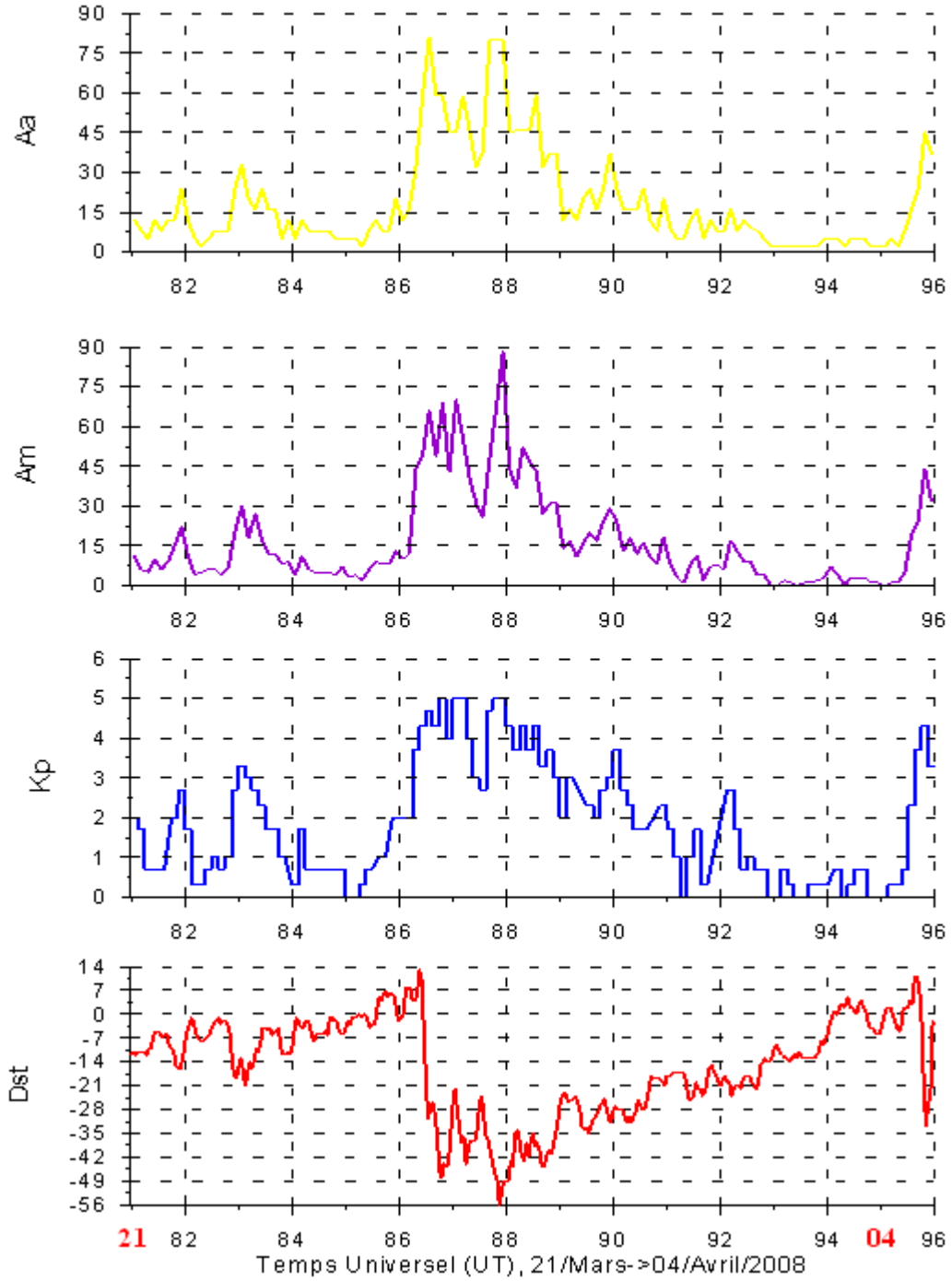


Figure 4.1: Les indices solaires et magnétiques

La figure 4.1 présente, de haut en bas, les variations des indices géomagnétiques aa, am, Kp et Dst, en fonction du temps universel UT, du 21 mars au 04 avril 2008. La figure 4.1 montre que la variation des indices aa, am et Kp sont similaires: une augmentation vers 21.00 UT le 25 mars (jour 85) pour atteindre un maximum vers 0400 UT le 26 mars 2008, suivie

d'une fluctuation puis d'une seconde augmentation soudaine des indices pour atteindre un maximum vers 0400 UT le 27 mars 2008. Aux alentours de minuit. Les indices magnétiques aa, am et Kp diminuent. Par contre, l'indice Dst diminue soudainement durant la phase principale et atteint un minimum aux alentours de minuit le 28 mars. Cet indice Dst augmente durant la phase de recouvrement.

La figure 4.2 présente la variation de la composante horizontale H du champ magnétique observée à Phu Thuy du 21 mars au 04 avril 2008. Les phases de l'orage sont clairement visibles sur la variation de H. La première phase de l'orage dure du 25 mars 21.00 UT au 26 mars 04.00UT, la phase principale dure du 26 mars 04.00 UT au 27 mars 22.00UT. La phase de recouvrement de l'orage débute le 27 mars vers 22.00UT et se termine le 03 avril 2008. L'amplitude de la composante H le 3 avril coïncide presque avec celle du 25. L'effet de tempête est donc complètement terminé le 3 avril 2008.

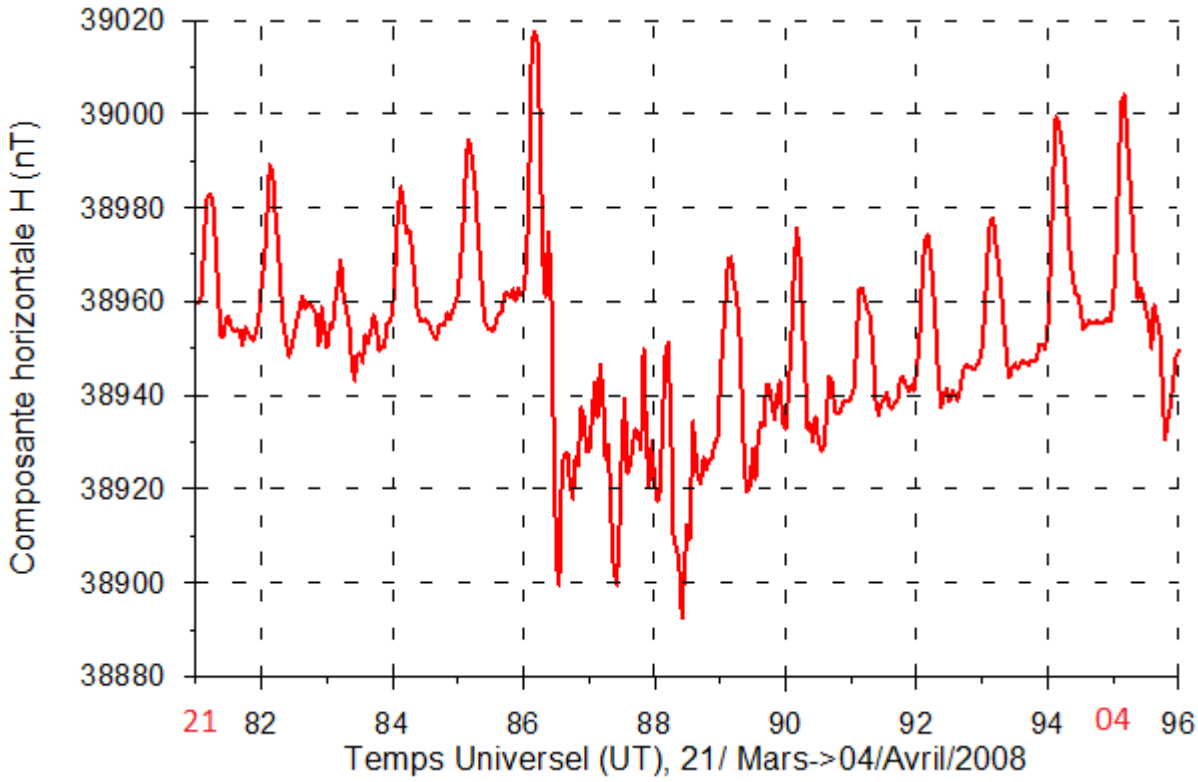


Figure 4.2: La variation de la composante horizontale H(nT) à Phu Thuy du 21 mars 2008 au 04 avril 2008

La figure 4.3 présente la fréquence critique et la densité électronique durant l'orage géomagnétique qui se déroule du 25 mars au 04 avril 2008 (dans la simulation n°6). La diminution de la densité électronique est observée surtout pendant la nuit, et elle est retardée par rapport à l'activité magnétique. La densité augmente pendant la journée après la fin de l'orage magnétique.

Selon Huang et Cheng (1989), l'état de l'ionosphère près de la crête de l'anomalie équatoriale durant les orages géomagnétiques est dominé par deux processus: le vent neutre méridien et le changement du gaz neutre.

Durant les orages magnétiques le chauffage Joule par les électrojets auroraux de l'atmosphère aurorale provoque une circulation méridienne de vents dans la région F2 allant du pole vers l'équateur. Ces vents produisent des courants et des champs électriques ionosphériques perturbés. Ce mécanisme est appelé la dynamo ionosphérique perturbée. Il a été proposé par Blanc et Richmond en 1980.

Ce vent va augmenter l'ionisation le long des lignes du champ magnétique terrestre à des altitudes plus élevées. Une diminution de la densité électronique de la couche F2 peut apparaitre liée à une augmentation des molécules neutres de N2 et O2. L'augmentation de la densité de N2 et O2 provoquera la réduction du rapport de la N-N2 et O-O2 et ainsi augmentera le taux de recombinaison des électrons avec des ions, ce qui entraîne la diminution de la densité électronique Nm F2.

La figure 4.3 ci-dessous montre une forte diminution de la densité électronique NmF2 que l'on observe le 27 mars très retardée par rapport au début de l'orage (le 25 mars à 21.00UT). Ceci provient du fait que la cellule de vent entre le pole et l'équateur met quelques heures pour atteindre l'équateur et peut se maintenir plusieurs heures après la fin de l'orage.

Cette diminution de NmF2 est liée à la cellule méridienne de vent entre le pôle et l'équateur.

Sur la figure 4 .2 qui représente la variation de la composante H à Phu Thuy, on voit très bien l'effet du Dst ainsi que la variation régulière S_R. On peut constater les 27 et 28 mars que la variation S_R est très affaiblie ceci est la signature de la dynamo ionosphérique perturbée. Ce mécanisme génère une cellule de courant anti Sq qui s'ajoute à la cellule de courant Sq et nous observons une diminution du courant Sq.

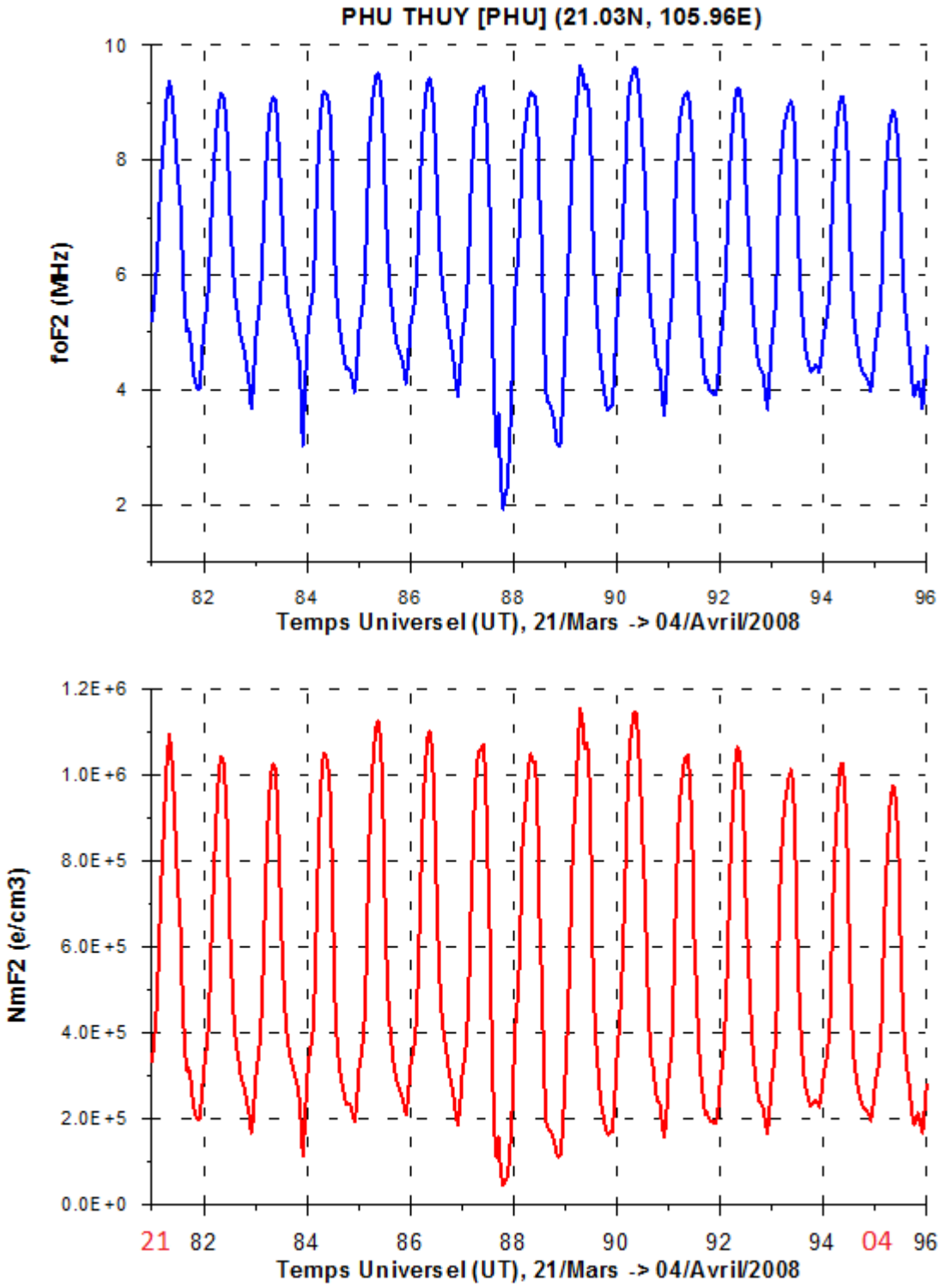


Figure 4.3: Le maximum de la densité électronique NmF2 et la fréquence critique foF2 de la simulation de Ingrid avec champ magnétique de 1958 à *2008. (*Cnossen I. and A. Richmond, 2008*).*

4.3.2-Simulation des marées thermosphériques

Pour étudier l'effet des marées migrantes sur la variation à long terme de la fréquence critique foF2, une simulation utilisant le modèle TIE-GCM a été exécutée:

- d'une part dans les conditions standards incluant le forçage des marées montant depuis la base de la thermosphère telle que décrite dans la section 3.6 chapitre 3.
- et d'autre part, en supprimant le forçage des marées.

La première expérience numérique permet de calculer la variation diurne du maximum de densité de la couche F2: NmF2 sous l'influence des marées migrantes (courbes bleues) et la seconde expérience sans influence des marées migrantes (courbes violettes). La troisième expérience permet de calculer la variation diurne du NmF2 sous l'influence des marées migrantes et sous l'influence de puissance hémisphérique et de potentiel dans la calotte polaire (courbes jaunes).

La figure 4.4 présente les variations en heure locale du maximum de la couche F2 NmF2 simulée superposées aux observations de NmF2 de PhuThuy durant les différentes saisons pour le minimum du cycle de taches de 1964. Les courbes bleues représentent l'effet des marées migrantes (simulation n°1) . Les courbes vertes correspondent à l'effet des marées migrantes et des marées non migrantes (simulation n°4). Les courbes violettes sont sans l'effet des marées (simulation n°2). Les courbes jaunes (simulation n°3) représentent l'influence des marées migrantes avec une puissance hémisphérique (18GW), un potentiel dans la calotte polaire (30kV) et la densité de flux solaire $F_{10.7}$ (70). Les courbes en noir (simulation n°5) correspondent à l'influence des marées non migrantes et des marées migrantes avec une puissance hémisphérique (1GW), un potentiel dans la calotte polaire (1kV). Ces figures montrent que les courbes de variations diurnes simulées par le TIE-GCM sont en accord avec celles des observations. L'amplitude du minimum des observations est vers 04.00 LT ou 05.00 LT, il est bien représenté par la simulation. L'amplitude maximum de la fréquence critique foF2 observée à Phu Thuy (courbes en rouge) à 14.00 LT ou 15.00 LT est toujours plus grande que celle simulée (courbes en rouge)

L'amplitude de NmF2 simulée est plus forte aux équinoxes qu'aux solstices. L'amplitude simulée en violet (sans les marées atmosphériques migrantes) est plus forte que celle en jaune et en bleue (avec les marées atmosphériques) sauf en juin et en décembre: aux

solstices. L'amplitude en bleu (avec les marées atmosphériques) est plus forte que celle en jaune pour les différences saisons sauf en été. Cela signifie que l'effet des marées est une contribution non négligeable aux variations NmF2 excepté en été. L'amplitude en vert (avec les marées non-migrantes) est la même que celle en jaune pour les différences saisons.

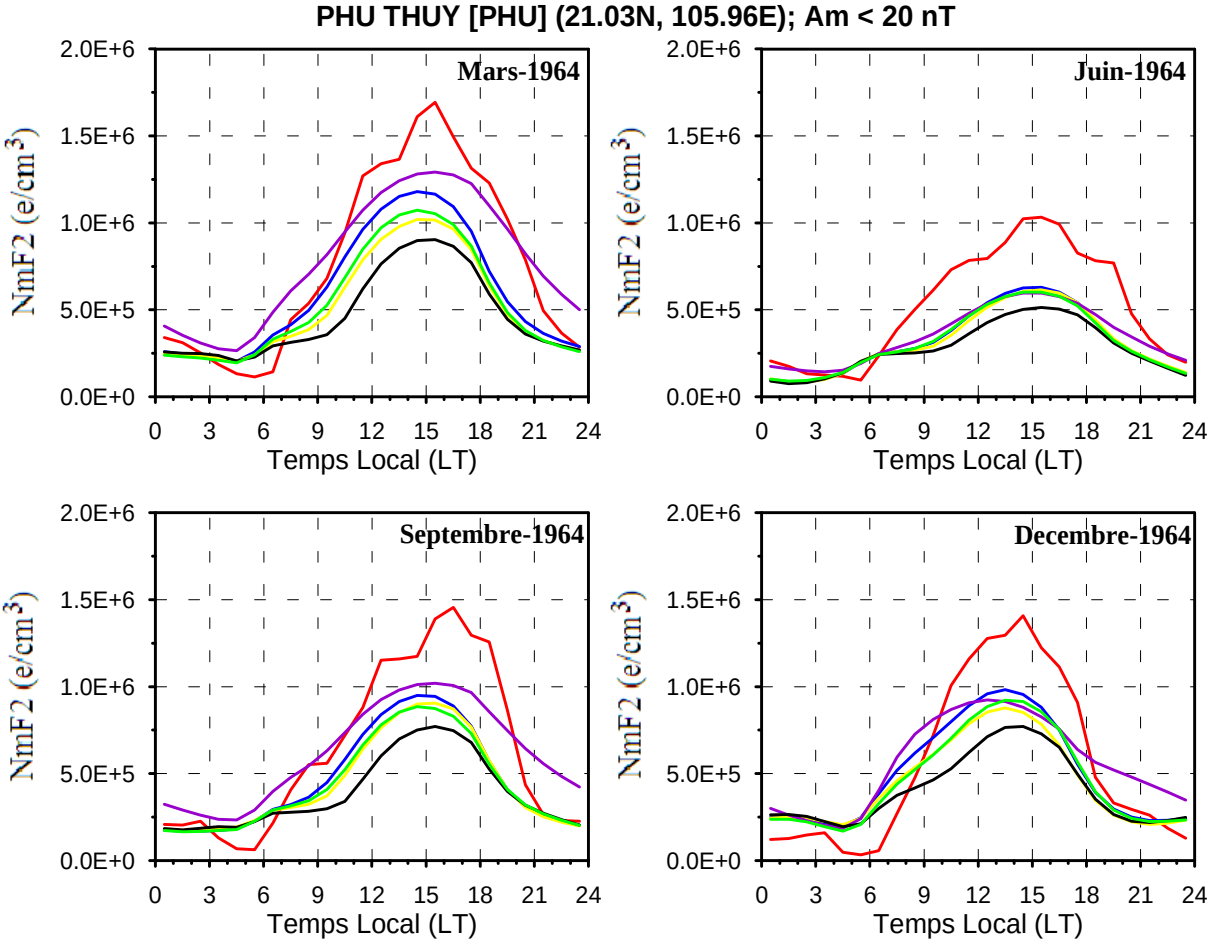


Figure 4.4: Variation diurne de NmF2 aux équinoxes et aux solstices. Les courbes en rouge(--) représentent les moyennes saisonnières correspondantes aux observations à PhuThuy en 1964, les courbes en bleues (--) représentent l'influence des marées migrantes, les courbes en violet(--) sont sans l'influence des marées migrantes, les courbes en jaune (--) représentent l'influence des marées migrantes avec une puissance hémisphérique (18GW), un potentiel dans la calotte polaire (30kV) et la densité de flux solaire $F_{10.7}$ (70), les courbes en vert(--) représentent l'influence des marées non migrantes et des marées migrantes, les courbes en noir(--) représentent l'influence des marées non migrantes et des marées migrantes avec une puissance hémisphérique (1GW), un potentiel dans la calotte polaire (1kV).

Figure 4.5 présente les variations diurnes du maximum d'ionisation de la couche F2, NmF2, observée à l'observatoire de PhuThuy durant les quatre saisons et les valeurs simulées avec TIE-GCM pour le minimum solaire de 1996.

Les courbes bleues représentent l'effet des marées migrantes (simulation n°1) . Les courbes violettes sont sans l'effet des marées (simulation n°2). Les courbes jaunes (simulation n°3) représentent l'influence des marées migrantes avec une puissance hémisphérique (18GW), un potentiel dans la calotte polaire (30kV) et la densité de flux solaire $F_{10.7}$ (70).

La figure 4.5 montre que l'amplitude du maximum des variations diurnes simulées aux équinoxes et au solstice d'été est en général très différente de celle observée. Le modèle à l'équinoxe de septembre sous-estime fortement la valeur de NmF2 observée. Cependant, il n'y a pas de différence entre la forme simulée et la forme observée. L'amplitude maximum est à 14.00 LT ou 15.00 LT, elle est toujours plus forte pour les observations que pour le modèle. Mais la différence entre les observations et le modèle sont plus faibles à l'équinoxe de septembre et au solstice de décembre.

La figure 4.5 montre qu'il y a peu de différences entre trois simulations pour l'été, l'automne et l'hiver, (simulation 1: avec les marées atmosphériques (courbes bleues), simulation 2: sans les marées atmosphériques (courbes violettes), simulation 3: ou avec les marées et un potentiel de 30kV sur la calotte polaire (courbes jaunes). On constate que la plus mauvaise représentation des observations est obtenue lorsque l'on introduit un potentiel sur la calotte polaire (courbes jaunes).

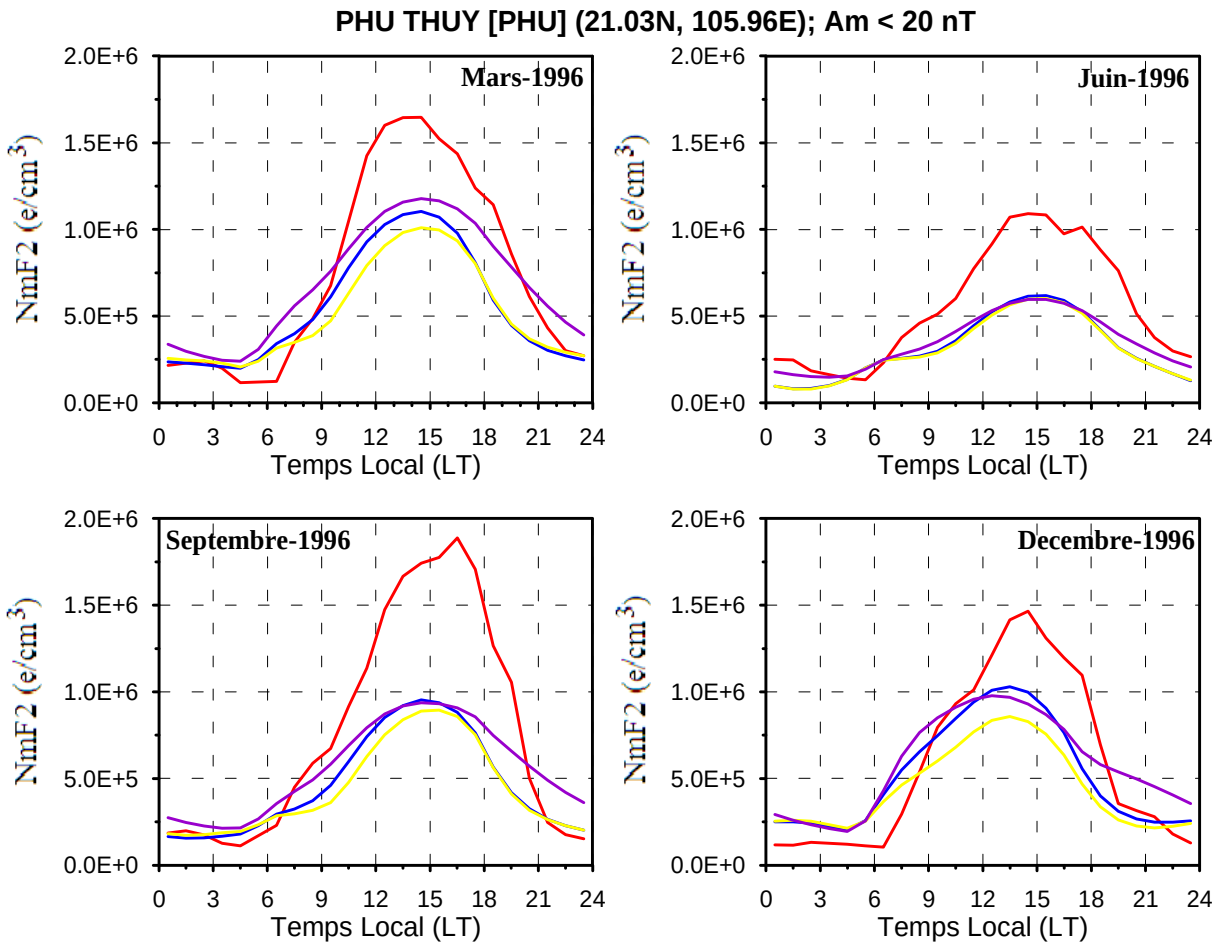


Figure 4.5: Variation diurne du NmF2 aux équinoxes et aux solstices. Les courbes en rouge représentent les moyennes saisonnières correspondantes des observations à PhuThuy en 1996, les courbes en bleues représentent l'influence des marées migrantes, les courbes en violet sont sans l'influence des marées migrantes, les courbes en jaunes représentent l'influence des marées migrantes avec une puissance hémisphérique (18GW), un potentiel dans la calotte polaire (30kV) et la densité de flux solaire $F_{10.7}$ (70).

4.3.3-Simulation des marées non migrantes (DE3) de la variation à long terme foF2

Dans ce paragraphe nous allons prendre en compte l'effet des marées non migrantes qui sont générées au niveau de la troposphère dans les orages météorologiques. Les changements à long terme dans la basse atmosphère ont donc le potentiel d'induire des changements à long terme dans la haute atmosphère que nous allons étudier pour voir l'influence des marées, migrantes et non-migrantes, dans la région de Phu thuy.

La figure 4.6 présente les variations journalières de NmF2 simulées pour l'observatoire de Phu Thuy avec ou sans l'effet des deux types de marée: marées migrantes et marées non-migrantes (dans les simulations n°2, n°4 et n°5) pour les quatre saisons correspondant aux observations à PhuThuy durant l'année 1964. Ces figures montrent que les courbes de variations diurnes simulées par le TIE-GCM sont en accord avec celles des observations de Phu Thuy. En effet, il y a une amplitude minimum à 04.00 LT ou 05.00 LT qui est la même pour le modèle et les observations. Cependant, l'amplitude maximum aux environ 15.00 LT est plus grande pour les observations pendant toutes les saisons.

La figure 4.6 montre aux différentes saisons, les variations diurnes de NmF2 simulées, ainsi que le résultat des trois simulations qui représentent en vert l'effet des marées, en violet l'effet quand il n'y a pas de marées et en noir l'effet des marées et du potentiel dans la calotte polaire. L'amplitude simulée aux équinoxes est plus grande que celle des solstices. L'amplitude sur les courbes en violet est souvent plus grande que celle des courbes en noir et en vert pour les différentes saisons. On constate que l'effet des marées et du potentiel électrique sur la calotte polaire ont une contribution non négligeable aux variations de NmF2. En plus, la contribution des marées semble jouer un rôle important dans la diminution de la variation de NmF2. Par contre, la contribution du potentiel électrique à travers la calotte polaire et la puissance des particules précipitantes aurorales semble jouer un rôle important dans la production des effets pour augmenter l'amplitude du NmF2.

La figure 4.7, similaire à la figure 4.6, présente les variations diurnes en heure locale de NmF2 simulées à observatoire de PhuThuy aux différentes saisons et les moyennes saisonnière observées à PhuThuy en 1996 dans les mêmes conditions de la figure 4.6. La forme du NmF2 simulée est la même que celle observée. L'amplitude minimum autour de 05.00 LT similaire à celle observée. Mais l'amplitude du maximum modélisé aux environs de 14.00 LT ou 15.00 LT est inférieure à l'amplitude de NmF2 observé pour les quatre saisons. L'amplitude du maximum modélisé est plus petite en été et à l'équinoxe d'automne.

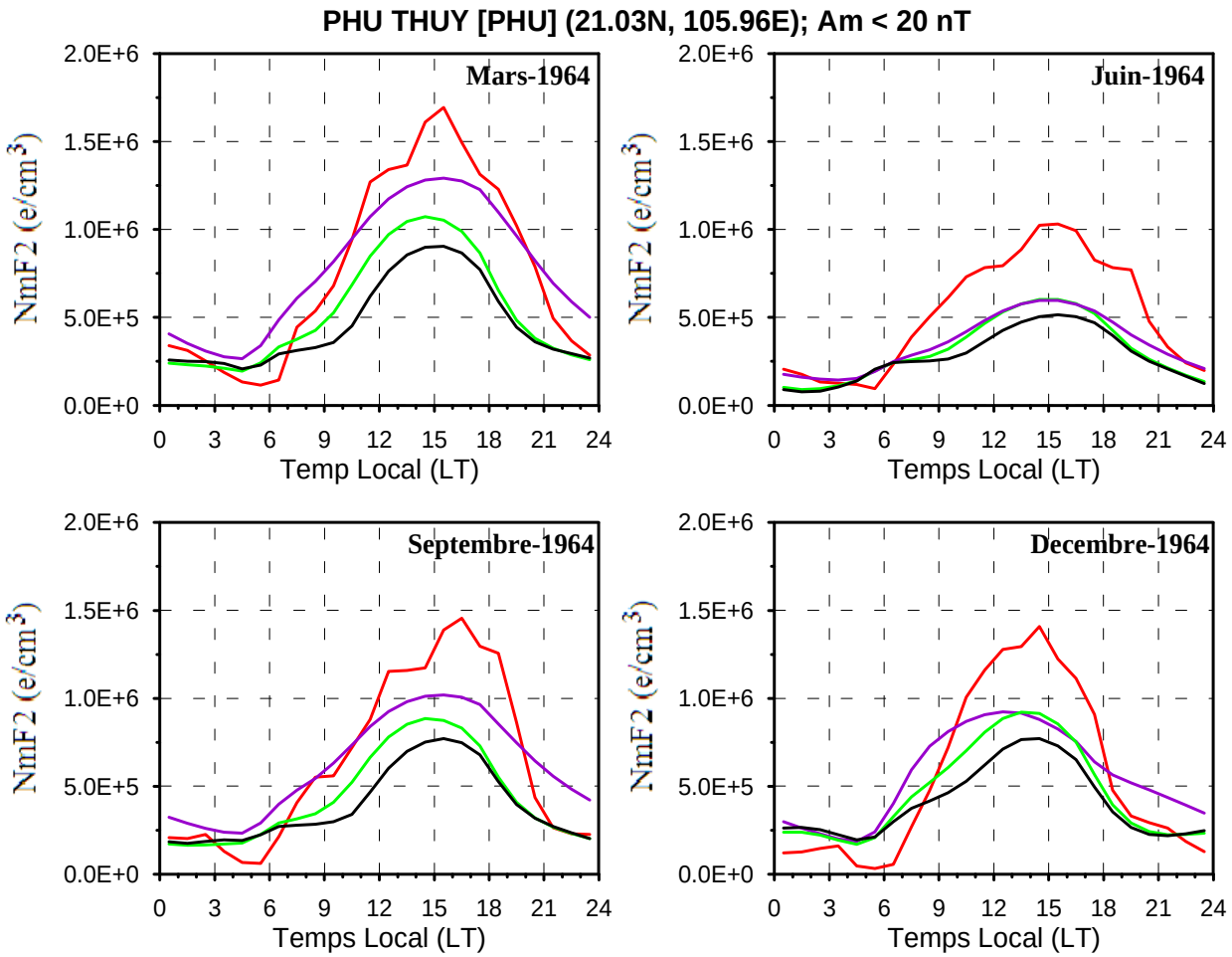


Figure 4.6: Variation diurne du NmF2 aux équinoxes et aux solstices. Les courbes en rouge (--) représentent les moyennes saisonnières des observations à PhuThuy en 1964, les courbes en vert(--) représentent l'influence des marées non migrantes et des marées migrantes, les courbes en violet(--) sont sans l'influence des marées, les courbes en noir(--) représentent l'influence des marées non migrantes et des marées migrantes avec une puissance hémisphérique (1GW), un potentiel dans la calotte polaire (1kV).

La figure 4.7 montre aussi que la variation de NmF2 simulée (en violet: sans les marées) est plus grande que celle en vert et en noir, particulièrement au printemps. Cela montre que les marées, les potentiels électriques et les puissances hémisphériques ont une influence sur la variation de NmF2 au printemps. Les différences d'amplitude des trois simulations en été, automne et en hiver sont négligeables.

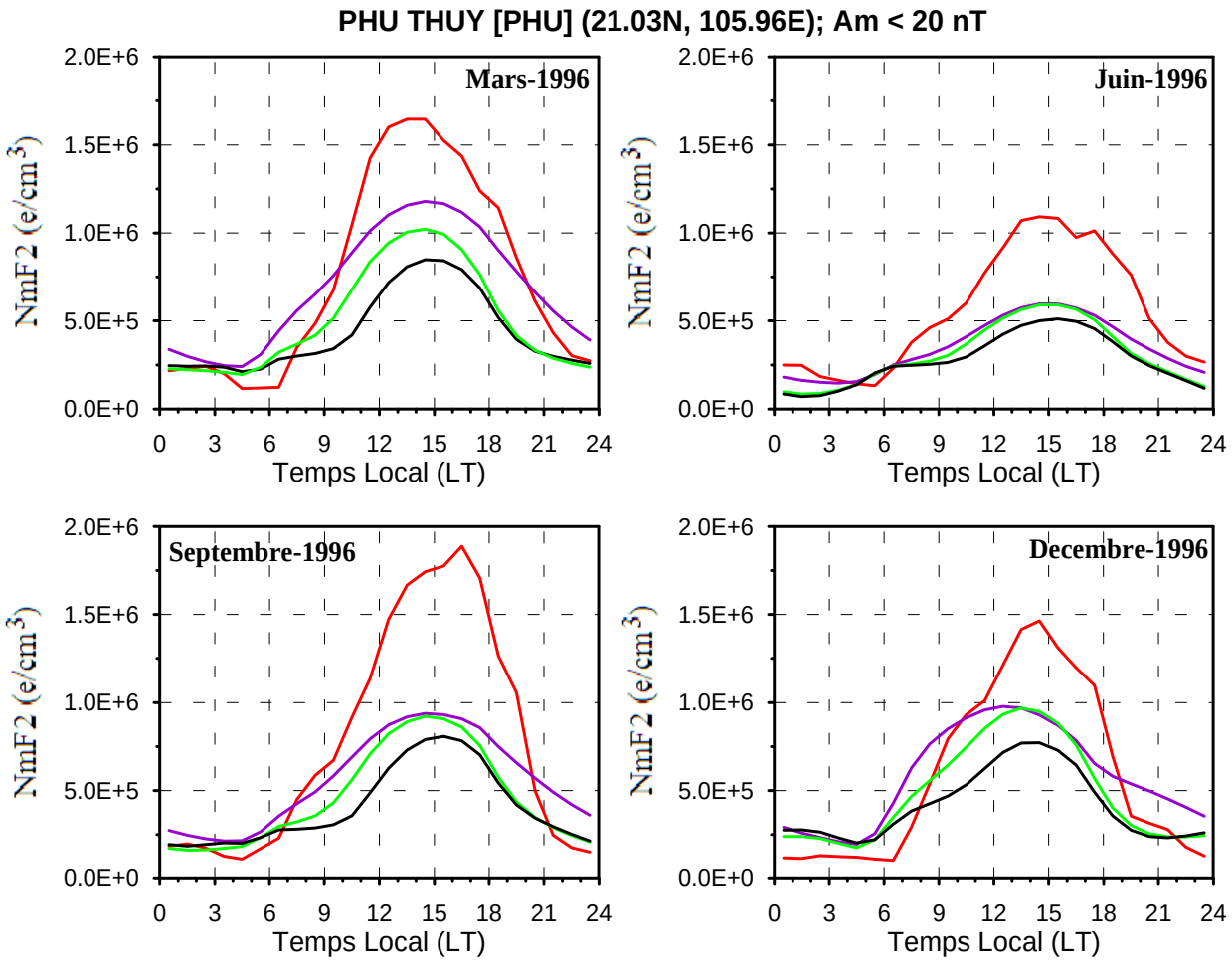


Figure 4.7: Variation diurne du NmF2 aux équinoxes et aux solstices. Les courbes en rouge représentent les moyennes saisonnières correspondantes des observations à PhuThuy en 1996, les courbes en vertes représentent l'influence des marées non migrantes et des marées migrantes, les courbes en violet sont sans l'influence des marées, Les courbes en noires représentent l'influence des marées non migrantes et des marées migrantes avec une puissance hémisphérique (1GW), un potentiel dans la calotte polaire (1kV)

4.4- Conclusion

L'analyse de la variation de foF2 simulée par TIE-GCM permet de conclure que ce modèle reproduit certaines caractéristiques de foF2. Il reproduit bien la variation en heure locale, la variation saisonnière. Nous avons montré que la variation foF2 simulée reproduit bien celle observée à l'observatoire de Phu Thuy en 1964. Par contre le modèle TIE-GCM ne reproduit pas l'amplitude observée à Phu Thuy en 1996. Le modèle TIE-GCM ne permet pas d'expliquer les variations à long terme observées à Phu Thuy.

On pourrait tenter d'autres simulations numériques afin de comprendre comment la variation à long terme foF2 se forme, comment elle est reliée au système de courant planétaire, et sa relation avec les vents thermosphériques. Les simulations faites conduisent à des valeurs de NmF2 plus faibles que celles observées. De plus les simulations ont montré que les marées migrantes diurnes et semi diurnes, et les marées non-migrantes diurnes et semi diurnes peuvent jouer un rôle important pour diminuer l'amplitude de NmF2. La contribution du potentiel électrique à travers la calotte polaire et la puissance des particules aurorales qui précipitent semble jouer un rôle important pour augmenter l'amplitude du NmF2.

Les différences entre certains détails des prévisions de TIE-GCM et les observations indiquent que le modèle et ses entrées peuvent encore être améliorés. Par exemple, une amplitude, une phase, une distribution différente des marées, ou une distribution différente du potentiel électrique et de la puissance des particules dans le TIE-GCM pourra affecter la variation de NmF2. Cela montre que la variation de NmF2 dépend des effets dynamo dans la region E.

Conclusion Générale

Dans cette thèse nous avons analysé les données de la station de Phu Thuy concernant les variations des couches ionisées et la variation régulière du champ magnétique terrestre.

La base des données ionosphériques de Phu Thuy établie sur plusieurs cycles solaires est unique en Asie.

- Nous avons découvert l'existence d'une variation à long terme des fréquences critiques foF2, foF1 et foE des couches ionisées. Les fréquences critiques des couches foF2 et foF1 augmentent de façon continue de 1962 à 2002. La fréquence critique de la couche E augmente de 1962 à 1984 puis diminue ensuite.
- Nous avons mis en évidence une asymétrie entre les deux équinoxes qui change avec les phases du cycle de taches. Le maximum de la fréquence critique foF2 est plus petit en automne qu'au printemps durant les phases de minimum et de décroissance du cycle de taches solaires et le maximum de printemps est plus petit que le maximum d'automne durant les phase de croissance et de maximum du cycle de taches n°22.

  Ce résultat est très nouveau, car jamais auparavant les études de fréquences critiques n'avait été faites sur une période d'observation aussi longue incluant les quatre phases du cycle de taches solaires minimum, montante maximum et descendante. Seules des comparaisons entre les phases minimum et maximum du cycle de taches avaient été faites.
- Les coefficients de corrélation entre les fréquences critiques foF2, foF1 et foE et le nombre de taches solaires Rz sont bonnes, mais nettement plus faible pour la fréquence critique foEs et les hauteurs virtuelles.
- Les maxima des mois d'hiver du foF2 sont plus grands que ceux d'été durant les phases de maximum et de descente. C'est l'anomalie hiver.

La base de données magnétiques de Phu Thuy nous a permis aussi de mettre en évidence les différentes caractéristiques de la variation régulière du champ magnétique Sq au Vietnam.

Les résultats obtenus montrent trois principales caractéristiques du Sq au Vietnam:

- L'amplitude de la composante Nord Sud ΔX de la variation Sq est plus grande au printemps qu'à l'automne. Ce résultat inédit a été obtenu car nous avons séparé les deux équinoxes. Auparavant les scientifiques considéraient uniquement 3 saisons car ils ne prenaient en compte que les paramètres orbitaux de la planète qui sont symétriques pour les deux équinoxes. Mais on sait aujourd'hui que l'atmosphère qui joue un rôle prédominant dans la génération des variations du champ magnétique terrestre régulier n'a pas des équinoxes symétriques. Ce résultat remet en cause tous les travaux faits durant les dernières décades sur le champ magnétique terrestre.
- En hiver, la composante Est Ouest ΔY présente une anomalie, le minimum de l'après midi est très faible ou disparait.
- Aux équinoxes et en été, la moyenne diurne de la composante Est Ouest ΔY présente une asymétrie, une amplitude maximum le matin plus grande que celle du minimum de l'après-midi. Ce qui indique qu'il n'y a pas d'équilibre entre les courants électriques ionosphériques circulant vers le Nord et vers le Sud au cours d'une journée.

Nous avons étudié, dans le chapitre 4, les variations à long terme de la fréquence critique de la région F2: foF2 observées à Phu Thuy à l'aide du modèle TIEGCM du NCAR. Les résultats de cette simulation comparés aux observations montrent que marées migrantes et non migrantes sont capables de produire des effets importants sur la variation à long terme de la fréquence critique foF2. Cependant le modèle TIEGCM n'a pas permis de bien reproduire la variation à long terme de la fréquence critique foF2. Les différences entre les simulations et les observations sont inhérentes au modèle et aux incertitudes sur les paramètres d'entrée de celui-ci. D'autres simulations seront entreprises pour comprendre l'influence des différentes sources météorologiques comme par exemple, QBO et ENSO.

Perspectives

Pour nos travaux futurs:

- Nous continuerons à étudier les variations à long terme de la fréquence critique de la région F2 en introduisant dans les simulations numériques des différences météorologiques (par exemple, QBO et ENSO). Nous voulons trouver les influences respectives des marées et des sources météorologiques sur la variation à long terme de foF2.
- Nous développerons la modélisation du système Sq à Phu Thuy à l'aide du modèle TIEGCM.
- Nous ferons une analyse détaillée sur plusieurs cycles solaires des densités électroniques et des conductivités ionosphériques au Vietnam afin d'établir des modèles semi empiriques de ces paramètres.

Références bibliographiques

Adohi, B. J., Vila, P. M., Amory-Mazaudier, C., and Petitdidier, M., 2008. Equinox transition at the magnetic equator in Africa: analysis of ESF ionograms, *Ann. Geophys*., 26, 1777-1792.

Akassofu S. I. and S. Chapman, 1961. A neutral line discharge theory of auroras polaris, Phil: Trans. Roy. Soc.: London, Ser., A, 253, 359-406.

Akmaev R. A., 2001. Seasonal variation of the terdiurnal tide in the mesosphere and lower thermosphere: a model study, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 19, 3817-3820.

Amory-Mazaudier C., 1983. Le système de courants Sq, Thèse de Doctorat d'Etat à l'Université Pierre et Marie Curie.

Amory-Mazaudier C., Le Huy M., Cohen Y., Doumbia V., Bourdillon A., Fleury R., Fontaine B., Ha Duyen C., Kobéa A., Laroche P., Lasurie-Duschesne P., Le Viet H., Le Truong T., Luu Viet H., Menvielle M., Nguyen Chien T., Nguyen Xuan A., Outtara F., Petitdidier M., Pham Thi Thu H., Pham Xuan T., Philippon N., Tran Thi L., Vu Thien H., Vila P., 2006. Sun Earth system interactions studies over Vietnam an international cooperative project, *Ann. Geophys.*, 24, 3313-3327.

Appleton E. V., 1935. Letters to the editor, Helley-Stewart Laboratory, King's College, London, England.

Axford W.I., and C.O. Hines, 1961. A unifying theory of high latitudes geophycal phenomena and geomagnetic storm, *Can. J. Phys*., 39(10), 1433.

Balan, N., Bailey, G., J., and Jayachandran, B., 1993. Ionospheric evidence for a nonlinear relationship between the solar e.u.v. and F10.7 cm fluxes during an intense solar cycle, *Planet. Sci.*, 42, 2, 141-145.

Balan, N., Otsuka, Y., Bailey, G., J., and Fukao, S., 1998. Equinoctial asymmetries in the ionosphere and thermosphere observed by the MU radar, *J. Geophys. Res.*, 103, 9481-9495.

Bauer S.J., 1973. Physics of Planetary Ionosphere, *Spr.-Verlag*, Berlin and New York.

Bencze, P., 2007. What do we know of the long-term change of the Earth's ionosphere? *Adv. Space Res.*, Vol. 40, pp. 1121-1125.

Bencze, P., 2009. Geographical distribution of long-term changes in the height of the maximum electron density of the F region: A nonmigrating tide effect? *J. Geophys. Res.*,

Vol. 114, A06304.

Bernard R., 1974. Tides in the E-region observed by incoherent scatter over Saint Santin, *J. Atmos.Terr. Phys*, 36, 1105-1120.

Birkeland, K., 1908. The Norwegian aurora polaris expedition, Vol. 1, 1st sec., 1902-1903, Aschloug, Christiana, Norvège.

Birkeland, K., 1913. The Norvegian aurora polairs expedition, Vol. 1, 1902-1903, Aschloug, Christiana, Norvège.

Blanc M., P. Amayenc, P. Bauer, and C. Taieb, 1977. Electric field induced drifts from the French incoherent scatter facility, *J. Geophys. Res.*, 82, 1, 87-97.

Blanc, M., and A. D. Richmond, 1980. The ionosphere disturbance dynamo, *J. Geophys. Res.*, 85, 1669.

Breit, G. and Tuve, M. A., 1926. A Test of the existence of the conducting layer, *Phys. Rev.*, 28, 554-575.

Brekke A., J. R. Doupnik, and P. M. Banks, 1974. Incoherent scatter measurements of E region conductivities and, *J. Geophys. Rres.*, 79, 25, 3773-3789.

Bremer, J., 1998. Trends in the ionospheric E and F regions over Europe. *Ann. Geophys.*, Vol. 16, pp. 986-996.

Bremer, J., 2008. Long-term trends in the ionospheric E and F1 regions, *Ann. Geophys., 26*, 189-1197, http://www.ann-geophys.net/26/1189/2008.

Campbell W., 1982. Annual and semiannual changes of the quiet daily variations (Sq) in the geomagnetic field at north American locations, *J. Geophys. Res.*, 87, A2, 785-796.

Campbell W. H. and S. Matsushita, 1982. Sq currents: a comparison of quiet and active year behavior, *Journal of Geophysical Research*, 87, A7, 5305-5308.

Campbell W. H. and E. R. Schiffmacher, 1985. Quiet ionospheric currents of the northern hemisphere derived from geomagnetic field records, *J. Geophys. Res.*, 90,A7, 6475-6486.

Campbell W. H. and E. R. Schiffmacher, 1986. Quiet ionospheric currents of the northern hemisphere derived from geomagnetic field records, *J. Geophys. Res.*, 91, A8, 9023-9024.

Campbell W. H. , B. R. Arora and E.R. Schiffmacher, 1993. External Sq currents in the India- Siberia region, *J. Geophys. Res.*, 98, A3, 3741-3752.

Chaman Lal, 1996. Seasonal trend of geomagnetic activity derived from solar-terrestrial geometry confirms an axial-equinoctial theory and reveals deficiency in planetary indices, *J. Atmos.Terr. Phys*, 58, 13, 1497-1506.

Chapman S., and V. C. A. Ferraro, 1931. A new theory of magnetic storms, Part I. The initial phase, *Terr. Magn. Atmosph. Elec.*, 36, 77-97, 1931.

Chapman S., and J. Bartels, 1940. Geomagnetism, Oxford University Press, New York.

Clilverd, M. A., Clark, T. D. G., Clarke, E., et Rishbeth, H., 1998. Increased magnetic storm activity from 1868 to 1995, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, Vol. 60, pp. 1047-1056.

Cliver E. W., Y. Kamide, and A. G. Ling, 2000. Mountain versus valleys: Semiannual variation of geomagnetic activity, *J. Geophys. Res.*, 105, A2, 2413-2424.

Cliver E. W., Y. Kamide, and A. G. Ling, and N. Yokoyama, 2001. Semiannual variation of the geomagnetic Dst index: Evidence for a dominant non storm component, *J. Geophys. Res.*, 106, A10, 21,297-21,304.

Cliver E. W, Y. Kamide, and A. G. Ling, 2002. The semiannual variation of geomagnetic activity: phase and profiles for 130 years of aa data, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 64, 47-53.

Cnossen I., and A. Richmond, 2008. Modelling the effects of changes in the Earth's magnetic field from 1957 to 1997 on the ionospheric hmF2 and f0F2 parameters, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 70, 1512-1524.

Cnossen, I., Richmond, A.D., Wiltberger, M., Wang, W., and Schmitt, P., 2011. The response of the coupled magnetosphere-ionosphere-thermosphere system to a 25% reduction in the dipole moment of the Earth's magnetic field. *J. Geophys. Res.*, in press.

Cohen, Y., 1989. Traitements et Interprétations de données spatiales en Géomagnétisme: Etude de Variations Latérales d'Aimantation de la Lithosphère Terrestre, Thèse de Doctorat de l'Université Paris VII.

Cole, K. D., 1966. Magnetic storms and associated phenomena, *Space Sci. Rev.*, vol. 5, 699-770.

Courtillot, V., Ducruix, J. and Le Mouël, J.-L., 1978. Sur une accélérations récente de la variation séculaire du champ magnétique terrestre. C.R. *Acad. Sci. Paris*, D287, 1095-1098.

Courtillot, V. and Le Mouël, J.-L.,1984. Geomagnetic secular variation impulses. *Nature*, 311, 709-716.

Davis T. N., Burrows K., Stolarik J. P., 1967. A latitude survey of the equatorial

electrojet with rocket-borne magnetometers, *J. Geophys. Res.*, 72, 1845-1861.

Dickinson, R.E., E.C. Ridley, and R.G. Roble, 1984. Thermospheric general circulation with coupled dynamics and composition, *J. Atmos. Sci.*, 41,205-219.

Dougherty, 1963. Some comments on dynamo theory, *J. Geophys. Res.*, 68, 9, 2383-3241.

Doumbia, V., A. Maute, A.D. Richmond, 2007. TIEGCM simulation of equatorial electrojet magnetic effects, *J. Geophys. Res.*, vol 112, A09309.

Doumouya V., J. Vassal, Y. Cohen, O. Fambitakoye, M. Menvielle, 1998. Equatorial electrojet at Afican longitudes: fist results from magnetic measurements, *Ann. Geophys.*, 16, 658-676.

Doumouya, V. Y. Cohen, B.R. Arora, K. Yumoto, 2003. Local time and longitude dependence of the equatorial electrojet magnetic effects, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 65, 1265-1282.

Doumouya, V., and Y., Cohen, (2004), Improving and testing the empirical equatorial electrojet model with CHAMP satellite data, *Ann. Geophys.*, 22, 332.

Dungey, T.W., 1961. Interplanetary magnetic field and the auroral zones, *Phys. Res. Lett*., 6, 47.

Elias, Ana G. and Ortiz de Adler, N., 2006. *f*0F2 long-term trends at the southern crest of the equatorial anomaly, *Phys. Chemis. Earth*, 31, 63-67, http://www.sciencedirect.com

Elias, A.G., 2009. Trends in the F2 ionospheric layer due to long-term variations in the Earth's magnetic field, *J. Atmos. Solar Terr. Phys*., 71, 1602-1609.

Evans, J.V., 1978. Incoherent scatter contributions to studies of the lower thermosphere, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 16, 195.

Fambitakoye, O., 1973. Effets induits par l'électrojet equatorial au centre de l'Afrique, *Ann. Geophys.*, tome 29, N°2.

Farley, D.T., 2009. The equatorial E region and its plasma instabilities: a tutorial, *Ann. Geophys.*, 27, 1509-1510.

Fejer, B. G., Farley, D. T., Woodman, R. F., and Calderon, C., 1979. Dependence of equatorial F region vertical drifts on season and solar cycle, *J. Geophys. Res.*, 84, 5792-5796.

Fontanari, J. and Alcayde, D., 1974. Observation of neutral temperature tidal-type oscillations in the F1 region, *Radio Sci.*, 9, *2*, 275-280.

Forbes, J.M, and Hagan, M.E. 2000. Diurnal Kelvin wave in the atmosphere of

Mars: Towards an understanding of 'stationary' density structures observed by the MGS accelerometer. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 27, No. 21, pp. 3563-3566.

Forbes, J.M., Russell, J., Miyahara, S., Zhang, X., Palo, S., Mlynczak, M., Mertens, C.J., and Hagan, M.E., 2006. Troposphere-thermosphere tidal coupling as measured by the SABER instrument on TIMED during July-September 2002. *J. Geophys. Res.*, Vol. 111, A10S06.

Fukushima N., and Y. Kamide, 1973. Partialring current models for worldwide geomagnetic disturbances, *Rev. Geophys Space Phys.*,11, 4, 795.

Fukushima, N., 1979. Electric potential between conjugate points in middle latitudes caused by asymmetric dynamo in the ionosphere, *J. Geomagn. Geoelectr.*, 31, 401-409.

Gagnpain J., M. Crochet and A. D. Richmond, 1977. Comparaison of Equatorial Electrojet Models, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 39, 1119-1124.

Galand M. and A. D. Richmond, 2001. Ionospheric electrical conductances produced by auroral proton precipitation, *J. Geophys. Res.*, 106, 117-125.

Hagan M. E. and J. M. Forbes, 2002. Migrating and non migrating diurnal tides in the middle and upper atmosphere excited by tropospheric latent heat release, *J. Geophys. Res*, 107, D24, 4754.

Hagan M. E. and J. M. Forbes, 2003. Migrating and non migrating semidiurnal tides in the upper atmosphere excited by tropospheric latent heat release, *J. Geophys. Res.*, 108, A2, 1062.

Hagan, M.E., Maute, A., Roble, R.G., Richmond, A.D., Immel, T.J., and England, S.L., 2007. Connections between deep tropical clouds and the Earth's ionosphere, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 34, L20109.

Hale, G. E., Ellerman, F., Nicholson, S. B. And Joy, A. H., 1919. The magnetic Polarity of Sun-Spots, ApJ 49, 153.

Harper R. M., 1977a. Tidal winds in the 100 to 200 km Region at Arecibo, *J. Geophys Res.*, 82, 22, 3243.

Harper R. M., 1977b. A comparison of ionospheric currents, magnetic variations, and electric field at Arecibo, *J. Geophys Res.*, 82, 22, 3233-3241.

Hasegawa M. and H. Maeda, 1951. A suggestion of the electrical conductivity of the upper atmosphere from an analysis of diurnal variations of terrestrial magnetism. *Rep. Ionosph. Res. Japan*, 5, 167.

Hederson S.B.,2005. Global characterization of the equatorial anomaly with GUVI data. Ph.D. dissertation, Utah state University, Logan.

Hedin A. E., 1991. Extension of the MSIS thermosphere model into the middle and lower atmosphere, *J. Geophy. Res.*, 96, 1159.

Heelis, R.A., J.K. Lowell, and R.W. Spiro, 1982. A model of the high-latitude ionospheric convection pattern, *J. Geophys. Res.*, 87, 6339-6345.

Hill R. J. and S. A. Bowhill, 1977. Collision frequence for use in the continuum momentum equations applied to the lower ionosphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 39, 803-811.

Huang Y. N., K. Cheng and S. W. Chen, 1989. On the equatorial anomaly of the ionospheric total electron content near the northern anomaly crest region, *J. Geophys. Res*., **94**, 13515.

Jacobs J. A. (ed.), 1990. Geomagnetism, Academic Press, London.

Jarvis, M.J. 2009. Longitudinal variation in E and F region ionospheric trends. *J. Atmos.Solar-Terr. Phys.*, Vol. 71, 1415-1429.

Jault, D., D. Brito, P. Cardin and H. C. Nataf, (avril-juin) 2010. La science, dossier n°67.

Johnson, C.Y., 1966. Ionospheric composition and density from 90 to 1200kilometers at solar minimum, *J. Geophys. Res.*, 71, 330**.**

Kamide Y. and A. Brekke, 1975. Auroral electrojet current density deduced from the Chatanika radar and from the Alaska Meridian Chain of magnetic observatories, *J. Geophys. Res.*, 80, 4, 587-593.

Kuvshinov, A., Chandrasekharan Manoj, Nils Olsen and Terence Sabaka, 2007. On the induction effect of geomagnetic daily variations from equatorial electrojet and solar quiet sources at low and middle latitudes, *J. Geophys. Res.*, Vol 112, B10102, doi:10.1029.

Langlais, B., V. Lesur, M.E. Purucker, J.E.P. Connerney and M. Mandea, 2009. Crustal Magnetic Fields of Terrestrial Planets, *Space Sci. Res.*, DOI 10.1007/s11214-009-9557-y, 2009.

Larmor, 1919. How could a rotating body such as the sun become a magnet ?, *Assoc. Adv. Sci.*, 87, 159-160.

Lastovicka, J., A.V. Mikhailov, T. Ulich, J. Bremer, A.G. Alias, N. Ortiz de Adler, V. Jara, R. Abarca del Rio, A.J. Foppiano, E. Ovalle, A.D. Danilov, 2006. Long-term trends in foF2: A comparison of various methods, *J. Atmos. Solar- Terr. Phys.*, 68, 1854-1870.

Lawden M. D., 1969. Problem associated with overlay analysis of F1-region ionograms, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 31, 1, 47-57.

Legrand J-P. and P.A. Simon, 1989. Solar cycle and geomagnetic activity: A review for Geophysicists. Part I. The contributions to geomagnetic activity of shock waves and of the solar wind, *Ann. Geophys.*, 7 (6), 565-578.

Lejeune, G., 1972. The coupling beween electron density and electron temperature in the daytime F-region, *Ann. Geophys*., 28, 15-20.

Le Huy Minh, Tran Thi Lan and Pham Thi Thu Hong, 2004. Geomagnetic and ionospheric storms on the 6-7th Avril 2000 and on the 31st Mach 2001 observed at Phu Thuy, *J. Sci. Earth*, NCST of Vietnam, 26(2),122-135.

Le Mouël J. L., 1976. Le champ géomagnétique et L'origine du champ magnétique terrestre dans Traité de Géophysique Interne, tome II {Coulomb Jean et Georges Jobert} Masson.

Mandea, M. and V. Lesur, 2009. The Magnetic Lithosphere: A Novel View in The Lithosphere: Geochemistry, Geology and Geophysics, Eds: J. E. Anderson and R. W. Coates, Nova Science Publishers, ISBN: 978-1-60456-903-2.

Matshushita S., 1965. Global presentation of the external Sq and L current systems, *J. Geophys. Res., 70*, 17, 4395-4398.

Matshushita S., and H. Maeda, 1965. On the Geomagnetic Quiet Daily Variation Field during the IGY, *J. Geophys. Res.*, vole 70, N°11, 2535-2557.

Matsushita, S., 1968. Sq and L current systems in the ionosphere, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 15, 109-125.

Mayaud P. N., 1965a. Analyse morphologique de la variabilité jour à jour de la variation journalière ‘‘régulière’’ Sr du champ magnétique terrestre, 1, le système de courants Cp (régions polaires et sub-polaires), *Ann. Geophys.*, 21, 371.

Mayaud P. N., 1965b. Analyse morphologique de la variabilité jour à jour de la variation journalière ‘‘régulière’’ Sr du champ magnétique terrestre, 2. Le système de courants CM (régions non-polaires), *Ann. Geophys.*, 21**,** 514-544.

Maynard N . C., 1967. Measurement of ionospheric currents off the coast of Peru, *J. Geophys. Res.***,** 72, 1867-1875.

Mayaud., P. N., 1967. Corrélation entre les variations journalières du champ magnétique terrestre sous l'électrojet équatorial et dans les régions avoisinantes, *Ann. Geophys*., **23**, 387-406.

Mayaud P. N., 1971. Une mesure planétaire d'activité magnétique basée sur deux observatoires antipodaux, *Ann. Geophys*., 27, 71.

Mayaud P. N., 1972. The aa indices: a 100-year series characterizing the magnetic activity, *J. Geophys. Res.*, 77, N° 34, 6870-6874.

Mayaud P. N., 1973. A hundred year series of geomagnetic data, 1868–1967, indices aa, Storm sudden commencements, IAGA Bull. 33, IUGG Publ. Office, Paris.Mayaud, *252*.

Mayaud P. N., 1974. About the effects induced by the daily variation due to the equatorial electrojet, *J. Atmos. Terr. Phys.*, *36*, 1367-1376.

Mazaudier C., 1982. Electric currents Above Saint-Santin, *J. Geophys. Res*.**,** 87, A4, 2459-2464.

Mazaudier C. and S. V. Venkateswaran, 1982. Strange currents over Saint-Santin, *J. Geophys. Res*.**,** *90*, A10, 9727-9735.

Mazaudier, C., et Y. Cohen, 1990. L'Electrojet Equatorial, Composante d'un Circuit Electrique Global Connectant le Vent Solaire, la Magnétosphère, l'Ionosphère, l'Atmosphère et la Terre, *Comit. Nation. Franç. Geod. Geophys.*, Rapport Quadriennal 1987-1990, p. 141-159.

Mikhailov A. V. and Marin D., 2000. Geomagnetic control of the foF2 long-term trends, *Ann. Geophys.*, 18, 653-665.

Mikhailov A. V. and Marin D., 2001. An interpretation of the foF2 and hmF2 long-term trends in the framework of the geomagnetic control concept, *Ann. Geophys.*, 19, 733-748.

Mikhailov A. V. and Morena B. A. de la, 2003. Long-term trends of foE and geomagnetic activity variations, *Ann. Geophys.*, 21, 751-760.

Mikhailov A. V., 2008. Ionospheric F1 layer long-term trends and the geomagnetic control concept, *Ann. Geophys.*, 26, 3793-3803.

Menvielle M. and Berthelier A., 1992. The K-derived planetary indices: description and availability, *Geophys. Space Phys.*, 30, 91.

Menvielle M. and Marchaudon A., 2006. Geomagnetic indices, in Solar-Terrestrial Physics and Space Weather in Space Weather, J. Lilensten (ed), *Spr.*, 277-288, 2006.

Menvielle M., T. Iyemori, A. Marchaudon, and M. Nosé, 2011. Geomagnetic indices, in Geomagnetic Observations and Models, **M. Mandea, M. Korte (eds),** IAGA Special Sopron Book Series 5, DOI 10.1007/978-90-481-9858-0_8, *Spr.*.

Monro, P.E.; E.A. Metchly and R.S. Sastry, 1968. Analysis of Ordinary Mode

Standing Waves observed by Rockets in the E region, *J. Geophys. Res.*, Vol 73, N° 13, pp 4291-4297.

Mukhtarov P., D. Pancheva, and B. Andonov, 2009. Gobal structure and seasonal and interannual variability of the migrating diurnal tide seen in the SABER/TIMED temperatures between 20 and 120 km, *J. Geophys. Res*.**,** 114, A02309.

Olsen, N., 1989. The contribution of magnetospheric currents to Sq, *Pure Appl. Geophys.*, 131, 447-462.

Olsen, N., 1997. Geomagnetic Tides and Related Phenomena in Tidal Phenomena, Lecture Notes in the Earth Sciences Vol. 66 edited by Wilhelm, H., Zuern, W. and Wenzel, H-G., *Spr.*, 261-274.

Ouattara, F., Amory-Mazaudier, C., Fleury, R., Lassudrie Duchesne, P., Vila, P., and Petitdidier, M., 2009. West African equatorial ionospheric parameters climatology based on Ouagadougou ionosonde station data from June 1966 to February 1998, *Ann. Geophys.*, 27, 2503-2514.

Paterno L., 1998. Effect and differential rotation in stellar convection zones, *C .R. Acad. Sci. Paris*, t. 326, série II b, p. 393-406.

Paterno L., 2006. The history of the solar cycle in historical events and people in aeronomu, *Geom. Solar-Terr. Phys.*, pp261-275, edit by W. Schroder, AKGGP/SHGP, Science Edition, Bremen/Potsdam.

Pneuman, G. W. and R. A. Kopp, 1971. Gas- magnetic field interactions in the solar corona, *Solar Phys.*, 18, 258-270.

Qian, L., Burns, A. G., Solomon, S. C., and Roble, R. G., 2009. The effect of carbon dioxide cooling on trends in the F2-layer ionosphere. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, Vol. 71, pp.1592-1601.

Rastogi, R.G., S. Alex and A. Patill, 1994. Seasonal Variations of Geomagnetic D, H and Z fields at low latitudes, *J. Geom. Geoelectr.*, 46, 115-126.

Richmond, A.D. and Roble, R.G., 1987. Electrodynamics effects of Thermospheric Winds from the NCAR Thermospheric General Circulation Model, *J. Geophys. Res.*, 92:12365-12376.

Richmond, A.D., Ridley, E.C., and Roble, R.G., 1992. A thermosphere-ionosphere general circulation model with coupled electrodynamics. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 19, No. 6, pp. 601-604.

Richmond A. D., 1995a. Ionospheric Electrodynamics. In: Volland H. (ed.), Handbook of Atmospheric Electrodynamics, Vol. II, pp. 249-290. CRC press, Boca Raton, Florida.

Richmond, A.D., 1995b. Ionospheric electrodynamics using Magnetic Apex coordinates, *J. Geomagn. Geoelectr.*, 47, 191-212.

Rishbeth H. and C.S.G.K. Setty, 1961. The F-layer at sunrise, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 20, 263-276.

Rishbeth H. and Kervin C., 1968. Seasonal changes displayed by F1-layer ionograms, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 30, 9, 1657-1665.

Rishbeth H. and Garriott O. K., 1969. Introduction to Ionospheric Physics, International Geophysics series, *Acad. Pres.*, New York and London, volume 14.

Rishbeth H. and Muller-Wodarg I. C. F., 1999. Vertical circulation and thermospheric composition: a modelling study, *Ann. Geophys.*, 17, 794-805.

Rishbeth, H., Muller-Wodarg, I. C. F., Zou, L., Fuller-Rowell, T. J., Millward, G. H., Moffett, R. J., Idenden, D. W., and Aylward, A. D., 2000a. Annual and semiannual variation in the ionospheric F2-layer: II. Physical discussion, *Ann. Geophys.*, 18, 945-956.

Rishbeth, H., Sedgemore, K. J. F., and Ulich, T., 2000b. Semiannual and annual variations in the height of the ionospheric F2-peak, *Ann. Geophys., 18*, 285-299.

Rishbeth H. and Muller-Wodarg I. C. F., 2006. Why is there more ionosphere in January than in July? The annual asymmetry in the F2-layer, *Ann. Geophys.*, 24, 3293-3311.

Roble, R.G., E. C. Ridley, A. D. Richmond, and R. E. Dickinson, 1988. A coupled thermosphere/ionosphere general circulation model, *Geophys. Res. Lett.*, 15, 1325-1328.

Roble R. G. and Dickinson R. E., 1989. How will changes in carbon-dioxide and methane modify the mean structure of the mesosphere and thermosphere? *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 16, No. 12, pp. 1441-1444.

Russell C.T. and R.C. Mc Pherron, 1973. Semi annual of Geomagnetic activity, *J. Geophys. Res.*, 78, 92-99.

Salah J. E. and J. V. Evans, 1977. Test of electrodynamic consistency from daytime ionospheric drift observations, *J. Geophys. Res., 82*, 16, 2413-2417.

Sastry T.S.G., 1973. Daily variation of Geomagnetic Field at the Indian Stations under the Electrojet during the Period of the July 1966 Proton Flare, *J. Geophys. Res.*, Vol 78, N° 10, pp 1692-1698.

Satya Prakkash, S.P. Gupta and B.H. Subbaraya, 1970. A study of the irregularities in the night time equatorial E-region using a Langmuir probe and plasma noise probe, *Planet. Space Sci.*, Vol 18, pp 1307-1318.

Scialom G., 1974. Neutral composition in the lower thermosphere, *Radio Sci.*, 9, 2, 253-261.

Shuman B. J., 1970. Rocket measurement of the equatorial electrojet, *J. Geophys. Res.*, 75, 3889-3901.

Simon P. A. and J-P. Legrand, 1989. Solar cycle and geomagnetic activity: A review for Geophysicists. Part II. The solar sources of geomagnetic activity and their links with sunspot cycle activity, *Ann. Geophys.*, 7(6), 579-594.

Stamper, R., Lockwood, M., Wild, M. N., and Clark, T. D. G., 1999. Solar causes of the long-term increase in geomagnetic activity. *J. Geophys. Res.*, Vol. 104, pp. 28325-28342.

Stefan M., 2006. Cunductivity of the ionosphere, CIRES, University of Colorado.

Stewart, B., 1882. Meteorology/Terrestrial Magnetism. Encyclopedia Britannica, 9ème édition, pp 159-183.

Takeda, M., 1982. Three dimensional ionospheric currents and field aligned currents generated by asymmetrical dynamo action in the ionosphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 44, 2, 187-193.

Takeda M., 1990. Geomagnetic field variation and the equivalent current system generated by an ionospheric dynamo at the solstice, *J. Atmos. Terr. Phys.*, Vol 52, n°1, pp 59-67.

Takeda M., 1999. Time variation of global geomagnetic Sq field in 1964 and 1980, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *61*, 765-774.

Takeda M., 2002a. Features of global geomagnetic Sq field from 1980 to 1990, *J. Geophys. Res.*, *107*, A9, 1252.

Takeda M., 2002b. The correlation between the variation in inospheric conductivity and that of the geomagnetic and that of the geomagnetic Sq field, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 64, 1617-1621.

Takeda M. and T. Iyemori, 2003. Relationship between electric field and currents in the ionosphere and the geomagnetic Sq field, *J. Geophys. Res.*, *108*, A5, 1183.

Tarpley, J. D., 1970a. The ionospheric wind dynamo. I. Luna tide, *Planet. Space Sci.*, 18, 1075-1090.

Tarpley, J.D., 1970b. The ionospheric wind dynamo II, solar tides. *Planet. Space Sci.*, 18, 1091-1103.

Tarpley J. D., 1973. Seasonal movement of the Sq current foci and related effects in the equatorial electorial electrojet, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *35*,1063-1071.

Titheridge J. E., 1985. Ionogram analysis with generalised program Polan, Report UAG-93, Word data center A for Solar-Terrestrial Physics.

Torta, J. M., S. Marsal, J. J. Curto and L. R. Gaya-Piqué, 2010. Behaviour of the quiet-day geomagnetic variation at Livingston island and variability of the Sq focus position in the South-American-Antarctic Peninsula region, *Earth Planets Space*, 62, 297-307.

Trikova L., 1989. The vernal-autumnal asymmetry in the seasonal variation of geomagnetic activity, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 51, 2, 111-118.

Vandzandt, T.E, Clark, W.L., and Warnock, J.M., 1972. Magnetic Apex Coordinates: a magnetic coordinate system for the ionospheric F2 layer, *J. Geophys.Res.*, 77 2406-2411.

Yamazaki, Y., K. Yuomoto, T. Uozumi, A. Yoshiwara and M. G. Cardinal, 2009. Equivalent current systems for the annual and semiannual Sq variations observed along the 210°MM CPMN stations, *J. Geophys. Res.*, Vol 114, A12320, doi:10.1029/2009JA014638.

Yonezawa, T., 1959. On the seasonal and non-seasonal annual variations and the semiannual variation in the noon and midnight densities of the F2 layer in middle latitudes II, *J. Radio Res. Labs*. Japan, 6, 651-668.

Zou, L., Rishbeth, H., Muller-Wodarg, I. C. F., Aylward, A. D, Millward, G. H., Idenden, D. W., and Moffett, R. J., 2000. Annual and semiannual variation in the ionospheric F2-layer. I. Modelling, *Ann. Geophys*., 18, 945-956.

ANNEXE 1:

Conductivités ionosphériques

La méthode utilisée pour calculer les conductivités ionosphériques est basée sur l'équilibre des différentes forces appliquées aux particules en mouvement dans l'ionosphère avec les approximations et les conditions aux limites appropriées. La condition d'équilibre des forces des ions et des électrons est déterminée respectivement par les équations (eq.1a) et (eq.1b):

$$m_i \frac{d\vec{V}_i}{dt} = 0 = m_i \vec{g} - \frac{1}{N_i} \vec{\nabla}(N_i k T_i) + e(\vec{E} + \vec{V}_i \times \vec{B}) - m_i \nu_{in} (\vec{V}_i - \vec{V}_n) - m_e \nu_{ei} (\vec{V}_i - \vec{V}_e) \qquad \text{(eq.1a)}$$

$$m_e \frac{d\vec{V}_e}{dt} = 0 = m_e \vec{g} - \frac{1}{N_e} \vec{\nabla}(N_e k T_e) - e(\vec{E} + \vec{V}_e \times \vec{B}) - m_e \nu_{en} (\vec{V}_e - \vec{V}_n) - m_e \nu_{ei} (\vec{V}_e - \vec{V}_i) \qquad \text{(eq.1b)}$$

- La force de Lorentz $\vec{F}_{en}$: $\vec{F}_{en} = \pm e(\vec{E} + \vec{V}_n \times \vec{B})$ (eq. 2)

Où e est la charge élémentaire, le signe « + » pour les ions positifs et le signe « - » pour les électrons, $\vec{B}$ et $\vec{E}$ sont les intensités du champ électrique et du champ magnétique.

- La force de collision $\vec{F}_c$ avec les particules neutres, traduite par l'échange de quantité de mouvement dans le référentiel des neutres: $\vec{F}_c = m\nu(\vec{V} - \vec{V}_n)$ (eq.3)

Où m et $\vec{V}$ sont la masse et la vitesse de la particule chargée, υ sa fréquence de collision avec les neutres et $\vec{V}_n$, la vitesse des neutres.

- Le poids $\vec{P}$ de la particule chargée: $\vec{P} = m\vec{g}$ (eq.4)

où $\vec{g}$ est l'accélération de la pesanteur.

- Le gradient de pression: $\vec{F}_p = \frac{1}{N} \vec{\nabla}(NkT)$ (eq.5)

Où N et T sont respectivement la concentration et la température de la particule chargée, et k, la constante de Boltzmann.

Dans la région dynamo (90-160km) les effets du champ magnétique et du champ électrique sont dominants et on peut négliger les forces de gravité et de pression. Nous ne considérons donc que les forces de Lorentz et d'interaction entre les fluides en mouvement à des vitesses différentes.

Au-dessus de 90 km, où les ions sont majoritaires, on considère ces ions comme d'un seul type formant un fluide de concentration égale à celle des électrons, Ne. La variation temporelle des vitesses des ions et des électrons étant négligeable; ces équations sont alors réduites et deviennent:

$$N_e e\left(\vec{E}+\vec{V}_i\times\vec{B}\right)-N_e m_i \nu_{in}\left(\vec{V}_i-\vec{V}_n\right)-N_e m_i \nu_{ie}\left(\vec{V}_i-\vec{V}_e\right)=\vec{0} \qquad \text{(eq.6a)}$$

$$-N_e e\left(\vec{E}+\vec{V}_e\times\vec{B}\right)-N_e m_e \nu_{en}\left(\vec{V}_e-\vec{V}_n\right)-N_e m_e \nu_{ei}\left(\vec{V}_e-\vec{V}_i\right)=\vec{0} \qquad \text{(eq.6b)}$$

Avec υ_{en} et υ_{in} respectivement la fréquence de collision entre des électrons ou des ions avec des particules neutres, υ_{ei} et υ_{ie} la fréquence de collision entre électrons et ions, et entre ions et électrons, respectivement.

Les forces d'interaction des ions exercées sur les électrons doivent être égales et opposées aux forces d'interaction des électrons exercées sur les ions ce qui se traduit par l'équation:

$$m_i \nu_{ie} = m_e \nu_{ei} \qquad \text{(eq.7)}$$

Concernant les déplacements parallèles à $\vec{B}$, les équations (eq.6a) et (eq.6b) en les divisant par Ne et en tenant compte des expressions suivantes :

$\left(\vec{V}_e-\vec{V}_i\right)_{//}=-\left(\vec{V}_i-\vec{V}_e\right)_{//}$ et $e\left(\overrightarrow{E_{//}}+\vec{V}_i\times\vec{B}\right).\vec{B}=e\overrightarrow{E_{//}}+e\left(\vec{V}_i\times\vec{B}\right).\vec{B}=e\overrightarrow{E_{//}}$, donc $\left(\vec{V}_i\times\vec{B}\right).\vec{B}=0$ (le produit vectoriel) sont remplacées par :

$$m_i \nu_{in//}\left(\vec{V}_i-\vec{V}_n\right)_{//}+m_i \nu_{ie//}\left(\vec{V}_i-\vec{V}_e\right)_{//}=e\overrightarrow{E_{//}} \qquad \text{(eq.8a)}$$

$$m_e \nu_{en//}\left(\vec{V}_i-\vec{V}_n\right)_{//}-m_e \nu_{ei//}\left(\vec{V}_i-\vec{V}_e\right)_{//}=-e\vec{E}_{//} \qquad \text{(eq.8b)}$$

(l'indice // désigne les mouvements parallèles aux lignes de force du champ magnétique) En multipliant les équations (eq.8a) et (eq.8b) respectivement par $m_e\nu_{en//}$ et $m_i\nu_{in//}$ puis en les soustrayant on aura :

$$m_i m_e\left(\nu_{in//}\nu_{en//}+\nu_{ie//}\nu_{en//}+\nu_{ei//}\nu_{in//}\right)\left(\vec{V}_i-\vec{V}_e\right)_{//}=\left(m_i \nu_{in//}+m_e \nu_{en//}\right)e\overrightarrow{E_{//}} \qquad \text{(eq.9)}$$

Cette expression se simplifie considérablement en tenant compte du rapport entre les masses et les fréquences de collisions. La masse des ions est beaucoup plus grande que celle des électrons $m_i >> m_e$ donc $\nu_{in} \square \nu_{en}$, $\frac{m_e}{m_i}$ et $\frac{\nu_{en//}}{\nu_{in//}}$. L'équation (eq.9) devient:

$$\left(\vec{V}_i-\vec{V}_e\right)_{//}=\frac{e\overrightarrow{E_{//}}}{m_e\left(\nu_{en//}+\nu_{ei//}\right)} \qquad \text{(eq.10)}$$

Dans les régions E et F, la concentration des électrons (N_e) est sensiblement égale à la concentration des ions positifs (N_i). Pour calculer le tenseur de conductivité, on doit

déterminer la vitesse relative $(\vec{V}_i - \vec{V}_e)$ entre électrons et ions. $\vec{V}_i$ et $\vec{V}_e$ sont respectivement les vitesses des ions et des électrons. Signalons que cette vitesse relative est nécessaire pour obtenir la densité de courant dans l'ionosphère d'après:

$$\vec{J} = N_e e\left(\vec{V}_i - \vec{V}_e\right) \qquad \text{(eq.11)}$$

La composante de la densité de courant parallèle au champ magnétique s'écrit :

$$\vec{J}_{//} = N_e e\left(\vec{V}_i - \vec{V}_e\right)_{//} = \sigma_{//}\vec{E}_{//} \qquad \text{(eq.12)}$$

Où $\sigma_{//}$ est la conductivité parallèle. Par les équations (eq.10) et (eq.12), on déduit l'expression de la conductivité parallèle ci-après:

$$\sigma_{//} = \frac{N_e e^2}{m_e\left(\nu_{en//} + \nu_{ei//}\right)} \qquad \text{(eq.13)}$$

Concernant les déplacements des conductivités perpendiculaires au champ magnétique, nous négligerons les collisions entre les ions et électrons dans les équations (eq.6a) et (eq.6b). Pour les déplacements parallèles au champ magnétique, les fréquences de collision entre les électrons et les ions sont grandes en comparaison avec celles entre ions et particules neutres et avec celles entre électrons et particules neutres seulement dans la haute ionosphère. Par ailleurs les ions et les électrons se déplacent avec les mêmes vitesses dans la direction perpendiculaire au champ magnétique.

Ainsi, $\left(\vec{V}_i - \vec{V}_e\right)$ tend vers zéro et ν_{ei} est négligeable. On ajoute le terme $-e\left(\vec{V}_n \times \vec{B}\right)$ des deux côtés de l'équation (eq.6a), après simplification et réarrangement des termes l'équation (eq.6a) devient:

$$e\left(\vec{V}_i - \vec{V}_n\right)_\perp \times \vec{B} - m_i\nu_{in}\left(\vec{V}_i - \vec{V}_n\right)_\perp = -e\left(\vec{E}_\perp + \vec{V}_n \times \vec{B}\right) \qquad \text{(eq.14)}$$

En multipliant vectoriellement par $\vec{B}$: les deux membres de (eq.14), on obtient:

$$e\left(\left(\vec{V}_i - \vec{V}_n\right)\times \vec{B}\right)\times \vec{B} - m_i\nu_{in}\left(\vec{V}_i - \vec{V}_n\right)_\perp \times \vec{B} = -e\left(\vec{E}_\perp + \vec{V}_n \times \vec{B}\right)\times \vec{B} \qquad \text{(eq.15)}$$

En utilisant le double produit vectoriel:

$e\left(\left(\vec{V}_i - \vec{V}_n\right)\times \vec{B}\right)\times \vec{B} = e\left[\left(\left(\vec{V}_i - \vec{V}_n\right)_\perp .\vec{B}\right)\vec{B} - \left(\vec{B}.\vec{B}\right)\left(\vec{V}_i - \vec{V}_n\right)_\perp\right] = -eB^2\left(\vec{V}_i - \vec{V}_n\right)_\perp$, où

$\left(\left(\vec{V}_i - \vec{V}_n\right)_\perp .\vec{B}\right)\vec{B} = 0$ donc $\vec{V}_n \perp \vec{B}; \vec{V}_i \perp \vec{B} \Rightarrow \vec{V}_n.\vec{B} = 0; \vec{V}_i.\vec{B} = 0$ (la propriété sur le produit scalaire), l'équation (eq.15) est:

$$-eB^2\left(\vec{V_i}-\vec{V_n}\right)_\perp - m_i\nu_{in}\left(\vec{V_i}-\vec{V_n}\right)_\perp \times\vec{B} = -e\left(\vec{E}_\perp+\vec{V_n}\times\vec{B}\right)\times\vec{B} \qquad \text{(eq.16)}$$

En éliminant $\left(\vec{V_i}-\vec{V_n}\right)_\perp \times\vec{B}$ dans les équations (eq.14) et (eq.16). En multipliant par $m_i\nu_{in}$ l'équation (eq.14) et par e l'équation (eq.16) nous obtenons respectivement:

$$em_i\nu_{in}\left(\vec{V_i}-\vec{V_n}\right)_\perp \times\vec{B} - m^2{}_i\nu^2{}_{in}\left(\vec{V_i}-\vec{V_n}\right)_\perp = -em_i\nu_{in}\left(\vec{E_\perp}+\vec{V_n}\times\vec{B}\right) \qquad \text{(eq.17)}$$

$$-e^2B^2\left(\vec{V_i}-\vec{V_n}\right)_\perp - em_i\nu_{in}\left(\vec{V_i}-\vec{V_n}\right)_\perp \times\vec{B} = -e^2\left(\vec{E_\perp}+\vec{V_n}\times\vec{B}\right)\times\vec{B} \qquad \text{(eq.18)}$$

En additionnant (eq.17) avec (eq.18) nous obtenons:

$$\left(\vec{V_i}-\vec{V_n}\right)_\perp = \frac{em_i\nu_{in}\left(\vec{E_\perp}+\vec{V_n}\times\vec{B}\right)+e^2\left(\vec{E}_\perp+\vec{V_n}\times\vec{B}\right)\times\vec{B}}{e^2B^2+m^2{}_i\nu_{in}^2} \qquad \text{(eq.19)}$$

En divisant l'équation (eq.19) par $m^2{}_i$ nous avons ainsi:

$$\left(\vec{V_i}-\vec{V_n}\right)_\perp = \frac{\frac{e}{m_i}\nu_{in}\left(\vec{E_\perp}+\vec{V_n}\times\vec{B}\right)+\left(\frac{e}{m_i}\right)^2\left(\vec{E_\perp}+\vec{V_n}\times\vec{B}\right)\times\vec{B}}{\nu_{in}^2+\Omega^2{}_i} \qquad \text{(eq.20)}$$

$$= \frac{\frac{\Omega_i}{B}\nu_{in}\left(\vec{E_\perp}+\vec{V_n}\times\vec{B}\right)+\left(\frac{\Omega_i}{\vec{B}}\right)^2\left(\vec{E_\perp}+\vec{V_n}\times\vec{B}\right)\times\vec{B}}{\nu_{in}^2+\Omega^2{}_i}$$

Où: $\Omega_i = \frac{eB}{m_i}$, $\frac{e}{m_i} = \frac{\Omega_i}{B}$ et Ω_i étant la gyrofréquence des ions. En utilisant la propriété algébrique (antisymétrie) du produit vectoriel, on réduit l'équation (eq.20) ci-après:

$$\left(\vec{V_i}-\vec{V_n}\right)_\perp = \frac{\nu_{in}\Omega_i\left(\vec{E_\perp}+\vec{V_n}\times\vec{B}\right)-\Omega_i^2\frac{\vec{B}}{B}\times\left(\vec{E_\perp}+\vec{V_n}\times\vec{B}\right)}{B\left(\nu_{in}^2+\Omega^2{}_i\right)} \qquad \text{(eq.21)}$$

Où B est le module de $\vec{B}$. De même pour les électrons on aura:

$$\left(\vec{V_e}-\vec{V_n}\right)_\perp = \frac{-\nu_{en}\Omega_e\left(\vec{E_\perp}+\vec{V_n}\times\vec{B}\right)-\Omega_e^2\frac{\vec{B}}{B}\times\left(\vec{E_\perp}+\vec{V_n}\times\vec{B}\right)}{B\left(\nu_{en}^2+\Omega^2{}_e\right)} \qquad \text{(eq.22)}$$

$\Omega_e = \frac{eB}{m_e}$: la gyrofréquence des électrons. En soustrayant (eq.21) de (eq.22) permettent de déterminer la vitesse différentielle $(\vec{V_i}-\vec{V_e})$ entre électrons et ions dans un repère lié au

champ magnétique et ensuit en multipliant par $N_e e$, nous obtenons la densité de courant perpendiculaire au champ magnétique.

Le repère est défini par les directions suivantes: (i) parallèle au champ magnétique $\vec{B}$; (ii) perpendiculaire à $\vec{B}$ et parallèle au champ électrique $\vec{E}$; et (iii) à la fois perpendiculaire à $\vec{B}$ et à $\vec{E}$. En projetant $(\vec{V}_i - \vec{V}_e)$ dans ce repère et après différentes manipulations, nous obtenons l'expression de $\vec{J}$ par la loi d'Ohm ionosphérique (eq.23), dont on déduit les expressions (eq.24) et (eq.25) des éléments du tenseur de conductivité:

$$\vec{J} = \sigma_{//}\vec{E}_{//} + \sigma_P(\vec{E}_\perp + \vec{V}_n \times \vec{B}) + \sigma_H \frac{\vec{B}}{B} \times (\vec{E}_\perp + \vec{V}_n \times \vec{B}) \qquad \text{(eq.23)}$$

où: $\vec{E}_{//}$ et $\vec{E}_\perp$ sont les projections du champ électrique $\vec{E}$ dans les directions parallèle et perpendiculaire à $\vec{B}$ respectivement.

$$\sigma_p = \frac{N_e e}{B}\left(\frac{\nu_{in}\Omega_i}{\nu_{in}^2 + \Omega_i^2} + \frac{\nu_{en}\Omega_e}{\nu_{en}^2 + \Omega_e^2}\right) \qquad \text{(eq.24)}$$

$$\sigma_h = \frac{N_e e}{B}\left(\frac{\Omega_e^2}{\nu_{en}^2 + \Omega_e^2} - \frac{\Omega_i^2}{\nu_{in}^2 + \Omega_i^2}\right) \qquad \text{(eq.25)}$$

où: σ_p est la conductivité Pedersen perpendiculaire au champ magnétique $\vec{B}$ et parallèle au champ électrique $\vec{E}$. σ_h est la conductivité Hall perpendiculaire au champ magnétique $\vec{B}$ et au champ électrique $\vec{E}$.

Sur la figure 1, la fréquence de collision des électrons avec les neutres est inférieure à leur gyrofréquence ($\nu_{en} < \Omega_e$) dans la région E, tandis que celle des ions avec les neutres reste supérieure à leur gyrofréquence ($\nu_{in} > \Omega_i$). Pendant que les ions sont liés par les collisions aux neutres, les électrons, plus libres, peuvent se déplacer le long des lignes de force du champ magnétique (σ_0 forte) et donner lieu au courant parallèle $\vec{J}_{//}$. Les ions sont entraînés par collision avec les neutres au travers du champ magnétique, créant un champ électrique $\vec{E}_\perp$ à l'origine du courant de Pedersen $\vec{J}_P = \sigma_P(\vec{E}_\perp + \vec{V}_n \times \vec{B})$; le courant de Hall $\vec{J}_H = \sigma_H \frac{\vec{B}}{B} \times (\vec{E}_\perp + \vec{V}_n \times \vec{B})$ est créé par la dérive ($\vec{E}_\perp \times \vec{B}$) des électrons. Signalons que la

dérive est indépendante de la masse et la charge des particules, mais les ions sont retardés par les collisions avec les neutres.

Dans la région F (au-dessus de 160km), $\nu_{en} < \Omega_e$ et $\nu_{in} < \Omega_i$; σ_0 est très grande devant σ_P et σ_H . La composante $\vec{J}_\perp$ du courant y est relativement faible de jour, période où la région E, de plus forte conductivité, a tendance à court-circuiter la région F à la base. Aussi, $\vec{J}_{//}$ (courant aligné) représente-t-il l'essentiel des courants qui circulent dans la région *F*. Notons que cette région est surtout dominée par la diffusion du plasma à travers différents mécanismes. En effet, les champs électrique $\vec{E}$ et magnétique $\vec{B}$ imposent une dérive verticale ($\vec{E} \times \vec{B}$) aux ions et aux électrons sans distinction de leurs charges et masses. $\vec{V}_i - \vec{V}_e = 0$; les ions et les électrons se déplacent à la même vitesse , suivant la direction perpendiculaire au champ magnétique terrestre, de sorte qu'aucune circulation de courant n'est possible par ce processus.

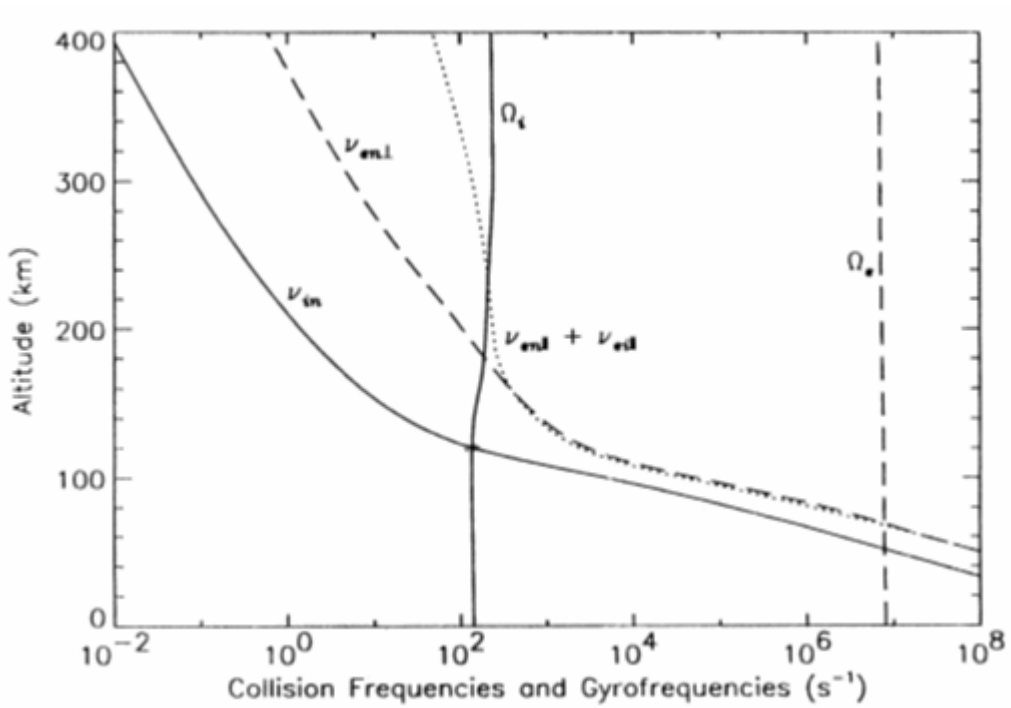


Figure1: Fréquences de collision ν_{en} des électrons et ν_{in} des ions avec les neutres et gyrofréquences Ω_e des électrons et Ω_i des ions, en moyenne latitude, en équinoxe et minimum solaire (Richmond, 1995a).

ANNEXE 2: **Les articles**

ARTICLE 1

Sun-Earth System Interaction studies over Vietnam: an international cooperative project

C. Amory-Mazaudier[1], M. Le Huy[2], Y. Cohen[3], V. Doumbia[4],*, A. Bourdillon[5], R. Fleury[6], B. Fontaine[7], C. Ha Duyen[2], A. Kobea[4], P. Laroche[8], P. Lassudrie-Duchesne[6], H. Le Viet[2], T. Le Truong[2], H. Luu Viet[2], M. Menvielle[1], T. Nguyen Chien[2], A. Nguyen Xuan[2], F. Ouattara[9], M. Petitdidier[1], H. Pham Thi Thu[2], T. Pham Xuan[2], N. Philippon, L. Tran Thi[2], H. Vu Thien[10], and P. Vila[1]

[1]CETP/CNRS, 4 Avenue de Neptune, 94107 Saint-Maur-des-Fossés, France

[2]Institute of Geophysics, Vietnamese Academy of Science and Technology , 18 Hoang Quoc Viet, Cau Giay, Hanoi, Vietnam

[3]IPGP, 4 Avenue de Neptune, 94107 Saint-Maur-des-Fossés, France

[4]Laboratoire de Physique de l'Atmosphère, Université d'Abidjan Cocody 22 B.P. 582, Abidjan 22, Côte d'Ivoire

[5]Institut d'Electronique et de Télécommunications, Universit´e de Rennes Bât 11D, Campus Beaulieu, 35042 Rennes, cédex, France

[6]ENST, Université de Bretagne Occidentale, CS 83818, 29288 Brest, cédex 3, France

[7]CRC , Faculté des Sciences, 6 Boulevard Gabriel, F 21004 Dijon cédex 04, France

[8]Unité de Recherche Environnement Atmosphérique, ONERA, 92332 Chatillon, cédex, France

[9]University of Koudougou, Burkina Faso

[10]Laboratoire signaux et systèmes, CNAM, 292 Rue saint Martin, 75141 Paris cédex 03, France

*V. Doumbia previously signed V. Doumouya

Received: 15 June 2006 – Revised: 19 October 2006 – Accepted: 8 November 2006

Annales Geophysicae., 24, 1–15, 2006

Ann. Geophys., 24, 3313–3327, 2006
www.ann-geophys.net/24/3313/2006/
© European Geosciences Union 2006

Annales Geophysicae

Sun-Earth System Interaction studies over Vietnam: an international cooperative project

C. Amory-Mazaudier[1], M. Le Huy[2], Y. Cohen[3], V. Doumbia[4,*], A. Bourdillon[5], R. Fleury[6], B. Fontaine[7], C. Ha Duyen[2], A. Kobea[4], P. Laroche[8], P. Lassudrie-Duchesne[6], H. Le Viet[2], T. Le Truong[2], H. Luu Viet[2], M. Menvielle[1], T. Nguyen Chien[2], A. Nguyen Xuan[2], F. Ouattara[9], M. Petitdidier[1], H. Pham Thi Thu[2], T. Pham Xuan[2], N. Philippon[**], L. Tran Thi[2], H. Vu Thien[10], and P. Vila[1]

[1]CETP/CNRS, 4 Avenue de Neptune, 94107 Saint-Maur-des-Fossés, France
[2]Institute of Geophysics, Vietnamese Academy of Science and Technology , 18 Hoang Quoc Viet, Cau Giay, Hanoï, Vietnam
[3]IPGP, 4 Avenue de Neptune, 94107 Saint-Maur-des-Fossés, France
[4]Laboratoire de Physique de l'Atmosphère, Université d'Abidjan Cocody 22 B.P. 582, Abidjan 22, Côte d'Ivoire
[5]Institut d'Electronique et de Télécommunications, Université de Rennes Bât 11D, Campus Beaulieu, 35042 Rennes, cédex, France
[6]ENST, Université de Bretagne Occidentale, CS 83818, 29288 Brest, cédex 3, France
[7]CRC , Faculté des Sciences, 6 Boulevard Gabriel, F 21004 Dijon cédex 04, France
[8]Unité de Recherche Environnement Atmosphérique, ONERA, 92332 Chatillon, cédex, France
[9]University of Koudougou, Burkina Faso
[10]Laboratoire signaux et systèmes, CNAM, 292 Rue saint Martin, 75141 Paris cédex 03, France
[*]V. Doumbia previously signed V. Doumouya
[**]affiliation unknown

Received: 15 June 2006 – Revised: 19 October 2006 – Accepted: 8 November 2006 – Published: 21 December 2006

Abstract. During many past decades, scientists from various countries have studied separately the atmospheric motions in the lower atmosphere, in the Earth's magnetic field, in the magnetospheric currents, etc. All of these separate studies lead today to the global study of the Sun and Earth connections, and as a consequence, new scientific programs (IHY- International Heliophysical Year, CAWSES- Climate and Weather in the Sun-Earth System) are defined, in order to assume this new challenge. In the past, many scientists did not have the possibility to collect data at the same time in the various latitude and longitude sectors. Now, with the progress of geophysical sciences in many developing countries, it is possible to have access to worldwide data sets. This paper presents the particularities of geophysical parameters measured by the Vietnamese instrument networks. It introduces a cooperative Vietnamese-IGRGEA (International Geophysical Research Group Europe Africa) project, and presents, for the first time, to the international community, the geophysical context of Vietnam.

Concerning the ionosphere: since 1963, during four solar cycles, the ionosonde at Phu Thuy (North Vietnam) was operating. The Phu Thuy data exhibits the common features for the ionospheric parameters, previously observed in other longitude and latitude sectors. The critical frequencies of the E, F1 and F2 ionospheric layers follow the variation of the sunspot cycle. F2 and E critical frequencies also exhibit an annual variation. The first maps of TEC made with data from GPS receivers recently installed in Vietnam illustrate the regional equatorial pattern, i.e. two maxima of electronic density at 15° N and 15° S from the magnetic equator and a trough of density at the magnetic equator. These features illustrate the equatorial fountain effect.

Concerning the Earth's magnetic field: a strong amplitude of the equatorial electrojet was first observed by the CHAMP satellite at the height of 400 km in the Vietnamese longitude sector. In this paper we compare the ground magnetic observations of the Indian and Vietnamese magnetometer networks. This comparison highlights the regional structure of the amplitude of the equatorial electrojet, which is stronger in Vietnam than in India.

Concerning the monsoon: Vietnam exhibits a strong monsoon and has mainly one rainy season peaking in August, hence associated with the southwest monsoon flow. But some monsoon variability from one place to another is related to the orography. In the mountainous northern regions of Vietnam, there is an "early" monsoon peaking in July. In the coastal regions between 12° N and 19° N the monsoon season is centered on October.

Concerning lightning: Vietnam is a country of strong atmospheric storms with some areas of very intense lightning

Correspondence to: C. Amory-Mazaudier
christine.mazaudier@cetp.ipsl.fr

Published by Copernicus GmbH on behalf of the European Geosciences Union.

in North Vietnam (22,5° N, 105° E) and in South Vietnam (11° N, 107° E). In North Vietnam strong lightning is associated with the most intense rainy region.

Keywords. Ionosphere (Electric fields and currents) – Meteorology and dynamics (Tropical meteorology) – Geomagnetism and paleomagnetism (Time variations, diurnal to secular)

1 Introduction

For 15 years the IGRGEA (International Geophysical Research Group in Europe Africa) is involved in geophysics in Africa (Mazaudier et al., 1993; Amory-Mazaudier et al., 2005). This group started in 1995 in order to continue the scientific work done from 1991 to 1995 in the frame of the IEEY (International Year of the Equatorial Electrojet). The IEEY project had been decided at the VANCOUVER Assembly of the IAGA, in 1987, on the request of the Interdivisional Commission on Developing Countries (ICDC). During the IEEY, Doumouya and Cohen (2004) discovered that the amplitude of the daily variation of the Earth's magnetic field observed with the CHAMP satellite is stronger in the Asian sector than in the African one. These observations led to the cooperation between the IGRGEA and the Hanoï Institute of Geophysics (Vietnam), HIG, in order to understand this phenomena.

It is well known that the equatorial electrojet circulating in the ionospheric dynamo layer results from the atmospheric motions. These atmospheric motions are mainly due to migrating atmospheric tides generated at lower altitudes (Chapman and Lindzen, 1970). By collision, the atmosphere drags ions though the Earth's magnetic field (Stewart, 1882) and generates the equatorial electrojet itself at the origin of the daily variation of the Earth's magnetic field. More recently, Hagan and Forbes (2002), showed that nonmigrating waves, due to deep convection events (related to tropical meteorological storms, as well as monsoon) in the boundary layer and in the troposphere, can affect the atmospheric motions in the dynamo layer. Therefore, it is necessary to study the equatorial electrojet in the frame of the Sun-Earth connections, including worldwide data sets from the low atmosphere to the Sun.

Taking into account all of these facts, IGRGEA and HIG decided to participate together in international programs such as CAWSES (Climate and Weather in the Sun-Earth System) and IHY(International Heliophysical Year), both devoted to the Sun-Earth connections.

Vietnamese scientists published in a Vietnamese journal various scientific results on the magnetic and ionosonde data (Truong Quang and Le Huy, 1987; Le Huy, 1999; Le Huy and Pham Van, 2001). But at the present time these scientific results are not available for the international community.

This introductive paper presents to the international community the Vietnamese scientific instrument networks and data sets, and the morphological features of the geophysical parameters. Some of these morphological features are different from the other longitude sectors. The first section is devoted to the scientific frame. The second section presents the existing Vietnamese network of atmospheric stations, magnetometers, ionosondes, GPS receivers and magnetotelluric stations. In this section we recall all the data sets recorded in Vietnam during the last decades. The third section highlights some interesting observations characterizing Vietnam and then we conclude.

1.1 Scientific frame

We concentrate our studies on physical processes (dynamics, electrodynamics, magnetic) operating in the Earth's environment at various time scales (several minutes to several solar cycles) and space scales (planetary, regional and local). This is the reason why we are analysing atmospheric, as well as ionospheric parameters in the same paper.

Figure 1 (originally from Amory-Mazaudier, 1983) is a schematic view of some connections between the Sun and the Earth. The vertical dimension represents the distance from the Sun to the Earth and the horizontal dimension the distance from the pole (right side) to the equator (left side). In green our main interests are underlined: 1) the monsoon in the tropical and equatorial troposphere and in the atmospheric boundary layer (bottom left), 2) the equatorial electrojet (middle left) flowing in the ionosphere along the magnetic equator and its connections with the auroral electrojets (middle right), 3) the Earth's magnetic field variation due to the electric currents flowing in the ionosphere and in the magnetosphere (bottom), 4) the solar activity (top).

1.2 Solar radiations

The Sun's radiations reach the environment of the Earth at all latitudes. These radiations are the source of various physical processes of the Sun-Earth System.

In the stratosphere, sources of migrating atmospheric tides propagate toward higher altitudes. They generate in the dynamo E layer (altitudes comprised between 90 and 190 km) the circulation of ionospheric electric currents by the dynamo effect (Stewart 1882). This dynamo layer exists mainly on the dayside of the Earth's, as a consequence of the photoionization by solar radiations. These daily regular ionospheric currents are the source of the daily regular variations of the Earth's magnetic field S_R (Mayaud, 1965a, 1965b), green vertical arrows indicate the connection between the ionospheric electric currents and the Earth's magnetic field. The dynamo layer process is schematised on the left side of the figure, where it concerns all the latitudes.

At the bottom left side of Fig. 1 for equatorial and tropical latitudes, the physical process of deep convection in the boundary layer and troposphere, due to the monsoon, influences the upper levels of the atmosphere. During the

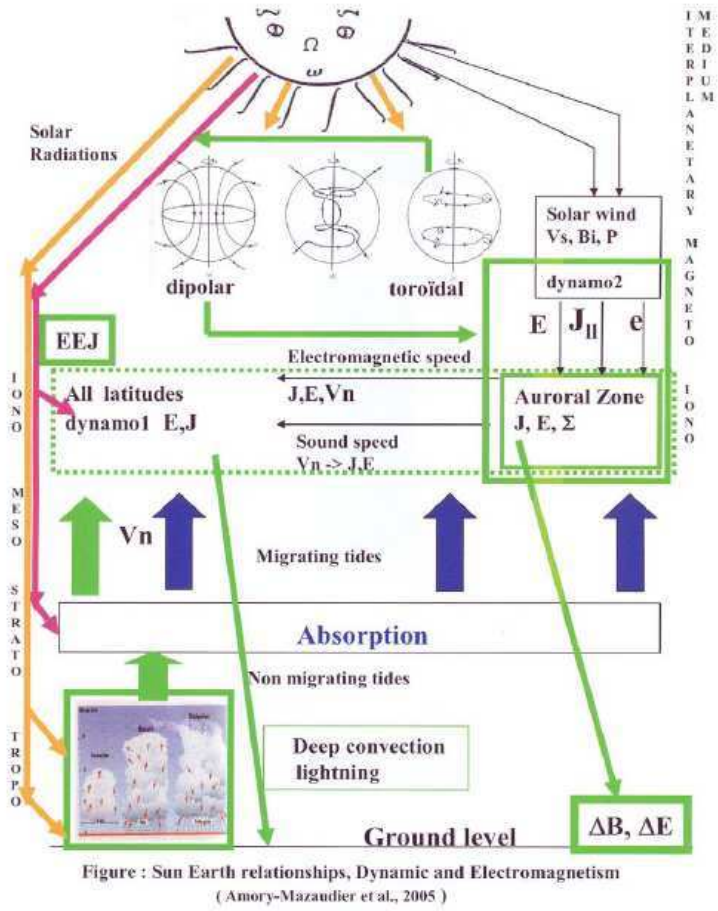


Fig. 1. Schematic figure concerning some processes involved in the Sun-Earth system.

monsoon, large electrical field variations occur in clouds with large lightning activity (Richard et al., 1986; Petitdidier et Laroche, 2005). Recent theoretical and experimental studies in the tropical and equatorial zones revealed the importance of the tropospheric latent heat release in the excitation of migrating and nonmigrating tides in the middle and upper atmosphere (Hagan and Forbes, 2002; Fukao et al., 2003; Gurubaran et al., 2005). These tides can affect the ionospheric electric currents and as a consequence, the variation of the Earth's magnetic field.

1.3 Solar wind

The solar wind interacts with the magnetosphere through two major physical processes: the viscous interaction (Axford and Hines, 1961) and the reconnection (Dungey, 1961). These physical processes affect the whole magnetosphere and also the auroral ionosphere. In the Fig. 1, middle part, the auroral ionosphere (right side) is connected to the middle and equatorial ionosphere (left side). Two main physical processes are involved in the electrodynamic coupling between the high and low latitudes: 1) the prompt penetration of the magnetospheric convection electric field (Nishida et al., 1966; Nishida 1968; Vasyliunas, 1970; Kobéa et al., 2000) and 2) the ionospheric disturbance dynamo process (Blanc and Richmond, 1980; Mazaudier and Venkateswaran, 1990; Le Huy and Amory-Mazaudier, 2005).

1.4 Solar magnetic cycles

To develop a pertinent analysis of geophysical data it is necessary to know exactly the geomagnetic context of all the observations. In our project, for the analysis of the long series of Vietnamese data, we will follow the classification of magnetic activity established by Legrand and Simon (1989), whjo along with Simon and Legrand (1989) analysed and classified the geomagnetic activity in terms of the solar activity (due to the two magnetic solar cycles), by using the

Table 1a. Geographic coordinates of the Vietnamese network containing instruments for upper atmospheric studies.

Code	Name	Geographic, deg	
		Lat.	Long.
SPA	Sapa	22.333	103.833
PHU	Phu Thuy	21.033	105.950
DAL	Da Lat	11.95	108.483
BCL	Bac Lieu	9.283	105.733
HCM	Ho Chi Minh city	10.883	106.547
HAN	Ha Noi	21.030	105.900
HUE	Hue	16.400	107.400
NBA	Noi Bai	21.200	105.925
THN	Thai Nguyen	21.583	105.833
MCH	Moc Chau	20.085	104.633
BTH	Binh Thuan	10.821	107.721

Table 1b. Geographic coordinates of the Vietnamese meteorological stations.

No.	Name	Geographic, deg	
		Lat.	Long.
1	Dien Bien	21.40	103.02
2	Hoa Binh	20.82	105.33
3	Lai Chau	22.07	103.15
4	Mai Chau	20.67	105.05
5	Moc Chau	20.82	104.70
6	Muong Te	22.38	102.83
7	Son La	21.32	103.88
8	Yen Chau	21.05	104.28
9	Bac Quang	22.50	104.87
10	Yen Bai	21.72	104.85
11	Van Chan	21.58	104.52
12	Cao Bang	22.65	106.25
13	Ha Giang	22.82	104.98
14	Bai Chay	20.97	107.07
15	Lang Son	21.87	106.77
16	Thai Nguyen	21.58	105.83
17	Vinh Yen	21.28	105.58
18	Bac Giang	21.28	106.22
19	Lang	21.03	105.85
20	Nam Dinh	20.40	106.15
21	Ninh Binh	20.23	105.97
22	Phu Lien	20.80	106.63
23	Son Tay	21.13	105.50
24	Bai Thuong	19.92	105.37
25	Dong Hoi	17.47	106.62
26	Ha Tinh	18.40	105.90
27	Hue	16.40	107.70
28	Nam Dong	16.15	107.72
29	Tuong Duong	19.28	104.43
30	Thanh Hoa	19.82	105.78
31	Tinh Gia	19.58	105.78
32	Vinh	18.67	105.67
33	Ba To	14.77	108.72
34	Da Nang	16.03	108.18
35	Nha trang	12.25	109.20
36	Phan Thiet	10.93	108.10
37	Quang Ngai	15.13	108.78
38	Quy Nhon	13.77	109.22
39	Tuy Hoa	13.08	109.28
40	Ayunpa	13.42	108.43
41	Bao Loc	11.47	107.80
42	Ban Me thuot	12.67	108.05
43	Da Lat	11.95	108.43
44	PLaycu	13.98	108.00
45	Ca Mau	9.17	105.17
46	Can Tho	10.03	105.78
47	Phu Quoc	10.22	103.97
48	Rach Gia	10.00	105.08
49	Tan Son Nhat	10.82	106.67
50	Vung tau	10.33	107.08

Table 1c. Geographic coordinates of the GPS stations.

	GPS observatories	Geopgraphic Coordinates	
		Latitude	Longitude
1	Kunm (China)	25.02000°N	102.79700°E
2	Hanoi (Vietnam)	21.04740°N	105.79970°E
3	Hue (Vietnam)	16.45920°N	107.59270°E
4	Hoc Mon (Vietnam)	10.84860°N	106.55980°E
5	Ntus (Singapour)	1.34580°N	103°67995°E
6	Bako (Indonesia)	6.49106°S	106.84891°E

centennial series of the aa index (Mayaud, 1972, 1973, 1975; Delouis and Mayaud, 1975) and ssc (Mayaud, 1975). They defined four classes: magnetic quiet activity, fluctuating activity, stream activity and shock activity.

They showed that the dipolar solar cycle, which controls the solar wind, is at the origin of 91.5% of the geomagnetic activity (magnetic quiet activity, fluctuating activity and stream activity). The sunspot solar cycle, which controls the EUV and UV radiations, generates only 8.5% of the geomagnetic activity (shock activity).

At the top of Fig. 1 we plotted the geometry of the field lines of the two solar cycles from Friedman (1986), the left panel corresponds to the dipolar solar field, the right panel to the torroïdal solar field and the middle panel to the transition phase between the dipolar and torroïdal solar fields.

2 Vietnamese network and data sets

Vietnam extends in geographic latitudes nearly from 8° N (magnetic equator) to 23.365° N and in longitude from 102° E to 110° E. For many years the Institute of Geophysics has maintained several networks of instruments. Figure 2 gives the location of the different stations involved in external geophysical measurements and Table 1a provides the geographic coordinates of these stations. In Fig. 2, the atmospheric stations are quoted by red circles, the magnetometers by blue circles, the ionosonde located at Phu Thuy by a green square and the two meteorological radars at Hanoï and Ho Chi Minh City by black squares.

Since 2005, new instruments were brought to Vietnam:

- three GPS receivers are quoted by violet pentagons in Fig. 1 (two given by the University of Rennes and one by the University of Brest),
- a mobile magnetotelluric station was given by IPGP.

In addition, one ionosonde (green square) will be set up by the National Institute of Information and Communication technology (NICT) from Japan; at the end of the year at Baclieu a station located below the equatorial electrojet in the frame of the cooperation project between NICT and IGP.

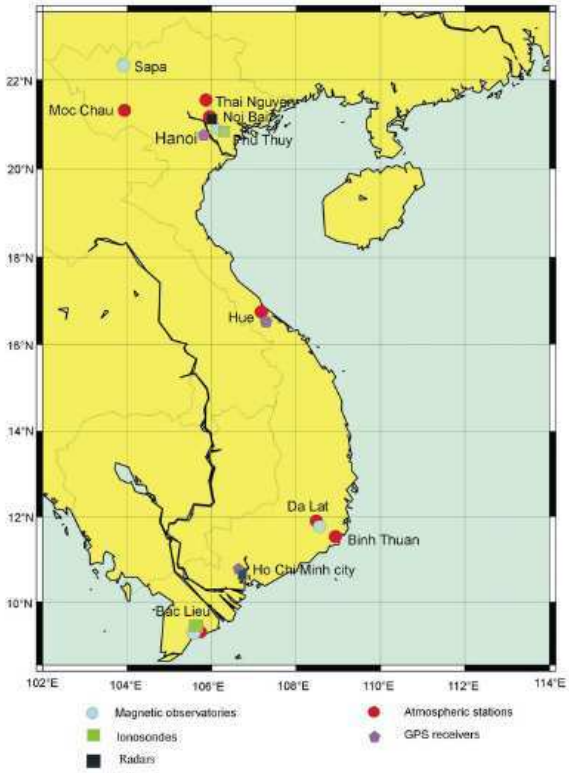


Fig. 2. Map of the Vietnamese network: Ionosondes (green square), GPS receivers (violet pentagone), Magnetometers (blue circles) and Atmospheric stations (red circles).

The Institute of Geophysics also maintains a network of 26 seismic stations which is not concerned by the present project. Table 2 gives the recorded physical parameters in each station and the data sets. In Table 2, the period of digital records for each instrument is also noticed. We must mention here that another institute of Vietnam, the meteorological service, maintains 172 meteorological stations, 14 stations with solar radiations measurements, and 63 stations

Table 2. Physical parameters, data sets available, and period of digital records for each station.

Type and measurements	Name	Beginning year	Digital data
Magnetic H, D, Z comp. F total intensity	Sapa	1957	
	Phu Thuy	1968	1993 - now
	Da Lat	1981	2004 - now
	Bac Lieu	1988	1998 - now
Ionospheric vertical	Phu Thuy	1962	1995 -now
	Bac Lieu	Dec. 2005	all
radars	Hanoï	2001	all
	Ho Chi Minh	2001	all
GPS Scintillation, TEC	Ha Noi	March 2005	all
	Hue	December 2005	all
	Ho Chi Minh city	May 2005	all
Atmospheric Lightnings, Temperature, ...	Moc Chau	2003	all
	Thai Nguyen	2003	all
	Phu Thuy	2003	all
	Noi Bai	2003	all
	Binh Thuan	2003	all

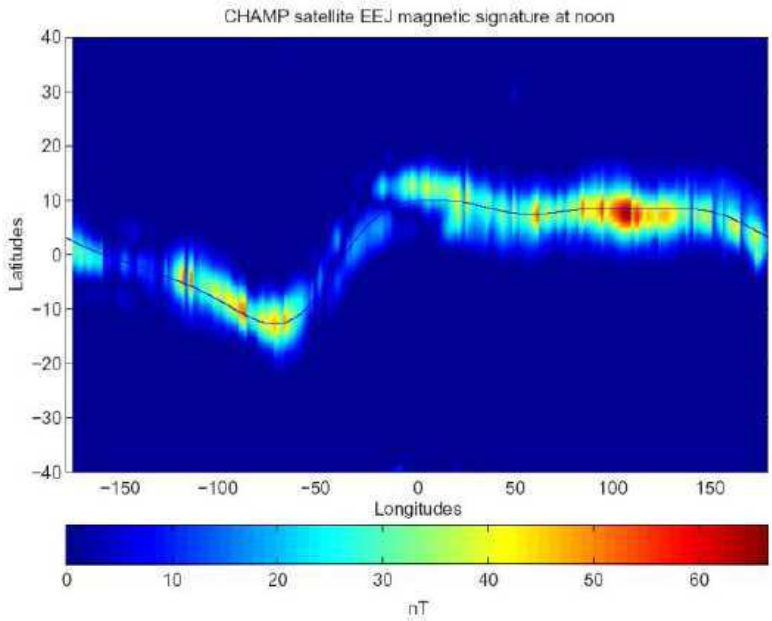


Fig. 3. Noon EEJ magnetic signature in August and September 2001 derived by CHAMP satellite measurements. This plot represents the absolute values of the EEJ magnetic effects along the dip-equator (figure from Doumouya and Cohen, 2004).

with barometric pressure measurements. The oldest data are from 1940 and will be used for the scientific study of the atmospheric boundary layer. The meteorological stations are listed in Table 1b.

3 Main morphological features of geophysical parameters in Vietnam

3.1 Earth's magnetic field

During the International equatorial electrojet Year project, the IGRGEA group analysed the Equatorial Electrojet in the African sector and compared the African observations to the other longitude sectors. Doumouya and Cohen (2004) ob-

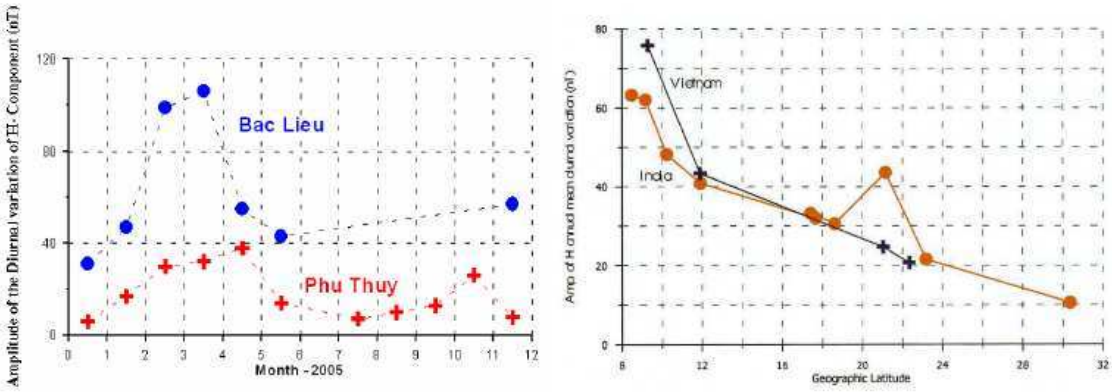


Fig. 4. Variations of the mean annual amplitude of the H component of the Earth's magnetic field observed at Bac Lieu and Phu Thuy (top panel) and latitudinal profiles of the mean annual value of the H component for the year 1996, the red profiles with circles are for the Indian network and blue profiles with crosses for the Vietnamese network (bottom panel).

Table 3. Geographic coordinates of the Indian magnetometer chain.

Observatories	Geographic coordinates	
	Longitude	Latitude
Sabhawala	77°48'E	30°22'N
Ujjain	75°47'E	23°11'N
Nagpur	79°05'E	21°09'N
Alibag	72°52'E	18°37'N
Visakhapatnam	83°19'E	17°41'N
Hyderabad	78°33'E	17°25'N
Pondicherry	79°55'E	11°55'N
Kodaikanal	77°28'E	10°14'N
Ettaiyapuram	78°01'E	09°10'N
Trivandrum	76°58'E	08°29'N

served a strong amplitude of magnetic signature of the equatorial electrojet over Vietnam. This result led to the comparative studies between the African and Asian sectors. Figure 3 from Doumouya and Cohen (2004) shows the intensity of the equatorial electrojet magnetic signature at noon. These observations are derived from the Champ satellite data. In this figure we clearly identify a strong intensity in the longitude sector 100° and 110° E. Vietnam is located nearly between geographic longitudes 102° to 110° E and geographic latitudes 8.5° to 23.4° N. The magnetic equator is at the geographic latitude of 8° N.

In the top panel of Fig. 4 the monthly mean diurnal amplitudes are plotted of the horizontal H component of the Earth's magnetic field measured at Bac Lieu (blue curve) and Phu Thuy (red curve). Bac Lieu is located below the magnetic equator and Phu Thuy at a geographic latitude of 21° N. The strong amplitude observed at Bac Lieu is the signature of the equatorial electrojet. At Bac Lieu we observe a maximum of the amplitude of the H component in April. At Phu Thuy we observed two peaks in May and November. Due to missing data in Bac Lieu we cannot observe the second maximum expected. It is well known that geomagnetic activity exhibits a semi annual component but its maxima occur around equinoxes. In the present case, at Phu Thuy, the maxima occur in May and November. This delay of the maxima relative to geographic equinoxes needs more investigation, namely is it a specificity of the Vietnamese longitude sector?

In the bottom panel of Fig. 4 the annual mean diurnal amplitudes are plotted of the H component for the Vietnamese magnetic network in blue and for the Indian magnetometers network in red, for the 1996 minimum solar activity period. Table 3 gives the geographic coordinates of the Indian magnetometers network. At equatorial latitudes

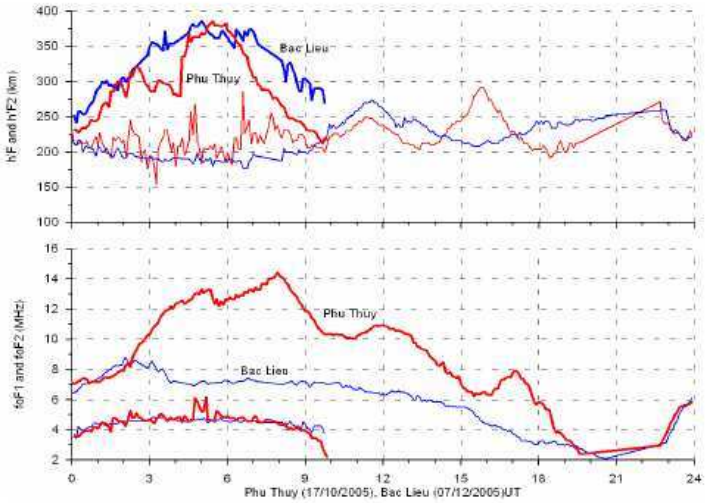


Fig. 5. Variations of the virtual heights and critical frequencies of the F1 and F2 layers for two different locations and two different days: data from Bac Lieu at the magnetic equator (blue curves) on 7 December 2005 and data from Phu Thuy at tropical latitudes (red curves) on 10 October 2005. The top panel corresponds to the virtual heights and the bottom panel to the critical frequencies.

the amplitude of H component observed in Vietnam at the ground level is greater than the amplitude of the H component observed in India. These observations are in good agreement with the preceding satellite observations (Fig. 3).

3.2 Ionosphere

Figure 5 illustrates the variations of ionospheric parameters at Bac Lieu (blue curves) on 7 December 2005 and at Phu Thuy (red curves) on 17 October 2005. The top panel show the virtual heights of the F1 and F2 layers and the bottom panel the critical frequency of the F1 and F2 layers. In the top panel the variation of the virtual heights exhibit the same pattern for the two different days in the two different locations. In the bottom panel the F1 critical frequency is the same at Bac Lieu and Phu Thuy, and the F2 critical frequency is greater at Phu Thuy. This panel illustrates the effect of the equatorial fountain: a trough of density at the magnetic equator and two maxima of density at tropical latitudes 15° N or south from the equatorial equator.

Figure 6, top panel, shows the amplitude of the total electron content (TEC), observed on 15 January 2006 in the northern hemisphere as a function of latitude (vertical axis) and UT time (horizontal axis), using the Vietnamese GPS data. We observe the dayside (yellow and orange colours) and the nightside (blue and grey colours). The north maximum crest occurs between 16° and 22° N and around 06:00 UT (13:00 LT). Phu Thuy is at the latitude of 21° N, just below this maximum. The bottom panel is similar to the top panel but concerns the two hemispheres on 22 January 2006 using the southeast GPS data (the three stations in Vietnam and Kunm in China, Bako in Indonesia and Ntus in Singapore; Table 1c provides the geographic coordinates of some GPS stations). We clearly identify a very small TEC near the magnetic equator on the northern side and the two maxima in the two hemispheres. The magnetic equator is underlined by a dashed red line.

In Fig. 7 the ionospheric parameters are shown, derived from the ionograms of Phu Thuy during the four solar cycles 20, 21, 22, 23. From the top to the bottom of the figure the sunspot number, the critical frequencies of the F2, F1, E layers, the two frequencies for the Es layer (the critical frequency and the penetration frequency) and the virtual heights of the F2, F1, E and Es layers are successively plotted. The critical frequencies of the F2, F1 and E layers exhibit an annual variation superimposed on the sunspot cycle variation. These results are well known (Chapman and Bartels, 1940). The Es layer exhibits only an annual pattern.

3.3 Meteorology and lightning

Vietnam, and more largely the Indochina peninsula, is a monsoon region of transition between a typical tropical climate system (the south Asian monsoon) and a combined tropical-midlatitude system (the east Asian monsoon) (Chen and Chang, 1980; Zhang et al., 2002). The basic atmospheric features of the annual evolution over this country in link to precipitation is here succinctly presented using 2 basic atmospheric fields at regional scale: the wind speed at 925 hPa (Fig. 8) for documenting the low level monsoon flow and the precipitable water, to take into account air moisture in the atmospheric column (Fig. 9). These data are provided

from NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis (R-2) over the period 1979–2004: R-2 improves upon the NCEP/NCAR Reanalysis (R-1) by fixing the errors and by updating the parameterizations of the physical processes.

Figures 8, 9 show that Vietnam registers two contrasted wind regimes: a northeast monsoon from October to April during the hemispheric winter and a southwest monsoon from April to September, peaking in northern summer. The former period is marked by low-level winds blowing southwestward while atmospheric moisture is rather low due to cold temperatures. Notice also that in January–March low level winds are diffluent by 15–17° N: they split into two main branches towards north and south, which generates divergence. As a result, precipitation tends to concentrate near the eastern coast. After April, however, the circulation in low levels changes drastically: a northeastward migration of the southwestern humid winds blowing from the Indian Ocean takes place (the southwest monsoon), associated with a general air moisture increase over the peninsula, peaking in July-September and favouring rainfall over the whole country.

In order to better detail the impact on precipitation, a clustering algorithm (K-means) is applied on more than 40 selected series from the precipitation Vietnam network over the period 1960–2000, to separate 6 types of space/time variability (i.e. 6 classes of stations showing coherent rainfall variability in space and time (annual cycles, inter-monthly and interannual variability). K-means clustering is an algorithm to classify objects (here, in-situ stations) based on K number of groups, by minimizing the sum of squares of the distances between data and the corresponding cluster centroid. Here the clustering algorithm is repeated 1000 times with a new set of initial centroids to assess robustness. This allows us to separate the most robust signals from those occurring possibly by chance or if it is too noisy. Several K numbers (4 to 8 classes) have been tried and we report only on those with K=6, which can be estimated as the most efficient choice with respect to the length of the series and network (~40 years and stations).

Figure 10 displays the location of the stations (Fig. 10a), along with mean annual evolutions (Fig. 10b) and interannual variability (Fig. 10c). Class 1 (blue) is clearly the most representative, with numerous stations north of 19° N and a few ones south of 13° N (Dalat, Buon Me thuat, Phan Thiet, Vung Tau et Can Tho). It shows that large regions of Vietnam register one rainy season starting in May and peaking in August (~250 mm), in close association with the southwest monsoon flow (Fig. 8c). Over these areas mean annual rainfall ranges between 1500–1700 mm (mean = 1650 mm/year, standard deviation = 200 mm) and do not show any long-term trend. Figure 3c shows, however, some multi-year fluctuations presenting a significant quasi-biennal signal at 2.4 years when a spectral analysis of the series is performed.

The other classes of variability (classes 2–6) can be viewed as regional alterations of the previous scheme. Classes 2–3 (pink and red) refer to the highlands north of the Red River

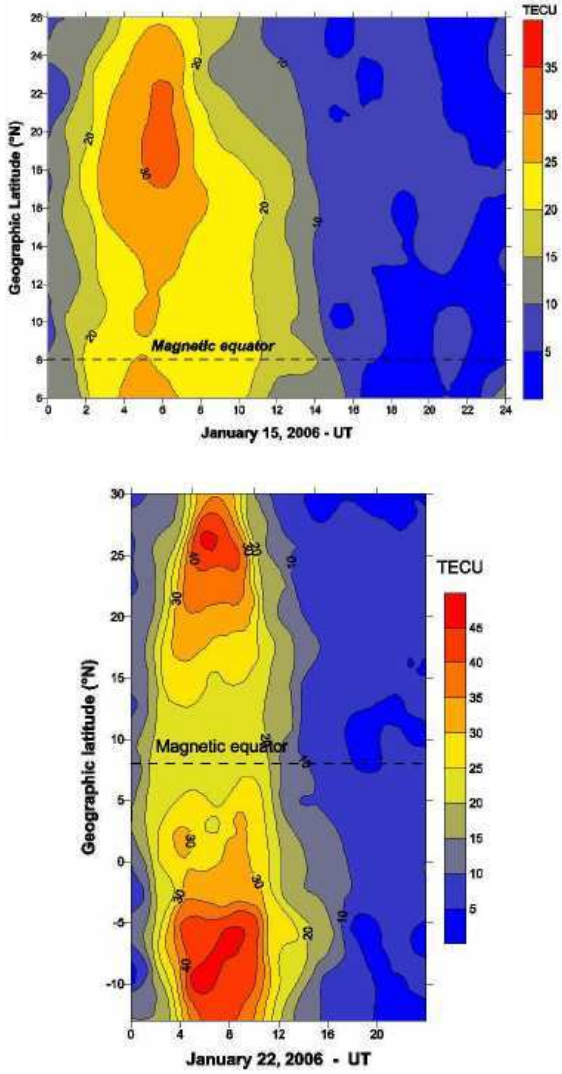


Fig. 6. Total electron content derived from GPS stations. The top panel corresponds to the observations above Vietnam on 15 January 2006 and the bottom panel to the Asian sector on 22 Januray 2006.

Delta, with class 3 being composed of only one station (Bac Quang). These northern regions register higher rainfall amounts than elsewhere in Vietnam: more than 500 and 900 mm in July, and 2340 mm and 4850 mm for the respective annual amounts. Interannual variability does not exhibit any significant signal but just a concentration of energy around 3.1 years.

By contrast the coastal stations between 12° N and 19° N (classes 4 and 5 in yellow and light blue, respectively) have very similar annual cycles marked by a rainfall peak centred in October (about 600 mm). These widespread heavy rains

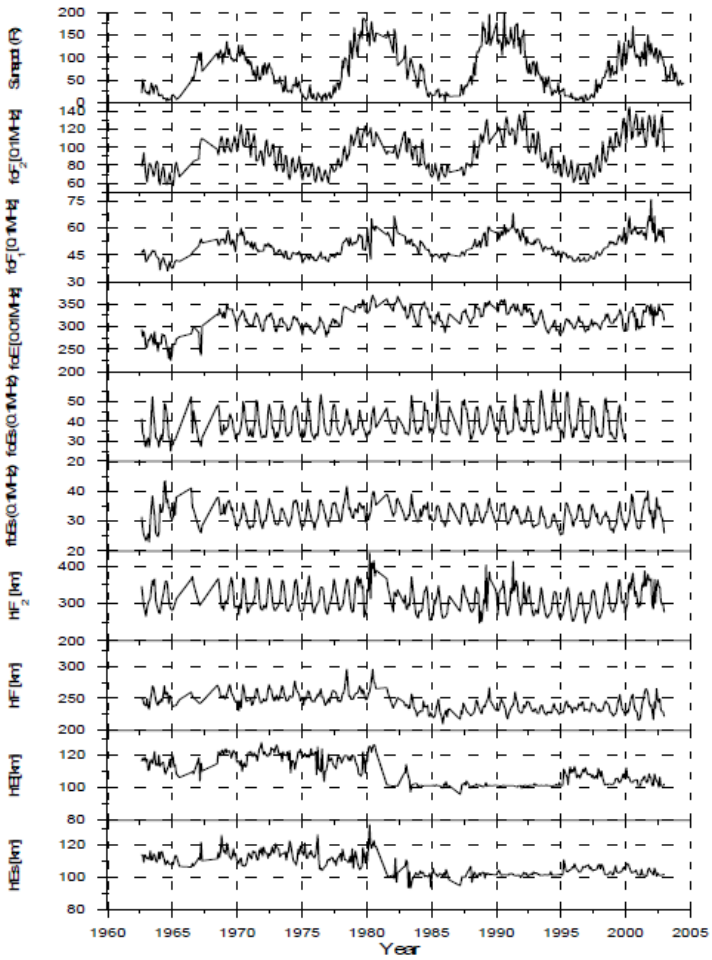


Fig. 7. Ionospheric parameters recorded at Phu Thuy during four solar cycles, from the top to the bottom, the curves are as follows: the sunspot number, the critical frequencies of the F2, F1, E and Es layers and the virtual heights of the F2, F1, E, and Es layers.

are associated with a greater occurrence of synoptic systems, such as thyphoons and tropical depressions, often combining with cold air advections (Dao and Nguyen, 2003), at the beginning of the northeast monsoon season (Fig. 8a). Lower amounts occur during the summer monsoon: this is due to the protection of mountains located south and west of these coastal lowlands: the middle part of Vietnam is on the eastern side of the Truong Son high mountain ridge. Annual amounts are important (2340 mm and 2060 mm for classes 4 and 5, respectively). Notice, however, that these two regions differ regarding the interannual variability with a negative (positive) trend over the most recent period for region 4 (region 5). No significant quasi-biennal cycle is detected by spectral analyses.

Class 6 describes the southernmost region and records a wet season from May to November (more than 400 mm in August and 2680 mm/year), with short-lived but heavy rainfall of convective origin. The interannual variability is also marked by a positive trend in recent years with a slight but not significant concentration of variance around 2.4 years.

Figure 11 represents the global distribution of total lightning flash density observed by the LIS, from January 1998 to December 2004, above the Vietnam territory with the grid 0.25°×0.25°. Data provided by the NASA Lightning Imaging Sensor (LIS) instrument team and the LIS data center via the Global Hydrology Resource Center (GHRC), located at the Global Hydrology and Climate Center (GHCC), Huntsville, Alabama. Vietnam is one of the countries most influenced by lightning. In Fig. 11 we observe some areas of strong lightning in the north and south of the country. In

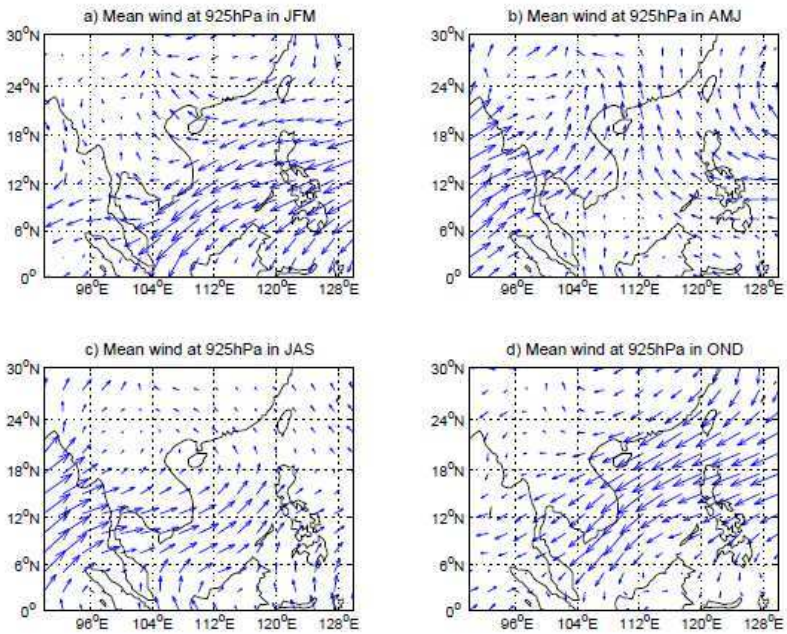


Fig. 8. Mean annual evolution of wind at 925 hPa: JFM: January to March; AMJ: April to June; JAS: July to September; OND: October to December. Period 1979–2004.

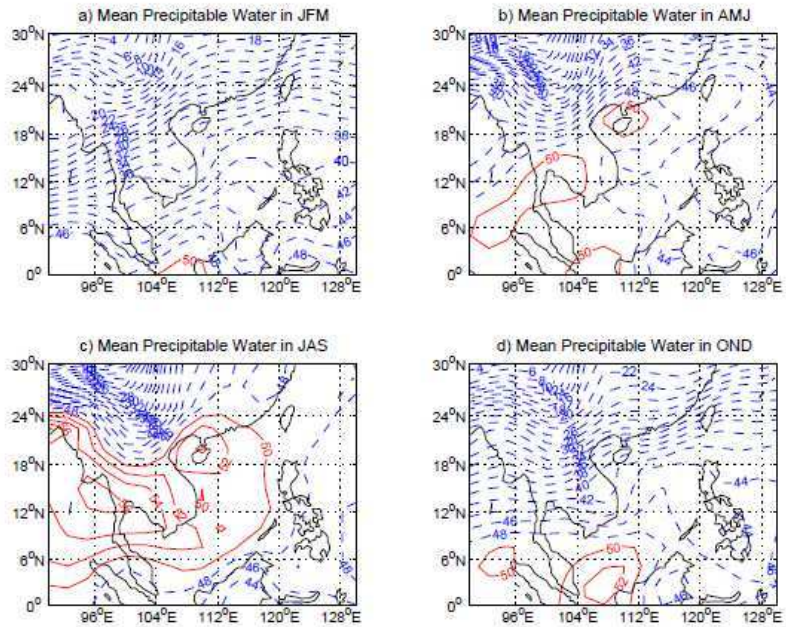


Fig. 9. Mean annual evolution of precipitable water (g/m^2) by season. Solid (dashed) lines in red (blue) for values higher (lower) than 50 g/m^2. Period 1979–2004.

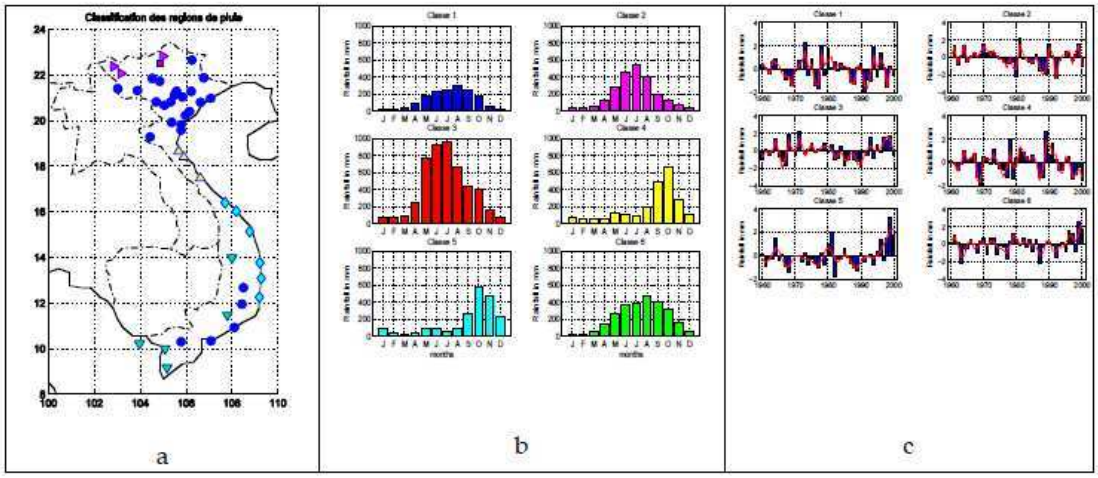


Fig. 10. Rainfall above Vietnam (~40 rain gauges) over the period 1960–2000: **(a)** the 6 classes of in-situ stations using K-means clustering; **(b)** mean annual evolutions (monthly rainfall in mm) by class; **(c)** annual rainfall amounts (bars) and filtered signal (curves) by class. Period 1960–2000.

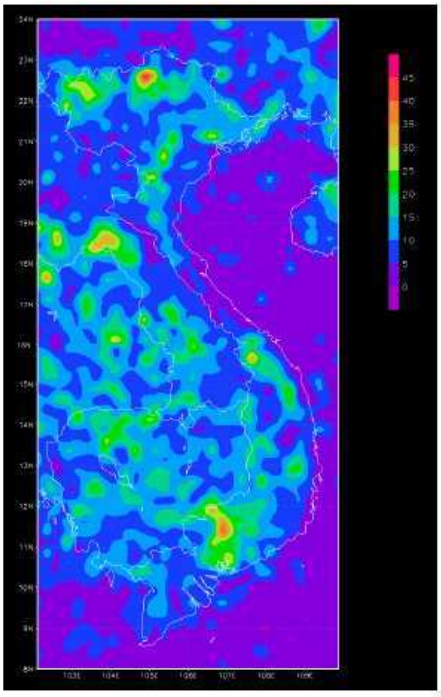


Fig. 11. The global distribution of total lightning flash density observed by the LIS (January 1998–December 2004) above Vietnam territory with the grid 0.25°×0.25°. The data available from the GHRC are restricted to LIS science team collaborators and to NASA EOS and TRMM investigators.

the north Vietnam at the latitude around 22° N and longitude 105° E, the strongest lightning area is also the place with the maximum rainfall (see Fig. 10 red square).

3.4 Comparison between different longitude sectors

Figure 12 presents the total electron content maps for the Asian and the American sectors during the magnetic storm of 24 August 2005. At the present time, it is not possible to present a comparison with the African sector, due to a lack of data, but for the future it will be possible, as the international community is planning the installation of GPS stations and magnetometers in Africa in the frame of two international projects, IHY and CAWSES.

Figure 12a presents the total electron content in the Asian sector and Fig. 12b in the American sector. In this figure we point out the magnetic equator the sudden Storm Commencement (SSC) and the storm recovery phase which occurs just after the main phase of the storm. The two dashed lines delimit the main phase of the storm. The main phase of the storm occurs at different local times in each sector and this fact explains a part of the discrepancies in the response to the storm between the Asian and American sectors (Le Huy and Amory-Mazaudier, 2005). We observe a strong difference between the Asian and American sectors. The total electron content amplitude is stronger in the Asian sector, where the two crests exhibit rather the same amplitudes, except on the last day of the period, on 28 August 2005. In Fig. 12a, in the Asian sector the storm starts during the daytime, and we can identify an increase in the TEC at the equator (yellow tongues) just before the beginning of the recovery phase of the storm. On the day after the storm we observe a decrease

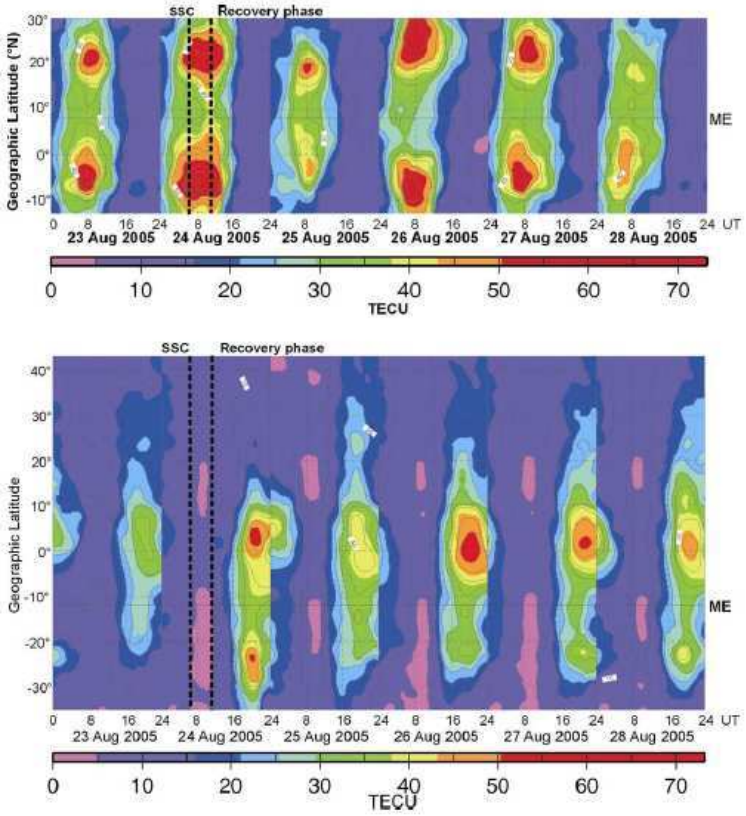


Fig. 12. Maps of total electron content (TEC) in the Asian sector (top panel) and the American sector (bottom panel) during the storm of 24 August 2005. Two vertical dashed lines underline the sudden storm commencement and the beginning of the recovery phase of the storm.

in the amplitude of the total electron density due to the storm dynamo wind effect. In Fig. 12b, in the American sector the asymmetry between the two hemispheres is stronger than in the Asian sector. The southern crest exhibits the strongest amplitude on 24 August 2005, the storm day. On the day after the storm the northern crest amplitude in the American sector decreases, as in the Asian sector one. But one can observe that on 23 August, the day before the storm the northern crest amplitude in the American sector is very small, and on 28 August, four days after the storm the northern crest amplitude in the Asian sector is also very small. It seems necessary to analyse large data sets to understand the day-to-day variability of the total electron content in term of solar radiations and solar wind sources.

4 Conclusions

In this paper we present the main morphological features of the Vietname concerning the Earth's magnetic field, the ionosphere, meteorology and lightning. The strong amplitude of the Earth's magnetic field at the equator, observed at high altitudes with the CHAMP satellite, is also observed at ground level. The amplitude of the Earth's magnetic field is stronger in the Vietnamese longitude than in the Indian one; this regional observation is not yet explained. The Vietname, which covers tropical and equatorial latitudes, exhibits the ionospheric well-known pattern: the electronic densities have maxima in North Vietnam (+15° N magnetic) and minima at the equator, with these features being related to the equatorial fountain process.

In Vietnam the monsoon and lightning are intense. The monsoon has mainly one rainy season, peaking in August and associated with a southwest monsoon flow. But some variabilites of the monsoon are observed in the northern mountainous regions of Vietman and near the coasts. In North Vietnam (latitude 22° N, longitude 105° E), and South Vietnam (latitude 11° N, longitude 107° E), there are two regions of very intense lightning, the north one is associated with the strongest precipitation rate observed in Vietnam.

For the next year, due to the deployment of GPS stations and magnetometers in Africa (in the frame of the CAWSES and IHY programs), the difference between the Vietnamese geophysical environment and the African one must be explained in terms of the global planetary pattern of the Earth's magnetic field, ionosphere, and atmosphere. Such studies were not feasible in the past. They are now becoming possible, and the Vietnamese results become an important contribution to understanding the global environment.

Acknowledgements. The authors acknowledge the following institutions: the French foreign Ministry and the Centre National de la Recherche Scientifique for funding four students scholarships, the Institute of Geophysics and the Vietnamese Academy of Sciences for funding 8 positions for young scientist to work in this project, the French Universities of Brest and Rennes for providing a GPS network, the National Institute of Information and Communication technology (NICT) of Japan for providing an ionosonde at Baclieu, the Indian Institute of Geomagnetism for the Indian geomagnetic data, and R. Gendrin, President of IAGA (International Association for Geomagnetism and Aeronomy) from 1987 to 1991, for his gift of 130 scientific books to the library of the Hanoï Institute of Geophysiscs.

Topical Editor M. Pinnock thanks two referees for their help in evaluating this paper.

References

Amory-Mazaudier C.: Contribution à l'étude des courants électriques, des champs électriques et des vents neutres ionosphériques de moyennes latitudes, variation régulière et variations perturbées. Etudes de cas à partir des observations du sondeur à diffusion incohérente de Saint-Santin en relation avec les observations du champ géomagnétique terrestre, Volume 1 – synthèse / Volume 2 – Articles / Volume 3 – Annexes Techniques, Thèse de Doctorat d'Etat, Paris VI, 1983.

Amory-Mazaudier, C.: Kobea, A., Vila, P., Achy-Séka, A., Blanc, E., Boka, K., Bouvet, J., Cécile, J.-F., Cohen, Y., Curto, J.-J., Dukhan, M., Doumouya, V., Fambitakoye, O., Farges, T., Goutelard, C., Guisso, E., Hanbaba, R., Houngninou, E., Kone, E., Lassudrie-Duchesne, P., Leroux, Y., Menvielle, M., Obrou, O., Petitdidier, M., Ogunade, S.-O., Onwumechili, C.-A., Rees, D., Sambou, E., Sow, M., Vassal, J., and Lathuillere, C.: On Equatorial geophysics studies: The IGRGEA results during the last decade, J. Atmos. S.-P., 67(4), 301–313, 2005.

Axford, W. I. and Hines, C. O.: A unifying theory of high latitudes geophysical phenomena and geomagnetic storms, Can. J. Phys., 39, 1433–1464, 1961.

Blanc, M. and Richmond, A.: The Ionospheric disturbance dynamo, J. Geophys. Res., 85, 1669–1686, 1980.

Chapman, S. and Bartels, J.: Geomagnetism, Oxford University Press New York, 1940.

Chapman, S. and Lindzen, R. S.: Atmospheric tides, D. Reidel publishing company, Dordrecht-Holland, 1970.

Chen, T. C. and Chang, C. P.: Structure and vorticity budget of early summer monsoon trough (Mei-Yu) over southeastern China and Japan, Mon. Wea. Rev., 108, 942–953, 1980.

Dao, T. L. and Nguyen, T. T. T.: Evaluating the role of weather situations, generating heavy and wide spread rainfall in the central and south regions for now casting weather using weather radar information, Journal of Hydrography-Meteorology, Vietnam, 7, 33–41, 2003.

Delouis, H. and Mayaud, P.-N.: Spectral analysis of the geomagnetic activity index aa over a 103-year interval, J. Geophys. Res., 80(34), 4681–4688, 1975.

Doumouya, V. and Cohen, Y.: Improving and testing the empirical equatorial electrojet model with CHAMP satellite data, Ann. Geophys., 22, 3323–3333, 2004, http://www.ann-geophys.net/22/3323/2004/.

Dungey, T. W.: Interplanetary magnetic field and the auroral zones, Phys. Rev. Lett., 6, 47–48, 1961.

Friedman, H.: Sun and Earth, Scientific American Library, 1986.

Fukao, S., Hashiguchi, H., Yamamoti, M., Tsuda, T., Nakamura, T., and Yamamoto, M. K.: Equarorial Atmosphere radar (EAR): System description and first results, Radio Science, 38(3), 1053–1066, 2003.

Gurubaran, S., Rajaram, R., Nakamura, T. and Tsuda, T.: Interannual variability of diurnal tide in the tropical region: A signature of El Nino-Southern Ocscillation (ENSO), Geophys. Res. Lett., 32, L13805, doi:10.1029/2005GL022928, 2005.

Hagan, M. E. and Forbes, J. M.: Migrating and nonmigrating diurnal tides in the middle and upper atmopshere excited by tropospheric latent heat release, J. Geophys. Res., 107(D24), 4754–4764, 2002.

Kanamitsu, M., Ebisuzaki, W., Woolen, J., Yarg, S. K., Hnilo, J.-J., Fiorino, M., and Potter, G. L.: NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2), Bulletin of American Meteorological Society, 83, 1631–1643, 2002.

Kobéa, A. ., Richmond, A. D., Emery, B. A., Peymirat, C., Lühr, H., Moretto, T., Hairston, M., and Amory-Mazaudier, C.: Electrodynamic Coupling of High and Low Latitudes Observations on May 27, 1993, 105(A10), 22 979–22 989, 2000.

Legrand, J. P. and Simon, P. A.: Solar Cycle and geomagnetic activity: A review for geophysicists, Part I, The contributions to geomagnetic activity of shock waves and of the solar wind, Ann. Geophys., 7, 565–578, 1989, http://www.ann-geophys.net/7/565/1989/.

Le Huy, M.: Diurnal geomagnetic variation in Vietnam and counter-electrojet, J. Sciences of the Earth, NCST of Vietnam, 20(3), 189–199, 1998.

Le Huy, M.: Sudden commencements of magnetic storms observed in Vietnam and in India, J. Sciences of the Earth, NCST of Vietnam, 21(1), 14–25, 1999.

Le Huy, M. and Pham Van, T.: Time variation of the E and F layers at Phu Thuy, Vietnam, J. Sciences of the Earth, NCST of Vietnam, 23(1), 56–59, 2001.

Le Huy, M. and Amory-Mazaudier, C.: Magnetic signature of the Ionospheric disturbance dynamo at equatorial latitudes: "Ddyn", J. Geophys. Res., 10, 10 301–10 314, 2005.

Maurer, E. P., O'Donnell, G. M., and Lettenmaie, D. P.: Evaluation of the Land Surface Water Budget in NCEP/NCAR and NCEP/DOE Reanalyses using an Off-line Hydrologic Model, J. Geophys. Res., 106(D16), 17 841–17 862, 2002.

Mayaud, P. N.: Analyse morphologique de la variabilité jour-à-jour de la variation journalière régulière S_R du champ magnétique terrestre, I – le système de courants Cp (régions polaires et sub-

ARTICLE 2

Sq field characteristics at Phu Thuy,Vietnam, during solar cycle 23: comparisons with Sq field in other longitude sectors

Pham Thi Thu H.[1, 2], C. Amory-Mazaudier[1], M. Le Huy[2]

[1]LPP /CNRS /UPMC, 4 Avenue de Neptune 94 107 Saint-Maur-des-Fossés, France

[2]Institute of Geophysics, Vietnam Academy of Science and Technology, A8, 18 Hoang Quoc Viet str. Cau Giay, Hanoi, VIETNAM.

Annales Geophysicae, 29, 1-17, 2011

Ann. Geophys., 29, 1–17, 2011
www.ann-geophys.net/29/1/2011/
doi:10.5194/angeo-29-1-2011
© Author(s) 2011. CC Attribution 3.0 License.

Annales Geophysicae

Sq field characteristics at Phu Thuy, Vietnam, during solar cycle 23: comparisons with Sq field in other longitude sectors

H. Pham Thi Thu[1,2], **C. Amory-Mazaudier**[1], **and M. Le Huy**[2]

[1]LPP/CNRS/UPMC, UMR 7648, 4 Avenue de Neptune, 94107 Saint-Maur-des-Fossés, France
[2]Institute of Geophysics, Vietnam Academy of Science and Technology, A8, 18 Hoang Quoc Viet str. Cau Giay, Hanoi, Vietnam

Received: 15 June 2009 – Revised: 17 November 2010 – Accepted: 15 December 2010 – Published: 4 January 2011

Abstract. Quiet days variations in the Earth's magnetic field (the Sq current system) are compared and contrasted for the Asian, African and American sectors using a new dataset from Vietnam. This is the first presentation of the variation of the Earth's magnetic field (Sq), during the solar cycle 23, at Phu Thuy, Vietnam (geographic latitudes 21.03° N and longitude: 105.95° E). Phu Thuy observatory is located below the crest of the equatorial fountain in the Asian longitude sector of the Northern Hemisphere. The morphology of the Sq daily variation is presented as a function of solar cycle and seasons. The diurnal variation of Phu Thuy is compared to those obtained in different magnetic observatories over the world to highlight the characteristics of the Phu Thuy observations. In other longitude sectors we find different patterns.

At Phu Thuy the solar cycle variation of the amplitude of the daily variation of the X component is correlated to the F.10.7 cm solar radiation (∼0.74). This correlation factor is greater than the correlation factor obtained in two observatories located at the same magnetic latitudes in other longitude sectors: at Tamanrasset in the African sector (∼0.42, geographic latitude ∼22.79) and San Juan in the American sector (∼0.03, geographic latitude ∼18.38).

At Phu Thuy, the Sq field exhibits an equinoctial and a diurnal asymmetry:

- The seasonal variation of the monthly mean of X component exhibits the well known semiannual pattern with 2 equinox maxima, but the X component is larger in spring than in autumn. Depending of the phase of the sunspot cycle, the maximum amplitude of the X component varies in spring from 30 nT to 75 nT and in autumn from 20 nT to 60 nT. The maximum amplitude of the X component exhibits roughly the same variation in both solstices, varying from about ∼20 nT to 50 nT, depending on the position into the solar cycle.
- In all seasons, the mean equinoctial diurnal Y component has a morning maximum

Larger than the afternoon minimum i.e. the equivalent current flow over a day is more southward than northward. During winter, the asymmetry is maximum, it erases the afternoon minimum. At the Gnangara observatory, in Asian Southern Hemisphere, the diurnal Y pattern is opposite and the current flow is more northward.

It seems that in the Asian sector, the northern and southern Sq current cells both contribute strongly to the equatorial electrojet. The pattern is different in the African and American sectors where the northern Sq current cell contribution to the equatorial electrojet is smaller than the southern one. These observations can explain the unexpected maximum of amplitude of the equatorial electrojet observed in the Asian sector where the internal field is very large. During winter the Y component flow presents an anomaly, it is always southward during the whole day and there is no afternoon northward circulation.

Keywords. Ionosphere (Electric fields and currents) – Solar physics, astrophysics, and astronomy (Magnetic fields)

1 Introduction

Since several centuries the Earth's magnetic field is the object of scientific studies in various topics of geophysics (internal or external) as it integrates the influence of many physical processes. The Earth's magnetic field data were used and are still used to study ionosphere electric currents, magnetosphere electric currents, as well as atmospheric tides, ocean tides, seismicity etc.

Correspondence to: H. Pham Thi Thu (hongnd76@yahoo.com)

Published by Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union.

Table 1. Coordinates of the magnetic observatories and magnetic apex coordinates at ground level using IGRF epoch 2001 (Vanzandt et al., 1972; Richmond, 1995).

Code	Name	Geographic, deg		Apex coordinates (Vanzandt et al., 1972)	
		Lat.	Long.	Lat.	Long. (E)
GNA	Gnangara	−31.78	115.95	−42.71	−172.06
HER	Hermanus	−34.42	19.23	−33.72	82.67
MBO	M'Bour	14.39	343.04	20.66	56.82
PHU	Phu Thuy	21.03	105.95	14.09	177.66
SJG	San Juan	18.38	293.88	28.59	5.21
TRW	Trelew	−47.270	294.68	−36.78	4.81
BNG	Bangui	4,440	18.560	−7.13	92.05
TAM	Tamanrasset	22.790	5.530	13.18	79.70

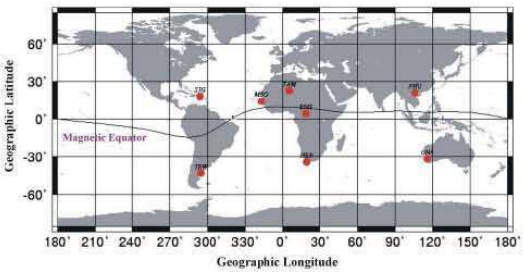


Fig. 1. Map of the world with the observatories of Phu Thuy, Gnangara, M'bour, Hermanus, San Juan, Trelew, Bangui, Tamanrasset.

In this paper we are concerned by the mean daily regular variation of Earth's magnetic field Sq (Chapman and Bartels, 1940), observed during magnetic quiet days. The existence of a conductive layer around the Earth was established by ionosonde (Breit and Tuve, 1925) and later on by rocket flights (Davis et al., 1967; Maynard, 1967; Sastri, 1968; Monro et al., 1968; Shuman, 1970; Satya Prakash et al., 1970; Sastry, 1973; Richmond, 1995a) and incoherent scatter sounders (Dougherty, 1963; Brekke et al., 1974; Kamide and Brekke, 1975; Harper, 1977; Salah and Evans, 1977; Mazaudier, 1982). In the past and still now the Sq variations were and are still intensively analyzed in all longitude sectors (Matshushita, 1965; Mayaud, 1965a, b; Campbell, 1982; Campbell and Matshushita, 1982; Doumouya, 1998; Campbell and Schiffmacher, 1985, 1986; Campbell et al., 1993; Rastogi et al., 1994; Takeda, 1999, 2002; Yamazaki et al., 2009). The Sq field strongly varies as a function of latitude and longitude. It is important to recall here that the equivalent current systems Sq deduced from ground magnetic variations is only a proxy of real ionosphere electric currents. Sq is based on the assumption of 2-D planetary cells. The true electric currents have a 3-D structure. At large scale (time and space), equivalent current systems Sq are a good tool to study large scale ionospheric electric currents. In this paper we analyze the Sq of Phu Thuy (Vietnam) during the solar cycle 23 in order to characterize it. This is the first step in our study of ionospheric electric currents in Vietnam. Our study is developed in the frame of the international programmes IHY and CAWSES (Amory-Mazaudier et al., 2006). The first section of the paper presents the data set and the data analysis and the second section the solar cycle variations of the Sq at Phu Thuy. The third section is devoted to the seasonal variations in the various selected magnetic observatories and section four to the mean daily variation of the Earth's magnetic field. Finally the comparison with variations of other stations reveals a series of facts that will need data from more stations and considerable theoretical works.

2 Data set and data analysis

The data used are the daily regular variation of the Earth's magnetic field recorded at Phu Thuy-Viet Nam during the solar cycle 23 (lasting from 1996 to 2006). We also use the Earth's magnetic field data recorded in different observatories of the INTERMAGNET network at mid-latitude, in the three longitude sectors (Asian, African, and American) and the two hemispheres. Figure 1 shows the position of the magnetic observatories selected: San Juan, Trelew in the American sector, M'bour, Tamanrasset Bangui, Hermanus, in the African sector and Phu Thuy and Gnangara in the Asian sector. Table 1 lists the geographic coordinates and Magnetic Apex coordinates at ground level using IGRF epoch 2001, for all the observatories (Vanzandt et al., 1972; Richmond, 1995b).

The INTERMAGNET data base provides the horizontal and vertical components of the Earth's magnetic field (H, Z), the declination (D), and total field F, as well as the northward and eastward components (X, Y).

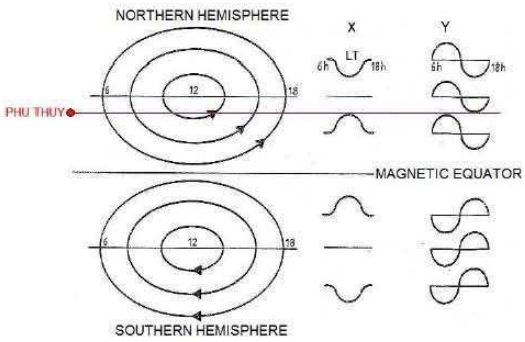


Fig. 2. Sq equivalent current system composed of two current cells.

In this paper, we analyze the diurnal, seasonal and solar variations of X and Y components during magnetic quiet days, of the solar cycle 23. The magnetic quiet days are selected with a daily magnetic index am < 20 nT.

The X and Y monthly mean diurnal variations are computed as the arithmetical mean of the hourly local time mean values after the subtraction of night-time level (23:00–02:00 LT) (Tarpley, 1973).

$$X = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} x_i \quad (1)$$

Where i equal 1, ... 24.

The seasonal variations are obtained by making the monthly arithmetical mean of those months comprising a given season. Our seasons are the following: winter (November, December, January, and February), summer (May, June, July, August), autumn (September, October), spring (March, April). We consider spring and autumn separately, this is a novelty.

The amplitude of the monthly mean diurnal variation of the X component is the maximum value of the mean diurnal variation of X component and the amplitude of the monthly mean diurnal variation of the Y component is given by the distance between the maximum and the minimum of the mean diurnal variations of the Y component.

The error bars are given by

$$\sigma = \sqrt{V} \quad (2)$$

where V is the variance, provide an estimation of the uncertainty in the components of the magnetic field.

We also computed the seasonal tendency:

$$\Delta X_i = X_i - < X > \quad (3)$$

where X_i is to the monthly mean values and $< X >$ is an approximation of the mean annual value by using linear regression.

The study is performed for the different phases of solar cycles. We distinguish four parts: the minimum phase, years with $R_z < 20$, the increasing phase, years with $20 \leq R_z \leq 100$, the maximum phase, years with $R_z > 100$ and the decreasing phase, years with $100 \geq R_z \geq 20$.

We analyze also Fourier transform of the diurnal variation of the Y component to determine the reversal time of the diurnal variation of the Y component from East to West during the daytime.

It should be pointed out that our analysis of the Sq field actually includes both ionospheric and non-ionospheric sources. The latter can be divided into internal and external contributions. For example, Olson (1989) found that magnetospheric currents contribute about 12 nanoteslas to the day-to-night difference in the mid-latitude Sq pattern for steady, quiet magnetospheric conditions. Thus, the subtraction of the night-time level actually does not withdraw the influence of all the magnetospheric currents on Sq variation. The internal part of the Sq is produced by the induced electric currents generated by the external sources. At middle and high latitudes the induced field can account for 33% or more of the external field (Kamide and Brekke, 1975; Kuvshinov et al., 2007) and at low latitudes few percents (Fambitakoye, 1973).

Figure 2 illustrates the well known Sq current system. This schematic figure do not represent observations, it is simple pattern useful to approach the complex reality. The Sq current system assumes "equivalent currents" flowing in an infinite plane sheet over a plane earth; it is a 2-D system. The Sq is composed of 2 cells, one for each hemisphere (left side, Fig. 2). The current flows clockwise in the Southern Hemisphere and anticlockwise in the northern one. The daily variation of the X (H) and the Y (D) components are drawn on the right side of Fig. 2. In the Northern Hemisphere the X component is negative (southward) above the focus of the Sq, nil at the focus, and positive (northward) below the focus. The Y component is positive (eastward) in the morning and negative (westward) in the afternoon for all the northern latitudes. The reverse pattern is observed in the Southern Hemisphere. Along the equator the equatorial electrojet is assumed as an equivalent ribbon of current (1-D) circulating toward the East (not drawn on Fig. 2).

Following Ampere's law a northward magnetic field variation corresponds to an eastward ionospheric electric current, and an eastward magnetic field variation to a southward ionospheric electric current.

Figure 3 shows a typical daily regular variation S_R of the Earth's magnetic field defined by Mayaud in 1965 observed at Phu Thuy on an individual quiet magnetic day. The northward X component is on the left panel and the eastward Y component on the right one. These observations can be roughly explained by the motion of the station below a plane infinite sheet of current, at latitudes below the focus of the Sq current system in the Northern Hemisphere (see Fig. 2).

At Phu Thuy, during magnetic quiet days, the ionospheric electric current flows in East South direction in the morning and in East North direction in the afternoon. We must notice that the amplitude of the Y component in the morning

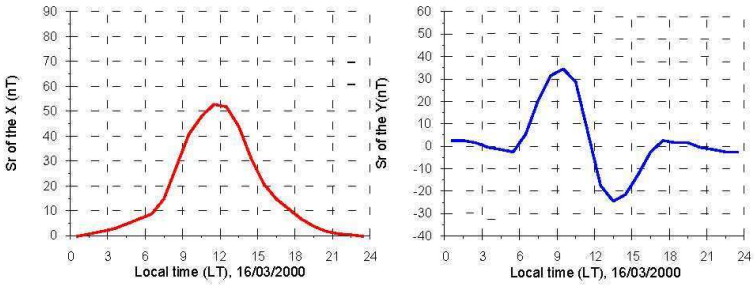


Fig. 3. S_R observed at Phu Thuy on 16 March 2000, a very quiet day ΣAm = 3.

Table 2. Correlation of the X and Y components of the Earth's magnetic field with F10.7, for all the observatories of Table 1.

Stations	Correlation coefficient X with F10.7	Correlation coefficient Y with F10.7
PhuThuy	0.74	0.40
Gnangara	−0.43	0.44
Tamanrasset	0.42	0.17
Hermanus	−0.38	0.39
M'bour	0.34	0.10
Bangui	0.79	0.42
Trelew	−0.13	0.42
Sanjuan	0.03	0.52

(∼35 nT) is greater than the amplitude of the Y component during afternoon (∼25 nT).

3 Solar cycle variations

Figure 4 illustrates the solar cycle variation of the monthly mean value of F10.7 index (panel a) and the amplitude of the monthly arithmetical mean diurnal variation of magnetic field components X (panel b) and Y (panel c) recorded at Phu Thuy. On all the panels the smooth line is the average variation. The X-component (panel b) varies with the sunspot cycle; the Y component (panel c) is poorly correlated with sunspot number. The amplitude of the Y component (D component) increases with the magnetic latitude of the stations involved in our study. This result was found at first by Mascart (1900). The amplitude of the X component (H component) is related to the station location relatively to the focus Sq system. Near the focus of the Sq system, the amplitude is smaller. Recently, Yamazaki et al. (2009) demonstrated that annual variation is predominant in Y (or D) component and semiannual variation is predominant in X (or H) component near the geomagnetic equator, and the amplitude of the annual variation is greater than the semiannual variation, which is consistent with the result as shown in Fig. 4.

The fact that the seasonal variation of the X component is smaller than the seasonal variation of the Y component implies that the location of the station of Phu Thuy relatively to the focus of the Sq system is rather the same for the different seasons during all the year.

Table 2, column 2 gives, for all the selected observatories, the correlation coefficients between the X component and the F10.7 index, and column 3 the correlation coefficient between the Y component and the F10.7 index. The correlation coefficients between X and F10.7 are rather good at Phu Thuy (0.74) and Bangui (0.79). The correlation coefficients between Y and F10.7 are not significant for Phu Thuy and Bangui.

For all other observatories the two correlation factors are not significant. Recently, at Livingston Island, Torta et al. (2010) found a clear dependence of the Sq amplitude on solar activity and that the maximum amplitude of the Sq occurs about 2 years later than the sunspot maximum.

4 Seasonal variations

Figure 5 illustrates the monthly mean diurnal ΔX (left side) and ΔY components (right side) at Phu Thuy for the different phases of the sunspot cycle, see Eq. (3). From the top to the bottom are shown the minimum, increasing, maximum and decreasing phases of the sunspot cycle.

In Fig. 5, left side, the ΔX component exhibits a semiannual variation; highest values are observed near equinoxes and minima near solstices during all the phases of the sunspot cycle. The first maximum of the ΔX-component arises always in March or in April, whereas the second maximum appears generally in October and sometimes in November. The asymmetry between equinoxes and solstices is observed in annual variation of many geophysical parameters as magnetic indices (Triskova, 1989; Cliver et al., 2000, 2001) and the B_z component of the interplanetary magnetic field (Russell and Pherron, 1973). Three main mechanisms are invoked to explain such an asymmetry: (1) the axial hypothesis,

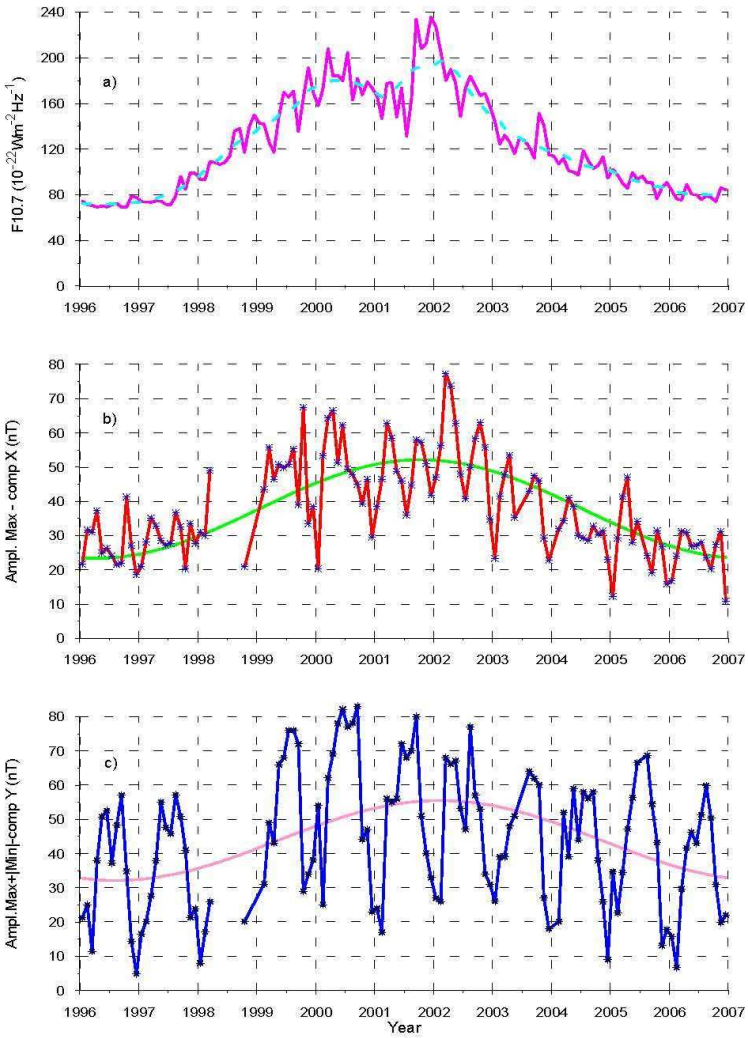


Fig. 4. Solar cycle variation of the F10.7 index and the daily amplitude of the X and Y components of the Earth's magnetic field at Phu Thuy during solar cycle 23 (1996–2006). From the top to the bottom: the F10.7 variation (panel **a**), the daily amplitude of the X component (panel **b**) and the daily amplitude of the Y component (panel **c**), computed as the difference between the maximum and the minimum of the daily curve, and averaged for each month of the period. On each panel, the yearly mean variation is superimposed.

(2) the Russell Mac Pherron (RM) effect and (3) the equinoctial hypothesis (Chaman Lal, 1996; Cliver et al., 2002). In our study concerning the magnetic quiet days the axial hypothesis mechanism as well as the Russell Mac Pherron effect are not efficient as they are concerned by magnetic activity and we have selected magnetically quiet days. The RM effect is only related to magnetic disturbed days with IMF B_z southward.

During solstices, the asymmetry of the ionospheric dynamo between the two hemispheres is larger than during equinoxes, field-aligned currents flowing from the current vortex centre in winter hemisphere to that in summer hemisphere must be taken into account (Fukushima, 1979; Takeda, 1982, 1989, 2002).

We observe that during the solar cycle 23 the two equinox maxima are asymmetric: the autumnal maximum is in general smaller than the spring one. This might be related to

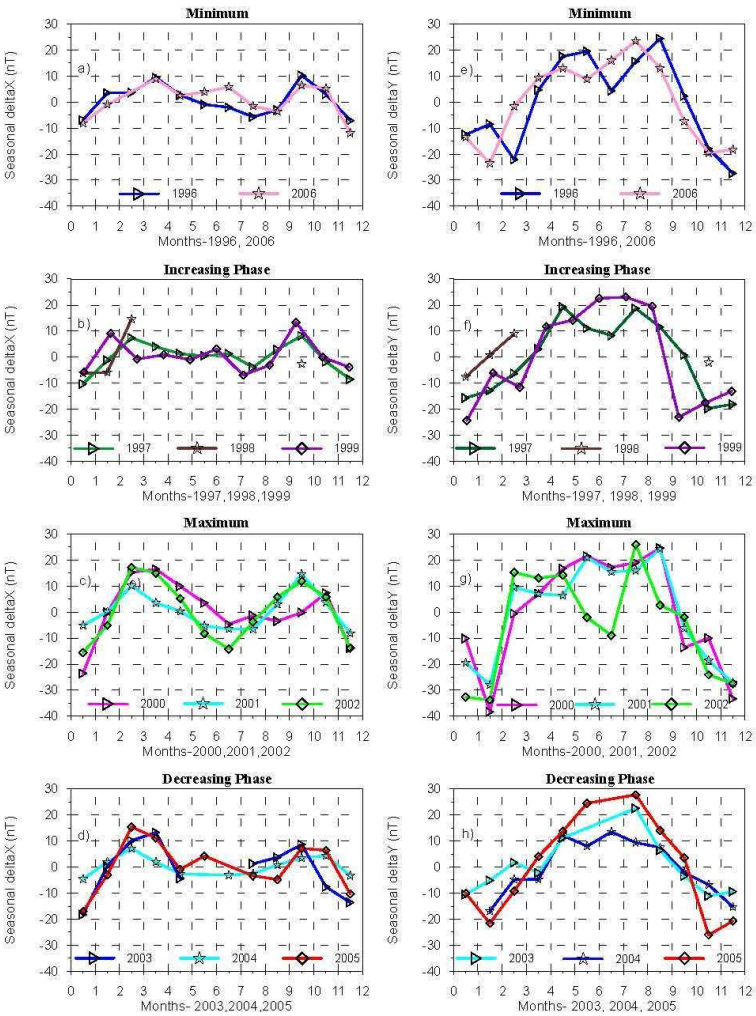


Fig. 5. Seasonal variations of the amplitude of the monthly mean variation of ΔX-component at Phu Thuy, from 1996 to 2006. Panel **(a)** shows the minimum phase years ($R_z < 20$). Panel **(c)** illustrates the maximum phase years ($R_z > 100$). Panel **(b)** is devoted to the increasing phase years ($20 \leq R_z \leq 100$) and panel **(d)** to the decreasing phase years ($100 \geq R_z \geq 20$). Panels **(e)**, **(f)**, **(g)**, **(h)** correspond to the ΔY component.

the lag between the annual cycles of temperature and insolation, and that the nonlinear interactions between tides and planetary waves could be responsible for some features of the seasonal variation of these waves (Campbell and Matsushita, 1982; Takeda, 2002).

ΔY component (Fig. 5, right side), exhibits an annual variation with minima mostly during winter months (February or December) for all the phases of the sunspot cycle. During the solar maximum phase, the shape of the ΔY component variation increases very strongly from February to March and decreases also strongly from September to October. During the year 2002 a minimum is observed in July. The same minimum is also observed in July of the years 1996 and 1997.

Figure 6 illustrates the mean monthly diurnal variation of ΔX (left side) and ΔY components (right side) observed at Gnangara for the different phases of the sunspot cycle. Gnangara is located in the Southern Hemisphere near the focus of the Sq system in the Asian longitude sector. At

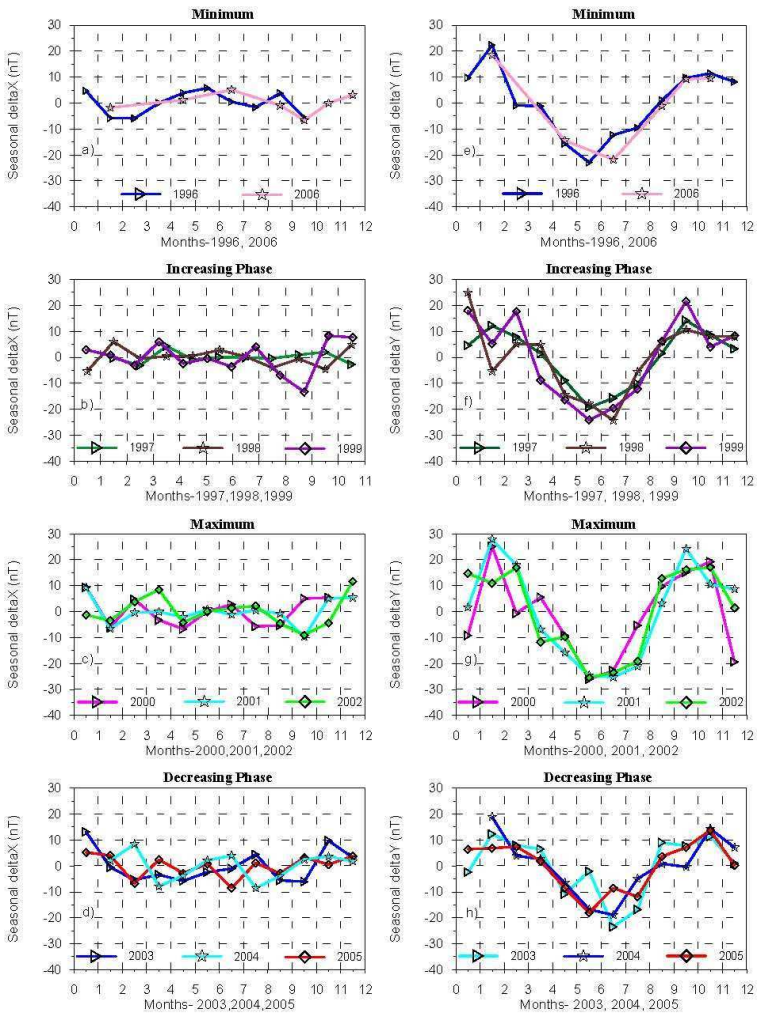


Fig. 6. Similar to Fig. 5 for the observatory of Gnangara.

this observatory the mean amplitude of the ΔX component is very weak. It is explained by the location of Gnangara near the focus of the Sq current cell, and therefore the semi-annual equinox pattern is not visible on the ΔX component at Gnangara. We choose the Gnangara observatory because there is no magnetic observatory at the same latitude as Phu Thuy in the Southern Hemisphere. Figure 6, right side shows the mean amplitude of the ΔY component which exhibits the semiannual pattern with two maxima generally in February and October or November. During the ascending phase there are sometimes three maxima in January, March, and October. Campbell and Schiffmacher (1998) explained these observations by "*change in the seasonal cycle of the summertime current vortex pushes across the equator into the opposite, winter hemisphere at low- latitude locations. This wintertime intrusion of currents appears at mostly prenoon hours in the southern hemisphere and at postnoon hours in the northern hemisphere*".

Figure 7 illustrates the mean diurnal variation of the X-component at Phu Thuy for spring (left top panel), autumn (left bottom panel), summer (right top panel) and winter (right bottom panel). On each panel the colored curves correspond to the different years of the solar cycle 23.

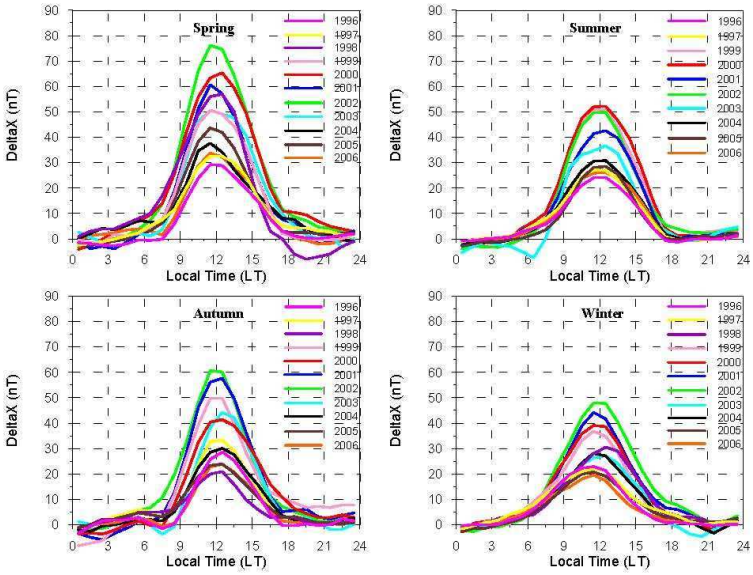


Fig. 7. Seasonal mean diurnal variations of the X-component of the Earth's magnetic field observed at Phu Thuy during quiet magnetic days am <20 nT for all the years from 1996 to 2006.

The X component amplitude during spring is the greatest one ~80 nT at the solar maximum, only ~60 nT during autumn at the solar maximum. The X component amplitudes in summer and winter are comparable (~50 nT at solar maximum).

These observations clearly highlight that the two equinoxes are not symmetric.

Previously, in situ measurements of electric fields and neutral winds with incoherent scatter sounder showed the equinoctial asymmetry (Bernard, 1974; Blanc et al., 1977), as well as Sq analysis (Takeda, 2002) showed the equinoctial asymmetry.

Figure 8 presents the mean diurnal variation of the Y-component observed at Phu Thuy during each year of the solar cycle 23 for the four seasons. The extreme values of the diurnal variation of the Y-component at Phu Thuy are maxima in summer and minima in winter. The Y component variation during winter is very different to the spring, summer and autumn ones. In spring, autumn and summer, the morning maximum (ionospheric electric current toward the South) has absolute amplitude greater than the afternoon minimum. In winter the afternoon minimum disappears. This feature called the "winter anomaly" was found previously in the Indian-Siberian region by Campbell et al., 1993. Campbell et al. found (1) that during winter time the mid latitude vortex current disappear (as at Phu Thuy) and (2) that the focus of the Sq currents is at lower latitudes in the East Asia than in Europe and North America. The Phu Thuy observations show that at daily scale the electric current flow toward South is larger than the flow toward North. The fact that the amplitude of the Sq current cell in summer hemisphere is greater than the winter one is explained by a seasonal effect, as the summer hemisphere receives more light from the sun (Fukushima, 1979). But, the asymmetry between the two Sq cells at equinox cannot be explained as previously.

Figure 9 illustrates the local time of the passage to zero (x-axis) of the Y component at Phu Thuy during solar cycle 23. This figure shows that the local time of the passage to zero is in general after 13:00 LT during winter months and before 12:00 LT and sometimes 11:00 LT during summer months. Mascart (1900) analyzed the variations of the declination (Y component) and found the same result. This observation can be interpreted by morphological changes of the global external current system (Matshushita and Maeda, 1965; Takeda, 2002)

5 Mean daily variations: comparisons with other observatories, some examples

Figure 10, illustrates the mean diurnal variation of the X components during spring observed for all the years of the solar cycle 23, in the different selected observatories: Phu Thuy, Tamanrasset, M'Bour, San Juan located in the Northern Hemisphere are on the left side. Gnangara, Hermanus, Bangui and Trelew located in the Southern Hemisphere are on the right side.

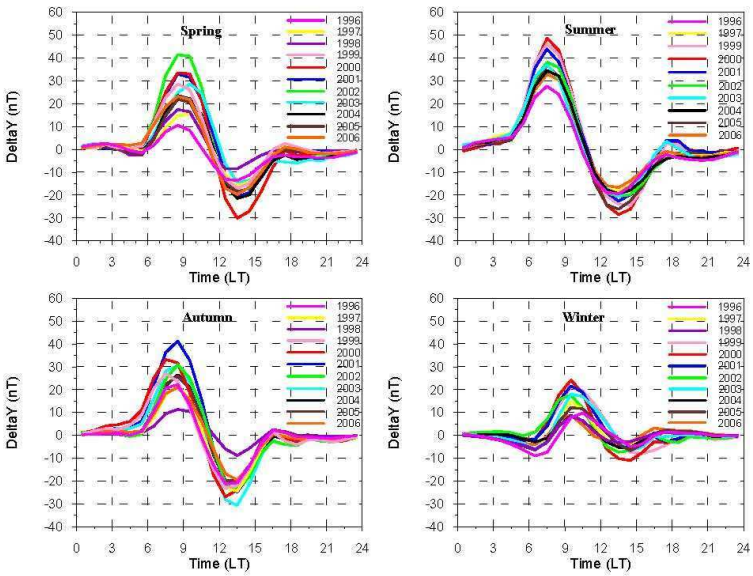


Fig. 8. Figure similar to Fig. 7 for component *Y*.

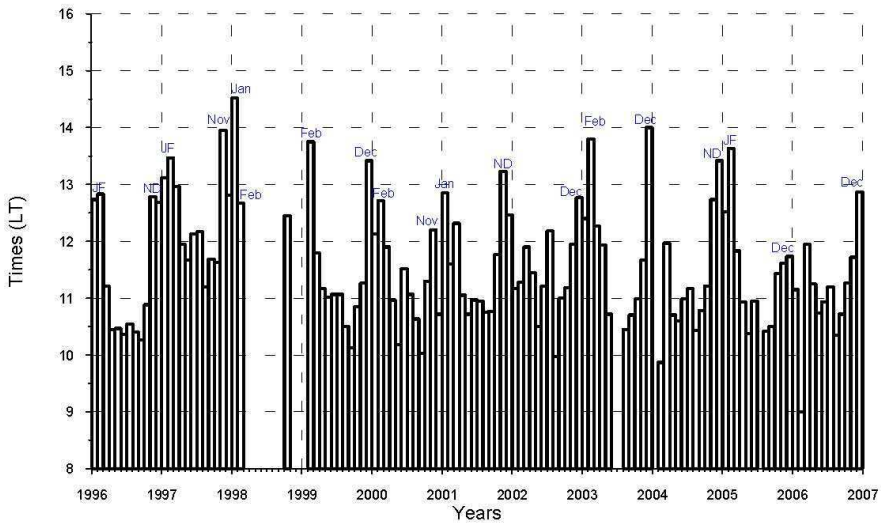


Fig. 9. Mean monthly time of the reversal of the Y component at Phu Thuy for year 1996 to 2006.

At Gnangara, Hermanus and Trelew the amplitude of the northward X component is small and negative during the most part of the day (∼20 nT). This is the typical signature of a station located just southward of the focus of the Sq cell in the Southern Hemisphere. At San Juan the amplitude of the X component is small and positive during the most of the day (∼ +30 nT). This is the typical signature of a station located southward of the Sq focus in the Northern Hemisphere. The other four observatories Phu Thuy, Tamanrasset, M'Bour and Bangui exhibit the same variation. The X northward component is positive during the whole day with maximum amplitude during the maximum phase of the sunspot cycle (green

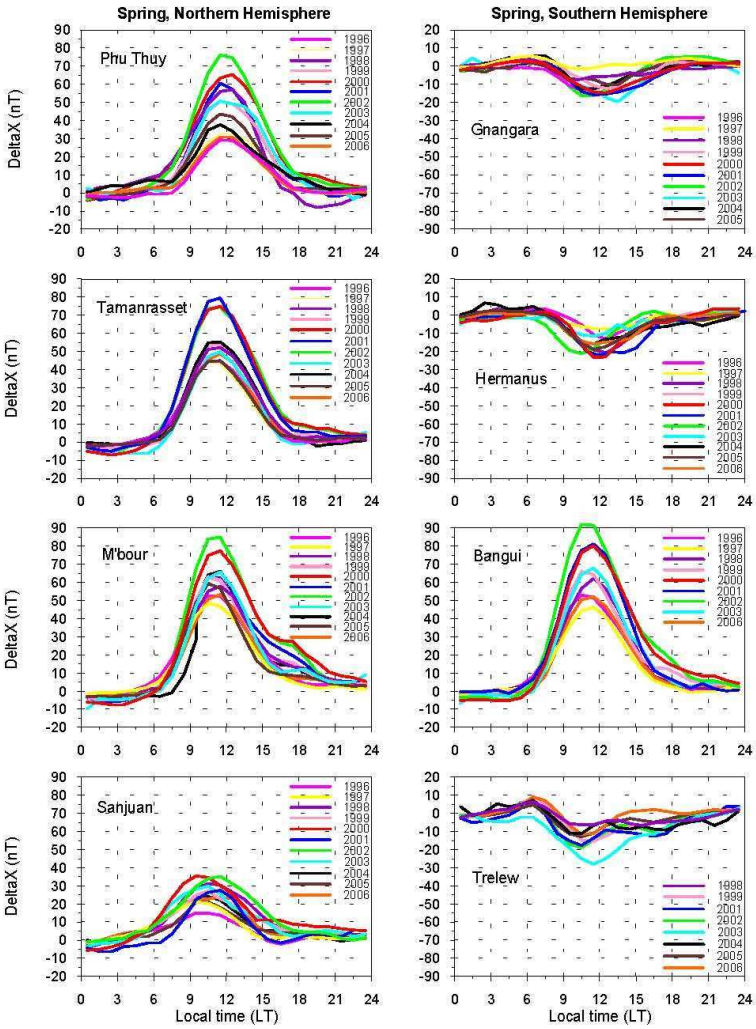


Fig. 10. Seasonal mean diurnal variations of the X component during Spring at Phu Thuy, Gnangara, Tamnarasset, Hermanus, M'Bour, Bangui, San Juan and Trelew from 1996 to 2006 and during quiet magnetic time am <20 nT.

curve – year 2002) around ~75 nT at Phu Thuy, ~80 nT at Tamanrasset, 85 nT at M'Bour and 90 nT at Bangui. This pattern is typical of stations between the focus of the Sq cell and the equatorial electrojet in both hemispheres (Fig. 2). In Fig. 10, many differences are observed from one station to another:

– At Tamanrasset, for the maximum sunspot phase (years 2000-2001-2002), the amplitudes of the X component are similar (between ~75 nT and ~80 nT) and for all the other sunspot cycle phases (increasing minimum and decreasing), the amplitudes of the X component are also similar (between ~45 nT to 55 nT)

– At Phu Thuy as well as M'Bour or Bangui, the amplitudes of the X component vary from the minimum phase to the maximum phase. The largest differences in the amplitudes between the maximum and minimum phases of the sunspot cycle are observed at Phu Thuy (~30 nT for the minimum and ~75 nT for the maximum).

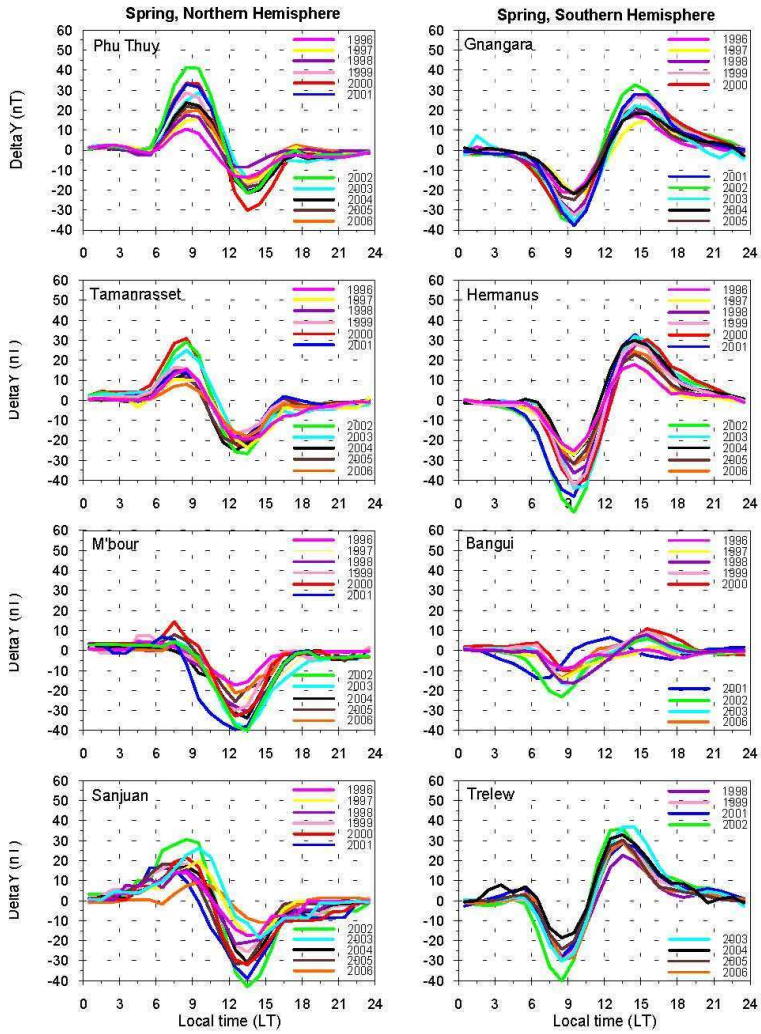


Fig. 11. Seasonal mean diurnal variations of the Y-component during Spring at Phu Thuy, Gnangara, Tamnarasset, Hermanus, M'Bour, Bangui, San Juan and Trelew from 1996 to 2006 and during quiet magnetic time am <20 nT.

– At M'Bour and Bangui the maximum of the X component is never smaller than about 45 nT during the minimum phase of the sunspot cycle.

Figure 11 is similar to Fig. 10 and shows the eastward Y component during spring, for all the selected observatories. All the observatories in the Northern or Southern Hemispheres, except M'Bour and Bangui exhibit the usual Sq pattern: a positive eastward Y component in the morning and a negative one in the afternoon, in the Northern Hemisphere (Phu Thuy, Tamanrasset, San Juan) and the reverse pattern in the Southern Hemisphere (Gnangara, Hermanus, Trelew).

The amplitude of the Y component at Bangui is very weak, smaller than about 20 nT. This fact is explained by the location of this station near the magnetic equator. At these latitudes the ionospheric current (equatorial electrojet) flows mostly in the eastward direction.

At M' Bour, the morning southward maximum (eastward declination) is very weak, typically ~5 nT, compared to the afternoon northward minimum (westward declination) 20 to 20 nT, for all the phases of the sunspots cycle This anomaly is related to the North-South asymmetry of the D component (Y component) (Van Sabben, 1964; Mayaud 1965b; Mazaudier and Venkateswaran, 1985).

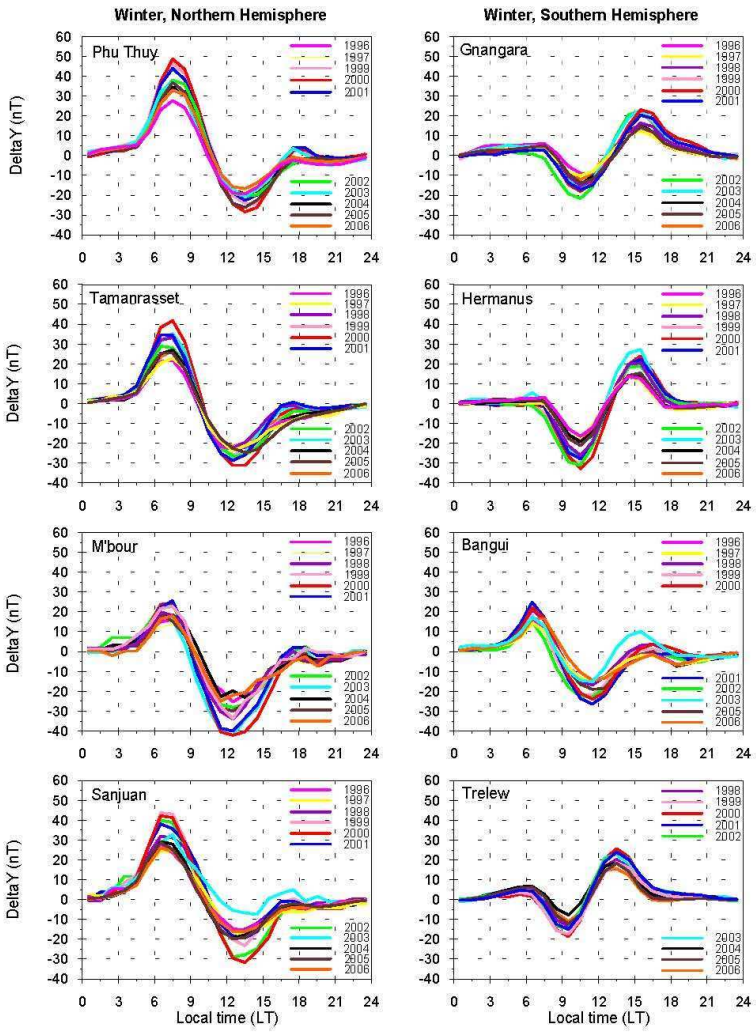


Fig. 12. Similar to Fig. 11 for winter.

In the Southern Hemisphere (Fig. 11, right panels), at Gnangara and Hermanus.

For all the phases of the sunspot cycle, the amplitude of the Y morning extremum is greater than the amplitude of afternoon extremum. At Trelew, both extrema exhibit the same amplitude except for the year 2002 (green curve).

In the Northern Hemisphere (Fig. 11, left panels), the amplitude of the afternoon extrema is greater than the amplitude of the morning extrema except at Phu Thuy. At Phu Thuy the morning maximum is in average between ~20 nT and 30 nT and the afternoon minimum between ~12 nT and ~20 nT. We must notice that at Phu Thuy the afternoon minimum is very strong in 2006 ~30 nT and the morning maximum very strong in 2002 ~40 nT.

At Tamanrasset (Fig. 11), during all the phases of the sunspot cycle, except for the maximum phase, the morning maximum is in average between 8 nT and 15 nT and the afternoon minimum between −18 nT and −25 nT. During the maximum phase (2000, 2001, 2002) the morning maximum is between 25 nT and 30 nT and the afternoon minimum between −18 nT and −25 nT.

At San Juan, for all the phases of the sunspot cycle the afternoon extremal amplitude is greater than the morning one.

It is in the African sector that the largest amplitude differences of the Y eastward component are observed between the two hemispheres. Mayaud (1965b) explained these observations by the interaction between the two hemispheric systems CM. Mayaud (1965b) found that the Sq vortex of the Northern Hemisphere can extend to southern latitudes. This fact introduces a strong asymmetry between the two extremes of the Y/D component.

Figure 12 presents the variations of the eastward Y component of the Earth's magnetic field for the winter season. In the Northern Hemisphere, for all the phases of the sunspot cycle, at Phu Thuy in the Asian sector, Tamanrasset and M'Bour in the African sector. The amplitude of the morning positive maximum (southward ionospheric electric current) is smaller than the amplitude of the afternoon negative minimum (northward ionospheric electric current). At M'bour, there is no morning maximum as during the spring season (see Fig. 11). At Phu Thuy, there is no northward electric current flow during afternoon (westward deviation of the magnetic field). San Juan is the only station of the Northern Hemisphere showing the usual pattern. In the Southern Hemisphere, Gnangara, Hermanus and Trelew have similar variations, but we must notice that at Gnangara and Hermanus the morning westward maximum is larger than the afternoon eastward maximum. At San Juan it is the afternoon eastward maximum which is larger than the morning westward maximum. The variation of the mean diurnal Y component observed at Bangui during winter is similar to the variation observed in spring (see Fig. 11).

6 Discussion and conclusion

In Table 3 we recapitulate our main results. The number of the corresponding figure is given for the different results. The rows correspond to the different characteristics observed on the data and the columns to the different observatories. We analyzed and quantified in details the characteristics of the equinoctial asymmetry for all observatories and for the different years of the solar cycle 23 (not shown in this paper but summarized in Table 3).

This table shows the variation of the X and Y components relationship above mentioned (rows 1, 2, 3, 4, 5, 6 of Table 3).

Thus, the spring X component amplitude is usually larger than the autumn X component amplitude in both hemispheres (row 1). Nevertheless during some years this pattern is reversed. Line 2 of Table 3 gives the years of reversal. The italic characters mean that the difference between spring and autumn is smaller than 5 nT and therefore not significant. The bold characters represent years for which the difference between spring and autumn is significant (>5 nT).

The general equinoctial tendency of the Y component for spring (row 3) and autumn (row 5) is a larger amplitude of the morning extremum than the amplitude of the afternoon one, except at Phu Thuy for the 2 equinoxes and Trelew for the autumnal equinox.

At Phu Thuy, in spring and autumn the amplitude of the morning eastward maximum (Max Y) is larger than the afternoon westward extremum (Min Y). Nevertheless, for each observatory, this tendency can be reversed for several years. Rows 4 and 6 of Table 3 gives the years of reversal for the spring and autumn seasons. As for the X component italic characters corresponds to a difference smaller than 5 nT and bold characters to a difference greater than 5 nT.

In Table 3, row 7, is also given the significance of the correlation coefficient of X component with F10.7. This correlation coefficient is rather good at Phu Thuy and Bangui, and less so for other observatories.

The semiannual variation of the X component is found in all the observatories of the Northern Hemisphere (row 8, columns 1, 2, 3, 4). This is related to the semiannual variation of the atmospheric winds (Mukhtarov et al., 2009) together with the delay by about 1 or 2 months of the movement of the current vortices from the solstices due to the magnetic effect by the field-aligned currents flowing from current vortex center in winter hemisphere to that in summer hemisphere (Fukushima, 1979; Takeda, 1989, 2002). The semi-annual variation is not observed at all the stations located near the focus of the Southern Hemisphere. This can be explained by the motions of the focus which hide this variation.

The annual variation of the daily amplitude of the Y component reaches its maximum in the summer hemisphere and its minimum in the winter hemisphere (figures not shown). This can be explained by the field-aligned currents flowing from the summer to the winter hemisphere in the morning and reversely in the afternoon (Fukushima, 1979) and by Y-component amplitude increase in summer and decrease in winter (Takeda, 1982, 1991). In the Northern Hemisphere, an annual variation of the Y component is observed (row 9, columns 1, 2, 3,4). In the Southern Hemisphere a semi annual variation of the Y component is observed (row 10, columns 5, 7, 8).

The semiannual variation of the Y component at Gnangara (row 10, column 5) and all the stations of the Southern Hemisphere (not shown in the paper) is a characteristic of quiet ionospheric currents of the Southern Hemisphere. This must be explained by the change in the seasonal cycle of the summertime current vortex pushing across the equator into the opposite, winter hemisphere at low-latitude locations (Campbell and Schiffmacher, 1988) and by atmospheric motions.

The winter anomaly observed in Y component at Phu Thuy (row 11, column 1) results from the focus position of the Sq currents at lower geomagnetic latitude in the East Asia than in Europe and North America (Campbell et al., 1993). The position of Sq currents was affected by the position of the geographic and geomagnetic poles with respect to these regions (Campbell and Schiffmacher, 1985).

Table 3. Characteristics of our observations.

	Northern Hemisphere				Southern Hemisphere			
Station column	PHU 1	TAM 2	MBO 3	SGJ 4	GNA 5	BNG 6	HER 7	TRW 8
Row 1 $\|X$ spring $\| > \|X$ autunm $\|$	+ Fig. 7	+	+	+	+	+	+	+
Row 2 Year of reverse significant >5 nT	*1997*	0	*1997* **2001**	0	*1998*, **1999** *2001*	**1997**, **1999** *2000*	*1997*	*1999*
Row 3 tendency equinox spring $\|$Max $Y\| > \|$ Min $Y\|$	+ Fig. 8	–	–	–	– Fig. 11	– Fig. 11	– Fig. 11	– Fig. 11
Row 4 years of reverse significant >5 nT	*1996*, *1997*	**2000** *2002*, **2003**	0	*1997*	0	*2000*	*2003*	**1998**, *2002* *2006*
Row 5 tendency equinox autumn $\|$ Max $Y\| > \|$ Min $Y\|$	+ Fig. 8	–	–	–	–	–	–	+
Row 6 years of reverse significant >5 nT	*1997*	*1997*, *1998* **2001**	0	**1996**, **1998** *2001*	*2005*	0	*2002*	*1996*, *2001*
Row 7 Correlation X with F10.7 cm >0.7	+ $\sim$0.737 Fig. 4	–	–	–	–	+ $\sim$0.785	–	–
Row 8 semi annual X equinox maxima	+ Fig. 5	+	+	+		$\sim$		
Row 9 annual Y	+ Fig. 5	+	+	+	–	$\sim$	–	–
Row 10 semi annual Y					+ Fig. 6	$\sim$	+	+
Row 11 Winter anomaly	+ Fig. 8 Fig. 12	+ Fig. 12	+ Fig. 12					

In the African sector of the Northern Hemisphere at Tamanrasset and M'bour (row 11, columns 2, 3), the Y morning maximum, in winter, is very small or disappears: this was previously observed on magnetic data by Van Sabben (1964), Mayaud (1965b) and also on incoherent scatter sounder data by Mazaudier and Venkateswaran (1985). We must recall here that the African stations used in this study are located at lowest latitudes than the stations in Asian and American sectors.

This study shows many asymmetries in latitude, longitude and between the two hemispheres. This is the result of the longitudinal, latitudinal and hemispherical asymmetries in the neutral wind, main source of the Sq current (Richmond and Roble, 1987; Olsen, 1997; Akmaev, 2001; Hagan and Forbes, 2002, 2003).

Rastogi et al. (1994) analyzed the data of the Indian chain of 9 magnetometers during the solar cycle 21. They characterized the diurnal variation of the Y component, the semi diurnal variation of the X component and the equinoctial asymmetry observed also at Phu Thuy. The magnetic observations in the Indian and Vietnamese sectors differ particularly at equatorial latitudes where the strength of the equatorial electrojet in larger in the Vietnamese sector than in the Indian sector (Doumouya et al., 2003; Doumbia et al., 2007).

Phu Thuy is located in the Asian sector, below the focus of the Sq current. Here the declination of the Earth's magnetic field is very weak. Phu Thuy is at the geographic latitude of 21.03° N and magnetic apex latitude of 14.09° N at the crest of the equatorial anomaly. All these characteristics must be used in further modeling of the regular Sq current system at Phu Thuy.

Campbell et al. (1993), found that in the Asian sector the focus of the Sq current system is at lower geomagnetic latitude ∼22° than in Europe or North America sectors ∼29°. Tarpley (1973) related the equinoctial enhancement of the equatorial electrojet to the equatorward motions of the Sq current system focus. Therefore the fact that the Sq current focus is at a lower latitudes in the Asian sector can explain the maximum observed in the equatorial electrojet in the Vietnamese sector, even through the internal magnetic field is strong (IGRF model http://ccmc.gsfc.nasa.gov/modelweb/).

In conclusion the three main characteristics of the Vietnamese Sq are:

1. the equinoctial asymmetry: the spring Sq amplitude is greater than the autumn Sq amplitude

2. the winter anomaly: the ΔY afternoon minimum disappears

3. the ΔY asymmetry: the morning extremum amplitude is always greater than the afternoon extremum and this implies an ionospheric electric current flow more southward than northward during the day.

All these morphological characteristics of the Sq current system in Vietnam have to be understood by using dynamo modeling taking into account the neutral wind source. Further research is needed.

Acknowledgements. The authors thank the Centre d'Etude des Environnements Terrestre (CETP) and the INTERMAGNET project who contributed to collection and data processing during this research. This work is financed by the Vietnam Academy of Science and Technology, the Vietnam Ministry of Education and Training, and the French Centre National de Recherche Scientifique. The authors thank Paul and Gérard Vila for their English corrections.

Topical Editor M. Pinnock thanks K. Yumoto, J. M. Torta, and two other anonymous referees for their help in evaluating this paper.

The publication of this article is financed by CNRS-INSU.

References

Akmaev, R. A.: Seasonal variation of the terdiurnal tide in the mesosphere and Lower thermosphere: a model study, Geophys. Res. Lett., 28(19), 3817–3820, 2001.

Amory-Mazaudier, C., Le Huy, M., Cohen, Y., Doumbia, V., Bourdillon, A., Fleury, R., Fontaine, B., Ha Duyen, C., Kobea, A., Laroche, P., Lassudrie-Duchesne, P., Le Viet, H., Le Truong, T., Luu Viet, H., Menvielle, M., Nguyen Chien, T., Nguyen Xuan, A., Ouattara, F., Petitdidier, M., Pham Thi Thu, H., Pham Xuan, T., Philippon, N., Tran Thi, L., Vu Thien, H., and Vila, P.: Sun-Earth System Interaction studies over Vietnam: an international cooperative project, Ann. Geophys., 24, 3313–3327, doi:10.5194/angeo-24-3313-2006, 2006.

Bernard, R.: Tides in the E-region observed by incoherent scatter over Saint Santin, J. Atmos. Terr. Phys., 36, 1105–1120, 1974.

Blanc, M., Amayenc, P., Bauer, P., and Taieb, C.: Electric field induced drifts from the French incoherent scatter facility, J. Geophys. Res., 82(1), 87–97, 1977.

Brekke, A., Doupnik, J. R., and Banks, P. M.: Incoherent scatter measurements of E region conductivities and, J. Geophys. Res., 79(25), 3773–3789, 1974.

Campbell, W.: Annual and semiannual changes of the quiet daily variations (Sq) in the geomagnetic field at north American locations, J. Geophys. Res., 87(A2), 785–796, 1982.

Campbell, W. H. and Matsushita, S.: Sq currents: a comparison of quiet and active year behavior, J. Geophys. Res., 87(A7), 5305–5308, 1982.

Campbell, W. H. and Schiffmacher, E. R.: Quiet ionospheric currents of the northern hemisphere derived from geomagnetic field records, J. Geophys. Res., 90(A7), 6475–6486, 1985.

Campbell, W. H. and Schiffmacher, E. R.: Quiet ionospheric currents of the northern hemisphere derived from geomagnetic field records, J. Geophys. Res., 91(A8), 9023–9024, 1986.

Campbell, W. H., Arora, B. R., and Schiffmacher, E. R.: External Sq currents in the India-Siberia region, J. Geophys. Res., 98(A3), 3741–3752, 1993.

Chaman Lal: Seasonal trend of geomagnetic activity derived from solar-terrestrial geometry confirms an axial-equinoctial theory and reveals deficiency in planetary indices, J. Atmos. Terr. Phys., 58(13), 1497–1506, 1996.

Chapman, S. and Bartels, J.: Geomagnetism, Oxford University Press, New York, 1940.

Cliver, E. W., Kamide, Y., and Ling, A. G.: Mountain versus valleys: Semiannual variation of geomagnetic activity, J. Geophys. Res., 105(A2), 2413–2424, 2000.

Cliver, E. W., Kamide, Y., and Ling, A. G., and Yokoyama, N.: Semiannual variation of the geomagnetic Dst index: Evidence for a dominant non storm component, J. Geophys. Res., 106(A10), 21297–21304, 2001.

Cliver, E. W., Kamide, Y., and Ling, A. G.: The semiannual variation of geomagnetic activity: phase and profiles for 130 years of aa data, J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 64, 47–53, 2002.

Davis, T. N., Burrows, K., and Stolarik, J. P.: A latitude survey of the equatorial electrojet with rocket-borne magnetometers, J. Geophys. Res., 72, 1845–1861, 1967.

Dougherty, J.-P.: Some comments on dynamo theory, J. Geophys. Res., 68(9), 2383–3241, 1963.

Doumbia, V., Maute, A., and Richmond, A. D.: TIEGCM simulation of equatorial electrojet magnetic effects, J. Geophys. Res.,

112, A09309, doi:10.1029/2007JA12308, 2007.

Doumouya, V., Vassal, J., Cohen, Y., Fambitakoye, O., and Menvielle, M.: Equatorial electrojet at African longitudes: first results from magnetic measurements, Ann. Geophys., 16, 658–666, doi:10.1007/s00585-998-0658-9, 1998.

Doumouya, V., Cohen, Y., Arora, B. R., and Yumoti, K.: Local time and longitude dependence of the equatorial electrojet magnetic effects, J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 65, 1265–1282, 2003.

Fambitakoye, O.: Effets induits par l'électrojet equatorial au centre de l'Afrique, Ann. Géophys., 29(2), 149–169, 1973.

Fukushima, N.: Electric potential between conjugate points in middle latitudes caused by asymmetric dynamo in the ionosphere, J. Geomagn. Geoelectr., 31, 401–409, 1979.

Hagan, M. E. and Forbes, J. M.: Migrating and non migrating diurnal tides in the middle and upper atmosphere excited by tropospheric latent heat release, J. Geophys. Res., 107(D24), 4754, doi:10.1029/2001JD0012361, 2002.

Hagan, M. E. and Forbes, J. M.: Migrating and non migrating semidiurnal tides in the upper atmosphere excited by tropospheric latent heat release, J. Geophys. Res., 108(A2), 1062, doi:10.1029/2002JA009466, 2003.

Harper, R. M.: A comparison of ionospheric currents, magnetic variations, and electric field at Arecibo, J. Geophys. Res., 82(22), 3233–3241, 1977.

Kamide, Y. and Brekke, A.: Auroral electrojet current density deduced from the Chatanika radar and from the Alaska Meridian Chain of magnetic observatories, J. Geophys. Res., 80(4), 587–593, 1975.

Kuvshinov, A., Manoj, C., Olsen, N., and Sabaka, T.: On the induction effect of geomagnetic daily variations from equatorial electrojet and solar quiet sources at low and middle latitudes, J. Geophys. Res., 112, B10102, doi:10.1029/2007JB004955, 2007.

Matshushita, S.: Global presentation of the external Sq and L current systems, J. Geophys. Res., 70(17), 4395–4398, 1965.

Matshushita, S., and Maeda, H.: On the Geomagnetic Quiet Daily Variation Field during the IGY, J. Geophys. Res., 70(11), 2535–2557, 1965.

Mayaud, P. N.: Analyse morphologique de la variabilité jour à jour de la variation journalière "régulière " Sr du champ magnétique terrestre, 1, le système de courants Cp (régions polaires et subpolaires), Ann. Geophys., 21, 369–401, 1965a.

Mayaud, P. N.: Analyse morphologique de la variabilité jour à jour de la variation journalière "régulière " Sr du champ magnétique terrestre, 2, le système de courants CM (régions non-polaires), Ann. Geophys., 21, 515–544, 1965b.

Mayaud, P. N.: About the effects induced by the daily variation due to the equatorial electrojet, J. Atmos. Terr. Phys., 36, 1367–1376, 1974.

Maynard, N. C.: Measurement of ionospheric currents off the coast of Peru, J. Geophys. Res., 72, 1867–1875, 1967.

Mazaudier, C.: Electric currents Above Saint-Santin, J. Geophys. Res., 87(A4), 2459–2464, 1982.

Mazaudier, C. and Venkateswaran, S. V.: Strange currents over Saint-Santin, J. Geophys. Res., 90(A10), 9727–9735, 1982.

Monro, P. E., Metchly, E. A., and Sastry, R. S.: Analysis of Ordinary Mode Standing Waves observed by Rockets in the E region, J. Geophys. Res., 73(13), 4291–4297, 1968.

Mukhtarov, P., Pancheva, D., and Andonov, B.: Gobal structure and seasonal and interannual variability of the migrating diurnal tide seen in the SABER/TIMED temperatures between 20 and 120 km, J. Geophys. Res., 114, A02309, doi:10.1029/2008JA13759, 2009.

Olsen, N.: The contribution of magnetospheric currents to Sq, Pure Appl. Geophys., 131, 447–462, 1989.

Olsen, N.: Geomagnetic Tides and Related Phenomena in Tidal Phenomena, Lecture Notes in the Earth Sciences, vol. 66, edited by: Wilhelm, H., Zuern, W., and Wenzel, H.-G., Springer, 261–274, 1997.

Rastogi, R. G., Alex, S., and Patill, A.: Seasonal Variations of Geomagnetic D, H and Z fields at low latitudes, J. Geom. Geoelectr., 46, 115–126, 1994.

Richmond, A. D.: Ionospheric Electrodynamics, in: Handbook of Atmospheric Electrodynamics, Vol. II, edited by: Volland, H., pp. 249–290, CRC press, Boca Raton, Florida, 1995a.

Richmond, A. D.: Ionospheric electrodynamics using Magnetic Apex coordinates, J. Geomagn. Geoelectr., 47, 191–212, 1995.

Richmond, A. D. and Roble, R. G.: Electrodynamics effects of Thermospheric Winds from the NCAR Thermospheric General Circulation Model, J. Geophys. Res., 92, 12365–12376, 1987.

Russell, C. T. and Mc Pherron, R. C.: Semi annual of Geomagnetic activity, J. Geophys. Res., 78, 92–99, 1973.

Salah, J. E. and Evans, J. V.: Test of electrodynamic consistency from daytime ionospheric drift observations, J. Geophys. Res., 82(16), 2413–2417, 1977.

Sastry, T. S. G.: Daily Variation of Geomagnetic Field at the Indian Stations under the Electrojet during the Period of the July 1966 Proton Flare, J. Geophys. Res., 78(10), 1692–1698, 1973.

Satya Prakkash, Gupta, S. P., and Subbaraya, B. H.: A study of the irregularities in the night time equatorial E-region using a Langmuir probe and plasma noise probe, Planet. Space Sci., 18, 1307–1318, 1970.

Shuman, B. J.: Rocket measurement of the equatorial electrojet, J. Geophys. Res., 75, 3889–3901, 1970.

Takeda, M.: Three dimensional ionospheric currents and field aligned currents generated by asymmetrical dynamo action in the ionosphere, J. Atmos. Terr. Phys., 44(2), 187–193, 1982.

Takeda, M.: Geomagnetic field variation and the equivalent current system generated by an ionospheric dynamo at the solstice, J. Atmos. Terr. Phys., 52(1), 59–67, 1990.

Takeda, M.: Time variation of global geomagnetic Sq field in 1964 and 1980, J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 61, 765–774, 1999.

Takeda, M.: Features of global geomagnetic Sq field from 1980 to 1990, J. Geophys. Res., 107(A9), 1251, doi:10.1029/2001J009210, 2002a.

Takeda, M.: The correlation between the variation in inospheric conductivity and that of the geomagnetic and that of the geomagnetic Sq field, J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 64, 1617–1621, 2002b.

Takeda, M. and Iyemori, T.: Relationship between electric field and currents in the ionosphere and the geomagnetic Sq field, J. Geophys. Res., 108(A5), 1183, doi:10.1029/2002JA009659, 2003.

Tarpley, J. D.: Seasonal movement of the Sq current foci and related effects in the equatorial electorial electrojet, J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 35, 1063–1071, 1973.

Torta, J. M., Marsal, S., Curto, J. J., and Gaya-Piqué, L. R.: Behaviour of the quiet-day geomagnetic variation at Livingston island and variability of the Sq focus position in the South-American-Antarctic Peninsula region. Earth Planets Space, 62,

297–307, 2010.

Trikova, L.: The vernal-autumnal asymmetry in the seasonal variation of geomagnetic activity, J. Atmos. Terr. Phys., 51(2), 111–118, 1989.

Vandzandt, T. E, Clark, W. L., and Warnock, J. M.: Magnetic Apex Coordinates : a magnetic coordinate system for the ionospheric F2 layer, J. Geophys. Res., 77, 2406–2411, 1972.

Yamazaki, Y., Yuomoto, K., Uozumi, T., Yoshiwara, A., and Cardinal, M. G.: Equivalent current systems for the annual and semiannual Sq variations observed along the 210°MM CPMN stations, J. Geophys. Res., 114, A12320, doi:10.1029/2009JA014638, 2009.

ARTICLE 3

Time variations of the ionosphere at the northern tropical crest of ionization at Phu Thuy, Vietnam

Pham Thi Thu H.[1, 2], C. Amory-Mazaudier[1], M. Le Huy[2]

[1]LPP /CNRS /UPMC, 4 Avenue de Neptune 94 107 Saint-Maur-des-Fossés, France

[2]Institute of Geophysics, Vietnam Academy of Science and Technology, A8, 18 Hoang Quoc Viet str. Cau Giay, Hanoi, VIETNAM.

Annales Geophysicae, 29, 197-207, 2011

Ann. Geophys., 29, 197–207, 2011
www.ann-geophys.net/29/197/2011/
doi:10.5194/angeo-29-197-2011
© Author(s) 2011. CC Attribution 3.0 License.

Annales Geophysicae

Time variations of the ionosphere at the northern tropical crest of ionization at Phu Thuy, Vietnam

H. Pham Thi Thu[1,2], **C. Amory-Mazaudier**[1], **and M. Le Huy**[2]

[1]LPP/UPMC/Polytechnique/CNRS, UMR 7648, 4 Avenue de Neptune 94 107 Saint-Maur-des-Fossés, France
[2]Institute of Geophysics, Vietnam Academy of Science and Technology, A8, 18 Hoang Quoc Viet str. Cau Giay, Hanoi, Vietnam

Received: 6 May 2010 – Revised: 4 January 2011 – Accepted: 13 January 2011 – Published: 26 January 2011

Abstract. This study is the first which gives the climatology of the ionosphere at the northern tropical crest of ionization in the Asian sector. We use the data from Phu Thuy station, in Vietnam, through three solar cycles (20, 21 and 22), showing the complete morphology of ionosphere parameters by analyzing long term variation, solar cycle variation and geomagnetic activity effects, seasonal evolution and diurnal development. Ionospheric critical frequencies, *fo*F2, *fo*F1 and *fo*E, evolve according to the 11-year sunspot cycle. Seasonal variations show that *fo*F2 exhibits a semiannual pattern with maxima at equinox, and winter and equinoctial anomalies depending on the phases of the sunspot solar cycle. Δ*fo*F2 exhibits a semiannual variation during the minimum phase of the sunspot solar cycle 20 and the increasing and decreasing phases of solar cycle 20, 21 and 22. Δ*fo*F1 exhibits an annual variation during the maximum phase of solar cycles 20, 21 and 22. $\Delta h'$F2 shows a regular seasonal variation for the different solar cycles while $\Delta h'$F1 exhibits a large magnitude dispersion from one sunspot cycle to another. The long term variations consist in an increase of 1.0 MHz for *fo*F2 and of 0.36 MHz for *fo*F1. *fo*E increases 0.53 MHz from solar cycle 20 to solar cycle 21 and then decreases −0.23 MHz during the decreasing phase of cycle 21. The diurnal variation of the critical frequency *fo*F2 shows minima at 05:00 LT and maxima around 14:00 LT. *fo*F1 and *fo*E have a maximum around noon. The diurnal variation of h'F2 exhibits a maximum around noon. The main features of h'F1 are a minimum near noon and the maximum near midnight. Other minima and maxima occur in the morning, at about 04:00 or 05:00 LT and in the afternoon, at about 18:00 or 19:00 LT but they are markedly smaller. Only during the maximum phase of all sunspot solar cycles the maximum near 19:00 LT is more pronounced.

Correspondence to: H. Pham Thi Thu
(hong.phamthithu@lpp.polytechnique.fr)

Keywords. Ionosphere (Equatorial ionosphere; Ionization mechanisms; Ionosphere-atmosphere interactions)

1 Introduction

Since the first ionosonde sounding in 1925 (Breit and Tuve, 1926), large data bases of ionosonde data covering several sunspot solar cycles were built. It is now possible to analyze several different time variation patterns of the ionosphere: long term, sunspot solar cycles, annual and diurnal. The present work gives a general description of ionospheric layers variations at Phu Thuy, a station located at the northern crest of ionization in the Asian sector.

The different time variations of the ionosphere have been studied by various authors.

- The long term variations observed by ionosonde located in different regions were previously analyzed by Elias and Ortiz de Adler (2006), Bremer (2008) and Ouattara et al. (2009). Three factors were proposed to explain the long term variation (Lastovicka et al., 2006; Elias, 2009): (1) green house gases (Bremer, 2008), (2) changes in the Earth's magnetic field (Elias and Ortiz de Adler, 2006; Cnossen and Richmond, 2008) and (3) geomagnetic activity. Concerning the solar cycle variation, it is well known that ionization of the ionospheric layers is controlled by solar UV and EUV radiations which follow the solar sunspot cycle (Rishbeth and Gariott, 1969).

- The F2 layer semiannual pattern with equinoctial and winter asymmetries was previously observed. Three mechanisms were proposed to explain these observations: (1) the seasonal change of the ratio O/N2 (Rishbeth and Setty, 1961), (2) the Sun Earth distance (Yonezawa, 1959; Rishbeth et al., 2000a), and (3) waves

Published by Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union.

Table 1. Years of the different solar cycle phases.

Cycles	Minimum phase	Increasing phase	Maximum phase	Decreasing phase
20	1964	1965–1966	1968–1970	1971–1975
21	1976	1977–1978	1979–1980	1982–1985
22	1986	1987–1988	1989–1991	1992–1995

and tides transmitted from the low thermosphere (Zou et al., 2000).

– The variations of the F1 layer, the transition layer between the E and F2 layers, are explained by the combination of F2 and E layers variations, related to photochemical rates and changes in atmospheric composition or temperature (Rishbeth and Kervin, 1968).

We analyze data recorded since 1962. The paper is organized in several sections. The second section presents the data set and data analysis. Sections 3, 4 and 5 are, respectively, devoted to the long term and solar sunspot cycle variations, yearly and diurnal variations. Then we discuss our results and conclude in Sect. 6.

2 Data set and data analysis

In this paper we analyze the critical frequencies and virtual heights of the ionospheric layers F2, F1, E, Es recorded by the ionosonde of Phu Thuy-Vietnam during the period from 1962 to 2002 (solar cycles 20, 21, 22). Phu Thuy station is located near the crest of equatorial anomaly (10.2° N 108° E) in the Asian sector. We use hourly values at full hours of critical frequencies *fo*F2, *fo*F1, *fo*E and *fo*Es and virtual heights h'F2, h'F1, h'E, h'Es.

The ionosonde data were continuously recorded by three different ionospheric vertical sounders: the IRX-Hungarian (1962–1966), the AIC-Russian (1967–1994), the IPS71-Australian (1994–2002).

In this study, we analyze long term variations, solar cycle, seasonal and diurnal variations of the ionospheric parameters for different magnetic activity given by the am index: magnetically quiet days with am < 20 and disturbed days with am ≥ 20.

– Arithmetical mean values obtained from day-time hourly values of parameters are used for studying diurnal variation. The daily mean values have been derived from the available hourly data (for *fo*F2 and h'F1 with maximal 24, for the other with maximal 13 values).

– Seasonal variation and yearly variation is obtained by using respectively arithmetical mean values of monthly and yearly values.

– Our seasons are the following: winter (November, December, January, and February), summer (May, June, July, August), autumn (September, October), spring (March, April). Error bars ($\sigma = \sqrt{V}$, V: variance is given by $\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(x_i-\mu)^2$, where μ is the mean value) provide an estimation of the uncertainty in the ionospheric parameters.

– The study is performed for the different phases of solar cycles. We distinguish four parts: the minimum phase, years with Rz < 20, the increasing phase, years with $20 \leq$ Rz ≤ 100, the maximum phase, years with Rz > 100 and the decreasing phase, years with $100 \geq$ Rz ≥ 20. Table 1 gives the years for each sunspot cycle phases.

3 Solar cycle and long term variations

Figure 1 illustrates the solar cycle variation of critical frequencies and virtual heights of ionospheric layers F2, F1, E and Es, during sunspot cycles 20, 21, 22. On the left side are shown the critical frequencies. On the right side are drawn the virtual heights. The panels from the top to bottom correspond respectively to F2, F1, E and Es layers. On each panel is superimposed the yearly mean value of the sunspot number.

Figure 1 shows a good correlation between the critical frequency of F2 layer (*fo*F2), F1 layer (*fo*F1) and E layer (*fo*E) and the sunspot cycle. On the contrary, the critical frequency of the Es layer (*fo*Es) and the virtual heights h'F2, h'F1, h'E and h'Es are poorly correlated with the sunspot number. From 1980 to 1994, due to technical reasons, the virtual heights h'E and h'Es are not reliable and are not plotted on Fig. 1.

Figure 1 also shows a long term variations of the critical frequencies *fo*F2 and *fo*F1 which are increasing through the 3 solar cycles. The critical frequency *fo*E exhibits another pattern: it increases from 1962 until 1984 and decreases after. These observations will be discussed later in Sect. 6.

The long term variations are computed by using the linear regression technique:

$$X_{th} = a \cdot R_z + b \quad (1)$$

where Rz is the sunspot number.

Then we estimate

$$\Delta X_i = X_i - X_{th} \quad (2)$$

where X_i correspond to observations of critical frequencies.

Δ*fo*E, Δ*fo*F1 and Δ*fo*F2 are plotted on Fig. 2. This figure highlights the following characteristics: (1) Δ*fo*F2 increases from 1962 to 2002 with a rate of 0.025 MHz per year (bottom panel), (2) Δ*fo*F1 increases with a rate of 0.009 MHz per year

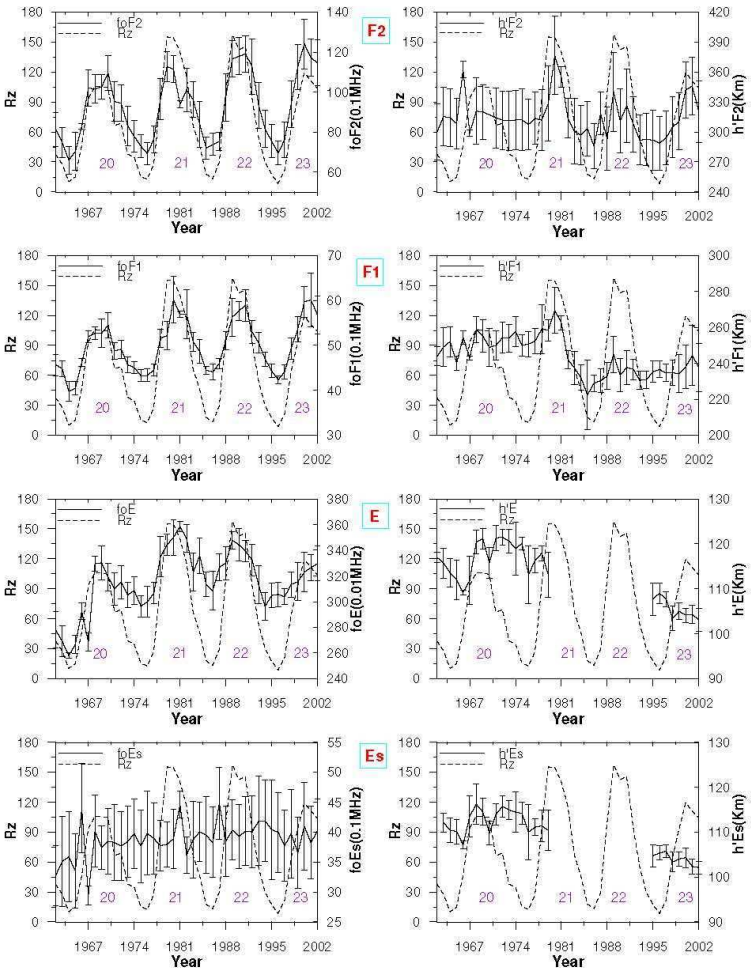


Fig. 1. Yearly variation of critical frequencies (left side) and virtual heights (right side) of the F2, F1, E and Es layers (solid line) and sunspot number (dashed line) during solar cycles 20, 21 and 22.

(middle panel) and (3) ΔfoE increases from 1962 to 1982 with a rate of 0.024 MHz per year and then decreases from 1984 to 2002 with a rate of −0.013 MHz per year (top panel).

Figure 3 presents, from the top to the bottom, the yearly variation of *fo*F2, *h*′F2, *fo*F1 and *h*′F1 during quiet days with am < 20 (blue curve), during magnetically active days with am ≥ 20 (red curve) and for all the days (violet curve). This figure clearly shows that the geomagnetic effect is very small on the average values.

Tables 2 and 3 give the correlation coefficients between the ionospheric parameters and the Rz index for magnetic quiet days with am < 20 (Table 2) and for all the days (Table 3). The correlation coefficients of *fo*F2 during solar cycles 20, 21 and 22 are rather similar between 0.835 and 0.867. There is no difference between the two samples with quiet days and all the days. Concerning the critical frequency *fo*F1 the correlation coefficient decreases from solar cycle 20 to solar cycle 21 and increases for solar cycle 21 to solar cycle 22, both for quiet days (Table 2) and all the days (Table 3).

The correlation coefficient for *fo*E increases with solar cycle from 0.612 (cycle 20) to 0.754 (cycle 22) for the quiet days sample and from 0.611 to 0.739 for all the days.

Table 2. Correlation coefficients between the ionospheric parameters and the sunspot number Rz during magnetically quiet days (am < 20 nT).

Cycles/magnetic quiet days (am < 20 nT)		20	21	22
Correlation coefficients	*fo*F2	0.836	0.847	0.842
	*fo*F1	0.897	0.791	0.868
	h'F2	0.154	0.365	0.223
	h'F1	0.141	0.478	0.183
	*fo*E	0.612	0.652	0.754
	*fo*Es	0.0489	0.0762	0.001
	h'E	0.213	0.297	0.005
	h'Es	0.151	0.308	0.002

Table 3. Correlation coefficients between the ionospheric parameters and the sunspot number Rz during all magnetically disturbed and quiet days with am ≥ 20 nT and am < 20 nT.

Cycles/all the days: magnetic quiet and disturbed		20	21	22
Correlation coefficients	*fo*F2	0.842	0.867	0.842
	*fo*F1	0.913	0.725	0.895
	h'F2	0.061	0.386	0.365
	h'F1	0.147	0.496	0.266
	*fo*E	0.611	0.745	0.739
	*fo*Es	0.038	0.087	0.010
	h'E	0.245	0.330	0.005
	h'Es	0.135	0.347	0.003

4 Seasonal variation

In this section, for each month a mean regression equation ($X = a\mathrm{Rz} + b$) has to be derived. Then by use of a constant value of Rz (can be zero or another value as e.g. the mean Rz value during the investigated time interval) for each month the corresponding ionospheric parameter X(Rz) can easily be calculated. In these X(Rz) data the solar influence is more or less eliminated. And then we analyze the seasonal variation Δ*fo*F2, Δ*fo*F1, $\Delta h'$F2, $\Delta h'$F1. Figure 4 illustrates the mean monthly variation of Δ*fo*F2 for the different sunspot phases: minimum phase (left upper panel), increasing phase (left bottom panel), maximum phase (right upper panel) and decreasing phase (right bottom panel). During all the phases, we clearly observe the semiannual variation of Δ*fo*F2 with highest values at equinox and minima at solstices. The first maximum arises in April, except during decreasing phase of solar cycle 22. The second maximum appears generally in October.

We observe that the two equinox maxima are asymmetric: the autumnal maximum is smaller than the spring one during minimum and decreasing phases, whereas the spring maximum is smaller than the autumnal phase during increasing and maximum phase of the sunspot cycle 22. During the decreasing and maximum phases of solar cycles 21 and 22, the critical frequency Δ*fo*F2 in December is greater than in July.

Figure 5 is similar to Fig. 4 and shows the Δ*fo*F1 mean monthly variation for the four solar phases. There is no a regular seasonal behaviour through the solar phases. During the minimum phase of solar cycle 20 (left upper panel) the seasonal variation is similar to the Δ*fo*F2 one, i.e. it exhibits the two equinoctial maxima. During the maximum phase (top right panel), Δ*fo*F1 variation presents an annual behavior with a maximum in April for solar cycles 20 and 21 and a maximum in May for solar cycle 22. For the increasing and decreasing phases (bottom panels) Δ*fo*F1 exhibits a semiannual variation.

Figure 6 illustrates the seasonal variation of $\Delta h'$F2. For all the sunspot cycle phases, $\Delta h'$F2 is maximum in June and minimum in winter months. It increases during the beginning of the year from January to June and then decreases. $\Delta h'$F2 changes with solar phases. During the minimum, increasing and decreasing phases, $\Delta h'$F2 decreases from solar cycle 20 to solar cycle 21 (left upper panel and both bottom panels). On the contrary, during the maximum phases (right upper panel), $\Delta h'$F2 is larger during solar cycle 21 than during the other solar cycles 20 and 22.

Figure 7, similar to Fig. 6, presents seasonal variation of Δ h'F1, for the four solar cycle phases. The data show an annual variation with a maximum generally in June, and a minimum in winter. During the minimum, maximum and

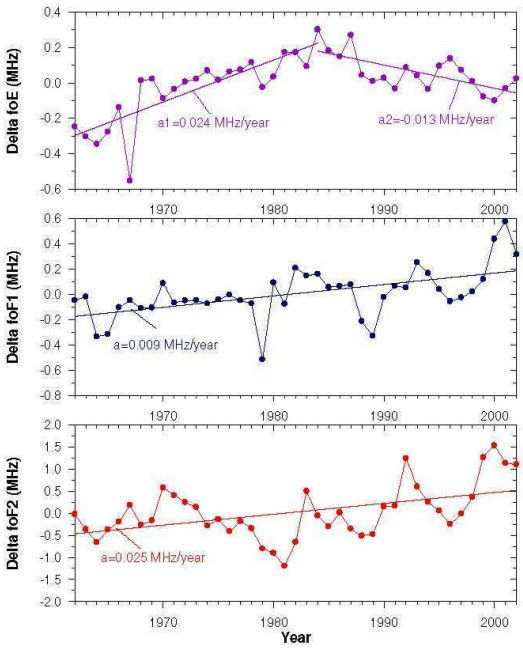


Fig. 2. Long-term trends of different ionospheric parameters (*fo*F2, *fo*F1, *fo*E) observed at Phu Thuy after elimination of the solar influences (Rz).

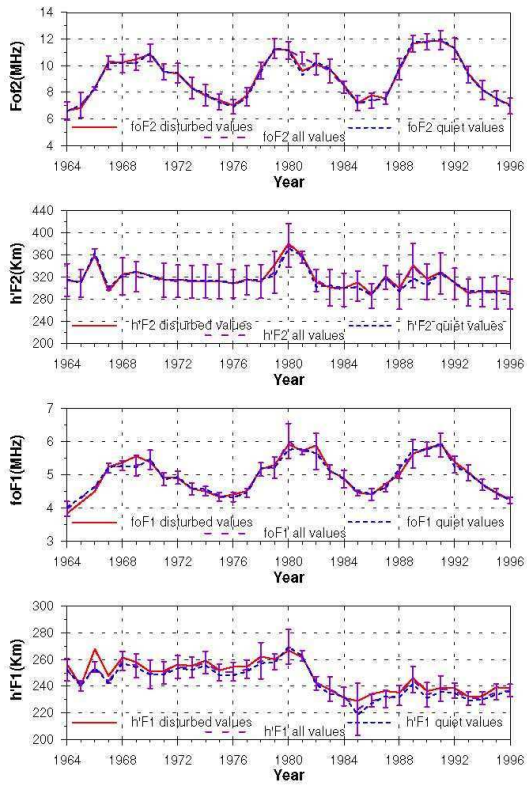


Fig. 3. Annual variation of *fo*F2 , *h*′F2 , *fo*F1 and *h*′F1 (from the top to the bottom), during solar cycles 20, 21 and 22. The red curves correspond to the magnetic disturbed days and the blue curves to the magnetic quiet days. The violet curves concern all the days.

decreasing phases, Δ*h*′F1 presents rather similar variations for cycles 20, 21, 22.

During the increasing phase Δ*h*′F1 is rather the same for solar cycles 20 and 21.

5 Diurnal variation

Figure 8 shows the mean diurnal variation of *fo*F2 observed during the different phases of the sunspot cycles, the red curve corresponds to cycle 20, the blue one to cycle 21 and the violet one to cycle 22. *fo*F2 follows the same variation: before sunrise, *fo*F2 decreases and is minimum at 05:00 LT. Then it increases to reach a maximum at 14:00 LT and decreases again later.

Figure 9 shows the mean diurnal variation of *fo*F1, observed from 06:00 LT to 18.00LT, during all the phases of the sunspot cycles 20, 21, 22. *fo*F1 increases from 06:00 LT to 12:00 LT and then symmetrically decreases. This pattern is observed for all the phases except for decreasing phases, during which the curves are different for different sunspot cycles (bottom right panel).

Figure 10 shows the mean diurnal variation of *h*′F2 observed during daytime for the different phases of the sunspot cycles 20, 21 and 22. During all the phases of the sunspot cycles *h*′F2 increases in the morning, is maximum at about 12:00 LT and decreases in the afternoon. The mean diurnal variation of *h*′F2 varies from 260 km to 360 km in the daytime. *h*′F2 is greater during daytime than during night time. This is a particular feature of the F-layer near the tropical crest of ionization. We also notice that the diurnal variation of *h*′F2 is rather the same for all the phases of the sunspot cycle, but from one solar cycle to another the amplitude of the virtual height *h*′F2 changes.

Figure 11 shows the mean diurnal variation of the virtual height *h*′F1 for the different phases of sunspot cycles 20, 21 and 22. The main features are the minimum near noon and the maximum near midnight. Other minima and maxima occur in the morning, at about 04:00 or 05:00 LT and in the afternoon, at about 18:00 or 19:00 LT but they are markedly smaller here, except during the sunspot maximum (top right panel) where the afternoon maxima are greater than the night maxima for solar cycle 21 and 22.

Table 4. Characteristics of ionospheric parameters.

	Column 1 Longterm variation	Column 2 Solar cycle	Column 3 Annual variation	Column 4 Diurnal variation
*fo*F2	Increasing: 1.0 MHz from 1962 to 2002	Correlation 0.842 (20) 0.867(21) 0.842(22)	Semiannual Equinoctial asymmetry Winter anomaly: minimum summer except solar cycle 20	Minimum at 05:00 LT Maximum at 14:00 LT
*fo*F1	Increasing: 0.36 MHz from 1962 to 2002	Correlation 0.913 (20) 0.725 (21) 0.895 (22)	Annual during all maximum phases Semiannual during the minimum phase of cycle 20 Semiannual during increasing and decreasing phases all cycles	Maximum at 12:00 LT
*fo*E	Increasing 0.53 MHz from 1962 to 1983, Decreasing −0.23 MHz from 1984 to 2002	Correlation 0.611 (20) 0.745 (21) 0.739 (22)		
*fo*Es		No correlation		
h′F2		No correlation	Annual variation	Maximum at 12:00 LT
h′F1	Decreasing: 25 km during decreasing phase of cycle 21	No correlation	Annual variation	Maximum near 24:00 LT, minimum near 12:00 LT, additional secondary maxima near 05:00 LT and 19:00 LT.

6 Discussion and conclusion

In Table 4 we recapitulate our main results. The columns correspond to the time scale variations of the data (long term, solar, annual and diurnal) and the rows to the ionospheric parameters (critical frequencies and virtual heights). We will analyze in detail the characteristics and properties of the ionospheric parameters for different time scales.

6.1 Long term variations

The critical frequencies *fo*F2 and *fo*F1 show a long-term increase of 1.0 MHz and 0.36 MHz, respectively, during the period here analyzed. *fo*E increases by 0.53 MHz from sunspot cycle 20 to 21 followed by a decrease of −0.23 MHz.

Bremer (2008), explained the long term changes in the parameters of the E- and F1-regions by an increasing atmospheric greenhouse effect (increase of CO2). Bremer (2008) observed different long term variations from one station to another station.

Elias and Ortiz de Adler (2006) explained the long term changes in the amplitude of *fo*F2 observed at Tucuman at the southern crest of the equatorial anomaly by the trend of the magnetic dip angle which increased during the analyzed 30 years interval with a rate of 0.35%/year.

Mikhailov and Marin (2000, 2001), Mikhailov and Morena (2003), Mikhailov (2008), Elias and Ortiz de Adler (2006) explained the long term variations observed at mid and high latitudes in the Northern Hemisphere by geomagnetic activity effects. Finally three main factors must be considered: greenhouse gases, geomagnetic activity and Earth's magnetic field (Lastovicka et al., 2006; Elias, 2009).

Cnossen and Richmond (2008) modelled the effects of the changes in the Earth's magnetic field from 1957 to 1997 on the ionopsheric *hm*F2 and *fo*F2 data using model results from the TIEGCM. They can explain a variation of *hm*F2 of 20 km and of *fo*F2 of 0.5 MHz over the atlantic Ocean and South America. These values are of the same order as the Phu Thuy observations in Asia.

In our case we observe similar long term variations of the F1- and F2-layers: increase of the critical frequencies. Concerning the E-layer the critical frequency increases and decreases. It is necessary to analyse more deeply the

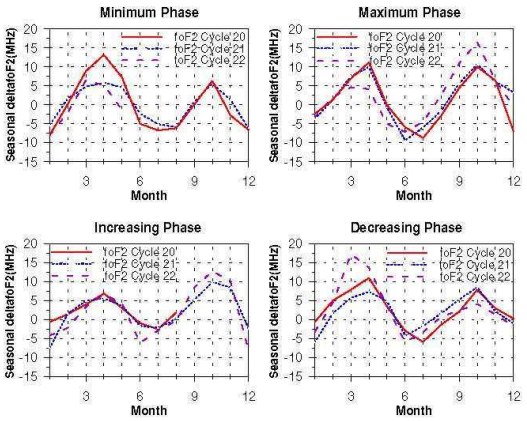


Fig. 4. Seasonal variation of the critical frequency $\Delta foF2$, after elimination of the solar influences (Rz), during the various phases of the sunspot cycles: minimum phase (top left panel), increasing phase (bottom left panel), maximum phase (top right panel) and decreasing phase (bottom right panel). The red curves correspond to sunspot cycle 20, the dashed blue curves to sunspot cycle 21 and the violet curves to sunspot cycle 22.

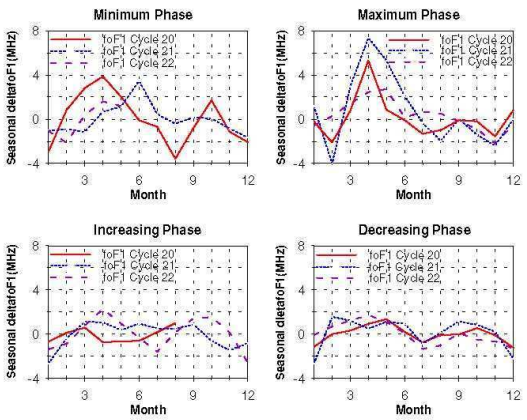


Fig. 5. Similar to Fig. 4 for $foF1$.

geophysical conditions at the northern crest of equatorial anomaly in the Asian sector which are different from the geophysical conditions in the European and American longitude sectors.

6.2 Solar cycle variations

In Table 4, column 2, there is given the evolution of the correlation coefficients of ionospheric parameters with sunspot number. The correlation coefficient is rather good for $foF2$, $foF1$ and foE, and less so for the $foEs$ and virtual heights. Table 5 gives the confidence intervals [99% (column 3)] for the correlation between sunspot number Rz and $foF2$, $foF1$, foE. The correlation coefficients are statistically significant with 99% confidence level by the Fisher's t-test.

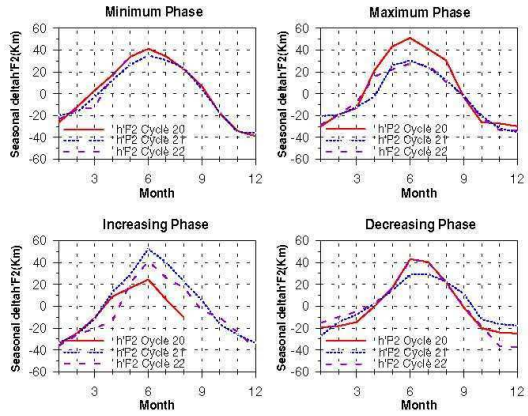


Fig. 6. Similar to Fig. 4 for $h'F2$.

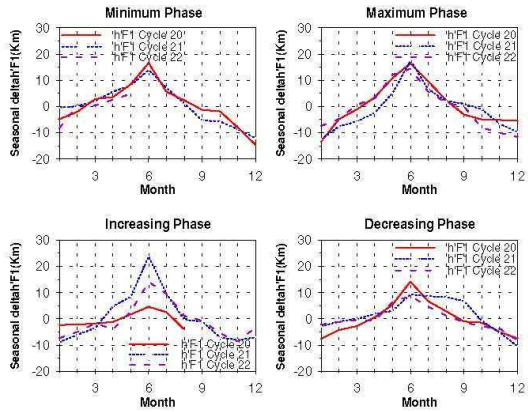


Fig. 7. Similar to Fig. 4 for $h'F1$.

The good correlation seen above is explained by the ionization of the Earth's atmosphere. The solar X-ray and extreme ultraviolet (EUV) radiation control the Chapman layers (Rishbeth and Gariott, 1969). The difference in the correlation coefficients from one sunspot cycle to another can be explained by changes in the solar cycle intensity (Balan et al., 1993).

Ouattara et al. (2009) found for Ouagadougou, located at the magnetic equator in the Northern Hemisphere, a good correlation between the sunspot number and $foF2$, $foF1$, and $h'F1$, but no correlation for foE, $h'F2$ and $h'E$. The absence of correlation between the sunspot number and foE at the

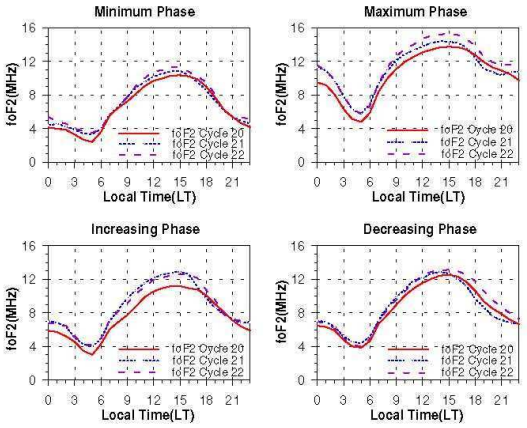


Fig. 8. Diurnal variation of the critical frequency *fo*F2 during minimum phase (left top panel), increasing phase (left bottom panel), maximum phase (right top panel) and decreasing phase (right bottom panel) for sunspot cycle 20 (red curves), sunspot cycle 21 (blue curves) and sunspot cycle 22 (violet curves).

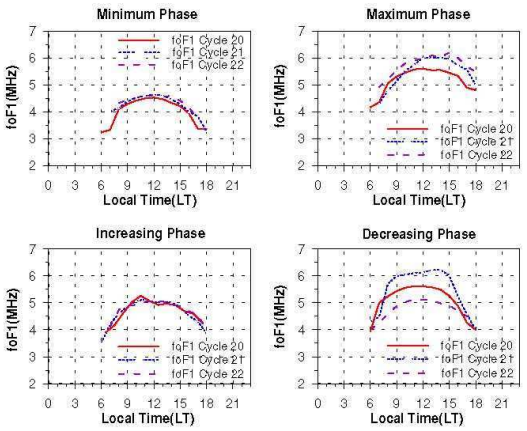


Fig. 9. Similar to Fig. 8 for *fo*F1.

equator can be explained by the existence of the equatorial electrojet, which drives instabilities and generates strong plasma waves which strongly affect the electron density (Farley, 2009).

6.3 Annual and semiannual variations

The annual and semiannual variations of all layers are given in column 3 of Table 4. Δ*fo*F2 exhibits the well known equinoctial pattern with two maxima at the equinox (Fig. 4). But we observe also an asymmetry between the two maxima which changes with the phase of the sunspot cycle (row 1):

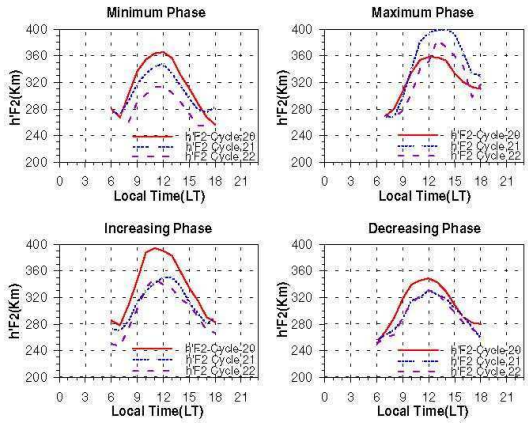


Fig. 10. Similar to Fig. 8 for *h*′F2.

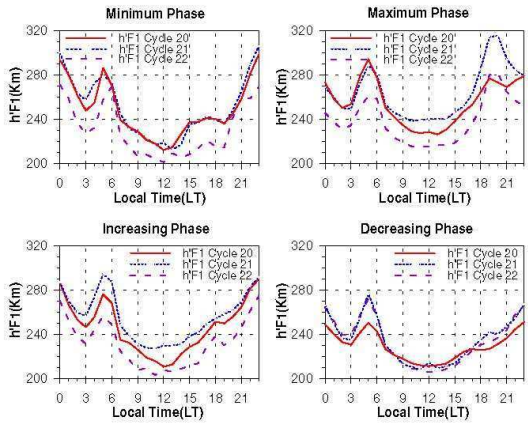


Fig. 11. Similar to Fig. 8 for *h*′F1.

sometimes the autumnal maximum is greater than the spring one (increasing phase of cycle 21 and 22 and maximum of cycle 22, see Fig. 4). But also the inverse behaviour could be found (minimum phase of cycle 20, decreasing phase of cycles 20 and 22, see Fig. 4).

The *fo*F2 semi annual variation is controlled by three mechanisms: (1) seasonal change of O/N_2 (Rishbeth and Setty, 1961; Rishbeth and Müller-Wodarg, 1999), (2) changes in the Sun-Earth distance (Yonezawa, 1959; Rishbeth et al., 2000a) and (3) the wave and tide forces transmitted to the thermosphere from the lower atmosphere (Zou et al., 2000). The asymmetry between the two equinoctial peaks results from the asymmetry of thermospheric parameters which influence the *fo*F2 by neutral wind and composition (Balan et al., 1998).

Table 5. Correlation coefficients and confidence intervals.

Critical frequency	Correlation coefficients	99% confidence interval
*fo*F2	0.842 (20)	[0.760, 0.897]
	0.867(21)	[0.787, 0.918]
	0.842(22)	[0.753, 0.900]
*fo*F1	0.913 (20)	[0.866, 0.944]
	0.724 (21)	[0.574, 0.827]
	0.895 (22)	[0.834, 0.935]
*fo*E	0.611(20)	[0.456, 0.730]
	0.745 (21)	[0.607, 0.839]
	0.739 (22)	[0.605, 0.832]

We observe in Fig. 4 also some small indications of the winter anomaly of Δ*fo*F2 (smaller Δ*fo*F2 values in summer than in winter) during the maximum phase and the decreasing phase of solar cycles 20 and 22. This is related to winter maximum of O atoms, implying the relative increase of light gases above the winter hemisphere (Scialom, 1974), due to dynamic influences in the thermosphere (Rishbeth and Müller-Wodarg, 2006).

Ouattara et al. (2009) propose to explain the absence of the winter anomaly during cycle 20 by the influence of fluctuating wind stream activity.

Δ*fo*F1 (Fig. 5) exhibits a semiannual variation during the minimum phase of solar cycle 20 (top left panel) and an annual variation during the maximum phase of solar cycles 20, 21 and 22 with a morning maximum (top right panel). During the increasing and decreasing phases of the sunspot cycle (bottom panels) Δ*fo*F1 exhibits a semiannual pattern, nevertheless the amplitude of the variation is small. This complex structure is not surprising because the F1-layer is the transition from the E-layer to the F2-layer, with a combination of both variations due to photochemical rates, and changes in atmospheric composition or temperature (Rishbeth and Kervin, 1968).

The annual variation of the Δ*h*′F2 (Fig. 6) results from the solar cycle variations of thermosphere winds (Rishbeth et al., 2000b).

6.4 Diurnal variation

The diurnal variation of *fo*F2 (Fig. 8), exhibits the same pattern for all the phases of all the solar cycles, i.e. a minimum at 05:00 LT and a maximum at 14:00 LT. This is explained by the photochemical processes and the transport.

- *fo*F1 diurnal variation (Fig. 9) has a maximum at 12:00 LT. This is explained by the control of the solar zenith angle (Rishbeth and Gariott, 1969). We can observe a large dispersion of this parameter during the decreasing phases of the three solar cycles (see bottom right panel of Fig. 9)
- *h*′F2 diurnal variation has a maximum at 12:00 LT (Fig. 10). The dispersion is large for all the solar cycle phases, except the decreasing phases.
- *h*′F1 diurnal variation (Fig. 11) exhibits a minimum near noon and the maximum near midnight. Other minima and maxima occur in the morning, at about 04:00 or 05:00 LT and at about 18:00 or 19:00 LT but the afternoon maximum is markedly smaller (except during the maximum phase of solar activity).

The different changes of *h*′F1 and *h*′F2 are attributed to temperature changes (Appleton, 1935; Lawden, 1969; Lejeune, 1972). Concerning the F1-layer it is due to its transition between the E-region where temperature oscillations are mainly semidiurnal, and the F2-region where the diurnal component prevails (Fontanari and Alcayde, 1974). The second peak of *h*′F1 during maximum phase seems to be the well-known post sunset peak usually attributed to the ExB ionospheric electric field pulse (Fejer et al., 1979; Adohi et al., 2008).

6.5 General conclusions

The results from our ionosonde series provide the longest database (40 years) yet available on ionospheric layers variations at the northern tropical crest of ionization in the Asian longitude sector. This unique series of results is presented with abundant curves and tables.

The main characteristics of the ionospheric parameters observed at Phu Thuy are:

- The critical frequencies *fo*F2, *fo*F1 increase with solar cycle.
- The correlation coefficients between *fo*F2, *fo*F1, and *fo*E with solar sunspot number Rz are rather good but markedly smaller for foEs and virtual heights.
- The critical frequency *fo*E increases from solar cycle 20 to solar cycle 21 and then decreases during the decreasing phase of cycler 21. The geomagnetic influence should be mentioned by an own point.
- The geomagnetic influence on mean values of different ionospheric parameters is very small at Phu Thuy as shown in Fig. 3.
- Seasonal variation of Δ*fo*F2 parameter shows semi-annual, winter anomaly (the winter anomaly is only a small and not always detected phenomenon at Phu Thuy) and asymmetry between the two equinoctial peaks changing with the solar phases.
- The virtual heights of the F1 and F2 layers are highest in summer months.

- The diurnal variation of *fo*F1 exhibits one maximum around noon. The main features of *h*′F1 are a minimum near noon and the maximum near midnight.
- The diurnal variation of *fo*F2 exhibits a minimum at 05:00 LT and a maximum at 14:00 LT. *h*′F2 has a maximum at 12:00 LT.

This work constitutes a starting point for the study of average variations. Further investigations with models are needed to explain all these characteristics, and particularly those related to the long term variations of the layers and the variations related to solar sunspot cycle phases.

Acknowledgements. The authors thank the Vietnam Academy of Science and Technology who provided ionospheric parameters data and the NGDC data centre for the values of sunspot number.

This work was financed by the "Laboratoire de Physique des Plasmas (LPP)", the Vietnam Ministry of Education and Training, and the French Centre National de Recherche Scientifique. The authors thank Paul and Gérard Vila for their English corrections.

Topical Editor K. Kauristie thanks A. G. Elias and another anonymous referee for their help in evaluating this paper.

The publication of this article is financed by CNRS-INSU.

References

Adohi, B. J.-P., Vila, P. M., Amory-Mazaudier, C., and Petitdidier, M.: Equinox transition at the magnetic equator in Africa: analysis of ESF ionograms, Ann. Geophys., 26, 1777–1792, doi:10.5194/angeo-26-1777-2008, 2008.

Appleton, E. V.: Letters to the editor, Helley-Stewart Laboratory, King's College, London, England, 1935.

Balan, N., Bailey, G., J., and Jayachandran, B.: Ionospheric evidence for a nonlinear relationship between the solar e.u.v. and F10.7 cm fluxes during an intense solar cycle, Planet. Sci., 42(2), 141–145, 1993.

Balan, N., Otsuka, Y., Bailey, G., J., and Fukao, S.: Equinoctial asymmetries in the ionosphere and thermosphere observed by the MU radar, J. Geophys. Res., 103, 9481–9495, 1998.

Breit, G. and Tuve, M. A.: A Test of the existence of the conducting layer, Phys. Rev., 28, 554–575, 1926.

Bremer, J.: Long-term trends in the ionospheric E and F1 regions, Ann. Geophys., 26, 1189–1197, doi:10.5194/angeo-26-1189-2008, 2008.

Cnossen, I. and Richmond, A.: Modelling the effects of changes in the Earth's magnetic field from 1957 to 1997 on the ionospheric hmF2 and f0F2 parameters, J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 70, 1512–1524, 2008.

Elias, A. G.: Trends in the F2 ionospheric layer due to long-term variations in the Earth's magnetic field, J. Atmos. Solar Terr. Phys., 71, 1602–1609, 2009.

Elias, A. G. and Ortiz de Adler, N.: *fo*F2 long-term trends at the southern crest of the equatorial anomaly, Physics Chem. Earth, 31, 63–67, http://www.sciencedirect.com, 2006.

Farley, D. T.: The equatorial E-region and its plasma instabilities: a tutorial, Ann. Geophys., 27, 1509–1520, doi:10.5194/angeo-27-1509-2009, 2009.

Fejer, B. G., Farley, D. T., Woodman, R. F., and Calderon, C.: Dependence of equatorial F region vertical drifts on season and solar cycle, J. Geophys. Res., 84, 5792–5796, 1979.

Fontanari, J. and Alcayde, D.: Observation of neutral temperature tidal-type oscillations in the F1 region, Radio Sci., 9(2), 275–280, 1974.

Lastovicka, J., Mikhailov, A. V., Ulich, T., Bremer, J., Alias, A. G., Ortiz de Adler, N., Jara, V., Abarca del Rio, R., Foppiano, A. J., Ovalle, E., Danilov, A. D.: Long-term trends in foF2: A comparison of various methods, J. Atmos. Solar Terr. Phys., 68, 1854–1870, 2006.

Lawden, M. D.: Problem associated with overlay analysis of F1-region ionograms, J. Atmos. Terr. Phys., 31(1), 47–57, 1969.

Lejeune, G.: The coupling beween electron density and electron temperature in the daytime F-region, Ann. Geophys., 28, 15–20, 1972.

Mikhailov, A. V.: Ionospheric F1 layer long-term trends and the geomagnetic control concept, Ann. Geophys., 26, 3793–3803, doi:10.5194/angeo-26-3793-2008, 2008.

Mikhailov, A. V. and de la Morena, B. A.: Long-term trends of *fo*E and geomagnetic activity variations, Ann. Geophys., 21, 751–760, doi:10.5194/angeo-21-751-2003, 2003.

Mikhailov, A. V. and Marin, D.: Geomagnetic control of the *fo*F2 long-term trends, Ann. Geophys., 18, 653–665, doi:10.1007/s00585-000-0653-2, 2000.

Mikhailov, A. V. and Marin, D.: An interpretation of the *fo*F2 and *hm*F2 long-term trends in the framework of the geomagnetic control concept, Ann. Geophys., 19, 733–748, doi:10.5194/angeo-19-733-2001, 2001.

Ouattara, F., Amory-Mazaudier, C., Fleury, R., Lassudrie Duchesne, P., Vila, P., and Petitdidier, M.: West African equatorial ionospheric parameters climatology based on Ouagadougou ionosonde station data from June 1966 to February 1998, Ann. Geophys., 27, 2503–2514, doi:10.5194/angeo-27-2503-2009, 2009.

Rishbeth, H. and Garriott, O. K.: Introduction to Ionospheric Physics, International Geophysics series, volume 14, 1969.

Rishbeth, H. and Kervin, C.: Seasonal changes displayed by F1-layer ionograms, J. Atmos. Terr. Phys., 30(9), 1657–1665, 1968.

Rishbeth, H. and Müller-Wodarg, I. C. F.: Vertical circulation and thermospheric composition: a modelling study, Ann. Geophys., 17, 794–805, doi:10.1007/s00585-999-0794-x, 1999.

Rishbeth, H. and Müller-Wodarg, I. C. F.: Why is there more ionosphere in January than in July? The annual asymmetry in the F2-layer, Ann. Geophys., 24, 3293–3311, doi:10.5194/angeo-24-3293-2006, 2006.

Rishbeth, H. and Setty, C. S. G. K.: The layer at sunrise, J. Atmos. Terr. Phys., 20, 263–276, 1961.

Rishbeth, H., Müller-Wodarg, I. C. F., Zou, L., Fuller-Rowell, T. J., Millward, G. H., Moffett, R. J., Idenden, D. W., and Aylward, A. D.: Annual and semiannual variations in the ionospheric F2-layer: II. Physical discussion, Ann. Geophys., 18, 945–956, doi:10.1007/s00585-000-0945-6, 2000a.

Rishbeth, H., Sedgemore-Schulthess, K. J. F., and Ulich, T.: Semi-annual and annual variations in the height of the ionospheric F2-peak, Ann. Geophys., 18, 285–299, doi:10.1007/s00585-000-0285-6, 2000b.

Scialom, G.: Neutral composition in the lower thermosphere, Radio Sci., 9(2), 253–261, 1974.

Yonezawa, T.: On the seasonal and non-seasonal annual variations and the semiannual variation in the noon and midnight densities of the F2 layerin middle latitudes II, J. Radio Res. Labs. Japan, 6, 651–668, 1959.

Zou, L., Rishbeth, H., Müller-Wodarg, I. C. F., Aylward, A. D., Millward, G. H., Fuller-Rowell, T. J., Idenden, D. W., and Moffett, R. J.: Annual and semiannual variations in the ionospheric F2-layer. I. Modelling, Ann. Geophys., 18, 927–944, doi:10.1007/s00585-000-0927-8, 2000.

ARTICLE 4

Modèle de conductivité ionosphérique au Vietnam

Pham Thi Thu H.[1, 2], C. Amory-Mazaudier[1], M. Le Huy[2]

[1]LPP /CNRS /UPMC, 4 Avenue de Neptune 94 107 Saint-Maur-des-Fossés, France

[2]Institute of Geophysics, Vietnam Academy of Science and Technology, A8, 18 Hoang Quoc Viet str. Cau Giay, Hanoi, VIETNAM.

A soumettre à la revue Science of the Earth

ĐỘ DẪN ĐIỆN TẦNG ĐIỆN LY THEO SỐ LIỆU ĐÀI ĐIỆN LY PHÚ THỤY, HÀ NỘI

PHAM THI THU HONG[1,2], AMORY-MAZAUDIER CHRISTINE[1], LE HUY MINH[2]
[1]*Viện Vật lý địa cầu, A8, 18 Hoàng Quốc Việt, Cầu Giấy, Hà Nội*
[2]*Viện Vật lý Plasma, 4 Avenue de Neptune 94 107 Saint-Maur-des-Fosses, Pháp*

1. Mở đầu

Tầng điện ly là phần bên trên của khí quyển ở độ cao từ khoảng 60 đến 1500 km bị ion hóa dưới tác động của bức xạ Mặt trời. Sự chuyển động của các ion và điện tử (plasma điện ly) ở vùng bên dưới của tầng điện ly giữa độ cao từ 90 đến 160 km tạo thành hệ dòng điện trong tầng điện ly là nguồn gốc gây ra sự biến thiên đều đặn của từ trường Trái đất quan sát được trên mặt đất. Phân bố và điện động lực của plasma điện ly phụ thuộc rất phức tạp vào gió khí quyển trung hòa, nhiệt độ Mặt trời, sự ion hóa, độ dẫn điện điện ly và sự tương tác với trường từ ở mặt đất.

Nhằm bước đầu tìm hiểu về độ dẫn trong tầng điện ly, trong bài báo này chúng tôi giới thiệu sơ bộ cơ sở lý thuyết dẫn tới các biểu thức giải tích độ dẫn điện ly, sau đó sử dụng số liệu điện ly của thiết bị thăm dò thẳng đứng tại trạm Phú Thụy và mô hình khí quyển để xây dựng một mô hình độ dẫn điện địa phương tương ứng với số liệu của trạm. Kết quả thu được trong bài báo này sẽ cho chúng ta làm quen với cấu trúc độ dẫn điện điện ly ở khu vực Hà Nội, khu vực đỉnh dị thường điện ly xích đạo, cũng như có một cái nhìn sơ bộ về biến đổi của độ dẫn tầng điện ly theo chu kỳ hoạt động Mặt trời và theo mùa trong năm.

2. Cơ sở lý thuyết độ dẫn tầng điện ly

Việc tính toán độ dẫn tầng điện ly còn chưa được làm quen ở Việt Nam, do vậy dưới đây chúng tôi giới thiệu một cách tương đối chi tiết về cơ sở lý thuyết độ dẫn tầng điện ly.

Phương pháp tính độ dẫn điện tầng điện ly dựa trên sự cân bằng của các lực khác nhau tác dụng lên các hạt chuyển động trong tầng điện ly với các giả thiết xấp xỉ và điều kiện giới hạn thích hợp. Trong tầng điện ly chuyển động của các ion với vận tốc $\vec{V}_i$ và điện tử với vận tốc $\vec{V}_e$ được miêu tả bởi phương trình:

$$m_i \frac{d\vec{V}_i}{dt} = 0 = m_i \vec{g} - \frac{1}{N_i}\vec{\nabla}(N_i k T_i) + e\left(\vec{E} + \vec{V}_i \wedge \vec{B}\right) - m_i \nu_{in}\left(\vec{V}_i - \vec{V}_n\right) - m_e \nu_{ei}\left(\vec{V}_i - \vec{V}_e\right) \qquad (1)$$

$$m_e \frac{d\vec{V}_e}{dt} = 0 = m_e \vec{g} - \frac{1}{N_e}\vec{\nabla}(N_e k T_e) - e\left(\vec{E} + \vec{V}_e \wedge \vec{B}\right) - m_e \nu_{en}\left(\vec{V}_e - \vec{V}_n\right) - m_e \nu_{ei}\left(\vec{V}_e - \vec{V}_i\right) \qquad (2)$$

Trong đó phương trình (1) miêu tả chuyển động của các ion dương, phương trình (2) áp dụng cho các điện tử, m_i và m_e là khối lượng của ion và của điện tử, $p_i = N_i k T_i$ và $p_e = N_e k T_e$ là các áp suất riêng của các ion và các điện tử, N_i và N_e tương ứng là mật độ ion và điện tử, k là hằng số Boltzman, T_i và T_e là nhiệt độ của ion và điện tử, $\vec{g}$ là gia tốc trọng trường, e là điện tích yếu tố, $\vec{E}$ là điện trường và $\vec{B}$ là từ trường, $\vec{V_n}$ là vận tốc hạt trung hòa; ν_{en} và ν_{ei} tương ứng với tần số va chạm của các điện tử và các hạt trung hòa,

tần số va chạm của các điện tử và các ion ; ν_{in} và ν_{ie} là tần số va chạm của các ion với các hạt trung hòa và tần số va chạm của các ion với các điện tử.

Giả thiết rằng các hạt tích điện cân bằng và các lực áp suất và trọng lực là bỏ qua. Ở độ cao trên 90 km ở đó các ion là chiếm phần lớn, chúng ta xem các ion là cùng loại tạo nên một chất lỏng có mật độ bằng mật độ điện tử và được ký hiệu là Ne. Sự biến thiên theo thời gian của các vận tốc của ion và điện tử là bỏ qua, điều kiện cân bằng của các lực tác dụng của các ion và của các điện tử được xác định một cách tương ứng bởi các phương trình:

$$N_e e\left(\vec{E}+\vec{V_i}\wedge\vec{B}\right)-N_e m_i \nu_{in}\left(\vec{V_i}-\vec{V_n}\right)-N_e m_i \nu_{ie}\left(\vec{V_i}-\vec{V_e}\right)=\vec{0} \qquad (3)$$

$$-N_e e\left(\vec{E}+\vec{V_e}\wedge\vec{B}\right)-N_e m_e \nu_{en}\left(\vec{V_e}-\vec{V_n}\right)-N_e m_e \nu_{ei}\left(\vec{V_e}-\vec{V_i}\right)=\vec{0} \qquad (4)$$

Lực ma sát mà các ion thực hiện lên các điện tử phải bằng và ngược với lực ma sát mà các điện tử thực hiện lên các ion, kết quả là:

$$m_i \nu_{ie} = m_e \nu_{ei} \qquad (5)$$

Xét trường hợp dịch chuyển theo phương song song với trường từ $\vec{B}$, chia cả 2 vế của phương trình (3) và (4) cho N_e, $\vec{V_e}-\vec{V_i}=-\left(\vec{V_i}-\vec{V_e}\right)$ và $e\left(\vec{E}+\vec{V_i}\wedge\vec{B}\right)\vec{B}=e\vec{E_{//}}+e\left(\vec{V_i}\wedge\vec{B}\right)\vec{B}=e\vec{E_{//}}$, vì $\left(\vec{V_i}\wedge\vec{B}\right)\vec{B}=0$). Do đó phương trình rút gọn có dạng:

$$m_i \nu_{in}\left(\vec{V_i}-\vec{V_n}\right)_{//}+m_i \nu_{ie//}\left(\vec{V_i}-\vec{V_e}\right)_{//}=e\vec{E_{//}} \qquad (6)$$

$$m_e \nu_{en}\left(\vec{V_i}-\vec{V_n}\right)_{//}-m_e \nu_{ei//}\left(\vec{V_i}-\vec{V_e}\right)_{//}=-e\vec{E}_{//} \qquad (7)$$

(chỉ số // kí hiệu các chuyển động theo phương song song với đường sức từ trường)

Nhân phương trình (6) và (7) tương ứng với $m_e\nu_{en//}$ và $m_i\nu_{in//}$, sau đó trừ cho nhau, chúng ta sẽ có phương trình:

$$m_i m_e\left(\nu_{in}\nu_{en//}+\nu_{ie//}\nu_{en//}+\nu_{ei//}\nu_{in}\right)\left(\vec{V_i}-\vec{V_e}\right)_{//}=\left(m_i\nu_{in}+m_e\nu_{en//}\right)e\vec{E}_{//} \qquad (8)$$

Do khối lượng của ion rất lớn so với khối lượng điện tử ($m_i >> m_e$), ion chiếm phần lớn nên $\upsilon_{in} >> \upsilon_{en}$, vì vậy các tỉ số $\frac{m_e}{m_i}$ và $\frac{\nu_{en//}}{\nu_{in//}}$ là rất nhỏ, phương trình được rút gọn như sau:

$$\left(\vec{V_i}-\vec{V_e}\right)_{//}=\frac{e\vec{E_{//}}}{m_e\left(\nu_{en//}++\nu_{ei//}\right)} \qquad (9)$$

Thành phần của mật độ dòng song song với trường từ được viết như sau:

$$\vec{J}_{//}=N_e e\left(\vec{V_i}-\vec{V_e}\right)_{//}=\sigma_{//}\vec{E}_{//} \qquad (10)$$

Trong đó $\sigma_{//}$ là độ dẫn song song. Từ phương trình (9) và (10) biểu thức độ dẫn song song dọc theo trường từ được suy ra:

$$\sigma_{//}=\frac{N_e e^2}{m_e\left(\nu_{en//}+\nu_{ei//}\right)} \qquad (11)$$

Để suy ra các biểu diễn đối với dịch chuyển và độ dẫn theo phương vuông góc với trường từ, chúng ta có thể bỏ qua sự va chạm giữa các ion và các điện tử trong phương trình (3) và (4). Đây là một xấp xỉ tốt, vì va chạm giữa điện tử và ion là quan trọng so với va chạm giữa ion và hạt trung hòa và va chạm giữa điện tử và hạt trung hòa chỉ ở phần trên của

tầng điện ly, ở đó như chúng ta sẽ thấy, các điện tử và các ion dịch chuyển với cùng một vận tốc theo hướng vuông góc với trường từ $\vec{B}$. Như vậy $\left(\vec{V_i}-\vec{V_e}\right)_\perp$ gần như bằng 0 trong đó ν_{ei} là đáng kể ; ở đây ký hiệu $\perp$ ám chỉ thành phần vuông góc với $\vec{B}$. Cộng $-e\left(\vec{V_n}\wedge\vec{B}\right)$ vào 2 vế của phương trình (3), sau khi đơn giản hóa và sắp xếp lại phương trình (3) trở thành:

$$e\left(\vec{V_i}-\vec{V_n}\right)\wedge\vec{B}-m_i\nu_{in}\left(\vec{V_i}-\vec{V_n}\right)_\perp=-e\left(\vec{E_\perp}+\vec{V_n}\wedge\vec{B}\right) \qquad (12)$$

Nhân véc tơ $\vec{B}$ với 2 vế của phương trình (12) ta có:

$$-eB^2\left(\vec{V_i}-\vec{V_n}\right)_\perp-m_i\upsilon_{in}\left(\vec{V_i}-\vec{V_n}\right)\wedge\vec{B}=-e\left(\vec{E_\perp}+\vec{V_n}\wedge\vec{B}\right)\wedge\vec{B} \qquad (13)$$

Loại bỏ $\left(\vec{V_i}-\vec{V_n}\right)\wedge\vec{B}$ trong các phương trình (12) và (13), chúng ta thu được biểu diễn sau đối với vận tốc ion so với các hạt trung hòa:

$$\left(\vec{V_i}-\vec{V_n}\right)_\perp=\frac{\upsilon_{in}\Omega_i\left(\vec{E_\perp}+\vec{V_n}\wedge\vec{B}\right)-\Omega_i^2\vec{b}\wedge\left(\vec{E_\perp}+\vec{V_n}\wedge\vec{B}\right)}{B\left(\upsilon_{in}^2+\Omega_i^2\right)} \qquad (14)$$

Trong đó $\vec{b}$ là vector đơn vị theo hướng $\vec{B}$ và

$$\Omega_i=eB/m_i \qquad (15)$$

là tần số góc hồi chuyển của ion, miêu tả sự hồi chuyển của ion trong trường từ. Các phương trình tương tự đối với các điện tử:

$$\left(\vec{V_e}-\vec{V_n}\right)_\perp=\frac{-\nu_{en\perp}\Omega_e\left(\vec{E_\perp}+\vec{V_n}\wedge\vec{B}\right)-\Omega_e^2\vec{b}\wedge\left(\vec{E_\perp}+\vec{V_n}\wedge\vec{B}\right)}{\vec{B}\left(\nu_{en}^2+\Omega_e^2\right)} \qquad (16)$$

trong đó: $\Omega_e=\dfrac{eB}{m_e}$ là tần số hồi chuyển của điện tử.

Bằng cách trừ phương trình (16) cho phương trình (14) chúng ta thu được hiệu vận tốc $\left(\vec{V_i}-\vec{V_e}\right)_\perp$, sau đó nhân với $N_e e$ chúng ta thu được mật độ dòng theo hướng vuông góc với $\vec{B}$. Sau đó một biểu diễn đối với định luật Ohm có thể thu được, biểu thị mật độ dòng tổng cộng $\vec{J}$ theo điện trường tồn tại trong hệ quy chiếu gắn với khí trung hòa chuyển động, $\vec{E_\perp}+\vec{V_n}\wedge\vec{B}$ (biểu thị biến đổi Lorentz từ hệ quy chiếu gắn với Trái đất sang hệ quy chiếu chuyển động với vận tốc $\vec{V_n}$):

$$\vec{J}=\sigma_P\left(\vec{E_\perp}+\vec{V_n}\wedge\vec{B}\right)+\sigma_H\vec{b}\wedge\left(\vec{E_\perp}+\vec{V_n}\wedge\vec{B}\right)_{//}+\sigma_{//}E_{//}\vec{b} \qquad (17)$$

Trong đó:

$$\sigma_p=\frac{N_e e}{B}\left(\frac{\nu_{in}\Omega_i}{\nu_{in}^2+\Omega_i^2}+\frac{\nu_{en\perp}\Omega_e}{\nu_{en\perp}^2+\Omega_e^2}\right) \qquad (18)$$

$$\sigma_H=\frac{N_e e}{B}\left(\frac{\Omega_e^2}{\nu_{en\perp}^2+\Omega_e^2}-\frac{\Omega_i^2}{\nu_{in}^2+\Omega_i^2}\right) \qquad (19)$$

Độ dẫn σ_P và σ_H được gọi là độ dẫn Pedersen và độ dẫn Hall một cách tương ứng. Đối với các dòng vuông góc với $\vec{B}$, độ dẫn Pedersen cho thành phần theo hướng trường điện,

trong khi độ dẫn Hall cho thành phần vuông góc với cả điện trường $\vec{E}$ và từ trường $\vec{B}$, đại lượng $\vec{V}_n \wedge \vec{B}$ được gọi là trường điện dynamo. Lưu ý rằng việc dẫn ra các độ dẫn điện ly ở trên vẫn ở trong giả thiết rằng các tần số va chạm là độc lập so với các vận tốc chuyển động. Đây là một giả thiết hợp lý khi các vận tốc tương đối là nhỏ so với vận tốc chuyển động nhiệt, cỡ 300-1000 m/s đối với các ion và các hạt trung hòa, phụ thuộc vào hợp phần và nhiệt độ của các khí. Tuy nhiên, các vận tốc vi phân của các ion và khí trung hòa đôi khi có thể so sánh được với vận tốc chuyển động nhiệt, đặc biệt là ở vùng cực, ở đó các điện trường mạnh liên quan với các quá trình trong từ quyển có thể tồn tại. Dưới các điều kiện như vậy, các công thức nêu ra ở trên có thể trở nên không chính xác.

3. Số liệu và phương pháp phân tích

Trong bài báo này chúng tôi sử dụng số liệu thăm dò thẳng đứng để nghiên cứu độ dẫn điện tầng điện ly ở Phú Thụy, Hà Nội. Các điện ly đồ thu được từ trạm thăm dò thẳng đứng tầng điện ly IPS71 tại Phú Thụy trong khoảng thời gian 1996-2004 đã được sử dụng.

Để tính được độ dẫn Pedersen và độ dẫn Hall theo công thức (18) và (19), đầu tiên chúng tôi phải tính tuyến mật độ điện tử theo chiều cao thực bằng thuật toán Titheridge, được lập trình bằng ngôn ngữ Fortran từ việc nghịch đảo các điện ly đồ [Lê Huy Minh et al., 2004]. Sau đó tính các tần số va chạm giữa các ion với các hạt trung hòa và giữa các điện tử với các hạt trung hòa.

Mật độ các hạt trung hòa, nhiệt độ của ion, điện tử và hạt trung hòa được tính bởi mô hình MSIS 90 [Hendin, 1991]. Mô hình này là một mô hình khí quyển chuẩn cho phép xác định các tham số đặc trưng của khí quyển trung hòa ở trạm Phú Thụy có liên quan tới tần số va chạm. Ở đây, chúng tôi dùng công thức Richmond (1995) đưa ra để xác định tần số va chạm của điện tử với các hạt trung hòa (O, N_2, O_2) và tần số va chạm của các ion (O^+, NO^+, O^+_2) với các hạt trung hòa trong lớp E và tầng thấp nhất của lớp F được rút ra từ phương trình chuyển động liên tục:

$$\nu_{en} = \left(7.2N_{N2}R_e^{0.95} + 5.2N_{O2}R_e^{0.79} + 1.9N_O R_e^{0.85}\right)\times 10^{-15} m^3 s^{-1} \qquad (20)$$

$$\nu_{in}(NO^+) = \left[3.4(N_{N_2} + N_{O_2})R_i^{-0.16} + 1.9N_O R_i^{-0.19}\right]\times 10^{-16} m^3 s^{-1}$$

$$\nu_{in}(O_2^+) = \left[3.3N_{N_2}R_i^{-0.17} + 6.1N_{O_2}R_i^{0.37} + 1.8N_O R_i^{-0.19}\right]\times 10^{-16} m^3 s^{-1}$$

$$\nu_{in}(O^+) = \left[5.4N_{N_2}R_i^{-0.20} + 7.0N_{O_2}R_i^{-0.05} + 8.9N_O R_i^{0.5}\right]\times 10^{-16} m^3 s^{-1}$$

Trong đó N_{N2}, N_{O2}, N_O lần lượt là mật độ phân tử Nitơ, mật độ phân tử Ôxy và mật độ nguyên tử Ôxy. Trong đó biểu thức $R_e = T_e/300K$, $R_i=(T_i+T_n)/1000K$, T_e, T_i, T_n là nhiệt độ của điện tử, ion và hạt trung hòa.

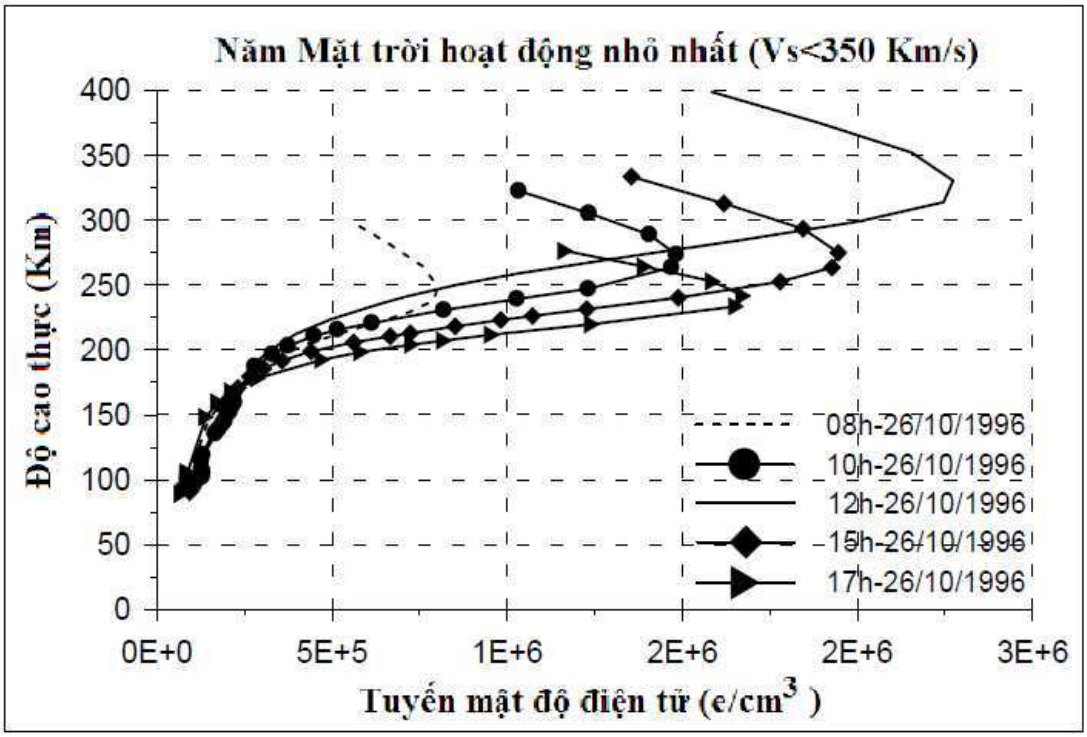
Bước đầu làm quen với độ dẫn Hall và độ dẫn Pedersen là các độ dẫn liên quan tới các hệ dòng trong tầng điện ly, trong đó có hệ dòng tạo nên biến thiên ngày đêm của trường từ, chúng tôi tiến hành nghiên cứu sự phân bố độ dẫn Hall và độ dẫn Perdersen theo chiều cao đối với các pha hoạt động Mặt trời khác nhau từ năm 1996 đến năm 2004: pha nhỏ nhất (Rz<20), pha tăng ($20 \le Rz \le 100$), pha cực đại (Rz> 100), pha giảm ($100 \ge Rz \ge 20$). Đối với mỗi năm chúng tôi lựa chọn bốn trường hợp tương ứng với các mùa khác nhau để nghiên cứu hiệu ứng mùa. Bảng 1 là các ngày lựa chọn trong nghiên cứu, với các ngày lựa chọn là những ngày yên tĩnh với chỉ số Am<20.

Bảng 1. Các ngày lựa chọn trong bốn chu kỳ

Ngày	Vị trí pha của chu kỳ Mặt trời	Chỉ số a_m	Vận tốc gió mặt trời
04/03/1996	Cực tiểu	15	Vs<350
14/06/1996	Cực tiểu	5	Vs<350
26/10/1996	Cực tiểu	7	Vs<350
27/12/1996	Cực tiểu	6	Vs<350
10/03/1997	Tăng	4	Vs<350
14/05/1997	Tăng	9	Vs<350
19/10/1997	Tăng	5	Vs<350
15/12/1997	Tăng	7	Vs<350
09/03/1998	Tăng	5	Vs<350
16/06/1998	Tăng	12	Vs<350
26/10/1998	Tăng	7	Vs<350
15/12/1998	Tăng	8	Vs<350
22/03/1999	Tăng	4	Vs<350
19/06/1999	Tăng	6	Vs<350
19/10/1999	Tăng	10	Vs<350
15/12/1999	Tăng	12	Vs<350
16/03/2000	Cực đại	3	Vs<350
16/06/2000	Cực đại	8	Vs<350
09/10/2000	Cực đại	7	Vs<350
05/12/2000	Cực đại	9	Vs<350
17/03/2001	Cực đại	12	Vs<350
16/06/2001	Cực đại	8	Vs<350
19/10/2001	Cực đại	19	Vs<350
09/12/2001	Cực đại	5	Vs<350
09/03/2002	Cực đại	9	Vs<350
14/06/2002	Cực đại	6	Vs<350
13/10/2002	Cực đại	9	Vs<350
12/12/2002	Cực đại	7	Vs<350
25/03/2003	Giảm	5	Vs<350
13/06/2003	Giảm	13	Vs<350
11/10/2003	Giảm	2	Vs<350
19/12/2003	Giảm	3	Vs<350
24/08/2004	Giảm	5	Vs<350
05/10/2004	Giảm	4	Vs<350

Từ các điện ly đồ chúng ta có thể tính toán tuyến mật độ điện tử theo chiều cao tại một thời điểm nhất định sử dụng thuật toán của Titheridge (1985) như đã nêu. Hình 1 minh họa kết quả tính toán tuyến mật độ điện tử ở các giờ khác nhau của ngày 26/10/1996 (năm Mặt trời hoạt động cực tiểu): lúc l08h LT (đường đứt nét), lúc 10hLT (đường liền nét xen vòng tròn), lúc 12hLT (đường liền nét), lúc 15hLT(đường liền nét xen tứ giác) và lúc 17hLT (đường liền nét xen tam giác). Các tuyến mật độ điện tử biểu thị hai cực đại tương ứng với mật độ cực đại của lớp E và lớp F, các giá trị này tương ứng với với các tần

số tới hạn *fo*E và *fo*F2. Mật độ điện tử tăng đều đặn từ giá trị nhỏ nhất để đạt tới giá trị cực đại đầu tiên của lớp E, sau đó có một độ lệch do một thung lũng nằm giữa lớp E và lớp F2, được gọi là lớp F1. Từ thung lũng đó, mật độ điện tử tăng dần dần tới mật độ cực đại của lớp F2. Ở bên trên giá trị cực đại, mật độ giảm dần biểu thị sự giảm số lượng điện tử. Mặt khác hình vẽ còn cho chúng ta thấy biên độ cực đại của lớp E và lớp F2 đạt giá trị lớn nhất vào lúc 12 giờ địa phương khi mà Mặt trời ở thiên đỉnh. Các độ dẫn điện điện ly mà chúng tôi sẽ xem xét ở đây chỉ quan trọng trong lớp E, vì vậy mà trong phạm vi bài báo này, chúng tôi sẽ không đề cập tới lớp F.



Hình 1. Tuyến mật độ điện tử ở các giờ khác nhau của ngày 26/10/1996 ở năm Mặt trời hoạt động nhỏ nhất đặc trưng cho các thời điểm của mùa thu.

4. Kết quả tính toán độ dẫn tầng điện ly và thảo luận

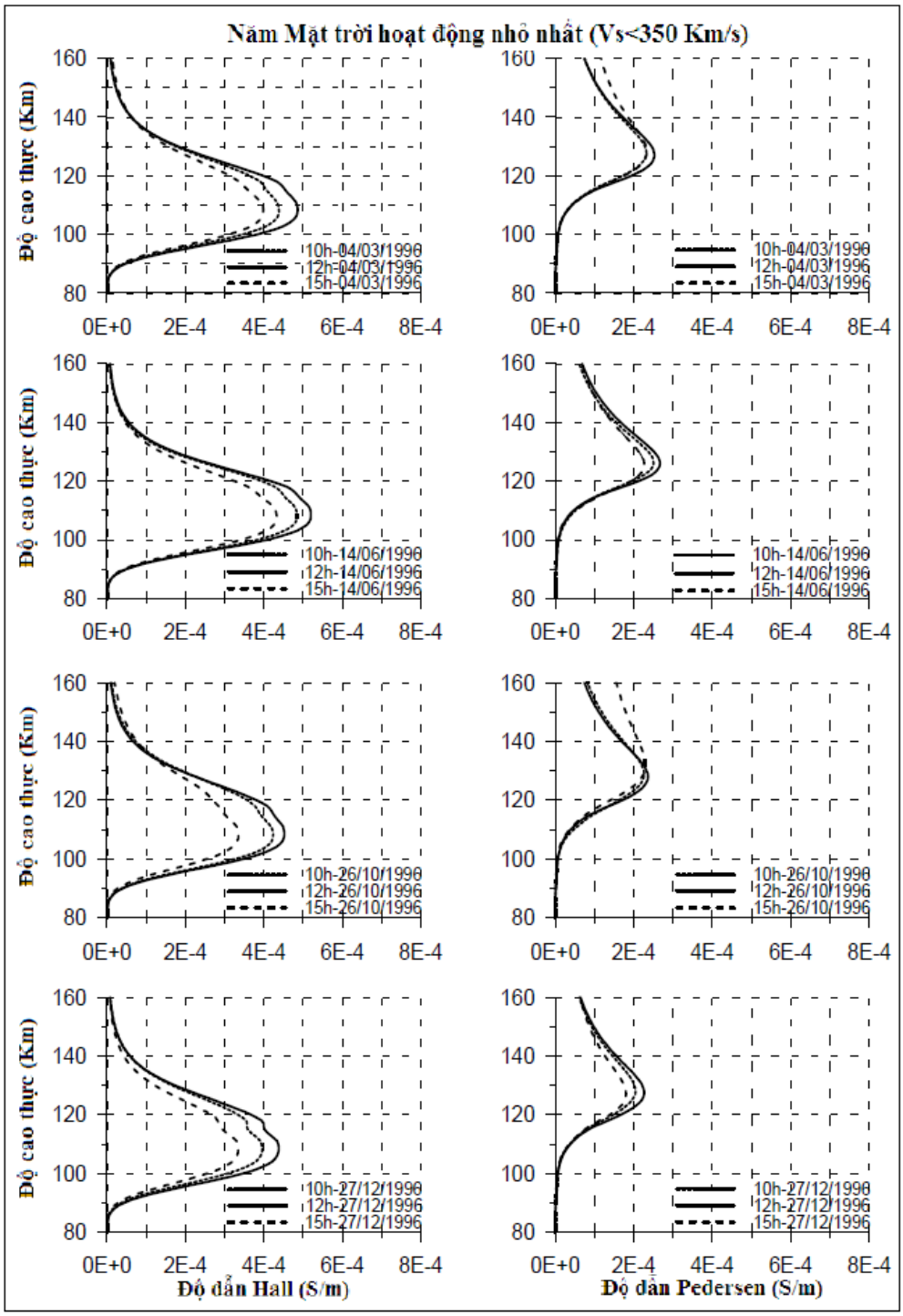
Dưới đây chúng tôi minh họa kết quả tính toán tuyến độ dẫn Pedersen và độ dẫn Hall trong các năm ứng với các pha khác nhau của hoạt động Mặt trời tương ứng từ pha cực tiểu năm 1996 (hình 2), đi lên năm 1997 (hình 3), cực đại năm 2001 (hình 4) và pha đi xuống năm 2004 (hình 5). Trong mỗi năm chúng tôi cũng chọn thời gian tiêu biểu của mùa xuân (tháng 3), mùa hè (tháng 5 hoặc tháng 6), mùa thu (tháng 10) và mùa đông (tháng 12), trong các ngày được chọn chúng tôi tính toán tuyến các độ dẫn ở 3 thời điểm 10h00, 12h00 và 15h00 giờ địa phương. Các hình vẽ đều được biểu diễn cùng tỷ lệ để có thể so sánh một cách trực quan độ lớn của các độ dẫn ở những thời điểm quan sát khác nhau.

Trên hình vẽ 2, 3, 4 và 5 chúng tôi luôn quan sát thấy sự biến thiên đồng dạng theo thời gian của các tuyến độ dẫn Pedersen (ở bên phải hình vẽ) và các tuyến độ dẫn

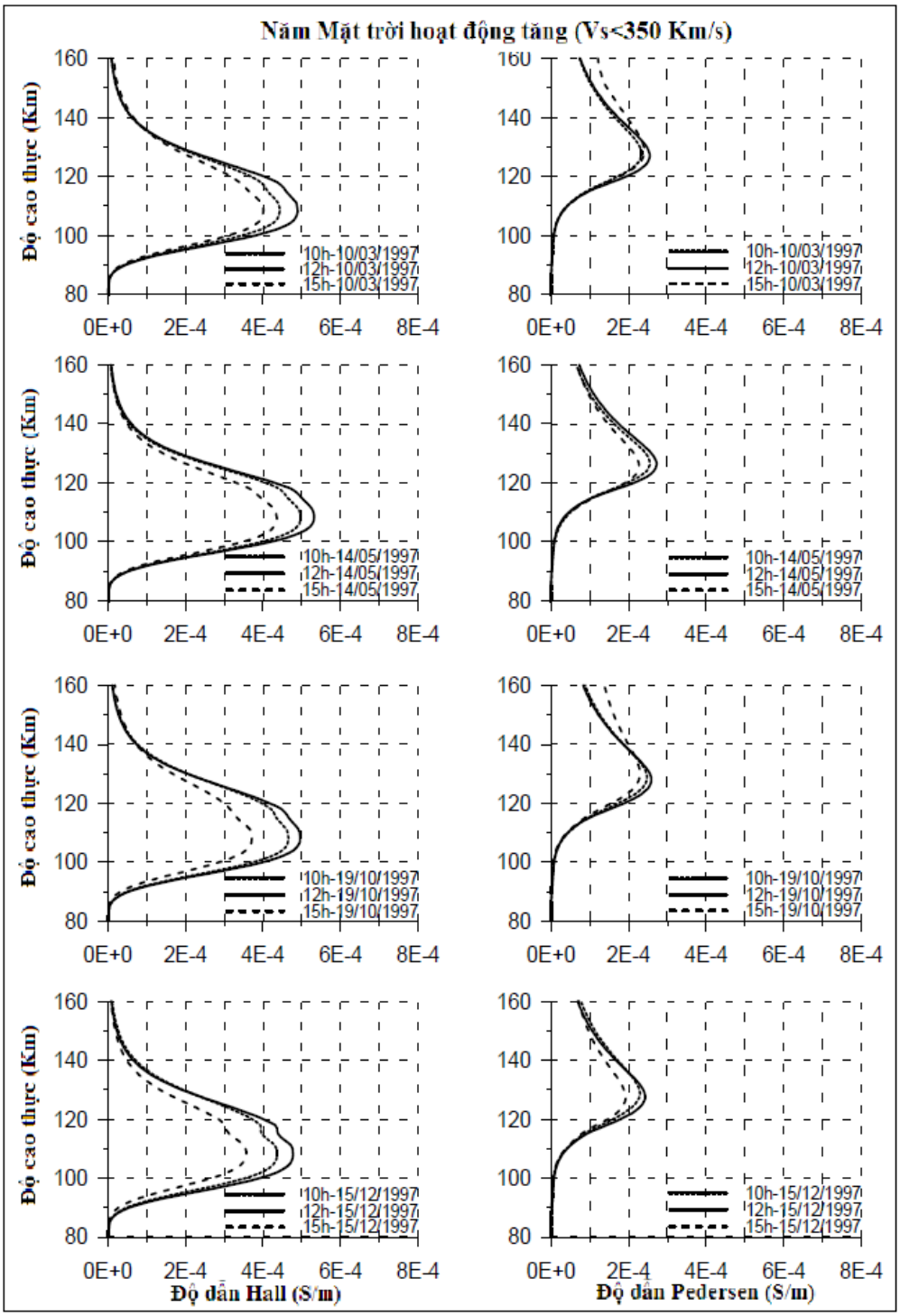
Hall (ở bên trái hình vẽ) ở thời điểm này sang thời điểm khác cũng như từ mùa này sang mùa khác. Giá trị của độ dẫn Perdersen biến đổi giữa 10^{-7} và 10^{-4} S/m, giá trị của độ dẫn Hall biến đổi giữa 10^{-6} và 10^{-4} S/m. Trong thời gian ban ngày tuyến độ dẫn tăng dần ở các giờ buổi sáng, đạt giá trị lớn nhất ở 12 giờ trưa địa phương khi Mặt trời ở góc thiên đỉnh, sau đó giảm dần ở các giờ buổi chiều. Như đã nêu tuyến độ dẫn thể hiện sự dao động theo mùa rất rõ rệt. Ở mùa xuân và mùa thu, độ dẫn biến đổi gần như tương đương về biên độ, biên độ của độ dẫn luôn lớn nhất ở thời điểm mùa hè và nhỏ nhất vào mùa đông. Tuyến độ dẫn Pedersen cực đại ở độ cao khoảng 127,1±0,8 km, tuyến độ dẫn Hall cực đại ở độ cao 107,3±0,5 km và độ cao của các cực đại này thay đổi ít theo mùa. Trên hình vẽ chúng tôi cũng quan sát thấy cực đại của độ dẫn Hall luôn luôn lớn hơn cực đại của độ dẫn Pedersen.

Chúng ta tìm hiểu tại sao độ dẫn Pedersen và độ dẫn Hall cực đại ở các độ cao khác nhau. Người ta biết rằng chuyển động của các hạt tích điện vuông góc với trường từ phụ thuộc và tỷ số giữa tần số va chạm ν và tần số hồi chuyển ω_g. Nếu $\nu > \omega_g$ thì các va chạm ngăn cản hạt chuyển động tuế sai và hạt chuyển động theo hướng của điện trường, như một dòng Pedersen. Nếu $\nu < \omega_g$ thì các hạt trôi dạt chủ yếu theo hướng vuông góc với trường điện. Trạng thái của các ion và các điện tử khác nhau dẫn tới những thay đổi rõ rệt các đặc trưng điện của tầng điện ly theo chiều cao. Quan sát chỉ ra rằng dưới độ cao khoảng 70km, mật độ khí trung hòa lớn tần số va chạm lớn hơn nhiều tần số hồi chuyển đối với cả ion và điện tử, nên độ dẫn dọc và độ dẫn Pedersen chiếm ưu thế. Phía trên khoảng 70km, các điện tử bắt đầu chuyển động tuế sai và trôi dạt vuông góc với trường điện, trong khi các ion vẫn chuyển động theo hướng của trường điện. Sự khác nhau về hướng chuyển động của các ion và điện tử dẫn tới việc hình thành độ dẫn Hall. Một quan điểm khác: gió trung hòa ở độ cao trên 70km có thể kéo các ion chuyển động theo hướng gió. Các điện tử va chạm với khí trung hòa nhiều hơn, nhưng chúng vẫn chuyển động tuế sai. Kết quả là các điện tử ngay lập tức thay đổi hướng chuyển động và không thể bị kéo theo chuyển động của gió trung hòa. Điều này sẽ dẫn tới sự phân tách của hạt tương tự như một dynamo, vùng dynamo có mật độ dòng Hall và độ dẫn Pedersen cực đại trong khoảng 100 đến 130 km như đã thấy ở các hình vẽ trên.

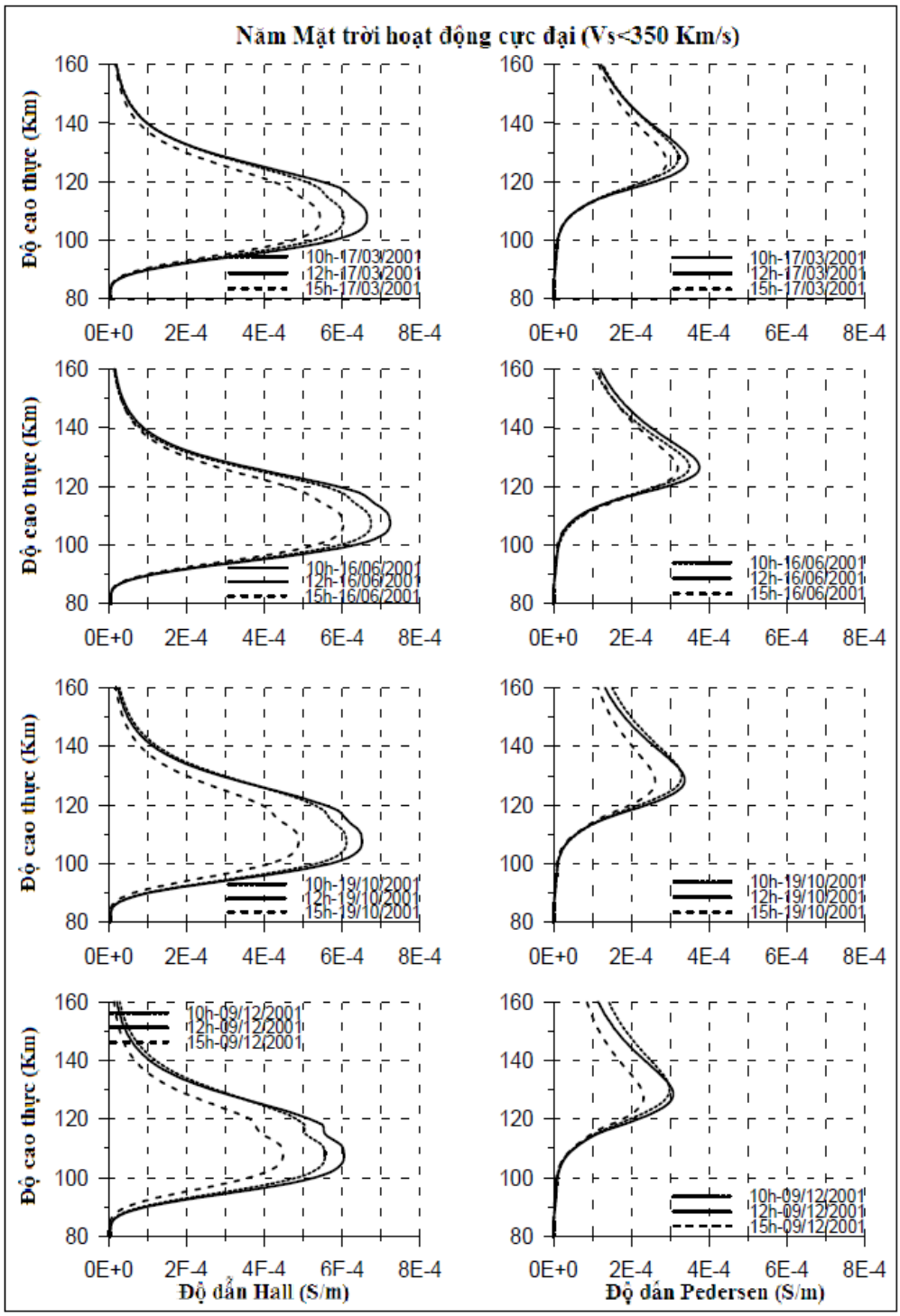
Phía trên độ cao khoảng 120km, các ion cũng bắt đầu chuyển động tuế sai và trôi dạt vuông góc với trường điện. Do sự trôi dạt của ion và điện tử theo cùng hướng không tạo nên dòng điện, điều này dẫn tới sự giảm rất rõ rệt của độ dẫn Hall. Các va chạm ngẫu nhiên vẫn còn đóng vai trò nhất định ở độ cao trên 120km, điều này làm cho độ dẫn Pedersen suy giảm ở độ cao lớn hơn so với độ dẫn Hall.



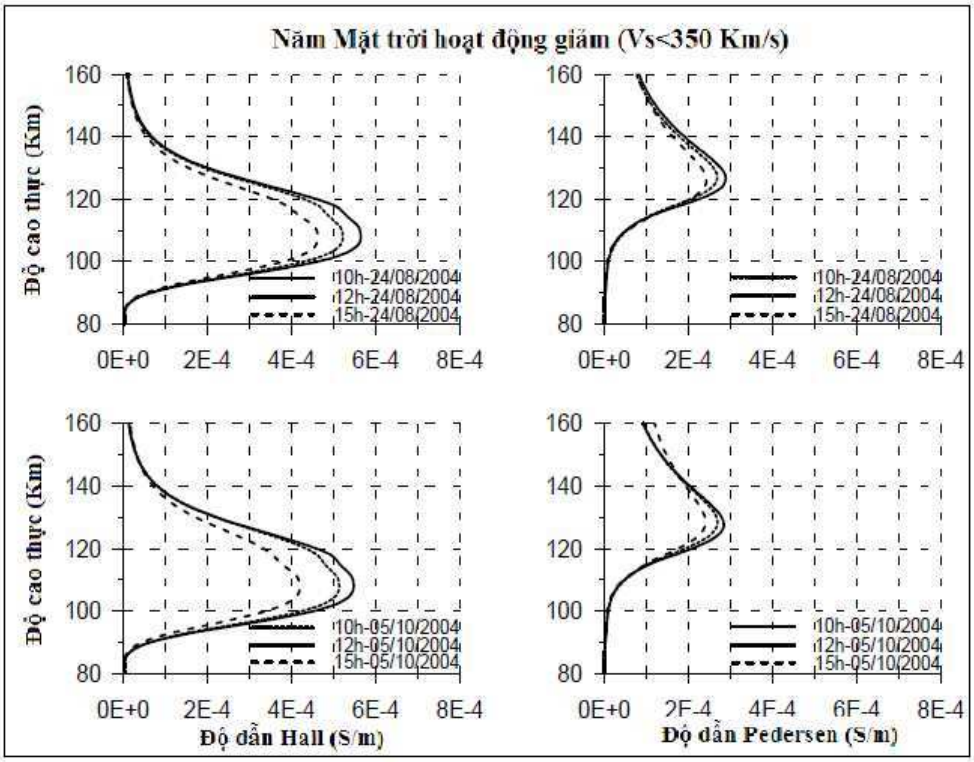
Hình 2. Tuyến độ dẫn Hall và Pedersen của tầng điện ly ở các giờ khác nhau của các ngày 04/03/1996, 14/06/1996, 26/10/1996 và 27/12/1996 ở pha nhỏ nhất của hoạt động Mặt trời



Hình 3. Tương tự như hình 7 ở các giờ khác nhau của các ngày 10/03/1997, 14/05/1997, 19/10/1997 và 15/12/1997 trong các pha tăng của hoạt động Mặt trời.



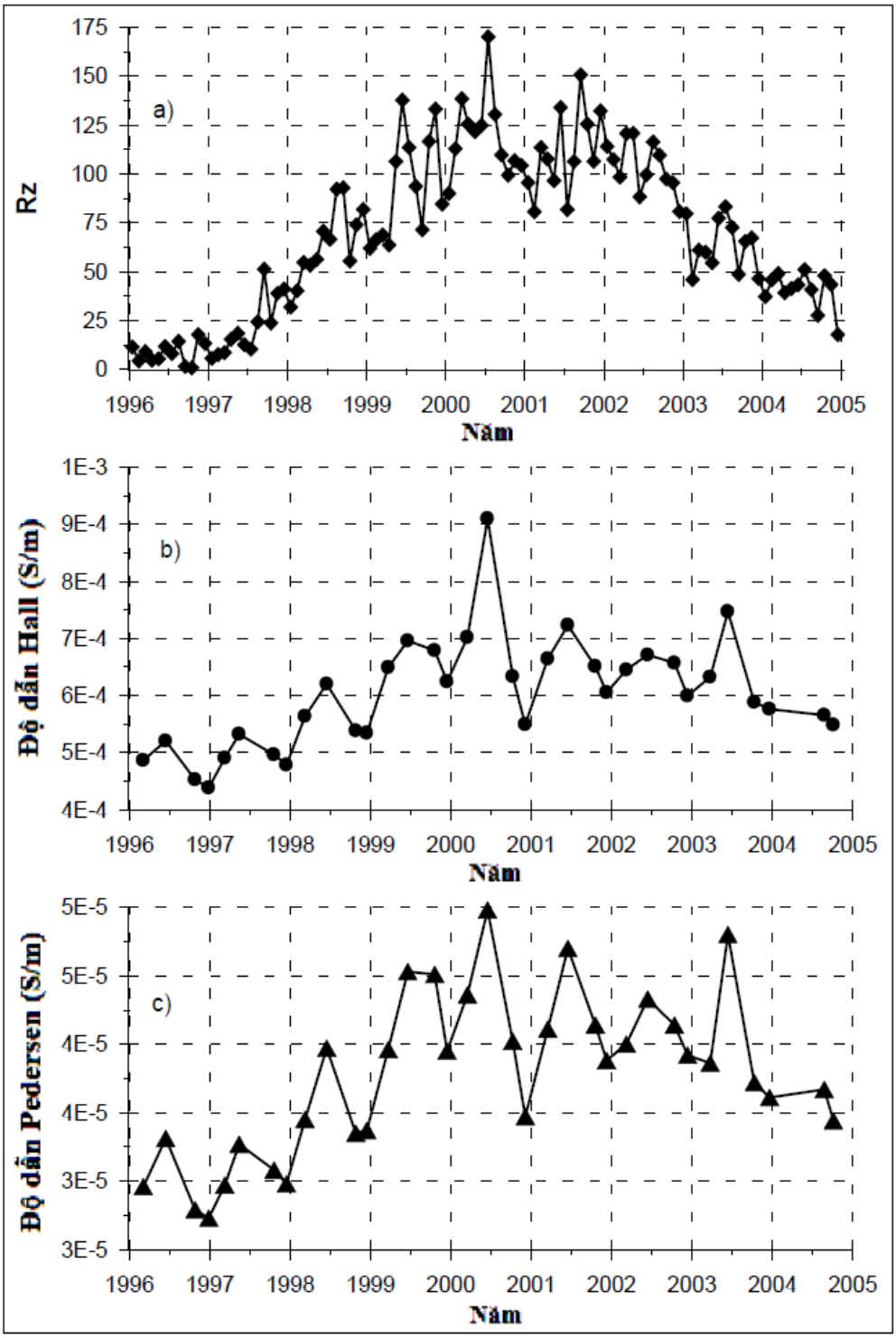
Hình 4. Tuyến độ dẫn Hall và Pedersen của tầng điện ly ở các giờ khác nhau của các ngày 17/03/2001, 16/06/2001, 19/10/2001 và 09/12/2001 ở pha cực đại của hoạt động Mặt trời.



Hình 5. Tuyến độ dẫn Hall và Pedersen của tầng điện ly ở các giờ khác nhau của các ngày 24/08/2004 và 05/10/2004 trong pha giảm của hoạt động Mặt trời.

Để thấy được rõ hơn về sự biến đổi của độ dẫn theo mùa và theo vết đen mặt trời, chúng tôi tính toán biên độ cực đại của độ dẫn Hall và độ dẫn Pedersen ở 12hLT vào các thời kỳ yên tĩnh trong các tháng 3, 6, 10 và 12 từ 1996 đến 2004 như đã nêu trong bảng 1, kết quả được trên hình 6; hình 6a là trung bình tháng của số vết đen mặt trời, hình 6b và 6c là đỉnh độ dẫn Hall và đỉnh độ dẫn Pedersen. Hình 6 cho thấy độ dẫn điện Hall và Pedersen biến đổi rõ rệt theo các mùa trong năm, luôn luôn cực đại vào mùa hè (tháng 6) và biến đổi theo vết đen Mặt trời, các độ dẫn đạt cực khi vết đen Mặt trời đạt cực đại, cực tiểu khi vết đen Mặt trời cực tiểu. Kết quả quan sát thấy sự xuất hiện của cực đại độ dẫn Hall và độ dẫn Pedersen trong lớp E tầng điện ly ở giữa trưa địa phương, cực đại vào mùa hè và cực tiểu ở mùa đông cho phép chúng ta khẳng định rằng những biến động trong lớp E bị chi phối chủ yếu bởi hoạt động của Mặt Trời.

Trên lãnh thổ nước ta, trong thời gian gần đây còn thu được số liệu thăm dò thẳng đứng tại Bạc Liêu, vị trí nằm gần trung tâm của dòng điện xích đạo. Việc phân tích cấu trúc độ dẫn ở Bạc Liêu và so sánh với kết quả tính toán độ dẫn ở Phú Thụy sẽ là cơ sở để tìm hiểu sự khác biệt giữa điện ly vùng xích đạo ở nước ta, đây là chủ đề cho nghiên cứu tiếp theo.



Hình 6. a) Số vết đen Mặt trời, b) đỉnh độ dẫn Hall và c) đỉnh độ dẫn Pedersen vào lúc 12h00 LT

5. Kết luận

Từ kết quả nghiên cứu độ dẫn Hall và Pedersen trên cơ sở số liệu thăm dò thẳng đứng tầng điện ly ở Phú Thụy chúng tôi rút ra những kết luận sau:

- Tuyến độ dẫn Hall và Pedersen ở khu vực Phú Thụy cực đại ở giữa trưa địa phương, cực đại độ dẫn Hall nằm ở độ cao khoảng 107.3±0.5 km và cực đại của độ dẫn Pedersen nằm ở độ cao khoảng 127.1±0.8 Km. Biên độ cực đại của độ dẫn Hall lớn hơn biên độ cực đại của độ dẫn Pedersen.
- Trong năm, độ dẫn Hall và độ dẫn Pedersen đều lớn nhất vào mùa hè.
- Cả độ dẫn Hall và độ dẫn Pedersen đều biến đổi theo thời gian phụ thuộc rất rõ rệt vào số vết đen của Mặt trời.
- Độ dẫn điện trong lớp E của tầng điện ly chịu tác động chính bởi quá trình quang ion hóa do bức xạ Mặt Trời biến đổi ngày đêm và biến đổi theo mùa, và cả bức xạ hạt Mặt trời biến đổi theo số vết đen.
- Nghiên cứu này là một đóng góp bước đầu cho việc đánh giá mô hình độ dẫn tầng điện ly trong khu vực Việt Nam.

Lời cảm ơn: Bài báo được hoàn thành với sự tài trợ về kinh phí của chương trình học bổng 322, Bộ Giáo dục và đào tạo. Bài báo được hoàn thành tại "Laboratoire de Physique des Plasmas (LPP)", CNRS Pháp và tại Viện Vật lý địa cầu, Viện KH và CN VN.

TÀI LIỆU DẪN

[1] *Breit G. and M. A. Tuve*, 1925: Test of the existence of the conducting layer. Phys. Rev., 28, *554-57*.

[2] *Gagnpain J., M. Crochet and A. D. Richmond*, 1977: Comparaison of Equatorial Electrojet Models, J. Atmos. Terr. Phys., 39, *1119-1124*.

[3] *Galand M. and A. D. Richmond*, 2001: Ionospheric electrical conductances produced by auroral proton precipitation, Journal of geophysical research, 106, *117-125*.

[4] *Hasegawa M. and H. Maeda*, 1951: A suggestion of the electrical conductivity of the upper atmosphere from an analysis of diurnal variations of terrestrial magnetism. Rep Ionosph. Res. Japan, 5, *167*.

[5] *Hedin A. E.*, 1991: Extension of the MSIS thermosphere model into the middle and lower atmosphere, J. Geophy. Res., 96, *1159*.

[6] *Hill R. J. and S. A. Bowhill*, 1977: Collision frequence for use in the continuum momentum equations applied to the lower ionosphere, Journal of Atmospheric and Terestrial Physics, 39, *803-811*.

[7] *Legrand J-P. and P.A. Simon*, 1989: Solar cycle and geomagnetic activity: A review for Geophysicists. Part I. The contributions to geomagnetic activity of shock waves and of the solar wind, Annales Geophysicae, 7 (6), *565-578*.

[8] *Lê Huy Minh, Trần Thị Lan, Phạm Thị Thu Hồng*, 2004: Bão từ và bão điện ly ngày 6-7/4/2000 và ngày 31/3/2001 quan sát được tại Phú Thụy, Tạp chí Các khoa học về Trái đất, 26(2), 122-135.

[9] *Mayaud P. N.*, 1971: Une mesure planétaire d'activité magnétique basée sur deux observatoires antipodaux, Ann. Geophys., 27, *71*.

[10] *Mayaud P. N.*, 1972: The aa indices: a 100-year series characterizing the magnetic activity, J. Geophys. Res., 77, *N° 34, 6870-6874*.

[11] *Mayaud P. N.*, 1973: A hundred year series of geomagnetic data, 1868–1967, indices aa, Storm sudden commencements, IAGA Bull. 33, IUGG Publ. Office, Paris.Mayaud, *252*.

[12] *Richmond A. D.*, 1995: Handbook of atmospheric Electrodynamics, 2, *254-259*.

[13] *Rishbeth, H., and O.K. Garriott,* 1960: Introduction to ionospheric physics, Academic Press.

[14] *Simon P. A. and J-P. Legrand*, 1989: Solar cycle and geomagnetic activity: A review for Geophysicists. Part II. The solar sources of geomagnetic activity and their links with sunspot cycle activity, Annales Geophysicae, 7(6), *579-594*.

[15] *Stefan M.,* 2006: Cunductivity of the ionosphere, CIRES, University of Colorado.

[16] *Titheridge J. E.*, 1985: Ionogram analysis with generalised program Polan, Report UAG-93, Word data center A for Solar-Terrestrial Physics.

SUMMARY

This paper presents the electron density profiles derived from ionograms recorded at Phu Thuy in Vietnam, and a model of ionospheric conductivities combining ionosonde data and the MISIS90 model atmosphere. In this paper we analyze the diurnal, seasonal and sunspot cycle variations of ionospheric conductivity during magnetically quiet days.
The profiles of the Hall ionospheric conductivities show a maximum at 12.00 LT and at an altitude of around 107.3±0.5 Km. The profiles of the ionospheric Pedersen conductivity present a maximum at 12.00 LT and at altitude of around 127.1±0.8 Km. The amplitude of this maximums is greater in summer than in spring, autumn and winter. The maximum of the ionospheric Hall conductivity is greater the maximum of the ionospheric Pedersen conductivity. The ionospheric conductivity increases in the morning, decreases in the afternoon and depends on the sunspot number.

Tóm tắt

Bài báo này trình bày sự kết quả tính toán tuyến độ dẫn Hall và độ dẫn Pedersen dựa trên việc sử dụng số liệu thăm dò thẳng đứng tầng điện ly tại trạm Phú Thụy, Hà Nội tại một số ngày yên tĩnh trong khoảng thời gian 1996-2004 và mô hình khí quyển MSIS90. Kết quả cho thấy các độ dẫn Hall và Pedersen cực đại vào giữa trưa địa phương, độ dẫn Hall đạt giá trị cực đại ở độ cao 107.3±0.5 km, độ dẫn Pedersen đạt cực đại ở độ cao 127.1±0.8 km. Biên độ cực đại của độ dẫn Hall lớn hơn biên độ cực đại của độ dẫn Pedersen. Cả hai độ dẫn biến đổi theo mùa rõ rệt, luôn luôn cực đại vào mùa hè. Các độ dẫn biến đổi theo sự biến đổi của số vết đen mặt trời.