



HAL
open science

Couplages ionosphère-thermosphère à basse latitude lors d'évènements solaires extrêmes : Exploitation conjointe d'instruments de l'observatoire de l'Oukaimeden au Maroc et des satellites Swarm

Amal Loutfi

► **To cite this version:**

Amal Loutfi. Couplages ionosphère-thermosphère à basse latitude lors d'évènements solaires extrêmes : Exploitation conjointe d'instruments de l'observatoire de l'Oukaimeden au Maroc et des satellites Swarm. Instrumentation et méthodes pour l'astrophysique [astro-ph.IM]. Université Paul Sabatier - Toulouse III; Université Cadi Ayyad (Marrakech, Maroc), 2021. Français. NNT : 2021TOU30253 . tel-03699927

HAL Id: tel-03699927

<https://theses.hal.science/tel-03699927v1>

Submitted on 20 Jun 2022

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.



THÈSE

En vue de l'obtention du DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par l'Université Toulouse 3 - Paul Sabatier

Cotutelle internationale: Université Cadi Ayyad

Présentée et soutenue par

Amal LOUTFI

Le 8 décembre 2021

**Couplages ionosphère-thermosphère à basse latitude lors
d'événements solaires extrêmes. Exploitation conjointe
d'instruments de l'Observatoire de l'Oukaimeden au Maroc et des
satellites Swarm**

Ecole doctorale : **SDU2E - Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de
l'Espace**

Spécialité : **Astrophysique, Sciences de l'Espace, Planétologie**

Unité de recherche :

IRAP - Institut de Recherche en Astrophysique et Planetologie

Thèse dirigée par

Frédéric PITOUT et Zouhair BENKHALDOUN

Jury

M. Abdelilah TAHAYT, Rapporteur

M. Jean LILENSTEN, Rapporteur

Mme Elvira ASTAFYEVA, Examinatrice

Mme Aurélie MARCHAUDON, Examinatrice

M. Anas EMRAN, Examineur

M. Frédéric PITOUT, Directeur de thèse

M. Zouhair BENKHALDOUN, Co-directeur de thèse

M. Fouad SEFIANI, Président

THÈSE

présentée à la Faculté pour obtenir le grade de:

Docteur

CED : Sciences et Techniques:

Spécialité : Astronomie , Astrophysique: Météorologie de l'espace

**COUPLAGES IONOSPHERE-THERMOSPHERE À BASSE
LATITUDE LORS D'ÉVÈNEMENTS SOLAIRES EXTRÊMES .
EXPLOITATION CONJOINTE D'INSTRUMENTS DE
L'OBSERVATOIRE DE L'OUKAIMEDEN AU MAROC ET
DES SATELLITES SWARM.**

par:

Amal LOUTFI

Master : Physique Des Hautes Énergies, Astrophysique et Physique
Computationnelle

soutenue le 08/12/2021 devant la commission d'examen :

Président :	Sefiani FOUAD	PES	Université Cadi Ayyad, Marrakech
Examineurs:	Lilensten Jean	DR	IPAG, Grenoble
	Tahayt Abdelilah	PES	Université Abdelmalek Essaadi, Tanger
	Amory-Mazaudier Christine	SS	LPP, Paris
	Marchaudon Aurélie	DR	IRAP, Toulouse
	Astafyeva Elvira	CR	IPGP, Paris
	Emran Anas	PES	Université Mohammed V, Rabat
	Bounhir Aziza	PES	Université Mohammed V, Rabat
	Benkhaldoun Zouhair	PES	Université Cadi Ayyad, Marrakech
	Pitout Frédéric	AA	IRAP, Toulouse

Couplages ionosphère-thermosphère à basse latitude lors
d'événements solaires extrêmes. Exploitation conjointe
d'instruments de l'Observatoire de l'Oukaimeden au
Maroc et des satellites Swarm

Amal LOUTFI

28 mars 2022

Résumé

Cette thèse a pour but le sondage du couplage thermosphère-ionosphère aux basses et moyennes latitudes lors des événements interplanétaires perturbés. Cette étude s'appuie principalement sur les observations réalisées dans l'espace avec les sondes Swarm (mesure la concentration électronique) pour diagnostiquer la couche ionosphérique, au sol avec l'interféromètre de Fabry-Perot Fabry-Perot interferometer (FPI) (mesures (nocturnes) des vents neutres thermosphérique locale) installé à l'observatoire de l'Oukaimeden au Maroc (coordonnées géographiques : $31,206^\circ$ Nord, $7,866^\circ$ Ouest ; latitude magnétique : $22,77^\circ$ Nord), ainsi que sur les résultats empiriques du modèle HWM. Ce travail a permis de mettre en évidence que la climatologie des vents atmosphériques méridionaux en temps d'orage est en grande partie modulée par les TAD (*Travelling Atmospheric Disturbances*) et la composante transéquatoriale du vent. Tandis que, celle des vents thermosphériques zonaux est caractérisée par une orientation tout le temps vers l'ouest due à l'effet de la force de Coriolis. En appliquant la méthode d'analyse par époques superposées sur les événements perturbés, la réponse temporelle de la thermosphère des basses latitudes aux orages magnétiques et l'effet de chaque phase des orages magnétiques (initiale, principale et de récupération) sur les vents thermosphériques a été établie. En outre, une climatologie annuelle et saisonnière a été menée en utilisant les données de la densité ionosphérique des satellites Swarm, d'un méridien au-dessus de l'observatoire de l'Oukaimeden. Cette étude a exposé les différentes anomalies de la densité des crêtes d'ionisation des deux hémisphères nord et sud durant les solstices et les équinoxes. Cette variation saisonnière a montré que la concentration électronique étant plus faible autour du solstice de juin par rapport au reste des saisons, et est plus élevée autour des équinoxes qu'autour des solstices. Pour les solstices, les asymétries de la concentration électronique sont plus fortes au solstice de décembre qu'à celui de juin. Pendant le solstice de juin, la crête nord de l'EIA (l'anomalie d'ionisation équatoriale) est plus dense que la crête sud et l'inverse est observé pendant le solstice de décembre. Alors que, une symétrie équinoxiale, ce qui signifie que la même tendance est observée pour les deux équinoxes avec ou sans crêtes symétriques. L'origine de cette anomalie de l'EIA constitue l'objectif principal. L'effet des vents thermosphériques sur l'allure de la densité ionosphérique le long d'un méridien au-dessus de Oukaimeden en temps calme et en temps d'orage géomagnétique a permis de mettre en évidence que l'asymétrie interhémisphérique est caractérisée par une crête nord de l'EIA plus dense que la crête sud lors de conditions géomagnétiques perturbées, liée en général au régime des vents méridionaux transéquatoriaux.

Mots clefs : Ionosphère, thermosphère, observatoire de l'Oukaimeden, interféromètre de Fabry-Perot, Swarm, concentration électronique, vent neutre, activité géomagnétique.

Abstract

This thesis aims to investigate the thermosphere/ionosphere coupling at low- and mid-latitudes during disturbed interplanetary events. This study is mainly based on the observations carried out in space with the Swarm probes (measurement of the electron density) to probe *in situ* the ionospheric layer, on the ground with the Fabry-Perot Interferometer FPI (measurements of the local thermospheric neutral winds) installed at the Oukaimeden Observatory in Morocco (geographical coordinates : 31.206° North, 7.866° West ; magnetic latitude : 22.77° North), and also on the results of the HWM empirical model. This work has shown that the meridional thermospheric neutral winds during disturbed time is largely modulated by the TADs (Travelling Atmospheric Disturbances) and the trans-equatorial component of the wind, whereas the thermospheric zonal winds are characterized by a westward deviation due to the effect of the Coriolis force. By applying the superimposed epoch analysis method on the perturbed events, the temporal response of the low-latitude thermosphere to magnetic storms and the effect of each phase of the magnetic storms (initial, main and recovery) on the thermospheric winds has been established. In addition, an annual and seasonal climatology was conducted using ionospheric density data from Swarm satellites, from one meridian above the Oukaimeden observatory. This study exposed the different anomalies in the density of ionization peaks of the two northern and southern hemispheres during the solstices and equinoxes. Observations show strong seasonal variations, with the electron density being lower around the June solstice. We have noticed the semi-annual anomaly : electron density is higher around equinox than around solstice. For solstice seasons, the asymmetries in the electron density are stronger at the December solstice than at the June solstice. For equinox seasons, we can notice equinoctial symmetry in all local time sectors, meaning that the same trend is observed for both equinoxes with or without symmetrical crests. The origin of this EIA anomaly is the main objective. The effect of thermospheric winds on the ionospheric density along a meridian over Oukaimeden in calm weather and in geomagnetic storms has shown that During disturbed geomagnetic conditions, almost all of them give rise to a northern EIA crest higher than the southern one, related in general to transequatorial meridional winds regime.

Keywords : Ionosphere, thermosphere, Oukaimeden Observatory, Fabry-Pérot interferometer, Swarm, electron density, neutral wind, disturbed days, calm days.

ملخص الرسالة:

الهدف من هذه الأطروحة هو فحص اقتران طبقتي الترموسفير/ الأيونوسفير(الغلاف الحراري/الغلاف الأيوني) عند خطوط العرض المنخفضة والمتوسطة أثناء الأحداث المضطربة بين الكواكب. تعتمد هذه الدراسة بشكل أساسي على الملاحظات التي تم إجراؤها في الفضاء باستخدام القمر الاصطناعي سوارم (Swarm) (يقيس التركيز الإلكتروني) ، على الأرض باستخدام مقياس التداخل Fabre-Perot (FPI) (القياسات ليلاً) للرياح الحرارية المحايدة المحلية) المثبت في مرصد أوكيمدن في المغرب (الإحداثيات الجغرافية: 31.206 درجة شمالاً ، 7.866 درجة غرباً ، خط العرض المغناطيسي: 22.77 درجة شمالاً) ، وعلى النتائج التجريبية لنموذج HWM. أظهر هذا العمل أن علم المناخ لرياح الغلاف الجوي الجنوبية في الطقس العاصف يتم تعديله إلى حد كبير بواسطة TADs "اضطرابات الجوية المتنقلة" والعنصر المنتقل للرياح من الشمال إلى الجنوب. في حين أن رياح الغلاف الحراري النطاقية تتميز بتوجه غربي دائم بسبب تأثير قوة كوريوليس. من خلال تطبيق طريقة تحليل الحقبة المتراكبة على الأحداث المضطربة ، تم تحديد الاستجابة الزمنية للغلاف الحراري لخط العرض المنخفض للعواصف المغناطيسية وتأثير كل مرحلة من مراحل العواصف المغناطيسية (الأولية والرئيسية والإنتعاش) على رياح الغلاف الحراري. بالإضافة إلى ذلك ، تم إجراء علم المناخ السنوي والموسمي باستخدام بيانات كثافة الغلاف الجوي المتأين من سواتل Swarm ، أحد خطوط الطول فوق مرصد Oukaimeden. كشفت هذه الدراسة عن الانحرافات المختلفة لكثافة ذروة التأين لنصفي الكرة الأرضية الشمالي والجنوبي أثناء الانقلابات والإعتدالات. أظهر هذا الاختلاف الموسمي أن التركيز الإلكتروني أقل حول الانقلاب الشمسي لشهر يونيو مقارنة ببقية الفصول ، وأعلى حول الإعتدالات منه حول الانقلابات. بالنسبة للإنقلاب الشتوي ، يكون عدم تناسق تركيز الإلكترون أقوى في انقلاب الشمس في ديسمبر منه في انقلاب الشمس في يونيو. خلال إنقلاب الشمس في يونيو ، تكون القمة الشمالية لـ EIA (شذوذ التأين الاستوائي) أعلى من الذروة الجنوبية ويلاحظ العكس خلال انقلاب الشمس في ديسمبر. بينما ، التناظر الإعتدالي ، مما يعني أنه يتم ملاحظة نفس الإتجاه لكل من الإعتدالات ذات التلال المتماثلة أو بدونها. التركيز الرئيسي لهذا الشذوذ في تقييم التأثير البيئي هو أصل رياح الغلاف الحراري على مسار كثافة الغلاف الأيوني على طول خط الزوال فوق أوكيمدن في طقس هادئ وطقس عاصف مغناطيسي أرضي. سمح بإثبات أن عدم التناسق بين الكواكب يتميز بالحافة الشمالية من EIA أعلى من الحافة الجنوبية خلال الظروف المغناطيسية الأرضية المضطربة ، المرتبطة عموماً بنظام الرياح الجنوبية العابرة.

الكلمات المفتاحية: الأيونوسفير ، الغلاف الحراري ، مرصد أوكيمدن ، مقياس التداخل فابري-بيرو ،

سرب ، كثافة الإلكترون ، رياح محايدة ، أيام مضطربة ، أيام هادئة.

Remerciements

Mes premiers remerciements vont d'abord à mes trois directeurs de thèse Madame Aziza BOUNHIR, Monsieur Frédéric PITOUT et Monsieur Zouhair BENKHALDOUN, qui m'ont encadré tout au long de cette thèse et qui m'ont fait partager leurs brillantes intuitions. Qu'ils soient aussi remerciés pour leur gentillesse, leur disponibilité permanente et pour les nombreux encouragements qu'ils m'ont prodigués.

J'adresse tous mes remerciements à Monsieur Abdelilah Tahayat, Professeur à l'Université Abdelmalek Essaadi, Tanger, ainsi qu'à Monsieur Jean LILENSTIEN, Directeur de recherche à l'Institut de planétologie et d'astrophysique de Grenoble, et aussi qu'à Mme Christine Amory Mazaudier, Senior Scientist au Laboratoire de Physique des Plasmas/Polytechnique/Sorbonne de l'honneur qu'ils m'ont fait en acceptant d'être rapporteurs de cette thèse et dont les remarques et les suggestions m'ont permis d'améliorer considérablement le texte du manuscrit. J'exprime ma gratitude à Monsieur Fouad Sefiani, Professeur à l'université Cadi Ayyad, Marrakech, qui a accepté d'être le président du jury, ainsi qu'à Monsieur Emran Anas, Professeur à l'Université Mohammed V, Rabat, Mme Marchaudon Aurélie, Directrice de recherche à l'Institut de Recherche en Astrophysique et Planétologie (IRAP) à Toulouse et à Mme Astafyeva Elvira, Chargée de recherche à Institut de physique du globe à Paris qui ont bien voulu être examinateurs.

Je tiens aussi à remercier Monsieur Mohamed Chabab, Directeur de Laboratoire Physique des hautes Énergies et Astrophysique (LPHEA) à Marrakech et à Monsieur Philippe Louarn, Directeur de l'Institut de Recherche en Astrophysique et Planétologie (IRAP) qui m'ont accueilli pendant quatre ans au sein de leur laboratoire. C'est grâce à eux que j'ai pu concilier avec bonheur recherche théorique et appliquée pendant cette thèse.

Je tiens à remercier tous les membres d'équipe de LPHEA, qui ont répondu avec calme et patience aux questions quotidiennes dont je les accablais. Un grand merci aussi à tous les membres de IRAP et en particulier à monsieur Pierre-Louis Blelly.

Enfin, j'ai une pensée toute particulière, pour mes chers parents, mon mari, mes frères et tout ma famille ainsi que tous mes collègues qui ont chaleureusement supporté mon indisponibilité et qui, de près comme de loin, m'ont aidé et encouragé dans les moments importants. À tous ces intervenants, je présente mes remerciements, mon respect et ma gratitude.

Table des matières

1	Relations Soleil-Terre	17
1.1	Bref historique des relations Soleil-Terre	17
1.2	Le Soleil	21
1.3	Le milieu interplanétaire	25
1.4	La magnétosphère	27
1.5	L’atmosphère terrestre	32
1.6	La thermosphère	34
1.6.1	Équation de la quantité de mouvement de l’atmosphère neutre	34
1.6.2	Perturbation atmosphérique itinérante (TAD)	35
1.6.3	Entraînement ionique (<i>ion drag</i>)	36
1.6.4	Effet Coriolis	37
1.7	L’ionosphère	38
1.7.1	Définition	38
1.7.2	Les couches de l’ionosphère	39
1.7.3	Émissions lumineuses (aurores et <i>airglow</i>)	40
1.7.4	Théorie de la dynamo ionosphérique	41
1.7.5	Conductivités ionosphériques	42
1.7.6	Orage magnétique	46
1.7.7	Orage ionosphérique	47
1.8	Irrégularités ionosphériques aux basses latitudes	50
1.8.1	Fontaine équatoriale et anomalie équatoriale	50
1.8.2	Bulles de plasma équatoriales (EPBs) et <i>Pre Reversal Enhancement</i> (PRE)	53
1.8.3	Equatorial Electrojet (EEJ)	54
1.9	Couplage électrodynamique entre les hautes et basses latitudes	56
1.10	Conclusion	58
2	Données et méthodologie	59
2.1	Introduction	59
2.2	L’expérience RENOIR	59
2.2.1	Présentation	59
2.2.2	Instrumentation	61
2.2.3	Analyse des données	67
2.3	Swarm	69
2.3.1	Description	69
2.3.2	Caractéristiques techniques	70
2.4	Données GPS	73
2.4.1	Description du système GPS	73
2.4.2	Mesure de la pseudo-distance	74
2.4.3	Mesure de phase	74
2.4.4	Le terme ionosphérique	75

2.4.5	Traitement des mesures GPS	75
2.4.6	Détermination du TEC à partir des pseudo-distances	76
2.4.7	VTEC pour la station de Rabat	77
2.5	Le modèle de vent horizontal	78
2.5.1	Base de données	79
2.5.2	Formulation mathématique	80
2.5.3	Entrées/sorties	85
2.6	Indices magnétiques	86
2.6.1	Indices Kp et Ap	87
2.6.2	Indice Dst	88
2.6.3	Indice Sym-H	89
2.6.4	Indice am	89
2.6.5	Indices d'activité aurorale AU, AL, AE, AO	90
2.7	Conclusion	91
3	Vents thermosphériques au Maroc : effets de l'activité géomagnétique	92
3.1	Introduction	92
3.2	Climatologies des vents thermosphériques nocturnes par des mesures FPI	93
3.3	Conclusion	111
4	Asymétrie interhémisphérique de l'EIA au Maroc : effets des vents méridionaux	114
4.1	Introduction	114
4.2	Méthodologie	115
4.3	Asymétrie interhémisphérique de l'anomalie d'ionisation équatoriale (EIA) dans le secteur africain sur 3 ans	117
4.3.1	Distribution latitudinale de la concentration électronique ionosphérique en fonction du temps local	117
4.3.2	Variabilité saisonnière de la concentration électronique ionosphérique	121
4.4	Effets des vents méridionaux sur l'asymétrie interhémisphérique de l'anomalie d'ionisation équatoriale en conditions calmes et perturbées	123
4.4.1	Quelques exemples typiques	124
4.4.2	Quantification de l'effet des vents méridionaux sur l'asymétrie des crêtes d'EIA	127
4.5	Conclusion	131
5	Orage géomagnétique du 22-23 juin 2015 et petites structures ionosphériques	132
5.1	Introduction	132
5.2	La réponse de la couple ionosphère-thermosphère pendant l'orage géomagnétique du 22-23 juin 2015	132
5.2.1	Contexte héliosphérique et géophysique	133
5.2.2	Résultats et discussion	134
5.3	La corrélation des concentrations électroniques relevées à bord de Swarm A et C	136
5.3.1	Méthodologie	137
5.3.2	Résultats préliminaires : effets de la latitude et de l'heure locale	138
5.3.3	Résultats préliminaires : recherche de la corrélation maximale	141
5.4	Conclusion	143

Table des figures

1.1	Les aurores boréales (Jarkko Rosenström, Saarijarvi FINLAND Sep. 10).	17
1.2	corrélation entre le nombre de taches solaires et les aurores (http://astrosurf.com).	19
1.3	Une carte avec les zones d'observation maximale des aurores(en rouge) https://tpechampmagnetiqueterrestre.weebly.com	19
1.4	Minimum de Maunder s'étalant de 1645 à 1715, pendant laquelle presque aucune tache solaire ne fut observée (fr.wikipedia.org).	20
1.5	Structure du Soleil (http://system.solaire.free.fr).	22
1.6	Une photographie de la couronne de lumière blanche au-dessus du membre du Soleil le 5 juin 1973. Les lignes pleines correspondent à un champ magnétique suggéré géométrie suggérée du champ magnétique qui est cohérente avec la distribution du plasma émettant la lumière blanche. (Hundhausen, 1977).	23
1.7	Schéma de la topologie du champ magnétique dans la couronne solaire et des caractéristiques coronales associées. les caractéristiques coronales associées. Les courbes solides avec des flèches sont les lignes du champ magnétique (Schunk & Nagy, 2000).	23
1.8	Une proéminence montante, comme on peut le voir sur une séquence de photographies prises le 8 septembre 1948 (Ferraro, 1970).	24
1.9	Le champ magnétique spiralé vu depuis le plan de l'écliptique, et structure magnétique du vent solaire lorsqu'il balaie la terre (Schunk & Nagy, 2009).	26
1.10	Représentation tridimensionnelle de la nappe de courant équatorial solaire et des lignes de champ magnétique associées. La feuille de courant est représentée comme étant située près de l'équateur solaire avec avec des champs magnétiques spiralés, orientés vers l'extérieur, situés au-dessus d'elle et des champs orientés vers l'intérieur, situés en dessous. en dessous. La feuille de courant contient des plis ou des cannelures. Lorsque le Soleil tourne, un observateur près de l'écliptique se trouvera alternativement au-dessus et au-dessous du courant et verra un motif de secteur changeant. L'encadré montre une coupe méridienne avec la Terre sous la nappe de courant (Kelley, 2009).	26
1.11	La taille du champ magnétique de la Terre, qui change continuellement sous l'effet du vent solaire. La distance entre la Terre et le Soleil a été raccourci pour bien visualiser le champ magnétique terrestre et le vent solaire en directions de la Terre. (NASA-http://sec.gsfc.nasa.gov/popscise.jpg).	27
1.12	Coupe de la magnétosphère dans le plan du méridien midi-minuit : la Terre est le petit point blanc et le vent solaire vient de la gauche. Les lignes bleu foncé sont les lignes de champ magnétique, le bleu clair est la magnétopause et la ligne rouge l'onde de choc (https://www.encyclopedie-environnement.org).	28
1.13	Interaction visqueuse entre les vents solaires et la magnétosphère (Axford & Hines, 1961).	29

1.14	Reconnexion magnétique à l'intérieur des lignes de champ magnétique fermées de la nappe de plasma, ce qui produit une bulle de plasma et de champ appelée plasmöide. le plasmöide est initialement maintenu en place par des lignes de champ fermées attachées à la terre (Bothmer & Daglis, 2007).	30
1.15	Lorsque les lignes de champ à la limite de la nappe de plasma se reconnectent, le plasmöide est tiré de la queue de magnéto de la terre par les lignes de champ connectées au vent solaire (Bothmer & Daglis, 2007).	31
1.16	Les profils typiques de température et de concentration du plasma aux latitudes moyennes (Kelley, 2009).	33
1.17	Profil en altitude de la concentration des différentes espèces atmosphériques et ionosphériques (Rishbeth & Garriott, 1969).	34
1.18	Exemple des concentrations relatives filtrées tracées en fonction du temps et de la latitude (inversée). Les flèches montrent les ondes à grande échelle qui se propagent vers l'équateur et dans l'hémisphère opposé (Bruinsma & Jeffrey, 2009)	36
1.19	l'effet Coriolis (Chamaroux & Clusel, 2002).	37
1.20	Principe de la formation d'une couche (blog.f6krk.org).	38
1.21	Les couches de l'ionosphère (sidstation.loudet.org).	40
1.22	Profils typiques de la température atmosphérique neutre et la concentration du plasma ionosphérique avec les différentes couches désignées dans les conditions mi-latitude.	41
1.23	Exemple de profil diurne de la conductivité ionosphérique à (35.5° N, 135.0° E). Les lignes noires, rouges et bleues représentent respectivement les conductivités parallèle, de Pedersen et de Hall. La conductivité dépend de divers paramètres tels que le lieu, le temps local, la saison et l'activité solaire (http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/ionocond/exp/icexp.html).	46
1.24	Changements dans les profils de concentration électronique observés lors d'un orage ionosphérique positive (à gauche) et négatif (à droite). Les profils en pointillés servent de référence en temps calme (Prölss, 2004).	47
1.25	Apparition simultanée de perturbations de la composition thermosphérique et d'orages ionosphériques négatifs. La partie basse de la figure montre les variations diurnes du pic de concentration électronique mesurée par les deux stations Pt. Arguello (PA) et Boulder (BC), le jour de référence (26 octobre, ligne pointillée) et le jour de l'orage (29 octobre, ligne continue). La position en latitude de la station par rapport à la zone de perturbation de composition et le temps du observation satellite par rapport à la variation diurne sont chacun indiqués par des flèches (Prölss, 2004).	48
1.26	Un orage ionosphérique positive de courte durée provoquée par une perturbation atmosphérique itinérante (TAD). L'activité sous-orageuse est indiquée par l'indice AL, Δh_m est le changement de la hauteur de la concentration maximale d'ionisation, Δn_m An est le changement ultérieur de la concentration maximale de ionisation (Prölss, 2004).	49
1.27	distribution en temps local de la majorité des phénomènes du système ionosphère-thermosphère équatorial : EEJ (<i>Equatorial Electrojet</i>), EIA (<i>Equatorial Ionization Anomaly</i>), ESF (<i>Equatorial Spread F</i>) et MTM (<i>Midnight Temperature Maximum</i>). La longueur des bandes/flèches est indicative de l'intensité des phénomènes (Abdu, 1997).	50
1.28	Présentation du mécanisme de la formation de la fontaine équatoriale. La présence d'un champ magnétique horizontale, dirigé vers le nord, et d'un champ électrique zonal, dirigé vers l'Est, entraîne pour les particules chargées une dérive verticale (de Miles Mathis).	51

1.29	Vitesses verticales moyennes du plasma à Jicamarca (Pérou), pendant l'équinoxe (mars-avril, septembre-octobre), hiver (mai-août), été (novembre-février) pour 3 valeurs de flux solaire (Fejer et al., 1991).	52
1.30	Dérives vertical de plasma vertical de la région équatoriale de la couche F au-dessus de Jicamarca et indices d'électrojet auroral pendant une période de deux jours de forte activité géomagnétique. La courbe fine correspond à la moyenne des temps calmes (Scherlies & Fejer, 1997).	53
1.31	Forte diminution de la concentration du plasma dans la région équatoriale (Jaeheung, 2005).	54
1.32	L'électrojet équatorial (Mengistu & Kassa, 2015).	55
1.33	le schéma à gauche (a) : le champ électrique vers l'est (flèche noire), le champ électrique vertical conséquent (flèche vert clair) et le système de courant qui sont associés aux électrojets, le courbe à droite (b) : la composante horizontale de l'intensité du champ magnétique à l'équateur et au large de l'équateur(Mengistu & Kassa, 2015).	56
1.34	la complexité du système ionosphère-thermosphère-mésosphère de la Terre et toute la gamme des processus physiques en action. Crédits : NASA's Scientific Visualization studio https://svs.gsfc.nasa.gov/4641	57
2.1	L'observatoire de l'Oukaimeden (https://spt.ma/).	60
2.2	Les installations RENOIR dans le monde (airglow.ece.illinois.edu/).	60
2.3	Image de la voûte céleste donnée par l'instrument PICASSO.	62
2.4	Interférence constructive (https://quizlet.com).	63
2.5	Interférence destructive (https://quizlet.com).	63
2.6	Représentation de l'étalon d'un FPI avec un rayon de lumière incident (https://journals.openedition.org).	64
2.7	La fonction d'Airy, ou l'intensité transmise de l'étalon d'un FPI, avec $e = 1 :5\text{cm}$ et $n = 1$	65
2.8	Une figure d'interférences de l'interféromètre de Fabry-Perot.	66
2.9	MiniME FPI (à gauche) et le SkyScanner à l'intérieur du dôme (à droite)	66
2.10	Les paramètres de signal souhaités à partir des mesures d'une seule frange.	67
2.11	Exemple de l'évolution de la vitesse des vents durant la nuit 27 février 2014. Les valeurs positives correspondent à un écoulement des vents vers le nord (est) pour les vents méridionaux (zonaux).	68
2.12	Exemple de l'évolution de la température thermosphérique durant la nuit 27 février 2014 dans toutes les directions.	69
2.13	Vue d'artiste des satellites Swarm en orbite (https://www.esa.int).	69
2.14	Les orbites des satellites Swarm (Olsen et al., 2006).	70
2.15	Emplacement des différents instruments scientifiques à bord de Swarm (ESA / AOES Medialab).	72
2.16	La concentration électronique de Swarm A dans le secteur matin (04-12 MLT).	72
2.17	La concentration électronique de Swarm A dans le secteur soir (16-24 MLT).	73
2.18	La procédure de traiter les mesures GPS (Fleury, 2015).	75
2.19	Calcul du VTEC à partir du STEC, adaptée de (Ya'acob et al., 2008)	77
2.20	La variation du VTEC en fonction de l'heure	78
2.21	Comparaison des profils du vent zonal en fonction de l'altitude et de l'heure locale pour HWM93 (en haut) et (en bas) HWM14 à RENOIR (6,89 °S, 38,56 ° W) dans des conditions d'équinoxe (jour de l'année 81). Pour HWM93 $F10.7=107$. (Drob et al., 2015)	86

2.22	Observatoires dont les données contribuent au calcul des indices Kp, Ap (9 dans l'hémisphère nord, 2 dans l'hémisphère sud) (http://isgi.unistra.fr/).	87
2.23	Une carte de tous les indices géomagnétique présentés dans cette section, elle montre les positions de toutes les stations utilisés pour mesure chaque indice (M. Menvielle and A. Marchaudon ESWW2 https://slideplayer).	90
4.1	Exemple de passage d'un satellite Swarm (portion d'orbite en rouge) au-dessus de la zone de visibilité du FPI de l'observatoire de l'Oukaimeden qui traverse un carré de 22.77+4°N et 22.77-4°N en latitude magnétique et de -7.88 +4°O et -7.88 -4°N en longitude (carré bleu).	116
4.2	Distribution latitudinale de la concentration électronique autour de 7,866° W de longitude et dans différents secteurs horaires locaux. Chaque panneau montre tous les passages de SWA (lignes bleues) et leur moyenne (ligne rouge) pour l'ensemble des 3 ans de données sélectionnées.	117
4.3	Idem figure 4.2. Seules les moyennes sur 3 ans de SWA (ligne verte), SWB (ligne jaune) et SWC (ligne rouge) sont représentées.	118
4.4	Distribution latitudinale de la concentration électronique pour les quatre saisons et pour différents secteurs horaires. Mesures toujours prises aux alentours du secteur méridien magnétique de 7,866° O (intervalles de longitude de $\pm 4^\circ$).	121
4.5	Quatre exemples du comportement de la concentration électronique pendant les nuits calmes (quatre panneaux du haut) et les nuits perturbées (quatre panneaux du bas). Tous les panneaux de gauche montrent la concentration électronique enregistrée par Swarm. Tous les panneaux de droite montrent la vitesse du vent méridional correspondant, donnée par le modèle HWM14, avec un point représentant la mesure FPI à l'Oukaimeden (les valeurs positives correspondent à des vents méridionaux vers le nord).	126
4.6	La vitesse du vent méridional en fonction de l'indice a sur 3 ans de passages de SWA (points bleus), SWB (points verts) et SWC (points rouges) pendant les nuits calmes (panneau supérieur) et perturbées (panneau inférieur). Où r et N sont les coefficients linéaires de Pearson et le nombre de points, respectivement. Les valeurs positives correspondent à des vents dirigés vers le nord.	127
4.7	Vitesse du vent méridional moyenné sur une heure avant le survol des satellites Swarm (partie droite du graphique) en fonction de l'indice a sur 3 ans de tous les survols SWA, SWB, SWC pendant des nuits calmes (deux séries de graphiques en haut) et perturbées (deux séries de graphiques en bas). Les prédictions du modèle HWM (ensemble de tracés de gauche) à la latitude magnétique de l'Oukaimeden (+22,77 °N) et à sa latitude conjuguée (-22,77 °N) sont illustrées. Les données sont classées par saison : autour du solstice de décembre (points bleus), de l'équinoxe de mars (points verts), du solstice de juin (points jaunes) et de l'équinoxe de septembre (points rouges). Les valeurs positives sont orientées vers le nord pour les vents méridionaux.	130
5.1	Contexte héliosphérique et géophysique avec, de haut en bas, les trois composantes GSE du IMF, la concentration et la vitesse globale du vent solaire (toutes fournies par OMNI via AMDA), et l'indice Sym-H.	134
5.2	la variation de la vitesse du vent neutre thermosphérique en fonction du temps universel dans les 5 directions correspondant à la nuit 22-23 juin 2015 (https://airglow.ece.illinois.edu/Data/SiteDisplayData).	135

5.3	La variation de la concentration électronique mesurée par Swarm A (ligne noire) et Swarm C (ligne Bleue) en fonction du temps universel et de la latitude géographique. La ligne pointillée verticale noire marque la latitude de l'équateur magnétique ; la ligne rouge marque la latitude du FPI à l'observatoire d'Oukaimeden.	136
5.4	les composantes de l'IMF (B_z , B_y et B_x), la pression dynamique du vent solaire et l'indice Sym-H au cours d'année 2015.	138
5.5	(à gauche) Coefficient de corrélation en fonction de la latitude magnétique de Swarm A ; (à droite) séparation latitudinale entre Swarm A et C en fonction de la latitude magnétique de Swarm A	139
5.6	la moyenne de la corrélation en fonction de et latitude magnétique de trois mois du juillet au mai 2015	140
5.7	Corrélation en fonction de l'activité géomagnétique calme (à droite) et perturbé (à gauche) de deux mois, le mois de mai et juin 2015	141
5.8	Corrélation en fonction de l'activité géomagnétique calme (à droite), perturbé (à gauche) de toute l'année 2015	142

Liste des tableaux

1.1	Solar spectral regions.	25
1.2	Energy and mass loss from the Sun (Schwenn, 1988).	25
1.3	les valeurs de concentration et fréquence de collision pour les neutres et les ions à 300km (Hargreaves, 1992).	37
2.1	L'intensité des orages magnétique en fonction de l'indice Ap.	88
2.2	Correspondance entre l'indice Kp et l'indice Ap.	88
4.1	Détails sur la concentration électronique et la latitude magnétique de la crête unique correspondant à la variabilité annuelle de la concentration électronique ionosphérique Figure(4.3)	119
4.2	Valeurs moyennes de la concentration électronique et la latitude magnétique de la crête nord NC, de la crête sud SC et du creux (<i>trough</i>). Ces valeurs correspondent aux courbes de Fig(4.3)	120
1	Les valeurs des peaks de la densité ionosphérique (simples ou doubles) ainsi que leur latitude magnétique et celle du trou correspondant à la Figure 4.2 pour Swarm A.	148
2	Idem table 1 pour Swarm B.	149
3	Idem table 1 pour Swarm C.	150
4	Le nombre de passages du satellite pris pour l'analyse de la variabilité annuelle de la densité électronique de l'ionosphère correspond à la Figure 4.3.	150
5	Le nombre de passages du satellite considéré pour l'analyse de la variabilité saisonnière de la densité électronique de l'ionosphère correspond à la Figure 4.4.	151

Liste des sigles et abréviations

N_e	Electron density
AEJ	Auroral Electrojets
ASM	Magnétomètre scalaire absolu
CME	Coronal Mass Ejection
COPUOS	Committee on the Peaceful Uses of Outer Space
EEJ	Equatorial Electrojet
EFI	Electric Field Instrument
EIA	Equatorial ionization anomaly
EPB	Equatorial plasma bubble
ESF	Equatorial Spread-F
EUV	Extreme ultraviolet
FPI	Fabry-Perot interferometer
HWM	Horizontal wind model
ICON	Ionospheric Connection Explorer
IMF	Interplanetary Magnetic Field
IPIM	Ionosphere Plasmasphere IRAP Model
IRAP	Institut de Recherche en Astrophysique et Planétologie
ISWI	International Space Weather Initiative
LPHEA	laboratoire Physique des Hautes Energies et Astrophysique
LT	Local time
MAGDAS	Magnetic Data Acquisition System
NH	Northern Hemisphere
NILE	Nighttime Ionosphere Localized Enhancement
PPEF	Prompt Penetration Electric Field
PRE	Pre-reversal enhancement
RENOIR	Remote Equatorial Nighttime Observatory of Ionospheric Région
RTI	Rayleigh–Taylor instability
SH	Southern Hemisphere

Introduction générale

Le sujet de cette thèse s'inscrit dans le contexte de la météorologie de l'espace comme une discipline qui traite de l'état physique et phénoménologique des environnements spatiaux naturels. Au moyen de l'observation, la surveillance, l'analyse et la modélisation, elle vise plusieurs objectifs: d'une part, comprendre et prévoir l'état du Soleil et des environnements interplanétaires ou planétaires, ainsi que les perturbations qui les affectent, qu'elles soient d'origine solaire ou non. D'autre part, analyser en temps réel ou prévoir d'éventuels effets sur les systèmes biologiques et technologiques (Lilensten & Belehaki, 2009). La civilisation humaine, de plus en plus dépendante des outils technologiques, devient vulnérable aux effets violents et néfastes de la météorologie de l'espace. Cette prise de conscience alimente un consensus planétaire pour développer cette thématique. Le Committee on the Peaceful Uses of Outer Space (COPUOS) de l'ONU a créé en 2009 le programme International Space Weather Initiative (ISWI) en vue de développer la météorologie de l'espace à travers l'implantation d'équipements de mesures et de sensibilisation aux conséquences de la météorologie de l'espace sur la civilisation humaine.

Le Soleil fournit toute l'énergie dont dispose notre planète sous forme de rayonnements électromagnétiques, de champ électromagnétique et de particules plus ou moins énergétiques. Ce flux d'énergie interagit avec l'environnement spatial de la Terre (champ magnétique et atmosphère), ce qui comprime à l'avant et l'étire à l'arrière de la magnétosphère, crée l'ionosphère, et crée un système complexe de courants électriques qui parcourt le système magnétosphère-ionosphère. Lors d'événements solaires extrêmes, l'injection impulsive d'énergie affecte tout l'environnement spatial et a des conséquences jusque dans l'instrumentation satellitaire et terrestre ainsi que dans la transmission des signaux radioélectriques de télécommunication. Aussi, des courants induits peuvent apparaître au sol et endommager les pipelines et réseaux de distribution électrique. De plus, des particules de hautes énergies et des rayonnements intenses peuvent porter atteinte aux astronautes ainsi qu'aux passagers et aux personnels à bord des avions. À titre d'exemple, les Coronal Mass Ejection (CME) sont des éjections explosives de milliards de tonnes de plasma provenant de la couronne solaire transportant des ondes de choc et principalement des protons et des électrons. Les CME mettent de 1 à 4 jours pour arriver sur Terre et interagissent avec le vent solaire et le champ magnétique interplanétaire lors de leur propagation et déclenchent des orages géomagnétiques. Le champ géomagnétique est alors perturbé et devient très variable, et tous les courants traversant la magnétosphère et l'ionosphère changent rapidement. En réponse à cela, la composition et la dynamique de l'ionosphère et de la thermosphère sont fortement affectées et peuvent provoquer les effets déjà mentionnés selon l'intensité de l'orage. Il est donc essentiel de caractériser l'ionosphère et la thermosphère des moyennes et basses latitudes en établissant la climatologie à la fois des vents neutres et des instabilités se produisant dans l'ionosphère ainsi que le couplage entre l'ionosphère et la thermosphère en temps calme et durant les orages géomagnétiques.

C'est dans le cadre du programme ISWI (<http://www.iswi-secretariati.org>) que l'expérience Remote Equatorial Nighttime Observatory of Ionospheric Région (RENOIR) (<http://airglow.ece.illinois.edu/>) a été déployée au Maroc début 2014 à l'Observatoire astro-

nomique de l'Oukaimeden de l'Université Cadi Ayyad à Marrakech. Cette expérience comprend un interféromètre de Fabry-Perot (FPI) et une caméra plein-ciel. Le FPI effectue des mesures des vitesses du vent neutre atmosphérique et des températures neutres en utilisant des observations de l'émission à 630,0 nm, le calcul de cette émission comprenait en particulier l'impact des électrons, la recombinaison dissociative de l'ion O_2^+ , la photodissociation de l'oxygène moléculaire, et certaines réactions chimiques. La caméra plein-ciel utilise les mêmes émissions de luminescence pour fournir des mesures des structures ionosphériques et des irrégularités.

Le FPI est donc un outil majeur pour étudier la variabilité de la thermosphère pour une période donnée, de connaître sa variation régulière (annuelle, saisonnière, et en fonction du cycle solaire), ainsi que ses variations en périodes perturbées lors de l'impact d'évènements solaires tels que les vents rapides associés aux trous coronaux, les éruptions solaires ('flare'), ou encore les éjections coronales de masse (CME).

En règle générale, on ne peut pas accéder à des mesures en tout point de l'environnement terrestre et l'utilisation des modèles est incontournable pour comprendre le couplage thermosphère/ionosphère aussi bien en temps calme qu'en temps d'orage géomagnétique. Cette étude se fixe aussi comme objectif de contribuer au développement des nouvelles versions de ces modèles dans le but de produire une modélisation valide et efficace.

La présente étude de l'ionosphère, de la thermosphère, et du couplage thermosphère/ionosphère aussi bien en temps calme qu'en temps d'orage géomagnétique au niveau du Maroc porte derrière elle une valeur scientifique très importante, parce que les études existantes suggèrent que le secteur africain présente des caractéristiques uniques, introuvables dans d'autres régions du monde, ce qui montre que des études plus détaillées de la thermosphère/ionosphère sur l'Afrique sont nécessaires.

Ce travail s'appuie principalement sur des observations réalisées dans l'espace avec les sondes Swarm (<http://earth.esa.int/swarm>) (mesure plasmas) pour caractériser l'ionosphère et au sol avec les instruments RENOIR (mesures nocturnes des vents neutres dans la haute atmosphère locale) installés à l'observatoire de l'Oukaimeden au Maroc (<http://moss-observatory.org/>). Les simulations du modèle numérique de vents thermosphériques HWM m'a aussi bien aider pour mettre en contexte les mesures du FPI et parfois pour estimer la vitesse des vents neutres dans des régions où il n'y a pas d'instruments pour les mesurer.

Ce manuscrit de thèse s'organise en cinq chapitres, qui constituent la trame de mon travail de doctorante au laboratoire Physique des Hautes Energies et Astrophysique (LPHEA) et l'Institut de Recherche en Astrophysique et Planétologie (IRAP); cinq chapitres pour cinq années d'échange et de collaboration entre Maroc et en France; comme un clin d'oeil à Shakespeare, cinq actes que je vais détailler ici un à un :

- Le premier chapitre est de loin le plus imposant en termes de pages : y sont présentés un bref rappel du contexte historique des relations Soleil-Terre dans lequel s'inscrit la présente étude puis tous les concepts fondamentaux nécessaires à la bonne compréhension de mon travail. Je vais exposer les relations Soleil-Terre à partir de la carte d'identité du Soleil, de son atmosphère et de son champ magnétique, passant par le milieu interplanétaire et je finirai par l'atmosphère terrestre et sa composition.
- Le deuxième chapitre présente les méthodologies et les données utilisées pour arriver à notre objectif. Il sera consacré à l'expérience RENOIR, à la mission Swarm, au système

GPS, au modèle empirique HWM et aux données magnétiques nécessaires pour déterminer les conditions géomagnétiques.

- Quant au troisième chapitre, il est dédié à la variation thermosphérique annuelle et saisonnière et en fonction du cycle solaire des vents neutres (méridionaux et zonaux) au dessus de l’observatoire de l’Oukaïmeden en temps calme et durant les orages géomagnétiques.
- Le quatrième chapitre a pour sujet d’étudier la variabilité de l’ionosphère à partir de l’étude de l’asymétrie interhémisphérique de l’anomalie d’ionisation équatoriale (EIA), et déterminer l’effet des vents méridionaux sur l’asymétrie interhémisphérique de l’anomalie d’ionisation équatoriale dans le secteur africain durant 3 ans dans des conditions calmes et perturbées.
- Je présenterai dans le chapitre cinq des résultats préliminaires d’études en cours. Le premier sur la réponse du couple thermosphère-ionosphère à de l’orage géomagnétique des 22-23 juin 2015 au-dessus de l’observatoire de l’Oukaïmeden au Maroc. Le second sur l’étude de la corrélation entre les concentrations électroniques mesurées à bord des satellites Swarm A et C qui volent côte-à-côte.

Et finalement je terminerai par quelques conclusions et perspectives.

Mots clefs: Ionosphère, thermosphère, vents neutres, Swarm, FPI, HWM14, GPS, Observatoire de l’Oukaïmeden, concentration électronique, indices géomagnétiques.

Chapitre 1

Relations Soleil-Terre

1.1 Bref historique des relations Soleil-Terre

Pour comprendre le contexte historique et scientifique dans lequel je me suis immergée pendant ces années de thèse, nous devons dérouler le fil du temps depuis les premières observations des manifestations visuelles de lumières colorées dans le ciel nocturne jusqu'à la naissance de la physique Soleil-Terre.

Les aurores polaires sont un des phénomènes naturels les plus fascinants qui soient ; elles se manifestent sous forme d' arcs, de bandes et de taches, et se déplacent souvent rapidement dans le ciel nocturne (voir figure 1.1). Certains suggèrent que les aurores ont été observées dès l'âge de pierre (Eather, 1980). Ces aurores sont parfois interprétées comme des manifestations de divinités. Le nom d'aurore boréale semble avoir été inventé par Galilée en 1619. Les premières observations d'aurores boréales dans l'hémisphère sud ont été enregistrées par Cook en 1773.

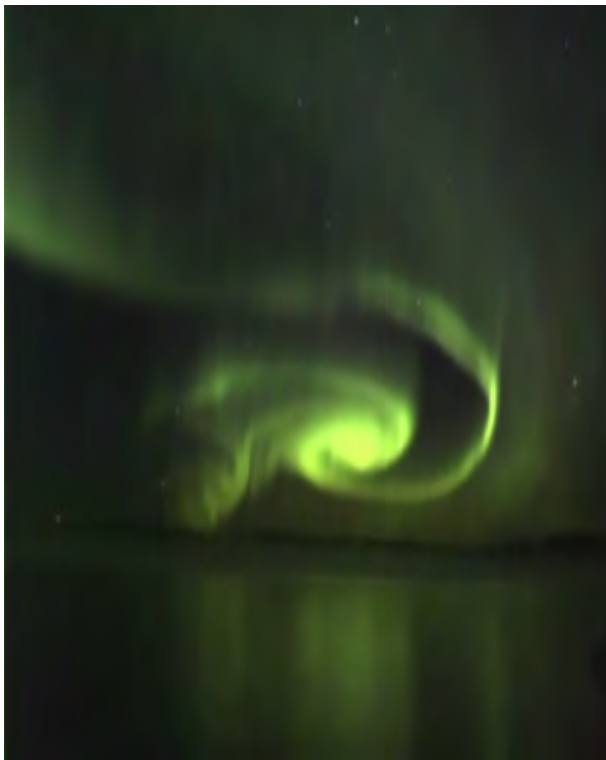


FIGURE 1.1 – Les aurores boréales (Jarkko Rosenström, Saarijarvi FINLAND Sep. 10).

L'étude scientifique sérieuse des aurores a débuté au XVI^e siècle. Cependant, les premières théories avancées par de célèbres scientifiques étaient complètement fausses. Edmund Halley a suggéré que les aurores étaient "des vapeurs d'eau, qui sont raréfiées et sublimées par un feu souterrain, [et] pourraient transporter avec elles des vapeurs sulfureuses suffisantes pour produire cette apparence lumineuse dans l'atmosphère". En 1746, le mathématicien suisse Léonard Euler pense que "les aurores sont des particules de l'atmosphère terrestre poussées au-delà de ses limites par l'impulsion de la lumière du soleil et s'élevant à une hauteur de plusieurs milliers de kilomètres. Près des pôles, ces particules ne seraient pas dispersées par la rotation de la Terre." Benjamin Franklin pensait que les aurores étaient liées aux modèles de circulation atmosphérique (Franklin, 1779). Plus précisément, Franklin affirmait que l'atmosphère des régions polaires devait être plus lourde et plus basse que celle de la région équatoriale en raison de la moindre force centrifuge, et que l'interface vide-atmosphère devait donc être plus basse dans les régions polaires. Il a ensuite soutenu que l'électricité apportée dans la région polaire par les nuages ne serait pas capable de pénétrer la glace, et donc, traverserait la basse atmosphère et s'écoulerait le long du vide vers les régions polaires en direction de l'équateur. L'électricité serait plus visible aux hautes latitudes, où elle est dense, et beaucoup moins visible aux basses latitudes, où elle diverge. Franklin affirmait qu'un tel effet "donnerait toutes les apparences d'une aurore boréale" (Eather, 1980).

En 1985, le géophysicien Jean-Pierre Legrand publie un article sur « J.-J. Dortous de Mairan et l'origine des aurores », dans lequel J.-J. Dortous de Mairan a donné la bonne définition des auroraes : " L'aurore boréale est un phénomène lumineux ainsi nommé parce qu'il a coutume de paraître du côté nord, ou de la partie boréale du ciel, et que sa lumière, lorsqu'elle est proche de l'horizon, ressemble d celle du point jour, ou à l'aurore. Sa véritable cause est, selon ce que je pense, la lumière zodiacale" (Jean-Pierre, 1985). Et Mairan de poursuivre en indiquant : « que cette matière qui compose l'atmosphère solaire vient rencontrer les parties supérieures de notre air et tombe dans l'atmosphère terrestre à plus ou moins grande profondeur. Cette matière s'enflamme soit spontanément, soit "par collision avec les particules de l'air " (Jean-Pierre, 1985).

De nombreuses autres théories sur les aurores ont été proposées au cours des 400 dernières années, notamment la réflexion de la lumière solaire sur les particules de glace, la réflexion de la lumière solaire sur les nuages, les vapeurs sulfureuses, la combustion d'air inflammable, les particules magnétiques lumineuses, la poussière météorique enflammée par la friction avec l'atmosphère, la poussière cosmique, les courants générés par l'éther cosmique comprimé, les orages, les décharges électriques entre les pôles magnétiques de la Terre et les décharges électriques entre les fines aiguilles de glace.

Bien que les premières théories aurorales n'aient pas eu beaucoup de succès, les observations réalisées au cours de la seconde moitié du XVIII^e siècle et tout au long du XIX^e siècle ont permis d'élucider de nombreuses caractéristiques aurorales importantes. En 1790, le scientifique anglais Cavendish a utilisé la triangulation pour estimer l'altitude des aurores (110-130 km) (Cavendish, 1790). En 1747, Anders Celsius et Olof Hiorter découvrent que chaque aurore est accompagnée d'un changement du champ magnétique terrestre (dérive d'une boussole). En 1806, ces observations ont été confirmées par Alexander Von Humboldt. En 1843, Heinrich Samuel Schwabe découvre que les taches solaires suivent un cycle de 11 ans. En 1852, Edward Sabine trouve une relation entre le nombre des taches solaires et les perturbations du champ magnétique terrestre. Aussi, Rudolf Wolf découvre une corrélation entre le nombre des taches solaires et les aurores (figure 1.2). En 1860, Elias Loomis établit une carte avec les zones d'observation maximale des aurores (en rouge sur la figure 1.3) ; il a remarqué que l'anneau

étroit n'est pas centré sur le pôle géographique, mais que sa forme ovale ressemble à des lignes d'égale inclinaison magnétique, établissant ainsi la relation entre les aurores et le champ géomagnétique. En 1867, le physicien suédois Angström a effectué les premières mesures du spectre auroral. Cependant, une percée significative dans la physique aurorale n'a pas été réalisée avant la fin du XIXe siècle, lorsque les rayons cathodiques ont été découverts et identifiés comme des électrons par le physicien britannique J. J. Thomson. Par la suite, le physicien norvégien Kristian Birkeland a proposé que les aurores soient causées par un faisceau d'électrons émis par le Soleil. Ces électrons atteignant la Terre seraient affectés par le champ magnétique de la Terre et guidés vers les régions de haute latitude pour créer l'aurore.

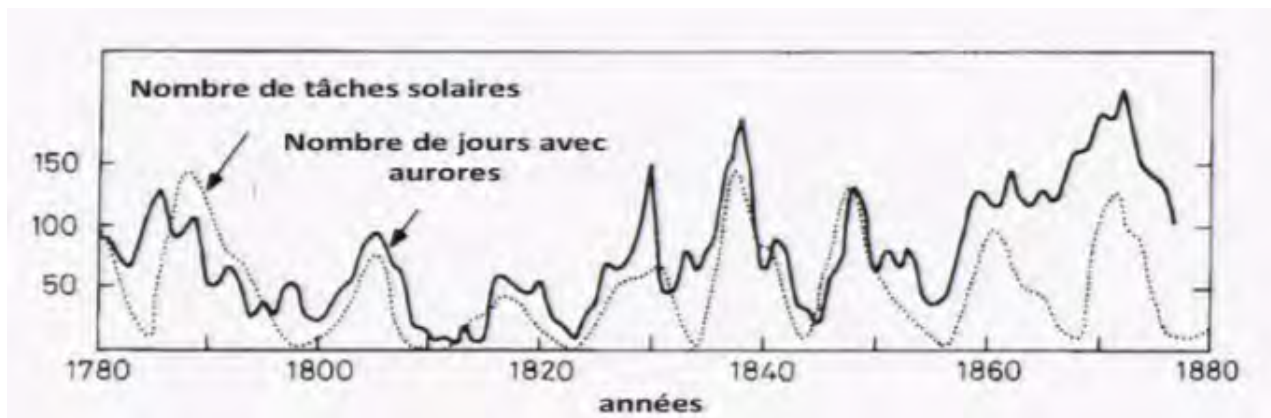


FIGURE 1.2 – corrélation entre le nombre de taches solaires et les aurores (<http://astrosurf.com>).

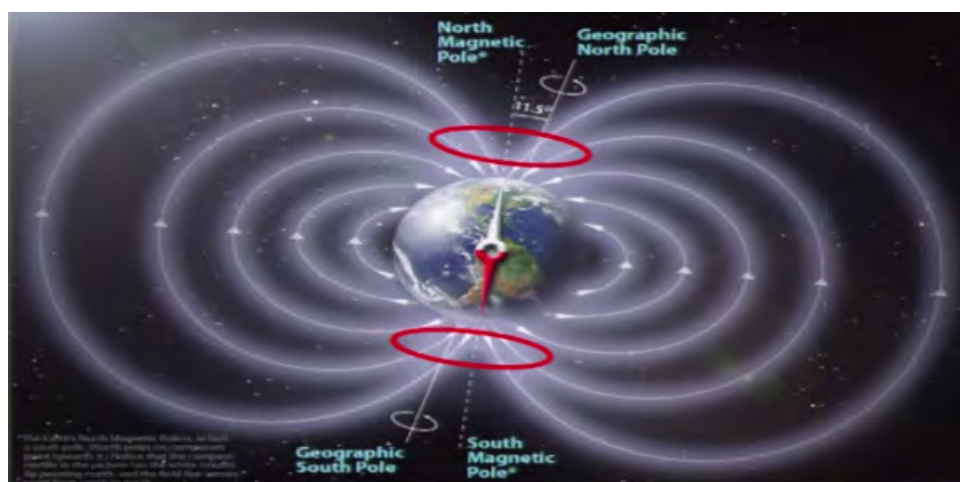


FIGURE 1.3 – Une carte avec les zones d'observation maximale des aurores(en rouge) <https://tpechampmagnetiqueterrestre.weebly.com>.

Jusqu'à la découverte des taches solaires par Galilée en 1610, on pensait généralement que le Soleil était un objet calme, parfait et sans variations. Galilée a non seulement découvert les taches sombres, mais a également noté leur mouvement vers l'ouest, ce qui a été la première indication que le Soleil tourne sur lui-même. Lors d'observations ultérieures, il a été rapidement établi que le nombre de taches solaires varie avec le temps. Cependant, ce n'est que plus de deux siècles plus tard qu'un astronome amateur allemand, Heinrich Schwabe, a noté une apparente

périodicité de 10 ans dans ses années d’observation des taches solaires. Peu après la découverte de Schwabe, des astronomes professionnels ont entrepris de déterminer si ce cycle est réel ou non. Le chef de file de cet effort était Rudolf Wolf de l’observatoire de Zurich. Wolf a effectué une recherche approfondie des données antérieures et a pu établir que le nombre de taches solaires variait selon un cycle de 11 ans qui existait depuis au moins 1700. En 1890, Maunder a attiré l’attention sur une période de 70 ans, de 1645 à 1715, durant laquelle presque aucune tache solaire n’a été observée (Maunder, 1890) (figure 1.4). Cette période, connue sous le nom de période de minimum de Maunder, soulève la question de savoir si le cycle des taches solaires est une caractéristique universelle ou un phénomène récent.

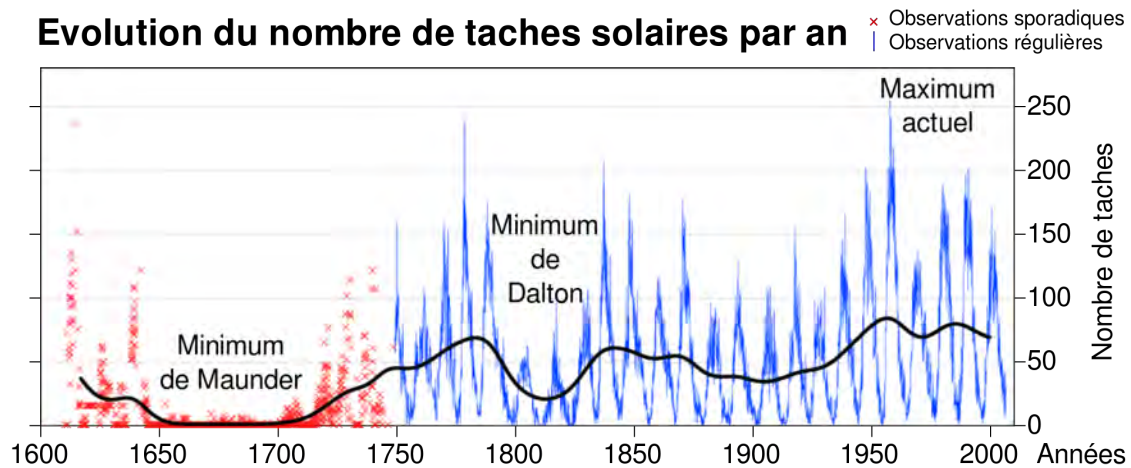


FIGURE 1.4 – Minimum de Maunder s’étalant de 1645 à 1715, pendant laquelle presque aucune tache solaire ne fut observée (fr.wikipedia.org).

La première suggestion de l’existence de ce que l’on appelle aujourd’hui l’ionosphère remonte aux années 1800. Carl Gauss et Balfour Stewart ont émis l’hypothèse de l’existence de courants électriques dans l’atmosphère pour expliquer les variations observées du champ magnétique à la surface de la Terre (Gauss, 1841; Stewart, 1841).

Il était bien établi qu’il existait une corrélation directe entre le cycle solaire et les perturbations magnétiques sur la Terre. Pour expliquer cette forte corrélation, Stewart a émis l’hypothèse que des courants électriques doivent circuler dans la haute atmosphère terrestre, et que l’action du Soleil est responsable de la transformation de l’air en milieu conducteur. Il a également conclu que la conductivité de la haute atmosphère est plus élevée au maximum des taches solaires qu’au minimum. Cependant, ce point de vue n’était pas largement partagé et de solides contre-arguments ont été présentés en 1892 par Lord Kelvin. L’existence de l’ionosphère a été clairement établie en 1901 lorsque G. Marconi a réussi à transmettre des signaux radio à travers l’Atlantique. Cette expérience a montré que les ondes radio étaient déviées autour de la surface de la Terre dans une mesure beaucoup plus importante que ce qui pouvait être attribué à la diffraction. L’année suivante, A. E. Kennelly et O. Heaviside ont suggéré que les charges électriques libres dans la haute atmosphère pouvaient réfléchir les ondes radio (Ratcliffe, 1967). En 1902, la première théorie physique de l’ionosphère a été proposée (Lodge, 1902).

En 1903, J. E. Taylor a suggéré de manière indépendante que le rayonnement ultraviolet solaire était la source des charges électriques, ce qui impliquait un contrôle solaire de la propagation radioélectrique (Taylor, 1903). Les premières mesures approximatives de la hauteur de la couche réfléchissante ont été effectuées par Lee de Forest et L. F. Fuller à la Federal Telegraph

Company de San Francisco de 1912 à 1914 sur le trajet de 3900 km. La hauteur de la couche réfléchissante a été déduite à l'aide d'un espacement émetteur-récepteur d'environ 500 km (Villard, 1976). Cependant, les résultats de Forest-Fuller n'étaient pas bien connus, et des mesures généralement acceptées de la hauteur de la couche réfléchissante ont été effectuées en 1924 par Breit et Tuve et par Appleton et Barnett (Breit & Tuve, 1925; Appleton & Barnett, 1925). Les expériences de Breit-Tuve ont fait appel à une technique de "sondage par impulsions", qui est encore utilisée aujourd'hui, tandis qu'Appleton et Barnett ont utilisé des expériences de "changement de fréquence", qui ont démontré l'existence d'ondes descendantes par une technique d'interférence. Ces expériences ont donné lieu à un nombre considérable de travaux théoriques et, en 1926, le nom "ionosphère" a été proposé par R.A. Watson-Watt dans une lettre adressée au Radio Research Board du Royaume-Uni, mais il n'est apparu dans la littérature que trois ans plus tard (Watson-Watt, 1929). Les sondages radio de l'ionosphère semblaient initialement indiquer que l'ionosphère était constituée de couches distinctes; nous savons maintenant que généralement ce n'est pas le cas et nous nous référons à différentes régions. Ces régions sont appelées les régions D, E et F. Les noms de ces régions proviennent d'Appleton, qui a déclaré que dans ses premiers travaux, il a écrit E pour le champ électrique réfléchi par la première couche qu'il a reconnue. Plus tard, lorsqu'il a reconnu une deuxième couche à des altitudes plus élevées, il a écrit F pour le champ réfléchi. Par la suite, il a supposé qu'il pouvait y avoir une autre couche à des altitudes plus basses et il a décidé de nommer les deux premières couches E et F et la possible couche inférieure D, permettant ainsi la désignation alphabétique d'autres couches non découvertes (Silberstein, 1959).

La technologie des fusées disponible à la fin de la Seconde Guerre mondiale a été utilisée par les scientifiques pour étudier la haute atmosphère et l'ionosphère, ouvrant ainsi la voie à l'exploration spatiale par satellite. La première charge utile scientifique embarquée dans une fusée, qui transportait des instruments permettant d'effectuer des mesures directement dans la haute atmosphère et l'ionosphère, a été lancée en 1946 sur un V-2 depuis White Sands, au Nouveau-Mexique. La charge utile de l'université du Michigan était constituée d'une sonde de Langmuir et d'un manomètre thermoélectrique. Bien que le V-2 ait échoué pendant ce vol, il a marqué le début de l'exploration directe de l'ionosphère. Le premier livre consacré à l'ionosphère a été publié en 1952 par Rawer (Rawer, 1952).

Les efforts considérables de coopération internationale, la grande quantité de données géophysiques collectées et le lancement de satellites artificiels, ont commencé pendant l'Année géophysique internationale, conduisant à la naissance de la physique Soleil-Terre. L'injection importante de fonds dans ce domaine par plusieurs pays a permis de faire progresser rapidement notre connaissance de l'environnement terrestre. Dans la phase initiale de ces explorations, chaque mesure donnait des résultats nouveaux et passionnants. On est maintenant arrivé à une phase où des mesures détaillées sont disponibles et les modèles théoriques sont généralement capables d'expliquer et de reproduire les caractéristiques à grande échelle observées de l'ionosphère terrestre. Cela ne signifie pas que cette dernière est entièrement comprise et qu'il n'y a plus rien à apprendre. Au contraire, il est temps d'identifier clairement les problèmes qui nécessitent une étude plus approfondie et de les traiter de manière systématique.

1.2 Le Soleil

Le Soleil est une étoile de masse ($1,99 \times 10^{30}$ kg), de rayon ($6,96 \times 10^5$ km) et de luminosité ($3,9 \times 10^{26}$ watts), dont la remarquable production régulière de rayonnement pendant plusieurs milliards d'années a permis le développement de la vie sur Terre. Le Soleil est principalement

composé d'hydrogène et d'hélium, avec de petites quantités d'argon, de calcium, de carbone, de fer, de magnésium, de néon, de nickel, d'azote, d'oxygène, de silicium et de soufre. L'énergie solaire est générée par la fusion nucléaire de l'hydrogène en hélium dans un noyau central très chaud, d'environ 16 millions de kelvins. Cette énergie est d'abord transmise par la zone radiative, puis par la zone convective, qui correspond aux $2,00 \times 10^5$ km extérieurs du Soleil. La surface du Soleil est irrégulière en raison de la forte convection dans cette zone externe, qui présente des cellules ou des granules convectifs à petite et grande échelle. Les cellules à petite échelle ont un diamètre d'environ 1 000 km, et les cellules individuelles durent environ 10 minutes. À grande échelle, il existe des réseaux de cellules (supergranules) qui ont des dimensions d'environ 30 000 km et peuvent perdurer aussi longtemps qu'un jour terrestre.

L'atmosphère du Soleil, qui s'étend jusqu'à plus de 10 rayons solaires, est composée de trois régions, à savoir la photosphère, la chromosphère et la couronne.

La photosphère est une couche très fine et froide à partir de laquelle le rayonnement visible est émis. La température de cette couche diminue avec la distance radiale, passant d'environ 6000 K à sa limite basse à un minimum d'environ 4500 K près de la limite photosphère-chromosphère.

La chromosphère est également une couche relativement mince (~ 4000 km) dans laquelle la température augmente rapidement depuis le minimum de température de 4500 K jusqu'à environ 25 000 K près de la base de l'atmosphère externe.

La couronne, contient un plasma ionisé très ténu et chaud ($\sim 10^6$ K) qui s'étend généralement à plusieurs rayons du Soleil.

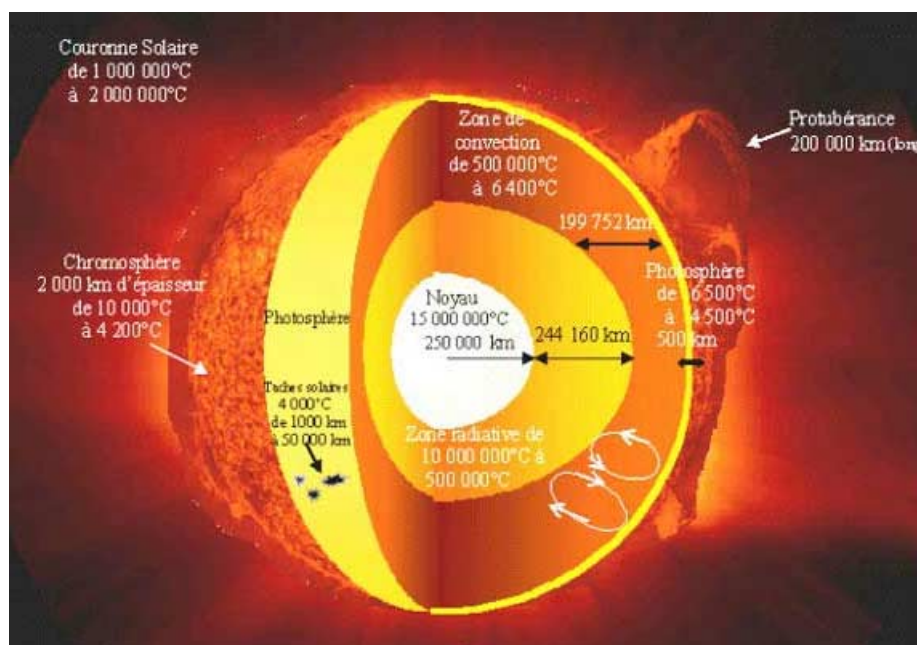


FIGURE 1.5 – Structure du Soleil (<http://system.solaire.free.fr>).

À proximité du Soleil, le champ magnétique solaire est fondamentalement dipolaire, mais il existe un décalage entre les axes de rotation et de dipôle (figure 1.6). Le plasma chaud peut être piégé sur ces lignes de champ fermées et sa présence peut être détectée par le rayonnement

électromagnétique qu'il émet. Cependant, loin du Soleil, les températures coronales élevées provoquent un écoulement continu de plasma de la couronne, appelé vent solaire. Lorsque ce plasma chaud s'éloigne radialement du Soleil, il a tendance à entraîner les lignes de champ magnétique dipolaire dans l'espace interplanétaire. Le vent solaire peut parfois être très non uniforme, car le champ magnétique de la couronne peut être très structuré, comme le montre le schéma de la figure 1.6. Le plasma coronal chaud peut être piégé sur de fortes boucles de champ magnétique, et une émission de rayons X très intense est associée à ces boucles coronales. Selon l'intensité du champ magnétique, une partie du plasma chaud peut s'échapper lentement de ces boucles, formant des courants coronaux qui s'étendent dans l'espace. Ces streamers sont la source de la composante lente du vent solaire.

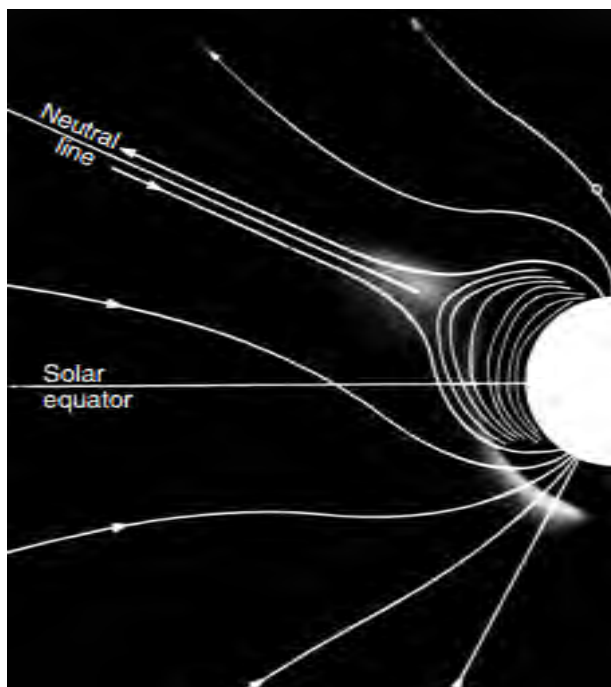


FIGURE 1.6 – Une photographie de la couronne de lumière blanche au-dessus du membre du Soleil le 5 juin 1973. Les lignes pleines correspondent à un champ magnétique suggéré géométrie suggérée du champ magnétique qui est cohérente avec la distribution du plasma émettant la lumière blanche. (Hundhausen, 1977).

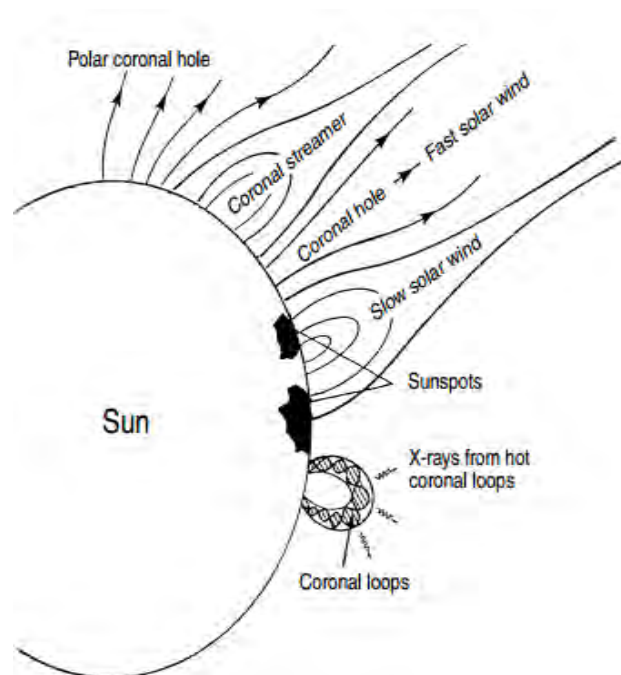


FIGURE 1.7 – Schéma de la topologie du champ magnétique dans la couronne solaire et des caractéristiques coronales associées. Les courbes solides avec des flèches sont les lignes du champ magnétique (Schunk & Nagy, 2000).

Cependant, à d'autres endroits de la couronne, le champ magnétique du Soleil ne forme pas de boucle, mais s'étend dans la direction radiale. Dans ces régions, le plasma chaud peut facilement s'échapper de la couronne, ce qui donne naissance à la composante rapide du vent solaire. En raison de cette fuite rapide, les concentrations de plasma et le rayonnement électromagnétique associé sont faibles, et par conséquent, ces régions ont été appelées trous coronaux. Dans les régions polaires, les lignes de champ magnétique s'étendent dans l'espace profond car le champ magnétique solaire est fondamentalement dipolaire, et le plasma chaud peut donc facilement s'échapper le long de ces lignes de champ.

Le Soleil tourne avec une période d'environ 27 jours, mais comme la surface du Soleil n'est pas solide, il existe une rotation différentielle entre l'équateur (25 jours) et les pôles (31 jours). Cette rotation et la convection du plasma agissent pour produire des courants électriques et

des champs magnétiques intenses par le biais d'une action dynamo. Cependant, les champs magnétiques générés présentent une variation temporelle distincte. Plus précisément, on observe une augmentation et une diminution globale de l'activité magnétique qui suit un cycle de 22 ans, lequel coïncide avec le changement de polarité des pôles magnétiques du Soleil. L'une des principales manifestations de l'activité magnétique solaire est l'apparition de taches solaires, qui sont dus à la rotation différentielle du soleil (le champ magnétique à l'équateur est de 3 à 5 kG au contraire le champ dipolaire est de 10 G), qui sont des régions sombres sur un Soleil actif (figure 1.7). Les taches solaires, qui peuvent durer de quelques heures à plusieurs mois, sont situées dans la photosphère et résultent des champs magnétiques plus intenses (plusieurs milliers de gauss) et localisés. Les champs magnétiques dans les taches "étouffent" le flux d'énergie provenant du bas, et par conséquent, les taches solaires sont plus froides que la zone environnante, ce qui explique leur apparence sombre (en vertu de la loi de Stefan-Boltzmann, les régions plus froides émettent moins de rayonnement électromagnétique).

Il y a parfois de puissantes explosions dans l'atmosphère au-dessus des taches solaires, que l'on appelle des éruptions solaires. Ces flashes lumineux ne durent que quelques minutes à quelques heures, mais les explosions envoient des rayonnements électromagnétiques dans l'espace. Un autre type d'explosion solaire provient d'une proéminence (figure 1.8). La proéminence s'étend loin dans la haute atmosphère du Soleil et suit la boucle d'un tube de flux magnétique fermé, dont les extrémités de la boucle prennent racine dans les taches solaires. Le champ magnétique puissant et incurvé piège le plasma chaud et, en raison de l'échauffement intense, des fronts de conduction thermique peuvent traverser les boucles, portant la température à 2-3 millions de kelvins. Parfois, l'une des extrémités de la boucle de flux magnétique se détache, envoyant des courants de plasma énergétique dans l'espace. Une autre forme de libération de masse est appelée Éjection de Masse Coronale (CME). On pensait autrefois que les Éjections de Masse Coronale étaient déclenchées par des éruptions, mais on sait aujourd'hui que la plupart des CME ne sont pas associées à des éruptions. Les Éjections de Masse Coronale se développent en s'éloignant du Soleil, à des vitesses pouvant atteindre plusieurs milliers de $km.s^{-1}$. Les CME de grande taille contiennent jusqu'à 10^{13} kg de plasma.



FIGURE 1.8 – Une proéminence montante, comme on peut le voir sur une séquence de photographies prises le 8 septembre 1948 (Ferraro, 1970).

La perte d'énergie du Soleil est due à la fois au rayonnement électromagnétique et à l'écoulement de particules, l'énergie rayonnée étant de loin le processus de perte dominant. Le tableau 1.1 indique les gammes de longueurs d'onde pour les différentes régions spectrales du

Soleil. L'énergie rayonnée par seconde dans toutes les longueurs d'onde est approximativement constante. Au niveau de la Terre, elle est de 1370 watts m^{-2} , ce qui est appelé la constante solaire. Les principales contributions énergétiques proviennent des régions spectrales infrarouge (52 %), visible (41 %) et ultraviolette (<7 %). Les émissions de radio et de rayons X présentent d'importantes fluctuations, mais elles contribuent peu à l'énergie totale rayonnée. La perte d'énergie due à l'écoulement des particules (vent solaire et CMEs) est également très faible, comme le montre le tableau 1.2. Cependant, comme nous le verrons plus loin, le vent solaire et les Éjections de Masse Coronale ont un effet considérable sur les ionosphères et les atmosphères planétaires. De même, le rayonnement Extreme ultraviolet (EUV), qui représente seulement environ 0,1% de l'énergie totale rayonnée, est la source principale de plasma dans les ionosphères planétaires.

TABLE 1.1 – Solar spectral regions.

Radio	$\lambda \geq mm$
Far infrared	$10 \mu m \leq \lambda \leq 1 mm$
Infrared	$0.75 \mu m \leq \lambda \leq 10 \mu m$
Visible	$0.3 \mu m \leq \lambda \leq 0.75 \mu m$
Ultraviolet (UV)	$1200 \text{ \AA} \leq \lambda \leq 3000 \text{ \AA}$
Extreme ultraviolet (EUV)	$100 \text{ \AA} \leq \lambda \leq 1200 \text{ \AA}$
Soft X-rays	$1 \text{ \AA} \leq \lambda \leq 100 \text{ \AA}$
Hard X-rays	$\lambda \leq 1 \text{ \AA}$

Note : $\text{\AA} = 10^{-10} m$.

TABLE 1.2 – Energy and mass loss from the Sun (Schwenn, 1988).

Radiated power	3.8×10^{26} watts
Solar wind power	4.1×10^{20} watts
CME power	7.0×10^{18} watts
Mass loss (radiation)	$4.2 \times 10^9 \text{ kg s}^{-1}$
Mass loss (particles)	$1.3 \times 10^9 \text{ kg s}^{-1}$

1.3 Le milieu interplanétaire

Avant les années 1950, on pensait généralement que l'espace interplanétaire était un vide, à l'exception des baquets occasionnelles de particules énergétiques associées aux éruptions solaires. Cependant, grâce aux mesures par satellite, on sait maintenant que le vent solaire baigne tout le Système solaire. L'écoulement du vent solaire commence dans la basse couronne et accélère à mesure que le plasma s'éloigne radialement du Soleil. À une distance de quelques rayons solaires, le vent solaire devient supersonique, ce qui signifie que sa vitesse globale vers l'extérieur devient supérieure aux vitesses caractéristiques des ondes sonores dans le milieu. À peu près à la même distance, le plasma raréfié du vent solaire devient sans collision, c'est-à-dire que le libre parcours moyen entre deux collisions dépasse la longueur d'échelle caractéristique des changements de concentration. Dans un plasma sans collision, les courants électriques circulent avec peu de résistance et dans ces conditions, la MHD idéale nous dit que le champ magnétique issu du Soleil est "gelé" dans le vent solaire et est transporté avec lui dans l'espace, devenant le champ magnétique interplanétaire (IMF, pour interplanetary magnetic field).

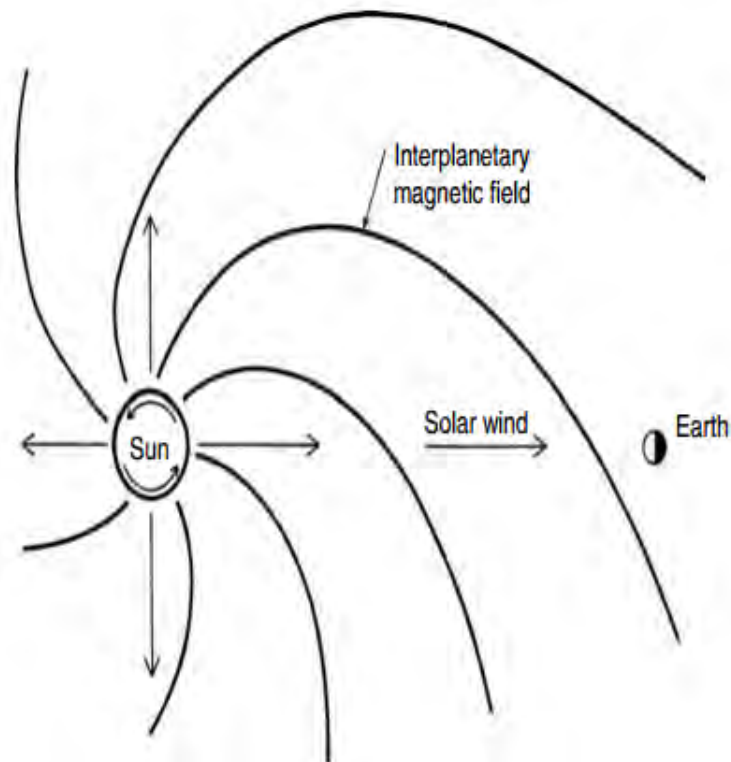


FIGURE 1.9 – Le champ magnétique spiralé vu depuis le plan de l'écliptique, et structure magnétique du vent solaire lorsqu'il balaie la terre (Schunk & Nagy, 2009).

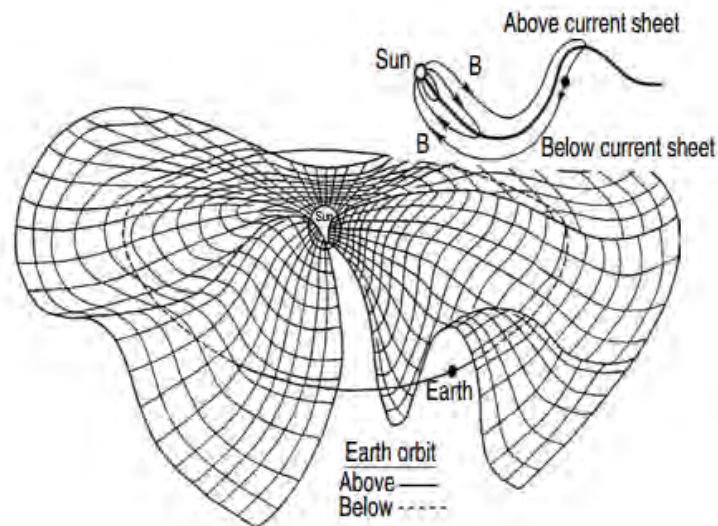


FIGURE 1.10 – Représentation tridimensionnelle de la nappe de courant équatorial solaire et des lignes de champ magnétique associées. La feuille de courant est représentée comme étant située près de l'équateur solaire avec des champs magnétiques spiralés, orientés vers l'extérieur, situés au-dessus d'elle et des champs orientés vers l'intérieur, situés en dessous. La feuille de courant contient des plis ou des cannelures. Lorsque le Soleil tourne, un observateur près de l'écliptique se trouvera alternativement au-dessus et au-dessous du courant et verra un motif de secteur changeant. L'encadré montre une coupe méridienne avec la Terre sous la nappe de courant (Kelley, 2009).

Lorsque le champ magnétique est attiré vers l'extérieur par le vent solaire radial, la rotation lente du Soleil ($2.7 \cdot 10^{-6} \text{ rad s}^{-1}$) a pour effet de courber les lignes de champ en spirales qui s'étendent profondément dans l'espace (figure 1.9). Au niveau de l'orbite de la Terre, l'angle de la spirale est d'environ 43° par rapport à la direction Soleil-Terre. En trois dimensions, les spirales peuvent être décrites par le modèle de la jupe d'une ballerine. La jupe représente une nappe de courant qui circule dans une direction azimutale autour du Soleil, mais la jupe a une structure ondulée qui ressemble à celle d'une ballerine (figure 1.10). Les champs magnétiques des côtés opposés de cette nappe de courant héliosphérique sont de polarité opposée et, comme les différents plis de la jupe se drapent autour des divers corps du Système solaire, ces derniers sont exposés à différentes polarités de l'IMF. La polarité de l'ensemble du système s'inverse au début de chaque nouveau cycle solaire à cause de l'inversion de la polarité des pôles magnétiques du Soleil.

1.4 La magnétosphère

La magnétosphère est la région de l'espace entourant la Terre où le champ magnétique dominant est le champ magnétique de la Terre, plutôt que le champ magnétique de l'espace interplanétaire. La magnétosphère est la cavité du champ magnétique terrestre, elle est déformée par le vent solaire. La concentration du vent solaire est très faible, généralement 5 particules par centimètre cube, mais il se déplace rapidement, allant jusqu'à 800 km/s au niveau de l'orbite terrestre. Cela signifie qu'il lui faut trois jours pour atteindre l'atmosphère terrestre. Ce vent transporte non seulement du plasma, mais aussi le champ magnétique de la couronne solaire. La puissance apportée par le vent solaire à l'environnement terrestre a été estimée à 100 GW. À titre de comparaison, c'est une puissance légèrement supérieure à celle produite en France par l'ensemble des centrales électriques. Cette puissance est bien inférieure à la quantité totale d'énergie solaire reçue par la Terre par seconde, mais suffisante pour provoquer un effet électromagnétique important dans l'environnement. La figure 1.11 illustre la forme et la taille du champ magnétique de la Terre, qui change continuellement sous l'effet du vent solaire.

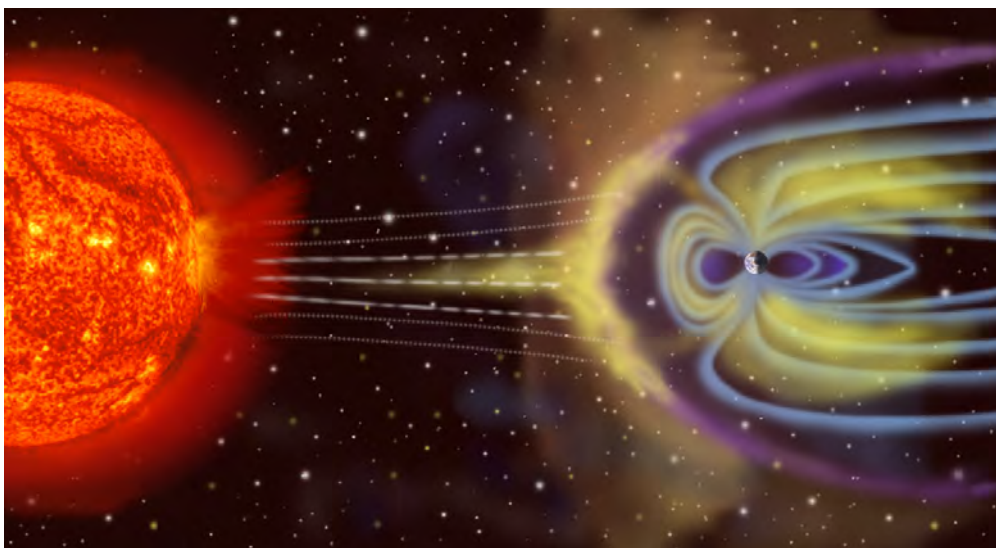


FIGURE 1.11 – La taille du champ magnétique de la Terre, qui change continuellement sous l'effet du vent solaire. La distance entre la Terre et le Soleil a été raccourci pour bien visualiser le champ magnétique terrestre et le vent solaire en directions de la Terre. ([NASA-http://sec.gsfc.nasa.gov/popscise.jpg](http://sec.gsfc.nasa.gov/popscise.jpg)).

La pression du vent solaire sur le champ magnétique de la Terre comprime le champ du côté jour de la Terre et l'étire en une longue queue du côté nuit. La forme du champ déformé qui en résulte a été comparée à l'apparence de l'eau qui coule autour d'un rocher dans un ruisseau. Du côté diurne de la Terre, au lieu de s'étendre à l'infini, le champ magnétique est confiné à environ 10 rayons terrestres du centre de la Terre et, du côté nocturne, le champ s'étend sur des centaines de rayons terrestres, bien au-delà de l'orbite de la Lune à 60 rayons terrestres.

La frontière entre le vent solaire et le champ magnétique de la Terre est appelée magnétopause. Cette limite est constamment en mouvement, car sa position est régie par l'équilibre entre la pression dynamique du vent solaire (qui fluctue) et la pression magnétique dans la magnétosphère (qui reste constante). Si la magnétopause nous protège dans une certaine mesure du vent solaire, elle est loin d'être impénétrable, et de l'énergie, de la masse et de la quantité de mouvement sont transférées du vent solaire aux régions situées à l'intérieur de la magnétosphère de la Terre. L'interaction entre le vent solaire et le champ magnétique de la Terre, ainsi que l'influence de l'atmosphère et de l'ionosphère sous-jacentes, créent diverses régions de champs, de plasmas et de courants à l'intérieur de la magnétosphère, comme la plasmasphère, le courant annulaire et les ceintures de radiations. En conséquence, les conditions à l'intérieur de la magnétosphère sont très dynamiques. La figure 1.12 présente une partie de la magnétosphère : la Terre est le petit point blanc au niveau du vent solaire venant de la gauche, les lignes bleu foncé sont les lignes de champ magnétique, en bleu clair est la magnétopause et la ligne rouge l'onde de choc (ou choc d'étrave).

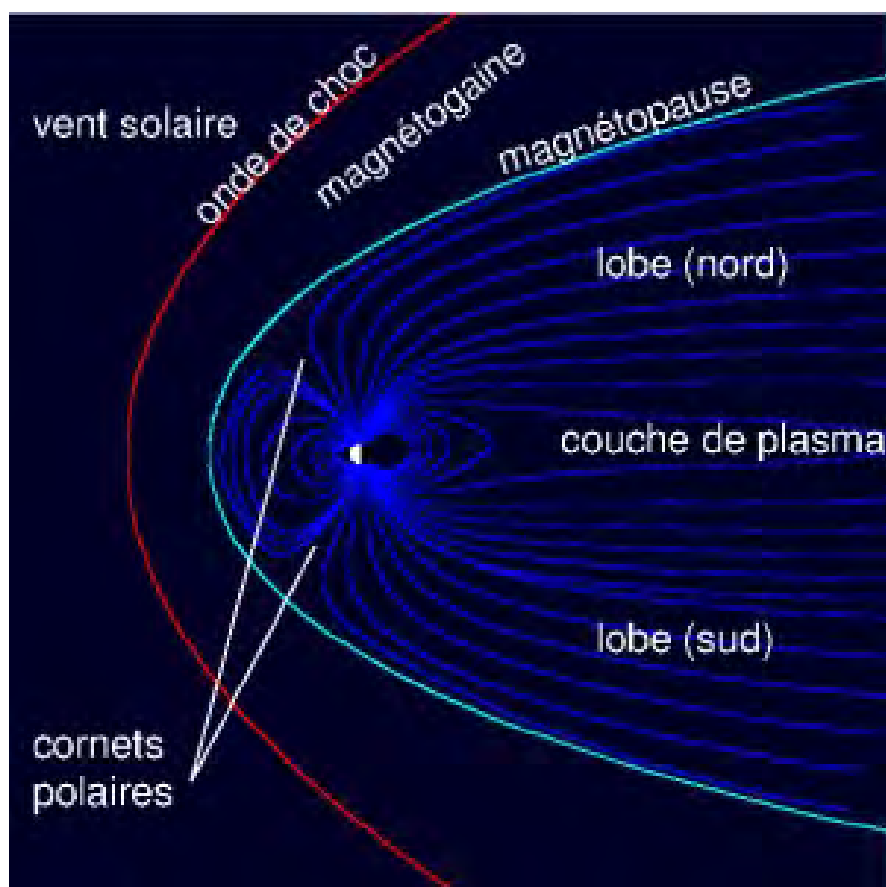


FIGURE 1.12 – Coupe de la magnétosphère dans le plan du méridien midi-minuit : la Terre est le petit point blanc et le vent solaire vient de la gauche. Les lignes bleu foncé sont les lignes de champ magnétique, le bleu clair est la magnétopause et la ligne rouge l'onde de choc (<https://www.encyclopedie-environnement.org>).

Autour de la magnétosphère terrestre, le vent solaire s'écoule en continu à une vitesse moyenne de 400 km/s. Par ce mouvement, dans un référentiel terrestre, un champ électrique dynamo $E=B \times V$ de grande échelle est vu, conséquence du gel du champ magnétique interplanétaire dans le plasma du vent solaire. Ce phénomène est appelé « dynamo vent solaire/magnétosphère ». Deux mécanismes physiques sont proposés pour expliquer ce transfert (Mazaudier & Cohen, 1991) : l'interaction visqueuse entre le vent solaire et la magnétosphère (Axford & Hines, 1961), la reconnexion des champs magnétiques terrestre et interplanétaire (Dungey, 1961). Le processus de reconnexion est le plus efficace et que l'interaction visqueuse entre le vent solaire et la magnétosphère est en action plutôt les jours calmes. 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 contact 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 1.13 représente ce mécanisme.

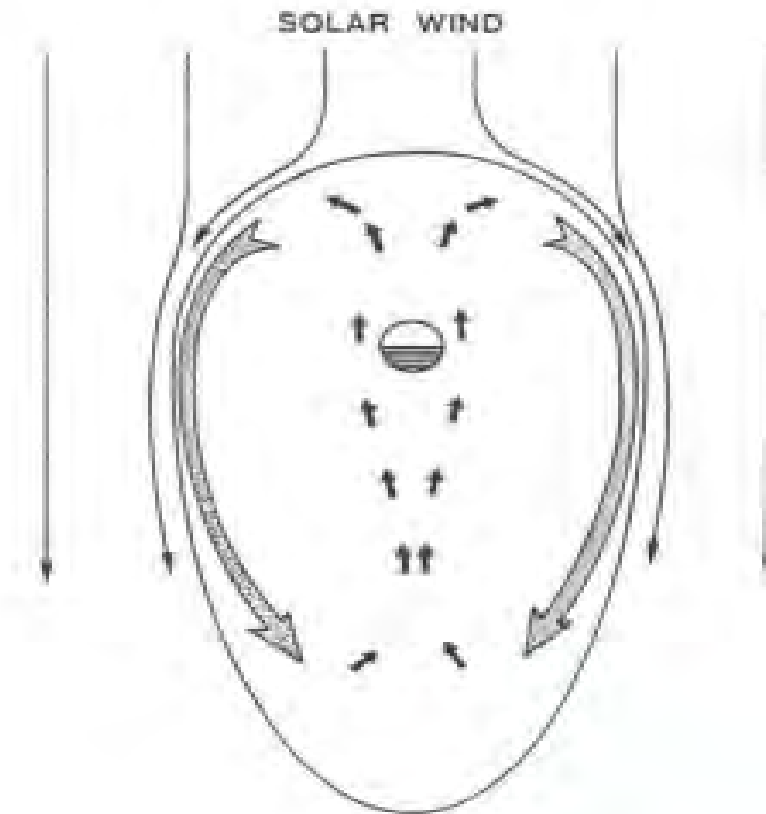


FIGURE 1.13 – Interaction visqueuse entre les vents solaires et la magnétosphère (Axford & Hines, 1961).

La dépendance observée de l'activité géomagnétique à l'orientation de l'IMF est expliquée par la plupart des chercheurs comme une conséquence de la reconnexion magnétique. Lors d'une reconnexion, deux champs magnétiques de direction opposée sont réunis par des plasmas en mouvement au niveau d'une ligne neutre. Loin de la ligne neutre, le champ magnétique est gelé dans le plasma ; cependant, près de la ligne neutre, il se diffuse dans le plasma, établissant une nouvelle configuration des lignes de champ magnétique. En traversant la ligne neutre, les lignes de champ des côtés opposés se connectent et s'éloignent rapidement de la ligne neutre à

angle droit par rapport à leur direction d'entrée. Au cours de ce processus, l'énergie initialement stockée dans un champ magnétique puissant est convertie en énergie cinétique du plasma en mouvement. En outre, la topologie des lignes de champ magnétique est modifiée. À la magnétopause diurne (voir la figure résumant la configuration du champ magnétique externe de la Terre), les lignes de champ de l'IMF deviennent connectées aux lignes de champ géomagnétique. Comme l'IMF est gelé dans le vent solaire, la portion de la ligne de champ reconnectée à l'extérieur de la magnétosphère est entraînée loin du Soleil au-dessus et en dessous des calottes polaires. Les parties de la ligne de champ situées à l'intérieur doivent suivre les parties extérieures ; c'est pourquoi leurs "pieds" semblent dériver sur les calottes polaires. Ce processus ne peut se poursuivre indéfiniment, car les lignes de champ géomagnétique seront continuellement érodées du côté jour, à moins qu'elles ne soient remplacées par un flux interne. Un tel flux se développe après un court laps de temps et suit le même schéma que le retour des lignes de champ éloignées du Soleil par interaction visqueuse. Lorsque le flux est pleinement développé, le flux des lignes de champ magnétique vers le Soleil à l'intérieur de la magnétosphère équilibre le flux s'éloignant du Soleil au-dessus et en dessous des calottes polaires.

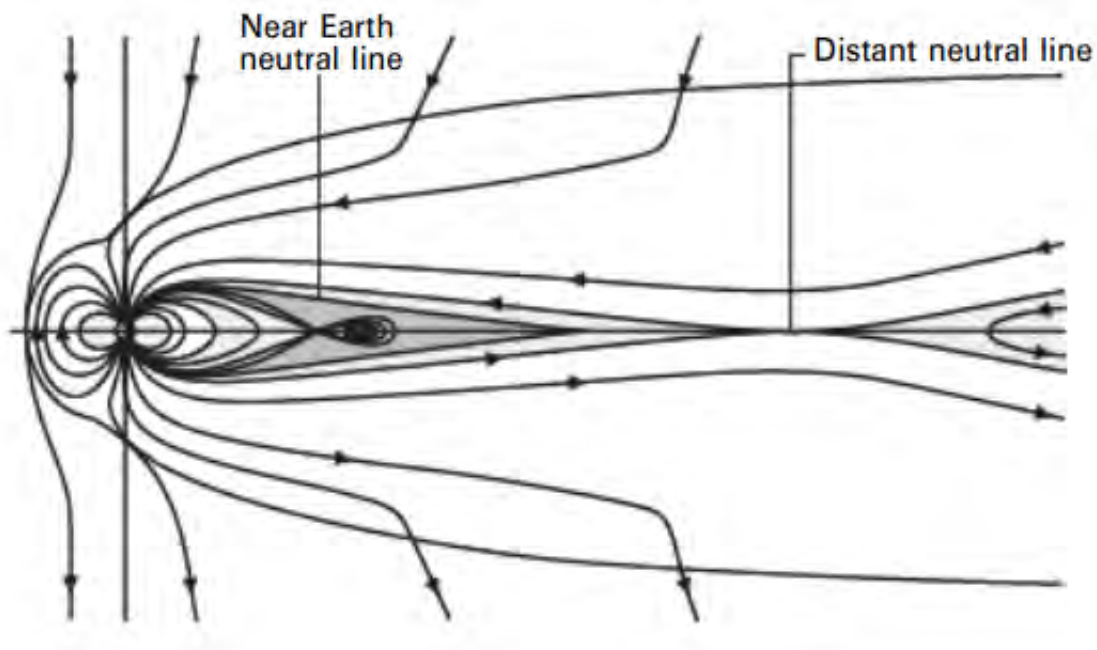


FIGURE 1.14 – Reconnexion magnétique à l'intérieur des lignes de champ magnétique fermées de la nappe de plasma, ce qui produit une bulle de plasma et de champ appelée plasmotide. le plasmotide est initialement maintenu en place par des lignes de champ fermées attachées à la terre (Bothmer & Daglis, 2007).

Pour que les lignes de champ reviennent du côté de la nuit, elles doivent d'abord se déconnecter du vent solaire. Cela se produit au niveau d'une deuxième ligne neutre située derrière la Terre (voir la figure 1.14 résumant la configuration du champ magnétique terrestre). Là, comme du côté jour, des lignes de champ de directions opposées sont rapprochées par des flux de plasma. Une reconnexion se produit, et les lignes de champ de l'IMF et du champ géomagnétique redeviennent des entités distinctes.

La topologie des lignes de champ magnétique produite par le processus de reconnexion explique l'existence des ovales auroraux. Les lignes de champ des calottes polaires sont "ouvertes" au vent solaire, tandis que celles des latitudes inférieures lui sont "fermées", comme le montre

la figure ci-dessus. Du côté de la nuit, les lignes de champ reliées à la ligne neutre forment une frontière naturelle pour piéger les particules chargées. La région située à l'intérieur des "lignes de champ fermées en dernier" est remplie de particules piégées et s'appelle la nappe de plasma "plasma sheet". La projection des lignes de champ fermées en dernier sur l'atmosphère polaire forme la limite polaire de l'ovale auroral nocturne. Comme indiqué précédemment, une deuxième limite se forme sur le côté nuit de la Terre lorsque les particules dérivent vers la terre sous l'influence de la convection magnétosphérique (sous l'effet de l'interaction visqueuse et de la reconnexion) et entrent ensuite dans la région de forte dérive azimuthale. Cette limite est appelée le bord interne de la nappe de plasma, et elle se projette comme le bord équatorial de l'ovale auroral du côté nuit.

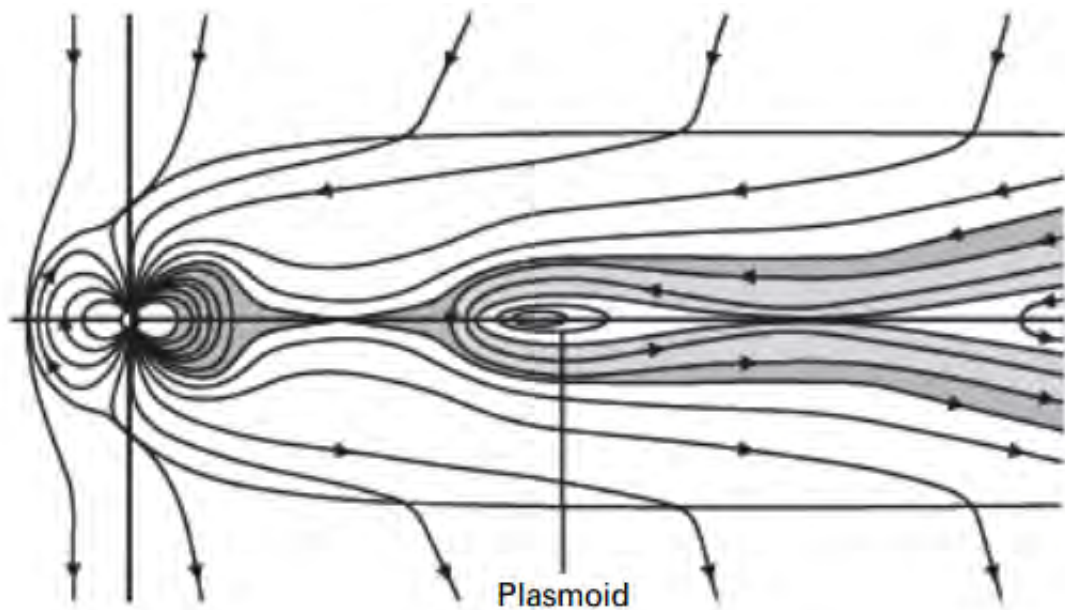


FIGURE 1.15 – Lorsque les lignes de champ à la limite de la nappe de plasma se reconnectent, le plasmoid est tiré de la queue de magnéto de la terre par les lignes de champ connectées au vent solaire (Bothmer & Daglis, 2007).

Le vent solaire, comme tout vent, connaît aussi des orages. Des dizaines, voire des centaines en maximum d'activité solaire, sont produites chaque année, avec des intensités variables. Ces orages peuvent affecter la concentration et la vitesse du vent solaire, ainsi que sa force et les variations de son champ magnétique. Et il arrive que ces orages compriment la magnétosphère terrestre. Une fois comprimée, la magnétosphère entre dans une phase de relaxation, pendant deux ou trois jours, durant laquelle son activité est plus forte que d'habitude. Les sous-orages sont des périodes de l'ordre d'une heure ou moins, pendant lesquels de l'énergie est rapidement libérée dans la queue magnétosphérique. Pendant les sous-orages, dans les régions polaires, les aurores boréales se répandent et s'intensifient, elles sont aussi beaucoup plus agitées, et le champ magnétique terrestre est perturbé. Dans l'espace, les ions et les électrons circulent en bien plus grand nombre et à des énergies plus élevées, et les modifications du champ magnétique sont bien plus profondes que celles observées sur Terre. Ils sont plus forts et plus fréquents, et nous pouvons voir les aurores dans des endroits où elles sont rarement vues. Ces épisodes sont appelés orages magnétiques. Il est soumis à la météo de l'espace pour des prédictions magnétiques qui peuvent avoir un effet notable sur l'activité humaine.

1.5 L'atmosphère terrestre

L'atmosphère terrestre est l'enveloppe gazeuse qui entoure notre planète. L'air sec se compose d'environ 78% de diazote, 21% de dioxygène, 0,93% d'argon, 0,04% de dioxyde de carbone et des traces d'autres gaz. L'atmosphère protège la vie sur Terre en absorbant le rayonnement solaire ultraviolet, en réchauffant la surface par la rétention de chaleur (effet de serre) et en réduisant les écarts de température entre le jour et la nuit. L'atmosphère est divisée en plusieurs couches, chacune ayant une importance différente : leurs limites sont déterminées par la discontinuité des changements de température, en fonction de l'altitude. De bas en haut :

- **La troposphère** est la couche la plus proche de la surface de la Terre. Sa température diminue de 6,5 °C par km d'altitude. Son épaisseur moyenne est de 13 km. C'est dans la troposphère que les phénomènes météorologiques tels que les précipitations, les tornades et les éclairs se déroulent. C'est également là que s'accumulent les gaz polluants issus des activités humaines. Lorsqu'on parle de pollution atmosphérique, il s'agit donc principalement de la pollution de l'air de la troposphère.
- **La stratosphère** est une couche qui monte jusqu'à une altitude de 50 km, où la température est proche de celle de la surface terrestre. La température augmente progressivement dans la stratosphère car la couche d'ozone absorbe le rayonnement solaire. Le célèbre trou de la couche d'ozone se situe également dans cette couche.
- **La mésosphère** se situe entre 50 et 80 km d'altitude. La température diminue jusqu'à -140 °C. C'est dans cette couche que les météores se consomment et forment les étoiles filantes.
- **La thermosphère** s'étend entre 80 et 600 km d'altitude. Les molécules d'air deviennent très rares. Les températures sont très élevées (jusqu'à 1200 °C). C'est dans la thermosphère que se produisent les aurores polaires (les aurores boréales dans l'hémisphère Nord et les aurores australes dans l'hémisphère Sud).
- **L'exosphère** s'étend au-delà de 600 km d'altitude. La concentration en particules est si faible que les collisions sont négligeables et les particules ont des trajectoires balistiques. C'est dans cette zone que gravitent la plupart des satellites artificiels en orbite basse.

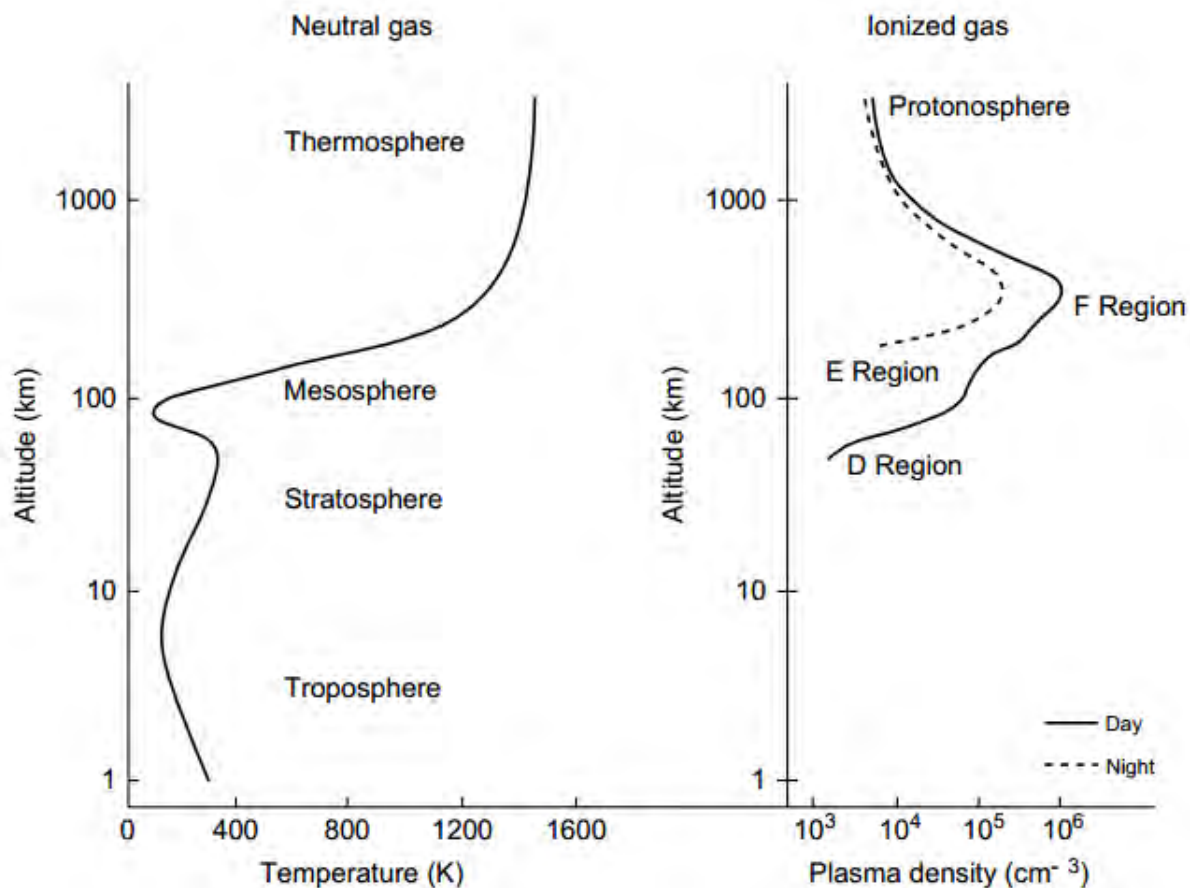


FIGURE 1.16 – Les profils typiques de température et de concentration du plasma aux latitudes moyennes (Kelley, 2009).

La structuration de l’atmosphère peut être organisée de façon claire par un profil de température représentatif, tandis que l’ionosphère est organisée de façon plus sensible par la concentration du plasma. La figure 1.16 présente des profils typiques de température des neutres et de concentration du plasma aux latitudes moyennes. La température atmosphérique diminue initialement avec l’altitude par rapport à la température de surface. À environ 10 km d’altitude, cette tendance de la température s’inverse (à la tropopause) et la stratosphère commence. Cette augmentation est due principalement à l’absorption, par l’ozone, d’une partie de la portion ultraviolette du rayonnement solaire. Cet effet est maximal à 50 km, où la tendance de la température s’inverse à nouveau à la stratopause. Le refroidissement radiatif crée une très forte baisse de température jusqu’à un minimum dans la gamme 130-190 K à environ 90 km. À des hauteurs supérieures à l’altitude du minimum de température (la mésopause), la température augmente considérablement en raison de l’absorption de photons solaires encore plus énergétiques, pour atteindre des valeurs assez variables mais souvent bien supérieures à 1000 K. Il n’est pas surprenant que cette région soit appelée la thermosphère.

L’augmentation de la température dans la thermosphère s’explique par l’absorption du rayonnement UV et EUV du soleil. Le rayonnement EUV est également responsable de la production de plasma dans l’hémisphère ensoleillé, car ces photons solaires ont suffisamment d’énergie pour ioniser les composants de l’atmosphère neutre.

La première distinction qui est faite quand on regarde la haute atmosphère terrestre est la différence entre les atomes neutres et les atomes ionisés. En raison des différences dans la

dynamique, les deux sont généralement appelés séparément comme l'atmosphère neutre et l'ionosphère.

La composition de l'atmosphère neutre est relativement homogène en dessous de 100 km d'altitude en raison de la turbulence. Les principaux composants sont le diazote N_2 et le dioxygène O_2 . Plus haut en altitude, les composants commencent à se séparer en fonction de leur masse sous l'influence de la gravité. En effet, les molécules les plus lourdes occupent les plus basses couches tandis que les composants atomiques plus légers occupent principalement les altitudes élevées. À 250 km, altitude qui nous intéressera particulièrement dans ce travail, l'oxygène atomique O est majoritaire. La concentration des différentes espèces neutres et ionisées est illustrée figure 1.17. Notons la diminution exponentielle de la concentration des espèces neutres avec l'altitude.

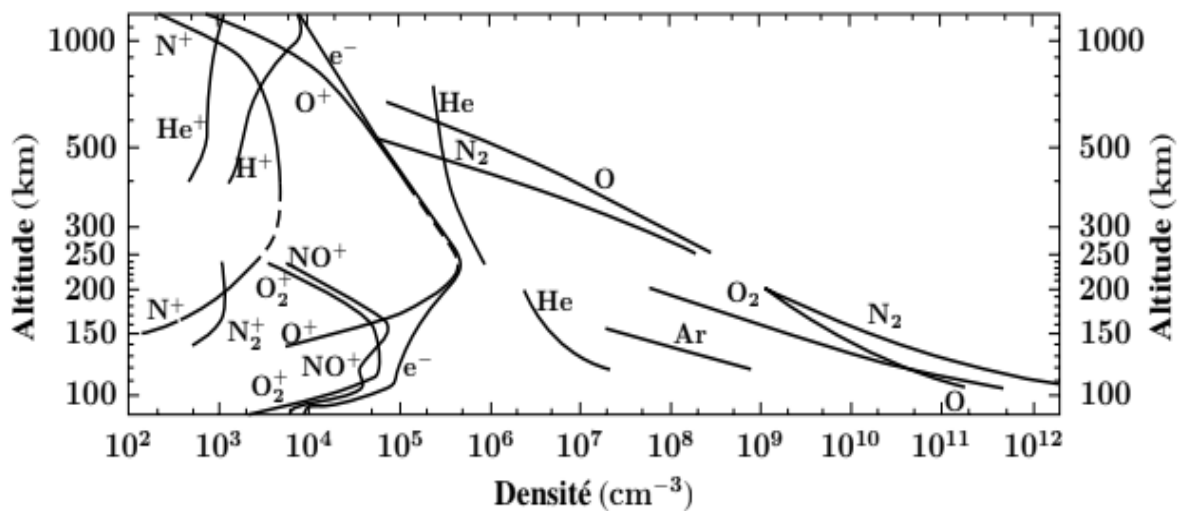


FIGURE 1.17 – Profil en altitude de la concentration des différentes espèces atmosphériques et ionosphériques (Rishbeth & Garriott, 1969).

1.6 La thermosphère

1.6.1 Équation de la quantité de mouvement de l'atmosphère neutre

La thermosphère est en mouvement à toutes les échelles spatiales et temporelles. Le mode de mouvement dominant est la corotation avec la Terre. Cette corotation est évidemment transférée à l'enveloppe gazeuse extérieure d'abord par la friction de la surface de la Terre, puis par les forces de friction entre les différentes couches de gaz. La vitesse de corotation résultante est donnée par :

$$U_{corotation} = \Omega_E (R_E + h) \cos \phi \quad (1.1)$$

où Ω_E et R_E , désignent la vitesse angulaire et le rayon de la Terre et ϕ est la latitude géographique. À cette corotation se superposent de nombreux mouvements supplémentaires, parmi lesquels les plus importants sont la circulation globale du vent et les ondes atmosphériques. La

dynamique de mouvement des vents est donnée par :

$$\frac{du}{dt} + \frac{1}{\rho_n} \sum_k N_k \cdot F_k (u - v_k) = -\frac{1}{\rho_n} \text{grad} P_n + 2(u * \Omega_E) + \xi_n \Delta u + g \quad (1.2)$$

où les différents termes de gauche à droite représentent les forces suivantes par unité de masse (Schunk & Nagy, 2009) : accélération, friction ion-neutre (voir section 1.6.3), gradient de pression, Coriolis (voir section 1.6.4), viscosité et force de gravité, avec u : vitesse du vent.

ρ_n : masse volumique.

N_k : concentration en nombre du k-ième constituant ionique.

F_k : coefficient de frottement dépendant des différentes fréquences de collision entre neutres et ions.

v_k : vitesse du k-ième constituant ionique.

P_n : pression atmosphérique neutre.

Ω_E : vitesse angulaire de la terre.

ξ : viscosité cinématique.

g : accélération due à la pesanteur.

1.6.2 Perturbation atmosphérique itinérante (TAD)

Lorsque l'énergie magnétosphérique est soudainement transférée à la thermosphère des hautes latitudes, principalement sous la forme d'un chauffage par effet Joule (Knipp et al., 1991), les données disponibles indiquent qu'un front d'onde étendu longitudinalement se propage loin de la région source. Cette perturbation est souvent appelée perturbation atmosphérique itinérante (TAD pour *travelling atmospheric disturbance*) à grande échelle. Les TAD représentent un mécanisme de redistribution globale de l'énergie et de la quantité de mouvement dans la thermosphère en relation avec les orages et les sous-orages magnétiques, et sont donc fondamentaux pour notre compréhension de cet aspect du couplage Soleil-Terre. Historiquement, en raison de la disponibilité plus répandue des mesures de télédétection de l'ionosphère, les manifestations des TAD dans divers paramètres ionosphériques sont plus communément observées et appelées perturbations ionosphériques itinérantes (TID pour *travelling ionospheric disturbance*).

Les caractéristiques des TADs révélées sont les suivantes (Bruinsma & Forbes, 2007) :

- La structure TAD se propage vers l'équateur comme une bande étendue en longitude.
- Les effets de Coriolis ont tendance à dévier la perturbation vers l'ouest.
- Les vitesses de propagation passent de 200-300 $m.s^{-1}$ au-dessous de 250 km à 500-800 $m.s^{-1}$ au-dessus de 300 km.
- La propagation vers l'équateur et finalement vers l'hémisphère opposé peut se produire.
- Une plus grande atténuation des TAD se produit pendant les heures de jour, probablement en raison des effets élevés des interactions ions-neutres (*ion drag*).
- Les amplitudes des TAD sont plus grandes (plus petites) lorsque la vitesse de phase des TAD est alignée avec (opposée à) le vent méridional moyen préexistant.

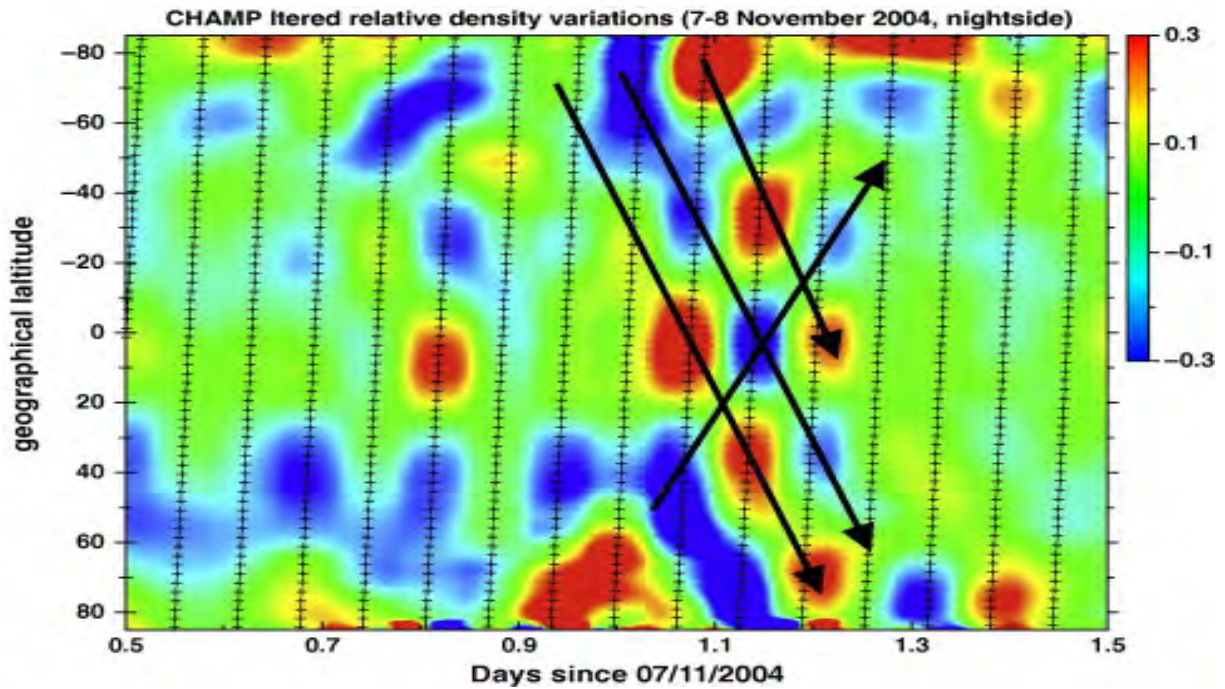


FIGURE 1.18 – Exemple des concentrations relatives filtrées tracées en fonction du temps et de la latitude (inversée). Les flèches montrent les ondes à grande échelle qui se propagent vers l'équateur et dans l'hémisphère opposé (Bruinsma & Jeffrey, 2009)

1.6.3 Entraînement ionique (*ion drag*)

Les constituants neutres et ionisés de la haute atmosphère interagissent par collisions, de sorte qu'ils peuvent échanger de la quantité de mouvement. La force agissant par unité de volume d'une espèce 1 et de concentration n_1 due à une collision avec une espèce 2 est :

$$F_{12} = n_1 m \nu_{12} (U_2 - U_1) \quad (1.3)$$

Où U_1 et U_2 sont les vitesses d'ensemble des espèces 1 et 2, ν_{12} est la fréquence de collision entre les espèces 1 et 2, et m est la masse des particules, supposée ici identique pour les deux espèces.

Ainsi, les ions exercent une force de friction sur les neutres, appelé entraînement ionique (*ion drag*), qui a pour intensité par unité de volume :

$$F_{in} = n_i m \nu_{in} (U_n - U_i) \quad (1.4)$$

Où U_i et U_n sont respectivement les vitesses de les ions et des neutres, les indices i et n se référant aux ions et aux neutres.

L'effet opposé des particules neutres sur les ions (*air drag*) s'exprime sous la forme :

$$F_{ni} = n_n m \nu_{ni} (U_i - U_n) \quad (1.5)$$

Dans la région F, la force d'entraînement est plus faible, bien que toujours significative avec une différence entre le jour et la nuit. Le vent neutre entraîne effectivement les populations ionisées le long du champ géomagnétique et modifie ainsi la hauteur du maximum de la couche

F de quelques dizaines de kilomètres. Les concentrations des ions et des neutres sont plus élevées le jour que la nuit, tout comme les fréquences de collision ion-neutre, ce qui mène à un effet d'entraînement plus important le jour que la nuit. Le tableau suivant donne une idée sur les valeurs de concentration et fréquence de collision pour les neutres et les ions à 300km.

Parametres	jour	nuit
$n_n(m^{-3})$	9.8×10^{26}	6.6×10^{26}
$n_i(m^{-3})$	9.8×10^{26}	3.5×10^{11}
$\nu_{in}(s^{-3})$	0.6	0.4
$\nu_{ni}(s^{-3})$	6.5×10^{-5}	2.0×10^{-5}

TABLE 1.3 – les valeurs de concentration et fréquence de collision pour les neutres et les ions à 300km (Hargreaves, 1992).

1.6.4 Effet Coriolis

La rotation planétaire donne lieu à la "force" de Coriolis. L'effet de Coriolis est une déviation apparente des objets en mouvement par rapport à une trajectoire rectiligne lorsqu'ils sont vus à partir d'un référentiel en rotation. Cette force apparente est une conséquence de l'inertie du fluide qui est contraint de se déplacer sur une surface horizontale incurvée. Pour les planètes dont le sens de rotation est le même que celui de la Terre, c'est-à-dire une rotation prograde, l'effet de Coriolis fait qu'une parcelle de fluide se déplaçant vers l'équateur est déviée vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans le sud (Huba et al., 2014). La force de base peut être exprimée comme suit.

$$F_c = -2\Omega \times V \quad (1.6)$$

Où Ω est la vitesse angulaire de la planète.

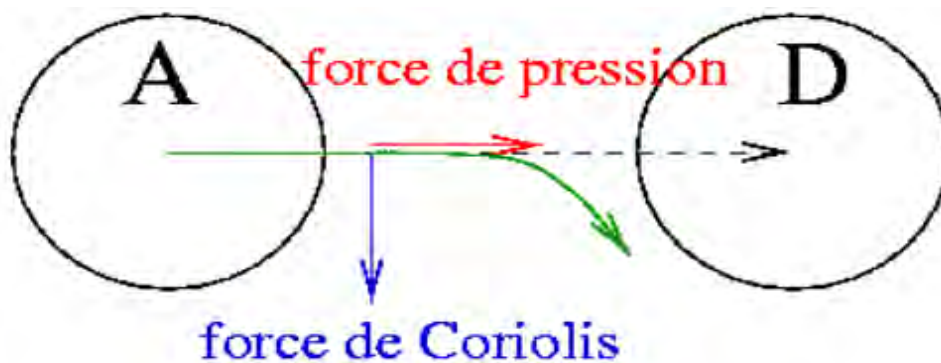


FIGURE 1.19 – l'effet Coriolis (Chamaraux & Clusel, 2002).

L'effet joue un rôle important sur la dynamique thermosphérique horizontale, surtout de part et d'autre de l'équateur.

1.7 L'ionosphère

1.7.1 Définition

L'ionosphère est la région de l'atmosphère où le rayonnement extrême ultraviolet d'origine solaire est capable d'ioniser les atomes et molécules de l'atmosphère. Le rayonnement électromagnétique solaire est atténué dans l'ionosphère à cause de l'ionisation, de la dissociation, et de l'excitation des composants atmosphériques. L'ionosphère terrestre varie principalement avec l'altitude. À basse altitude, inférieure à 60 km, où la durée de vie des particules chargées est suffisamment courte, l'équilibre chimique domine. A haute altitude (60 - 800 km), l'ionisation primaire se produit par le rayonnement UV solaire. A plus haute altitude supérieure à 1000 km, l'ionisation des particules est faible, il n'a un rôle important que localement ou pendant certaines périodes. Les sources d'ionisation dans l'ionosphère sont de deux ordres : d'une part la photo-ionisation des différents gaz par les rayonnements X et UV solaires et d'autre part, l'ionisation par des particules énergétiques projetées dans l'ionosphère, le long des lignes de champ magnétique. Les pertes électroniques se produisent lors de la fixation d'un électron sur les particules neutres (O_2 ; N_2 ; O), ou sur les ions positifs existant dans l'atmosphère : la recombinaison. L'équilibre entre ionisation et recombinaison dépend fortement du rayonnement solaire. Entre le matin et l'après midi, l'ionisation dépasse la recombinaison et la concentration électronique s'élève. Entre la fin de l'après midi et le début de soirée, la concentration commence à chuter car l'ionisation diminue et devient moins efficace que la recombinaison. Le taux d'ionisation diminue fortement la nuit et peut entraîner la disparition de certaines espèces ionisées. Tout comme les effets de la gravité imposent à l'atmosphère neutre une structure en couches horizontales, l'ionisation des espèces chimiques dépend de l'altitude, les radiations de plus haute énergie pénétrant le plus profondément. Les mécanismes réactionnels qui régissent la chimie ionosphérique et mettent en jeu les diverses espèces ionisées varient donc avec l'altitude. En particulier, le degré d'ionisation augmente avec l'altitude et atteint son maximum vers 250 km, la concentration des neutres est alors de l'ordre de 10^{15} particules par m^3 et celle des ions et des électrons de l'ordre de 10^{12} particules par m^3 , Ce taux d'ionisation faible fait de l'ionosphère un milieu globalement faiblement ionisé.

Principe de la formation d'une couche

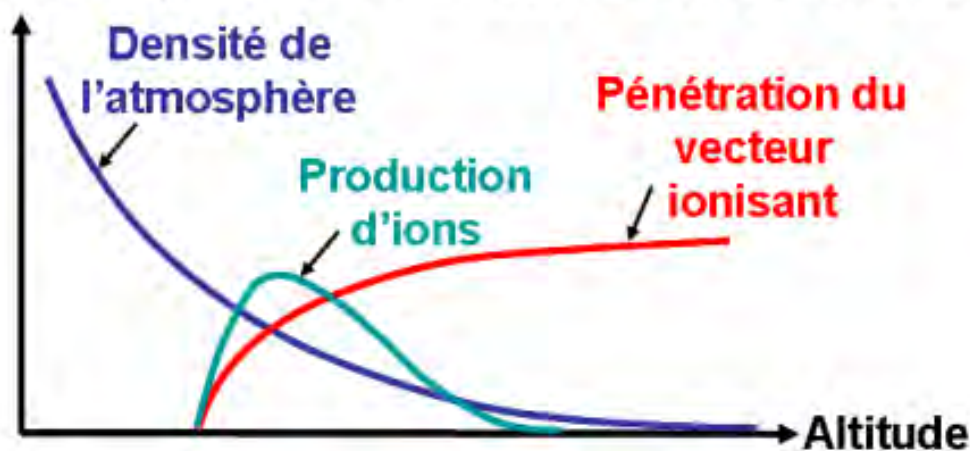


FIGURE 1.20 – Principe de la formation d'une couche (blog.f6krk.org).

1.7.2 Les couches de l'ionosphère

La concentration de l'atmosphère diminue exponentiellement jusqu'à 100 km, puis plus lentement ensuite. La pénétration du rayonnement diminue avec la concentration de l'air. En conséquence, il y aura une région où l'effet ionisant sera maximum. Il existe quatre couches ionisées dans l'ionosphère. Elles sont appelées : couches D, E, F1 et F2. Les quatre couches sont présentes en journée. La nuit, les ultraviolets extrêmes, source principale d'ionisation de la haute atmosphère, n'irradient plus l'atmosphère nocturne et la recombinaison des ions et des électrons se produit. Les couches F1 et F2 s'amincissent et tendent à devenir une seule couche F, tandis que les couches D et E disparaissent. En fin de nuit, avant le lever du soleil, l'ionisation est à son niveau le plus bas.

Couche D : La couche D, qui est présente seulement durant la journée, est la moins ionisée et elle a le moindre effet sur la propagation radio. Cependant, Elle est très collisionnelle les fréquences de collision ν_{en} électrons-neutres et ν_{en} ions-neutres y sont très élevées, entraînant une forte absorption des ondes radioélectriques HF inférieures à 1 MHz. La recombinaison y est très rapide, de sorte que cette couche ne subsiste pas la nuit lorsque la photoionisation s'est arrêtée.

Couche E : La couche Kennelly-Heaviside est une couche apparaissant entre 90 et 150 km. Dans la région E, la somme des concentrations des ions positifs NO^+ et O_2^+ est approximativement égale à la concentration électronique Ne, et la collision des ions, électrons plus libres. Elle réfléchit les fréquences moyennes (jusqu'à 20MHz) et, de ce fait, ces ondes peuvent se propager au-delà de l'horizon. Durant la nuit, la couche E disparaît ce qui augmente la gamme d'ondes qui peuvent voyager par réflexion. Ces ondes sont appelées onde d'espace.

Couche F : La couche F, ou couche d'Appleton, est la couche de réflexion la plus importante. La région F contient des gaz ionisés entre 150 et 800 km au dessus du niveau de la mer. Elle a la plus forte concentration en électrons libres et en ions de toute l'atmosphère. Durant le jour, la radiation solaire est plus élevée que durant la nuit, la couche F se scinde en deux sous-couches F1 et F2.

- La couche F1 (150-200km) est formée majoritairement d'ion positif NO^+ et O_2^+ .
- La couche F2 (200-600km) qui est la seule à subsister la 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.

Après le coucher du soleil, ces deux couches se rejoignent en une seule zone F. Elle est caractérisée par une faible collision des ions et des électrons, la région F est dominée par la diffusion verticale des charges de la couche E vers le haut de jour et vers le bas de nuit. Ce phénomène de diffusion y maintient la concentration électronique élevée à tout moment de la journée. Cette diffusion joue un rôle important dans la dynamo de la région F.

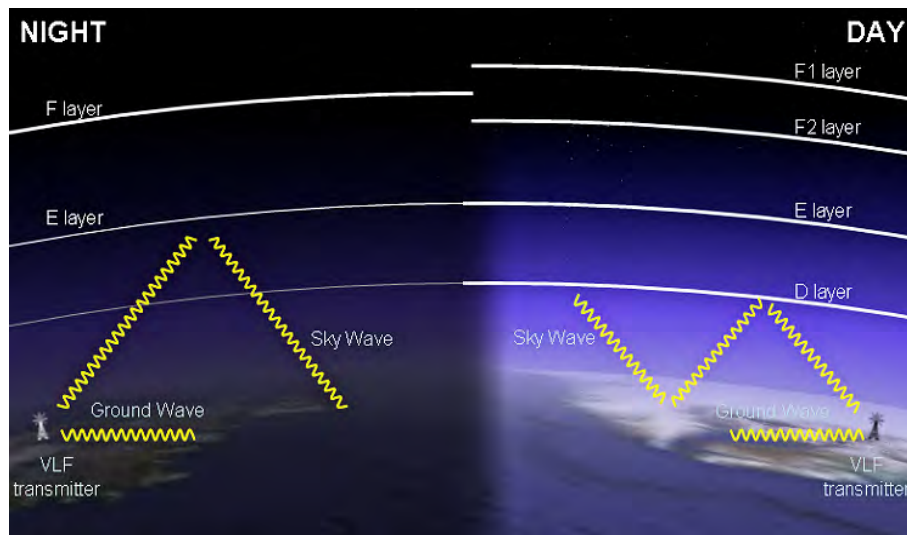


FIGURE 1.21 – Les couches de l’ionosphère (sidstation.loudet.org).

1.7.3 Émissions lumineuses (aurores et *airglow*)

Les émissions lumineuses les plus connues et les plus spectaculaires sont dues à l’excitation et la désexcitation d’espèces atmosphériques par collision suite à la précipitations d’électrons venus de la magnétosphère. Dans ce travail, vu les basses latitudes considérées, nous ne sommes pas concernés par ce phénomène.

En revanche, aux basses latitudes comme aux hautes, de nombreuses interactions chimiques se produisent dans la haute atmosphère. Celles-ci transfèrent de l’énergie d’une espèce à l’autre et certaines s’accompagnent d’émissions lumineuses. Nous nous intéressons ici particulièrement aux émissions issues de l’oxygène atomique et moléculaire. Au-dessus de 120 km, O et O₂ se trouvent à concentrations égales et, au-dessus de 250 km, l’oxygène atomique est l’espèce dominante dans l’atmosphère. Les principales concentrations en ions d’environ 250 kilomètres de la région (F) sont e⁻, O⁺ et qui sont créés à partir de la photodissociation de l’atome d’oxygène par le rayonnement EUV. L’oxygène est impliqué dans l’émission de trois raies d’émission couramment utilisées : 557,7 nm, 630,0 nm et 777,4 nm. La raie verte à 557,7 nm est produite par désexcitation de l’état 1S vers l’état 1D. La durée de vie de l’état 1D est brève : 0,74 s. L’émission à 777,4 nm est dû à la recombinaison radiative de l’oxygène ionisé. Bien que l’émission se produise rapidement par rapport durée de vie (110 s) de l’état 1D est responsable de l’émission à 630,0 nm. L’oxygène excitée dans l’état 1D est produit par soit la recombinaison dissociative de O₂⁺, soit l’impact des électrons, soit la photodissociation de l’oxygène moléculaire, soit certaines réactions chimiques. Cette raie est très utile pour les sciences de l’espace car elle est suffisamment lumineuse pour être observés par des instruments optiques terrestres et la réaction de recombinaison radiative assez lentes pour que l’émission dure toute la nuit. De cette raie d’émissions, on peut estimer les vents et températures des particules thermosphériques neutres par un instrument appelé interféromètre de Fabry-Pérot (FPI).

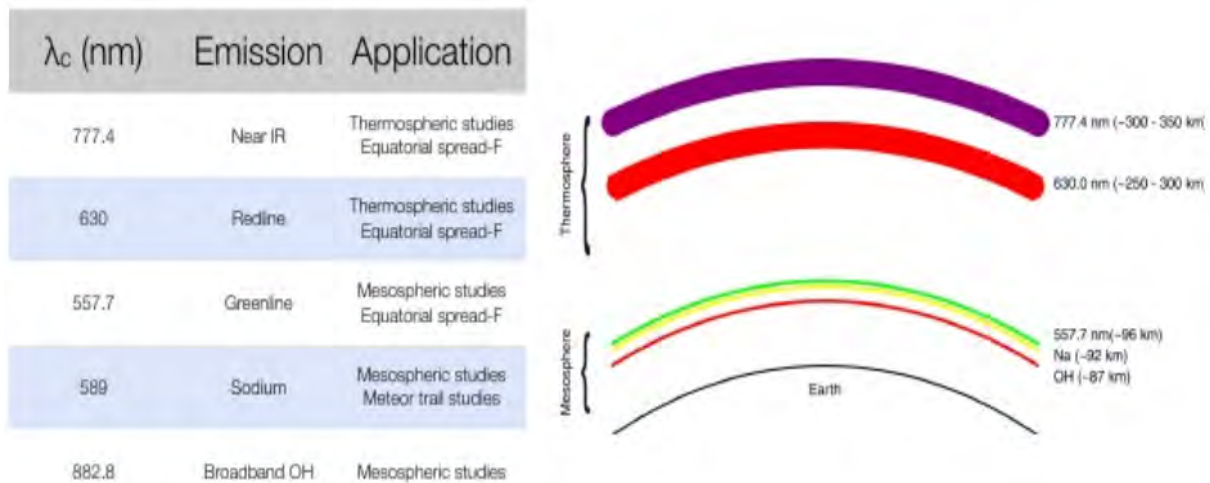


FIGURE 1.22 – Profils typiques de la température atmosphérique neutre et la concentration du plasma ionosphérique avec les différentes couches désignées dans les conditions mi-latitude.

1.7.4 Théorie de la dynamo ionosphérique

Le plasma ionosphérique est immergé dans le champ magnétique terrestre. Il s'en suit la création et la circulation de courants électriques par les déplacements des charges. En effet, le mouvement des charges dans le champ terrestre donne lieu à une dynamique qui génère des courants et des champs électriques dans l'ionosphère. Dans cette section, nous nous intéresserons aux paramètres tels que les vents, le champ électrique, la conductivité, qui sont essentiels pour comprendre l'électrodynamique de l'ionosphère.

Champs électriques dans l'ionosphère

À travers les collisions entre ions et neutres, électrons et neutres, et ions et électrons, les particules chargées sont entraînées à la vitesse d'ensemble du vent neutre. Une particule de charge q , en mouvement dans le champ magnétique terrestre, subit la force magnétique \vec{F}

$$\vec{F} = q(\vec{V}_n \times \vec{B}) \quad (1.7)$$

Occasionnant ainsi un champ électromoteur (ou champ électrique dynamo) :

$$\vec{E}_0 = \vec{V}_n \times \vec{B} \quad (1.8)$$

\vec{E}_0 est perpendiculaire à \vec{V}_n et \vec{B} . Le plasma ionosphérique étant composé d'ions positifs de charge $q = +e$, et d'électrons de charge $q = -e$, la force \vec{F} provoque une séparation des charges qui conduit à la formation d'un champ électrique de polarisation \vec{E}_p . Le champ électrique total qui en résulte est donné par :

$$\vec{E} = \vec{E}_p + \vec{V}_n \times \vec{B} \quad (1.9)$$

Aux basses et moyennes latitudes, les courants circulant dans la couche E de l'ionosphère, sont liés au champ électrique \vec{E} . La concentration de courant \vec{j} est exprimée par la loi d'Ohm :

$$\vec{j} = \vec{\sigma}(\vec{E}_p + \vec{V}_n \times \vec{B}) \quad (1.10)$$

Où $\vec{\sigma}$ représente le tenseur de conductivité dans l'ionosphère. La concentration de courant \vec{j} est maintenue non divergente par le champ de polarisation qui assure la continuité du courant. Le champ \vec{E}_p est irrotationnel, ce qui implique qu'il dérive d'un potentiel électrique ψ . On peut donc écrire :

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{j} = 0, \nabla \times \vec{E}_p = 0, \vec{E}_p = -\nabla \psi \quad (1.11)$$

Les courants ionosphériques dépendent de la mobilité des charges. Cette mobilité dépend de l'ensemble des forces qui agissent sur les ions et les électrons, et déterminent la structure de la conductivité électrique dans l'ionosphère. Avant de présenter les étapes de calcul les conductivités électriques il faut passer par l'écriture de l'équation de mouvement.

L'ionosphère étant constitué d'électrons, d'ions et de neutres, pour une espèce j , de masse m_j , de vitesse moyenne \vec{v} , de concentration n_j , soumise à la force \vec{F} , l'équation de mouvement dans le référentiel terrestre s'écrit :

$$n_j m_j \frac{d\vec{v}}{dt} = \vec{F} + \sum_{k \neq j} v_j m_j \nu_{jk} (\vec{v}_k - \vec{v}_j) - \vec{\nabla} p \quad (1.12)$$

Où le terme :

$$\sum_{k \neq j} n_j m_j \nu_{jk} (\vec{v}_k - \vec{v}_j) \quad (1.13)$$

Représente le transfert de quantité de mouvement par collisions entre les particules d'espèces j et k .

Avec ν_{jk} la fréquence de collision de j avec k et $\vec{\nabla} p$ le gradient de pression.

Cette équation du mouvement est la base de calcul les conductivités ionosphériques.

1.7.5 Conductivités ionosphériques

La méthode utilisée pour calculer les conductivités électriques de l'ionosphère, est fondées sur l'équilibre des différentes forces appliquées sur les particules en mouvement dans l'ionosphère. La condition d'équilibre des forces des électrons et des ions est déterminée respectivement par les équations (Volland, 1995) :

$$m_i \frac{d\vec{V}_i}{dt} = 0 = m_i \vec{g} - \frac{1}{N_i} \nabla (N_i k T_i) + e(\vec{E} + \vec{V}_i \times \vec{B}) - m_i \nu_{in} (\vec{V}_i - \vec{V}_n) - m_i \nu_{ei} (\vec{V}_i - \vec{V}_e) \quad (1.14)$$

$$m_e \frac{d\vec{V}_e}{dt} = 0 = m_e \vec{g} - \frac{1}{N_e} \nabla (N_e k T_e) + e(\vec{E} + \vec{V}_e \times \vec{B}) - m_e \nu_{en} (\vec{V}_e - \vec{V}_n) - m_e \nu_{ei} (\vec{V}_e - \vec{V}_i) \quad (1.15)$$

-La force de Lorentz :

$$\vec{F}_{en} = \pm e(\vec{E} + \vec{V}_n \times \vec{B}) \quad (1.16)$$

Avec e la charge élémentaire, le signe (+) pour les ions positifs et le signe (-) pour les électrons, \vec{E} et \vec{B} 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 :

$$\vec{F}_c = m\nu(\vec{V} - \vec{V}_n) \quad (1.17)$$

Où m et \vec{V} sont la masse et la vitesse de la particule chargée, ν sa fréquence de collision avec les neutres et \vec{V}_n , la vitesse des neutres. Le poids \vec{P} de la particule chargée :

$$\vec{P} = m\vec{g} \quad (1.18)$$

Où \vec{g} l'accélération de la pesanteur. Le gradient de pression

$$\vec{F} = \frac{1}{N}\nabla(NkT) \quad (1.19)$$

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), on peut négliger les forces de gravité et de pression, c'est le cas de la région E. Nous ne considérons donc que les forces de Lorentz et d'interaction entre les fluides en mouvement à des vitesses différentes. Au-dessus de 90km, où les ions sont majoritaires, on considère ces ions comme d'un seul type formant un fluide de concentration égale à celle des Electron density (N_e). La variation temporelle des vitesses des ions et des électrons étant négligeable; ces équations sont alors réduites et deviennent :

$$N_e e(\vec{E} + \vec{V}_i \times \vec{B}) - N_e m_i \nu_{in}(\vec{V}_i - \vec{V}_n) - N_e m_i \nu_{ei}(\vec{V}_i - \vec{V}_e) = 0 \quad (1.20)$$

$$N_e e(\vec{E} + \vec{V}_e \times \vec{B}) - N_e m_e \nu_{en}(\vec{V}_e - \vec{V}_n) - N_e m_e \nu_{ei}(\vec{V}_e - \vec{V}_i) = 0 \quad (1.21)$$

Avec ν en et ν_{in} respectivement la fréquence de collision entre des électrons ou des ions avec des particules neutres, ν_{ei} et ν_{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 :

$$m_i \nu_{ie} = m_e \nu_{ei} \quad (1.22)$$

Concernant les déplacements parallèles à \vec{B} , les équations (1.20)et(1.21) en les devisant par N_e , et en tenant compte des expressions suivantes :

$$(\vec{V}_e - \vec{V}_i)_{\parallel} = -(\vec{V}_i - \vec{V}_e)_{\parallel} \quad (1.23)$$

$$e(\vec{E}_{\parallel} + \vec{V}_i \times \vec{B}) \cdot \vec{B} = e\vec{E}_{\parallel} + e(\vec{V}_i \times \vec{B}) \cdot \vec{B} = e\vec{E}_{\parallel} \quad (1.24)$$

On obtient :

$$m_i \nu_{in\parallel}(\vec{V}_i - \vec{V}_n)_{\parallel} + m_i \nu_{ie\parallel}(\vec{V}_i - \vec{V}_e)_{\parallel} = e\vec{E}_{\parallel} \quad (1.25)$$

$$m_e \nu_{en\parallel}(\vec{V}_i - \vec{V}_n)_{\parallel} - m_e \nu_{ei\parallel}(\vec{V}_i - \vec{V}_e)_{\parallel} = -e\vec{E}_{\parallel} \quad (1.26)$$

En multipliant les équations(1.25)et(1.26) respectivement par $m_e \nu_{en\parallel}$ et $m_i \nu_{in\parallel}$ puis en les soustrayant on aura :

$$m_i m_e (\nu_{in\parallel} \nu_{en\parallel} + \nu_{ie\parallel} \nu_{en\parallel} + \nu_{ei\parallel} \nu_{in\parallel})(\vec{V}_i - \vec{V}_e)_{\parallel} = (m_i \nu_{in\parallel} + m_e \nu_{en\parallel})e\vec{E}_{\parallel} \quad (1.27)$$

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. L'équation(1.27) devient alors :

$$(\vec{V}_i - \vec{V}_e)_\parallel = \frac{e\vec{E}_\parallel}{m_e(\nu_{en_\parallel} + \nu_{ei_\parallel})} \quad (1.28)$$

Dans les régions E et F, la concentration des électrons est égale à la concentration des ions positifs. Pour calculer le tenseur de conductivité, on doit déterminer la vitesse relative $(\vec{V}_i - \vec{V}_e)_\parallel$ entre électrons et ions, car cette vitesse est nécessaire pour calculer la densité de courant dans l'ionosphère d'après :

$$\vec{J} = N_e e (\vec{V}_i - \vec{V}_e) \quad (1.29)$$

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

$$\vec{J}_\parallel = N_e e (\vec{V}_i - \vec{V}_e)_\parallel = \sigma_\parallel \vec{E}_\parallel \quad (1.30)$$

Où σ_\parallel est la conductivité parallèle, exprimée en Siemens par mètre ($S.m^{-1}$). On déduit l'expression de la conductivité parallèle ci-après :

$$\sigma_\parallel = \frac{N_e e^2}{m_e(\nu_{en_\parallel} + \nu_{ei_\parallel})} \quad (1.31)$$

Concernant les déplacements des conductivités perpendiculaires au champ magnétique, nous négligerons les collisions entre les ions et électrons dans les équations (1.20) et (1.21). 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, $(\vec{V}_i - \vec{V}_e)$ tend vers zéro et $\nu_i n$ est négligeable. On ajoute le terme

$$- e(\vec{V}_n \times \vec{B}) \quad (1.32)$$

des deux côtés de équation (1.20), après simplification et réarrangement des termes équation(1.20) devient :

$$e(\vec{V}_i - \vec{V}_n)_\perp \times \vec{B} - m_i \nu_{in} (\vec{V}_i - \vec{V}_n)_\perp = -e(\vec{E}_\perp + \vec{V}_n \times \vec{B}) \quad (1.33)$$

En multipliant vectoriellement par \vec{B} : les deux membres de (1.33), on obtient :

$$e((\vec{V}_i - \vec{V}_n)_\perp \times \vec{B}) \times \vec{B} - m_i \nu_{in} (\vec{V}_i - \vec{V}_n)_\perp \times \vec{B} = -e(\vec{E}_\perp + \vec{V}_n \times \vec{B}) \times \vec{B} \quad (1.34)$$

En utilisant le double de produit vectoriel :

$$e((\vec{V}_i - \vec{V}_n)_\perp \times \vec{B}) \times \vec{B} = e[((\vec{V}_i - \vec{V}_n)_\perp \cdot \vec{B})\vec{B} - (\vec{B} \cdot \vec{B})(\vec{V}_i - \vec{V}_n)_\perp] = -eB^2(\vec{V}_i - \vec{V}_n)_\perp \quad (1.35)$$

L'équation devient :

$$-eB^2(\vec{V}_i - \vec{V}_n)_\perp - m_i \nu_{in} (\vec{V}_i - \vec{V}_n)_\perp \times \vec{B} = -e(\vec{E}_\perp + \vec{V}_n \times \vec{B}) \times \vec{B} \quad (1.36)$$

En éliminant $(\vec{V}_i - \vec{V}_n)_\perp \times \vec{B}$ dans les équations (1.33) et (1.36). En multipliant par $m_i \nu_{in}$ l'équation (1.33) et par e l'équation (2.51) nous obtenons respectivement :

$$-eB^2(\vec{V}_i - \vec{V}_n)_\perp = -e^2(\vec{E}_\perp + \vec{V}_n \times \vec{B}) \times \vec{B} \quad (1.37)$$

$$-m_i^2 \nu_{in}^2 (\vec{V}_i - \vec{V}_n)_\perp = -em_i \nu_{in} (\vec{E}_\perp + \vec{V}_n \times \vec{B}) \quad (1.38)$$

En additionnant (1.37) avec (1.38) nous obtenons :

$$(\vec{V}_i - \vec{V}_n)_\perp = \frac{em_i\nu_{in}(\vec{E}_\perp + \vec{V}_n \times \vec{B}) + e^2(\vec{E}_\perp + \vec{V}_n \times \vec{B}) \times \vec{B}}{e^2B^2 + m_i^2\nu_{in}^2} \quad (1.39)$$

En divisant l'équation (1.39) par m_i^2 nous avons ainsi :

$$(\vec{V}_i - \vec{V}_n)_\perp = \frac{\frac{\omega_i}{B}\nu_{in}(\vec{E}_\perp + \vec{V}_n \times \vec{B}) + (\frac{\omega_i}{B})^2(\vec{E}_\perp + \vec{V}_n \times \vec{B}) \times \vec{B}}{\omega_i^2 + \nu_{in}^2} \quad (1.40)$$

Où ω_i : étant la gyrofréquence des ions. En utilisant la propriété algébrique (antisymétrique) du produit vectoriel, on réduit l'équation (1.39) ci-après :

$$(\vec{V}_i - \vec{V}_i)_\perp = \frac{\omega_i\nu_{in}(\vec{E}_\perp + \vec{V}_i \times \vec{B}) - (\omega_i)^2\frac{B}{B}(\vec{E}_\perp + \vec{V}_i \times \vec{B})}{B(\omega_i^2 + \nu_{in}^2)} \quad (1.41)$$

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

$$(\vec{V}_e - \vec{V}_i)_\perp = \frac{-\omega_e\nu_{en}(\vec{E}_\perp + \vec{V}_i \times \vec{B}) - (\omega_e)^2\frac{B}{B}(\vec{E}_\perp + \vec{V}_i \times \vec{B})}{B(\omega_e^2 + \nu_{en}^2)} \quad (1.42)$$

ω_e la gyrofréquence des électrons. En soustrayant (1.41) de (21.42) permettent de déterminer la vitesse différentielle $(\vec{V}_i - \vec{V}_i)$ entre électrons et ions dans un repère lié au champ magnétique et ensuite 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 B, (ii) perpendiculaire à B et parallèle au électrique E ; et (iii) à la fois perpendiculaire à B et à E. En projetant $(\vec{V}_i - \vec{V}_i)$ dans ce repère et après différentes manipulations, nous obtenons l'expression de J par la loi d'Ohm ionosphérique (1.43), dont on déduit les expressions (1.44) et (1.45) des éléments du tenseur de conductivité :

$$\vec{J} = \sigma_\perp \vec{E} + \sigma_p(\vec{E}_\perp + \vec{V}_n \times \vec{B}) + \sigma_H \frac{B}{B}(\vec{E}_\perp + \vec{V}_n \times \vec{B}) \quad (1.43)$$

Où

$$\sigma_p = \frac{N_e e}{B} \left(\frac{\nu_{in}\omega_i}{\nu_{in}^2 + \omega_i^2} + \frac{\nu_{en}\omega_e}{\nu_{en}^2 + \omega_e^2} \right) \quad (1.44)$$

$$\sigma_H = \frac{N_e e}{B} \left(\frac{\omega_i^2}{\nu_{en}^2 + \omega_i^2} - \frac{\omega_e^2}{\nu_i^2 n + \omega_e^2} \right) \quad (1.45)$$

Où σ_p : permet de déterminer le courant dans la direction de la composante du champ électrique et perpendiculaire au champ magnétique : c'est le courant dit "Pedersen". σ_H : : détermine le courant perpendiculaire à \vec{E} et \vec{B} , c'est celui dit de "Hall". Dans la région E : La fréquence de collision des électrons avec les neutres est inférieure à leur gyrofréquence, tandis que celle des ions avec les neutres reste supérieure à leur gyrofréquence. 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, et donner lieu au courant parallèle , Les ions sont entraînés par collision avec les neutres au travers du champ magnétique, créant un champ électrique à l'origine du courant de Pedersen, le courant de Hall est créé par la dérive des électrons, les ions sont retardés par les collisions avec les neutres. Dans la région F : σ_0 est très grande devant σ_P et σ_H , ce sont les courants alignés qui représente l'essentiel des courants qui circulent dans la région F. Les champs électrique et magnétique imposent une dérive horizontale aux ions et aux électrons sans distinction de charge et masse. Par conséquent, en l'absence de collisions, les

ions et les électrons se déplacent à la même vitesse perpendiculairement au champ magnétique terrestre, de sorte qu'aucune circulation de courant n'est possible par ce processus.

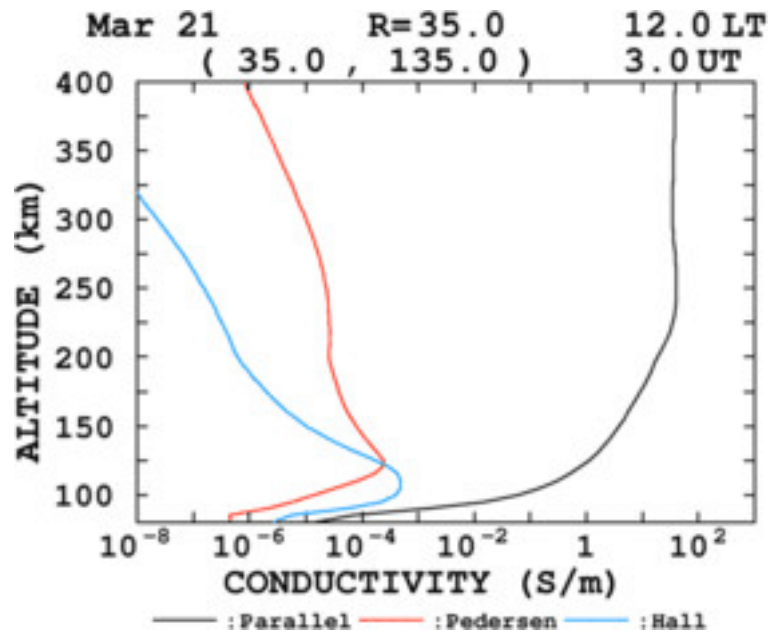


FIGURE 1.23 – Exemple de profil diurne de la conductivité ionosphérique à (35.5° N, 135.0° E). Les lignes noires, rouges et bleues représentent respectivement les conductivités parallèle, de Pedersen et de Hall. La conductivité dépend de divers paramètres tels que le lieu, le temps local, la saison et l'activité solaire (<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/ionocond/exp/icexp.html>).

La figure 1.23 montre des profils verticaux typiques aux latitudes moyennes des composantes de la conductivité diurne pour une faible activité solaire. À toutes les altitudes supérieures à 80 km, la conductivité parallèle est beaucoup plus grande que les conductivités de Pedersen et de Hall, atteignant une valeur de l'ordre de 100 S/m dans la haute ionosphère (?). La conductivité de Pedersen culmine à une altitude d'environ 125 km pendant la journée, tandis que la conductivité de Hall culmine vers 105 à 110 km. À une altitude donnée, σ_p et σ_H sont essentiellement proportionnels à la densité électronique. Le rapport entre les conductivités de Hall et Pedersen est supérieur à 1 entre 70 et 125 km environ et atteint un maximum un peu en dessous de 100 km avec une valeur d'environ 36, impliquant un angle entre le courant et le champ électrique de $88,4^\circ$ dans le plan perpendiculaire à B .

1.7.6 Orage magnétique

L'orage magnétique est produit par l'activité solaire, via les éjections coronales de masse et les vents rapides, produit de grandes variations dans les particules et le rayonnement électromagnétique qui atteignent la Terre, qui interagissent avec la magnétosphère. Et une condition importante est que la composante B_z du champ interplanétaire soit dirigée vers le sud et donc opposée au champ magnétique terrestre. Ces variations peuvent, à leur tour, entraîner des perturbations de la magnétosphère et de l'ionosphère. La magnétosphère, comprimée par un vent solaire rapide et dense, voit son système de courants s'activer avec un courant annulaire qui augmente (et qui crée une variation sensible du champ magnétique mesuré au sol), c'est l'orage magnétique. Un orage magnétique s'accompagne de précipitations de particules chargées au haute latitudes. Nous verrons dans cette thèse les effets aux plus basses latitudes.

Quand l'ionosphère est affectées, on parle d'orage ionosphérique. Ils génèrent de grandes perturbations dans la distribution de la concentration ionosphérique, le contenu total en élec-

trons et le système de courants ionosphériques. Les orages ionosphériques ont des conséquences terrestres importantes, comme la perturbation des communications par satellite et de la distribution d'électricité. Ils fournissent également les conditions les plus difficiles dans lesquelles une évaluation précise des calibrations de retard vertical, à utiliser dans le système de navigation aérienne WAAS, doit être maintenue. Il est donc important de surveiller et comprendre ces périodes d'orages et, si possible, de prévoir leur évolution.

1.7.7 Orage ionosphérique

Les perturbations ionosphériques au cours de l'activité magnétique ont été documentées pour la première fois en 1929 par Hafstad et Tuve. Cependant, des indications de ce phénomène avaient été notées plus tôt, car les ingénieurs radio ont observé des modifications distinctes de leurs chemins de transmission ionosphérique pendant les orages magnétiques. Tous les paramètres d'état sont affectés sur toute la gamme de l'ionosphère. Cependant, les perturbations dans la région F sont les plus importantes et certainement les mieux étudiées, en particulier celles proches du maximum de concentration. Par souci de simplicité, la discussion suivante est consacrée exclusivement à ces types de perturbations. Les premières observations aux latitudes moyennes ont montré qu'une augmentation anormale, aussi bien qu'une diminution, de la concentration électronique peuvent se produire au cours d'un orage magnétique. La première manifestation a été classée dans la littérature comme positive, la seconde comme un orage ionosphérique négatif. Les effets de ces deux types d'orages sur le profil de concentration électronique sont illustrés à la figure 1.24.

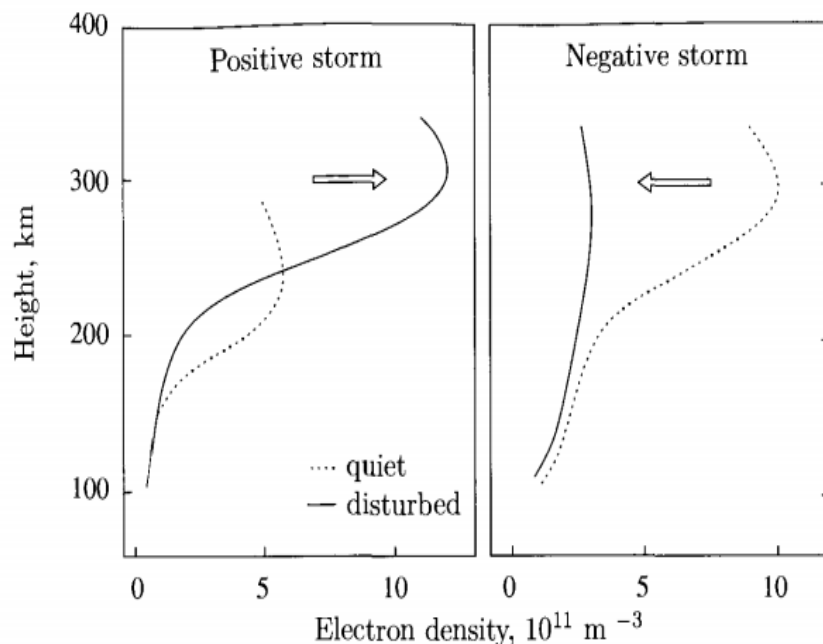


FIGURE 1.24 – Changements dans les profils de concentration électronique observés lors d'un orage ionosphérique positive (à gauche) et négatif (à droite). Les profils en pointillés servent de référence en temps calme (Prölss, 2004).

Les orages ionosphériques négatives aux latitudes moyennes sont dues à des changements dans la composition du gaz neutre et les orages positives sont principalement causées par les vents thermosphériques.

Orages ionosphériques négatifs

Il est immédiatement clair que les perturbations de la composition du gaz neutre, devraient avoir des conséquences importantes pour l'ionosphère. Après tout, la diminution de la concentration atomique d'oxygène doit produire une diminution de la production d'ions oxygène et l'augmentation de la concentration d'azote moléculaire doit produire une augmentation du taux de perte pour cette espèce ionique. Ces deux changements de concentration de gaz neutre se combinent donc pour diminuer la concentration d'ionisation dans la région F. Ainsi, toutes les stations d'ionosondes situées sous la zone de composition perturbée devraient observer des effets négatifs d'orage ionosphérique, et c'est bien le cas. Le panneau du milieu de la figure 1.25 montre les profils latitudinaux des perturbations de concentration d'O et de N_2 . On peut voir que la diminution de la concentration de l'oxygène atomique est considérablement plus prononcée. L'augmentation de la concentration de l'azote moléculaire, en revanche, est fortement diminuée. Les emplacements de deux stations d'ionosondes, situées sous la trajectoire du satellite, sont également indiqués dans le profil latitudinal.

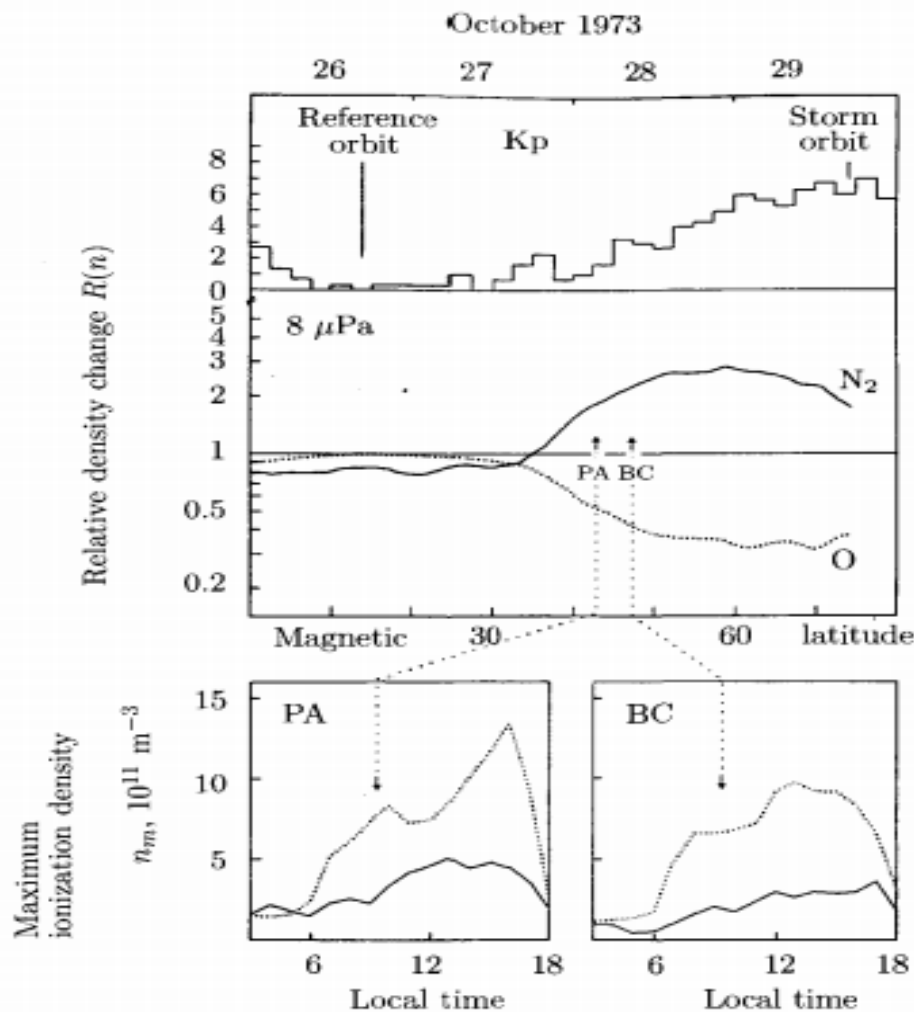


FIGURE 1.25 – Apparition simultanée de perturbations de la composition thermosphérique et d'orages ionosphériques négatifs. La partie basse de la figure montre les variations diurnes du pic de concentration électronique mesurée par les deux stations Pt. Arguello (PA) et Boulder (BC), le jour de référence (26 octobre, ligne pointillée) et le jour de l'orage (29 octobre, ligne continue). La position en latitude de la station par rapport à la zone de perturbation de composition et le temps de l'observation satellite par rapport à la variation diurne sont chacun indiqués par des flèches (Prölss, 2004).

Orages ionosphériques positifs

La perturbation atmosphérique itinérante (TAD) est un élément clé pour expliquer les orages ionosphériques positifs. C'est un phénomène de transfert des vents dirigés des hautes latitudes vers l'équateur. La vitesse de ces vents, typiquement 50-200 m/s, ne doit pas être confondue avec la vitesse de propagation beaucoup plus grande de la perturbation, voir figure 1.26. Nous nous intéressons ici à la force de frottement exercée par ces vents neutres sur les porteurs de charge de l'ionosphère. Puisque les porteurs de charge sont contraints dans leur mouvement par le champ géomagnétique, il est utile de décomposer cette force de friction en ses composantes parallèles et perpendiculaires au champ magnétique. La composante perpendiculaire de la force de frottement produit une dérive horizontale qui, en supposant en première approximation que l'ionosphère est uniforme et étendue à l'infini dans la direction horizontale, n'a aucune conséquence sur la distribution verticale de la concentration. D'autre part, les porteurs de charge sont libres de se déplacer le long du champ magnétique, et la composante alignée sur le champ de la force de friction entraînera l'ionisation le long des lignes de champ inclinées vers des hauteurs plus importantes. La réaction attendue à une perturbation atmosphérique itinérante devrait donc être une élévation de l'ionosphère, comme indiqué sur la figure 1.26 pour l'emplacement du pic de couche (Δh_m). L'élévation du maximum d'ionisation par rapport à l'atmosphère de gaz neutre conduit cependant à une augmentation de la concentration d'ionisation maximale (Δn_m). C'est parce que l'azote moléculaire et l'oxygène moléculaire, qui sont responsables de la perte d'ionisation, diminuent beaucoup plus rapidement avec la hauteur (c'est-à-dire qu'ils ont des hauteurs d'échelle plus petites) que l'oxygène atomique, l'espèce qui régit le taux de production d'ions. Le résultat net de l'élévation de la couche d'ionisation est donc une augmentation effective de la densité d'ionisation.

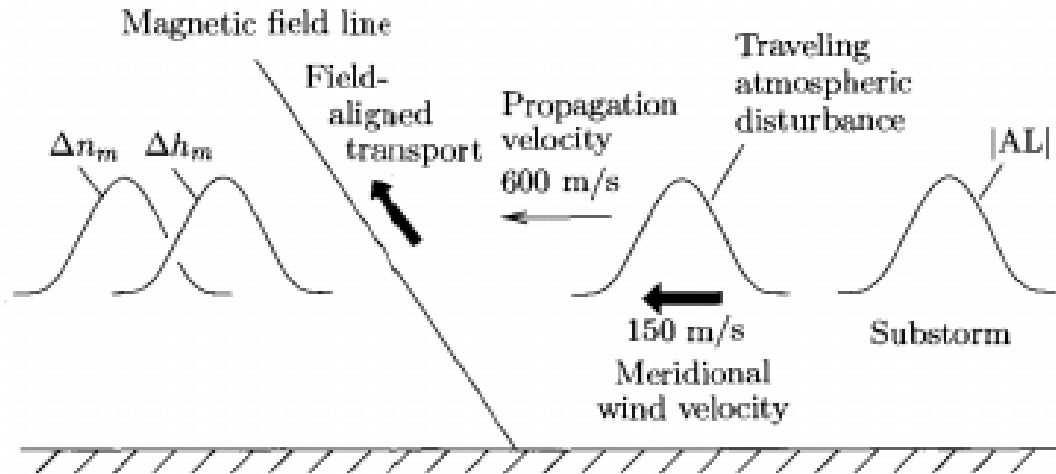


FIGURE 1.26 – Un orage ionosphérique positive de courte durée provoquée par une perturbation atmosphérique itinérante (TAD). L'activité sous-orageuse est indiquée par l'indice AL, Δh_m est le changement de la hauteur de la concentration maximale d'ionisation, Δn_m est le changement ultérieur de la concentration maximale de ionisation (Prölss, 2004).

La discussion ci-dessus sur les causes des orages ionosphériques positifs et négatifs peut avoir laissé l'impression que les causes et effets sont complètement compris. Ce n'est pas le cas. Il existe encore un certain nombre de questions ouvertes concernant à la fois la morphologie et la physique sous-jacente. Les champs électriques, par exemple, ont été complètement omis dans nos explications (Prölss, 2004).

1.8 Irrégularités ionosphériques aux basses latitudes

L'interaction du système de vent thermosphérique avec le plasma ionosphérique conducteur magnétisé produit, par l'action de la dynamo, des champs électriques qui entraînent des courants et le transport du plasma. Le système ionosphère-thermosphère équatorial présente des phénomènes particuliers, résultant de l'orientation horizontale du champ géomagnétique. Les plus importants d'entre eux sont l'anomalie d'ionisation (EIA) et les anomalies associées de la densité, de la température et du vent thermosphérique, les irrégularités des bulles de plasma (largement connues sous le nom d'étalement équatorial (ESF)) et le système de courant d'électrojet (EEJ). La figure 1 présente un croquis, sur un cadran de 24 heures, des dépendances temporelles locales de ces principaux phénomènes EITS. Pendant la journée, l'EEJ et l'EIA sont entraînés par le champ électrique de la dynamo de la couche E. Le champ électrique de la dynamo de la couche E est le plus important. La résurgence de l'EIA après le coucher du soleil et le développement de l'ESF sont régis par le champ électrique dynamo de la couche F qui s'intensifie avec le coucher du soleil. Cette figure indique également l'intervalle de temps local du maximum de température à minuit (MTM) qui ne sera pas pris en compte dans ce travail.

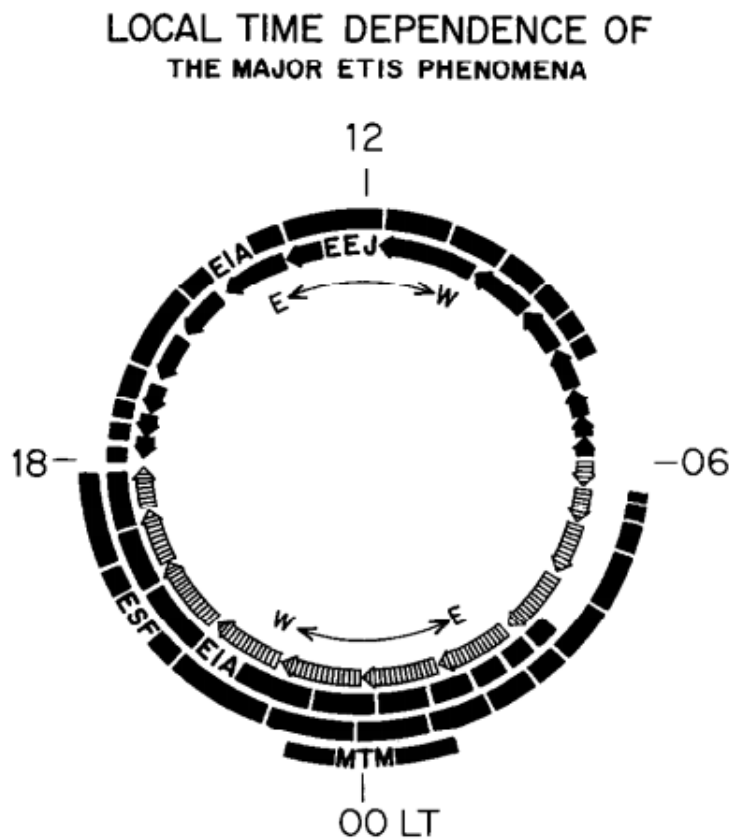


FIGURE 1.27 – distribution en temps local de la majorité des phénomènes du système ionosphère-thermosphère équatorial : EEJ (*Equatorial Electrojet*), EIA (*Equatorial Ionization Anomaly*), ESF (*Equatorial Spread F*) et MTM (*Midnight Temperature Maximum*). La longueur des bandes/flèches est indicative de l'intensité des phénomènes (Abdu, 1997).

1.8.1 Fontaine équatoriale et anomalie équatoriale

L'anomalie d'ionisation équatoriale *Equatorial ionization anomaly* (EIA) est l'un des phénomènes importants des irrégularités de l'ionosphère aux basses latitudes. Elle se forme à la suite de l'effet de la fontaine équatoriale (Appleton, 1946), produit par la dérive verticale du

plasma $E \times B/B^2$, qui est causé principalement au fait que le champ magnétique est horizontal au niveau de l'équateur et le champ électrique Est-Ouest, qui élève le plasma ionosphérique de la région F à des altitudes plus élevées au-dessus de l'équateur magnétique, suivie par la diffusion le long des lignes de champ géomagnétique, qui déplace le plasma vers le bas et l'éloigne de l'équateur, formant des crêtes d'ionisation des deux côtés de l'équateur magnétique et un creux d'ionisation au-dessus de l'équateur magnétique. Le mécanisme de formation d'anomalies équatoriales est illustré par la figure 1.28.

La figure 1.30 montre les dérives de plasma verticales de la région F équatoriale mesurées à l'observatoire radio de Jicamarca ($11,9^\circ\text{S}$, $76,8^\circ\text{W}$; diplatitude 1°N), près de Lima, Pérou, pendant le grand orage géomagnétique du 8 au 10 août 1972. Cette dérive verticale du plasma est vers le haut pendant le jour [6 :18LT] et a une direction opposée la nuit [18 :6LT]. Pend

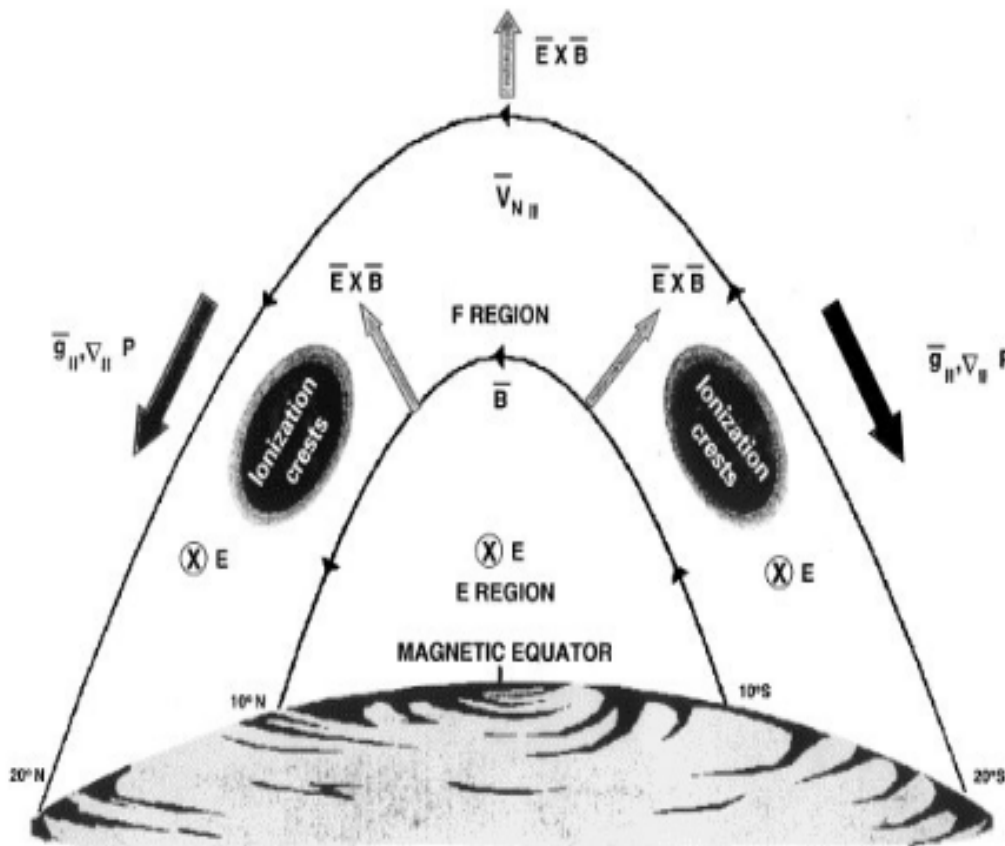


FIGURE 1.28 – Présentation du mécanisme de la formation de la fontaine équatoriale. La présence d'un champ magnétique horizontale, dirigé vers le nord, et d'un champ électrique zonal, dirigé vers l'Est, entraîne pour les particules chargées une dérive verticale (de Miles Mathis).

L'EIA ne se forme pas à partir de l'accumulation de plasma au niveau des crêtes, mais principalement à partir de l'élimination du plasma autour de l'équateur par la dérive $E \times B$ ascendante créant le creux et par conséquent les crêtes, avec une faible accumulation au niveau des crêtes lorsque celles-ci se trouvent dans les limites de $\sim \pm 20^\circ$ de latitude magnétique et aucune accumulation lorsqu'elles sont au-delà de $\sim \pm 25^\circ$. L'anomalie équatoriale varie avec le temps local. Il y a un maximum vers 14:00 LT, et un second pic, souvent plus important, se produit en fin de soirée pendant le Pre-reversal enhancement (PRE) 1.29. Il dépend également de l'altitude, latitude, longitude, saison, temps local, cycle solaire, et les conditions magnétiques

(calme ou perturbée). Les crêtes nord et sud ne sont pas toujours de densités égales et symétriques, et cela est dû au vent neutre comme nous le verrons.

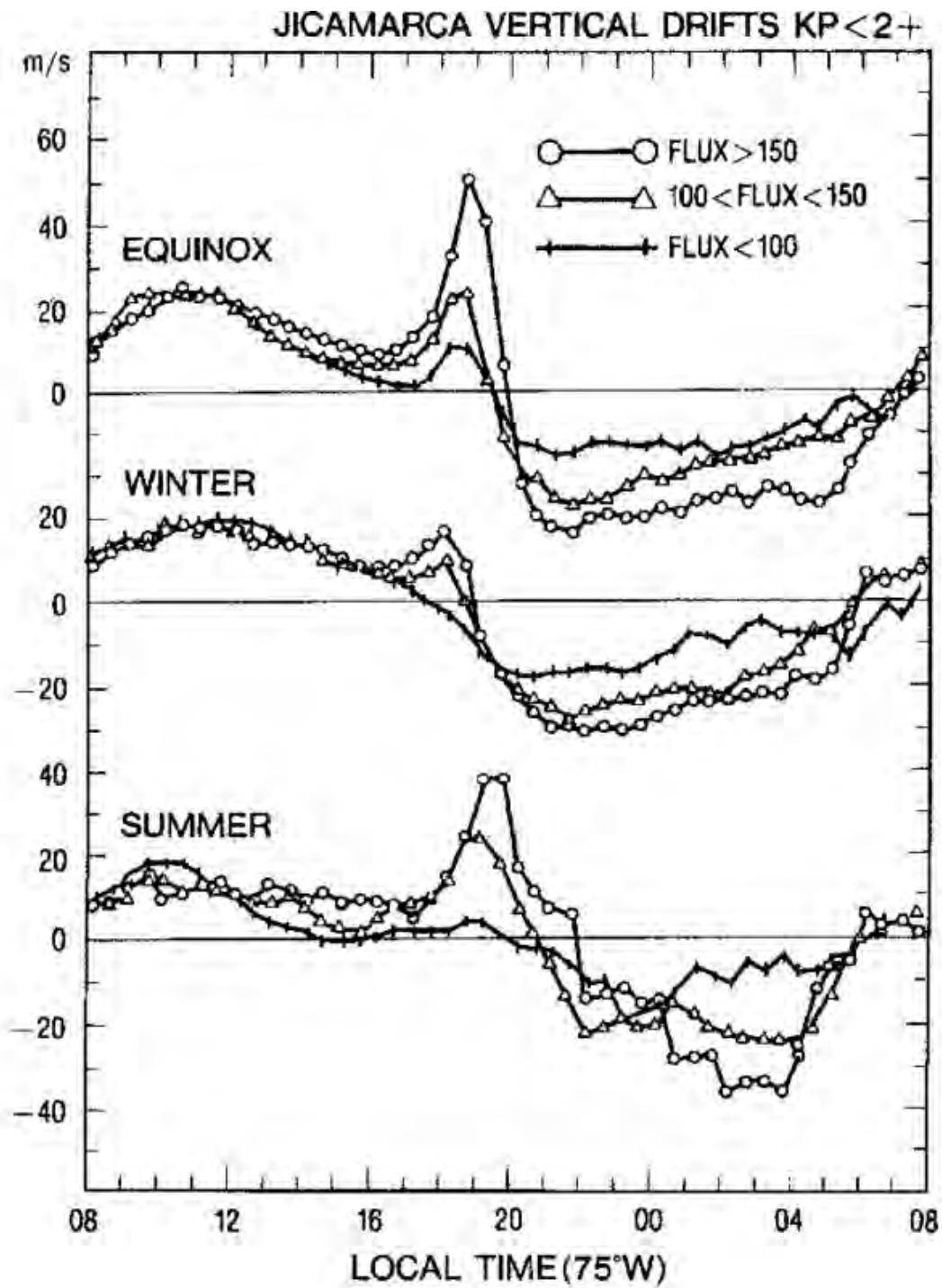


FIGURE 1.29 – Vitesses verticales moyennes du plasma à Jicamarca (Pérou), pendant l'équinoxe (mars-avril, septembre-octobre), hiver (mai-août), été (novembre-février) pour 3 valeurs de flux solaire (Fejer et al., 1991).

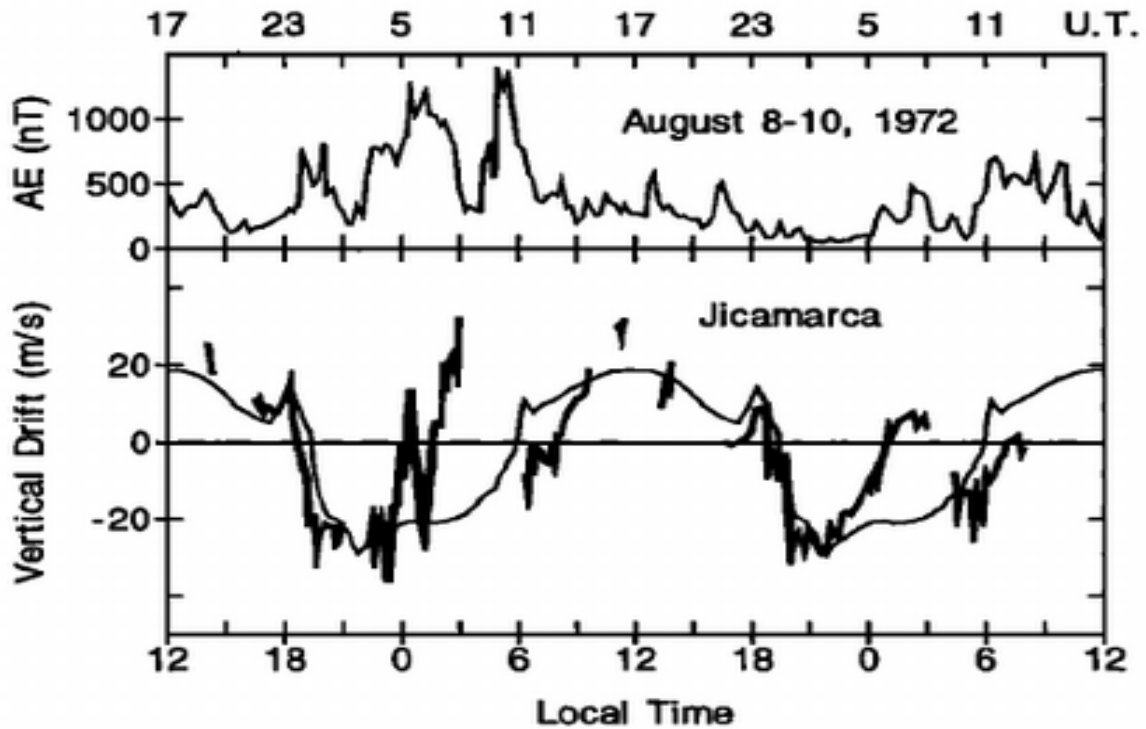


FIGURE 1.30 – Dérives vertical de plasma vertical de la région équatoriale de la couche F au-dessus de Jicamarca et indices d'électrojet auroral pendant une période de deux jours de forte activité géomagnétique. La courbe fine correspond à la moyenne des temps calmes (Scherlies & Fejer, 1997).

La figure 1.30 montre les dérives de plasma verticales de la région F équatoriale mesurées à l'observatoire radio de Jicamarca ($11,9^{\circ}\text{S}$, $76,8^{\circ}\text{W}$; dip latitude 1°N), près de Lima, Pérou, pendant le grand orage géomagnétique du 8 au 10 août 1972. Cette dérive verticale du plasma est vers le haut pendant le jour [6 :18LT] et a une direction opposée la nuit [18 :6LT]. Pendant les conditions calmes, selon le signe (positif ou négatif) de la dérive verticale du plasma $V = E \wedge B / B^2$, deux types de configuration du plasma ionosphérique (voir figure 1.30) :

- $V \geq 0$: Deux crêtes d'ionisation symétriques par rapport à l'équateur magnétique avec un creux au-dessus de l'équateur magnétique.
- $V \leq 0$: une seule crête centrée sur l'équateur magnétique.

1.8.2 Bulles de plasma équatoriales (EPBs) et *Pre Reversal Enhancement* (PRE)

Les Equatorial plasma bubble (EPB) or Equatorial Spread-F (ESF) désignent l'appauvrissement de la concentration du plasma dans la région équatoriale et à basse latitude pendant la nuit et sont générées par le mécanisme d'Rayleigh–Taylor instability (RTI) (Fejer et al., 1999). L'instabilité de Rayleigh-Taylor est une instabilité de l'interface qui a lieu quand un fluide lourd se trouve au-dessus d'un fluide léger dans un champ gravitationnel. Les deux travaux fondamentaux qui ont introduit cette instabilité sont les articles de lord Rayleigh (Rayleigh, 1900). Même si la génération de bulles de plasma peut nécessiter une perturbation d'amorçage pour déclencher l'instabilité (Narayanan et al., 2014), l'un des facteurs les plus importants pour la croissance des bulles de plasma est le champ électrique zonal. Au niveau du terminateur côté soir, le champ électrique qui pointe vers l'est côté jour est renforcé avant qu'il ne s'inverse

et pointe vers l'ouest côté nuit. Ce phénomène est appelé renforcement de pré-inversion ou *pre-reversal enhancement* en anglais (PRE). Le PRE provoque une dérive ascendante renforcée de E \wedge B dans le secteur soir et affecte ainsi de manière significative la génération de bulles de plasma en soulevant l'ionosphère à des altitudes plus élevées, où le taux de croissance de la RTI est important en raison des faibles collisions ions-neutres. L'intensité du PRE dépend de la saison, du cycle solaire et de la longitude (Fejer et al., 1999). Les seuils d'intensité du PRE sous différentes activités solaires et magnétiques ont été déduits pour l'apparition de bulles de plasma (Fejer et al., 1999). La figure 1.31 présente un exemple de bulles de plasma.

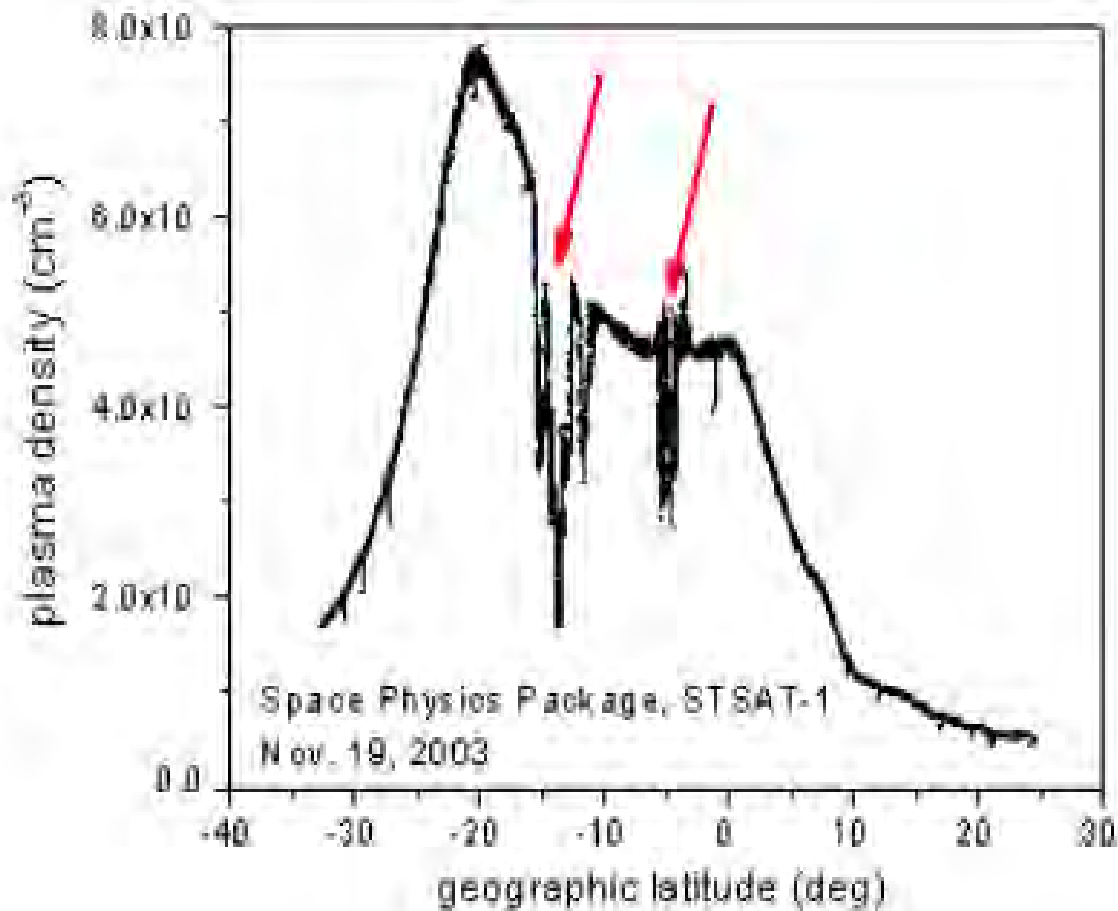


FIGURE 1.31 – Forte diminution de la concentration du plasma dans la région équatoriale (Jaeheung, 2005).

Les irrégularités de densité de plasma (bulles) provoquent des perturbations des signaux électromagnétiques Spread F sur les signaux HF Scintillations, sur les signaux GPS Plume et sur les signaux des radars VHF.

1.8.3 Equatorial Electrojet (EEJ)

L'électrojet est un courant électrique dans la région E de l'ionosphère terrestre. On en distingue deux : l'électrojet équatorial, qui se trouve au-dessus de l'équateur magnétique, et l' Auroral Electrojets (AEJ), qui est observé à haute latitude, proche des cercles polaires nord et sud. L'EEJ est une nappe de courant intense ionosphérique diurne, qui s'écoule vers l'est le long de l'équateur dip dans la région E ionosphérique à une altitude d'environ 90-120

km, comme le montre la figure 1.32. Ce système de courant intense a été découvert grâce à l'observatoire géomagnétique à Huancayo au Pérou, près de l'équateur magnétique (Doumouya & Cohen, 2004). Il apparaît sous la forme d'une amplitude anormalement grande des variations quotidiennes de la composante horizontale équatoriale (aussi communément appelée H) du champ magnétique terrestre. Cette variation accrue du champ magnétique terrestre au-dessus de l'équateur a été expliquée par Egedal (1947) comme étant due à une concentration de courant électrique accrue dans une étroite ceinture latitudinale ± 3 le long de l'équateur (voir la figure 1.18).

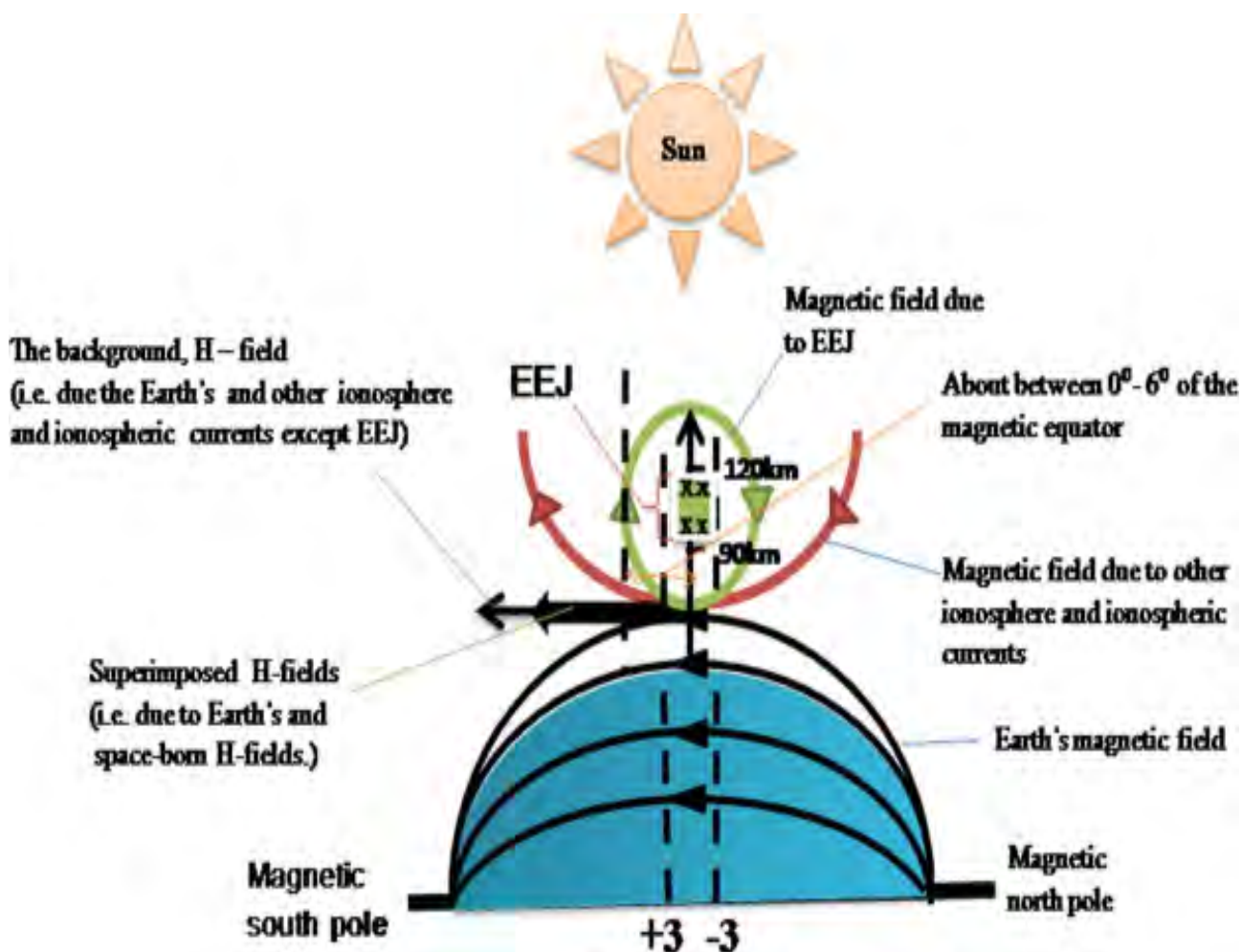


FIGURE 1.32 – L'électrojet équatorial (Mengistu & Kassa, 2015).

La Figure 1.34(a) montre le champ électrique vers l'est (flèche noire), le champ électrique vertical conséquent (flèche vert clair) et le système de courant qui sont associés aux électrojets. La vue est orientée vers le nord, au niveau de l'équateur magnétique, en regardant la région du côté du jour. Si un champ électrique orienté vers l'est existe et est normal à B, alors un courant de Hall est généré dans la direction descendante. En raison de la géométrie particulière de l'équateur magnétique, où les lignes de champ magnétique sont horizontales, le courant de Hall, transporté par des électrons se déplaçant vers le haut, polarise rapidement la région E ionosphérique de sorte qu'un champ électrique de polarisation dirigé vers le haut est produit. Ce champ électrique est environ 5 à 10 fois plus fort que le champ électrique orienté vers l'est qui l'a produit (Anderson et al., 2006). C'est ce champ électrique vertical qui est responsable du courant EEJ vers l'est. Le schéma de la figure 1.34(b) présente la composante horizontale de l'intensité du champ magnétique à l'équateur et au large de l'équateur. Comme l'indique la

figure, l'intensité du champ magnétique est élevée à l'équateur et diminue progressivement à mesure que l'on s'éloigne de l'équateur.

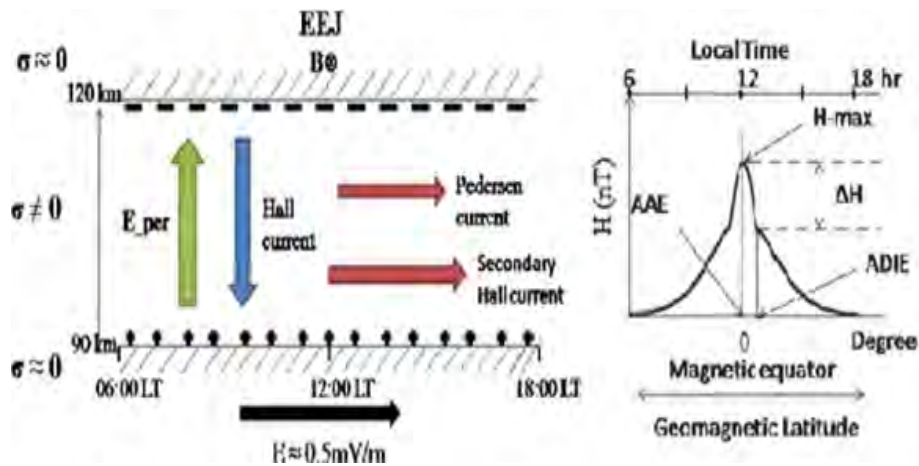


FIGURE 1.33 – le schéma à gauche (a) : le champ électrique vers l'est (flèche noire), le champ électrique vertical conséquent (flèche vert clair) et le système de courant qui sont associés aux électrojets, le courbe à droite (b) : la composante horizontale de l'intensité du champ magnétique à l'équateur et au large de l'équateur (Mengistu & Kassa, 2015).

1.9 Couplage électrodynamique entre les hautes et basses latitudes

Dans le couplage électrodynamique entre les hautes et basses latitudes, il existe deux processus physiques principaux agissant à l'échelle planétaire : (1) la pénétration rapide du champ électrique de convection magnétosphérique (PPEF) à l'origine de la perturbation du système de courant équivalent polaire n° 2 (DP2) (Nishida, 1966, 1968) et modélisé pour la première fois par Vasyliunas (1970) et (2) les effets dynamo du champ électrique dynamo de perturbation des vents d'orage (DDEF), prédit pour la première fois par Blanc & Richmond (1980) et isolé à l'aide de données magnétiques au sol par Le Huy & Amory-Mazaudier (2005) et appelé système de courant Ddyn.

Au cours des dernières décennies, le PPEF et sa cartographie des hautes et basses latitudes ont été étudiés (Kikuchi & Araki, 1979; Kikuchi et al., 1996; Fejer & Scherliess, 1997; Abdu et al., 1998; Peymirat et al., 1998; Koba et al., 2000). Plusieurs travaux ont été réalisés sur les perturbations ionosphériques aux latitudes équatoriales liées à des perturbations de la dynamo ionosphérique (Fejer et al., 1983; Sastri, 1988; Mazaudier & Venkateswaran, 1990; Abdu, 1997).

Dans cette section, on va se concentrer sur une facette majeure de la météorologie de l'espace, celle des champs électriques à pénétration rapide (PPEF) (Sastri, 1988; ?; Abdu, 1997) Abdu 1997; Sobral et al., 1997, 2001; S. Basu et al., 2001; Su. Basu et al., 2001; Sastri et al., 2002]. Par le terme « PPEF », nous entendons champs électriques qui apparaissent presque immédiatement dans la magnétosphère et l'ionosphère terrestres après que ces champs électriques ont été convectés par le vent solaire vers la magnétosphère. Les champs électriques sont détectés dans la région équatoriale de la magnétosphère et de l'ionosphère de la Terre avec des intensités de 5 à 10% des intensités du champ électrique interplanétaire [Gonzalez et al., 1989, 1994; Kelley et al., 2003]. Plusieurs mécanismes possibles pouvant expliquer une telle pénétration ont été présentées dans la littérature [Dungey, 1961; Nopper et Carovillano, 1978;

Kikuchi et Araki, 1979].

Il existe trois types fondamentaux de perturbations du champ électrique qui se produisent aux latitudes équatoriales en association avec les perturbations magnétosphériques. Il s'agit : (1) des champs électriques transitoires associés au début soudain d'un orage [par exemple, (?) Sastri, et al., 1993]; (2) des champs électriques de courte durée (2 heures) résultant du développement et de la récupération d'un sous-orage, généralement associés aux basculements vers le sud et vers le nord, respectivement, de la composante B_z du champ magnétique interplanétaire [par exemple, Fejer, 1991; Abdu et al, 1995; Abdu, 1997] et (3) des champs électriques persistants (durée de plusieurs heures) provenant de la dynamo de perturbation ionosphérique Blanc & Richmond (1980) [Blanc et Richmond, 1980]. Alors que les champs électriques de types 1 et 2 se produisent presque simultanément avec les événements correspondants à haute latitude (on parle alors de champs électriques à pénétration rapide-PP), ceux de la dynamo de perturbation (DD) se produisent avec un retard de plusieurs heures. Les observations limitées dont on dispose à ce jour pour les champs électriques de la DD aux basses latitudes sont basées principalement sur les mesures d'une seule station [par exemple, Fejer et Schirliess, 1995; Sastri, 1988], et les mesures longitudinales des champs électriques de la DD ne sont pas disponibles.

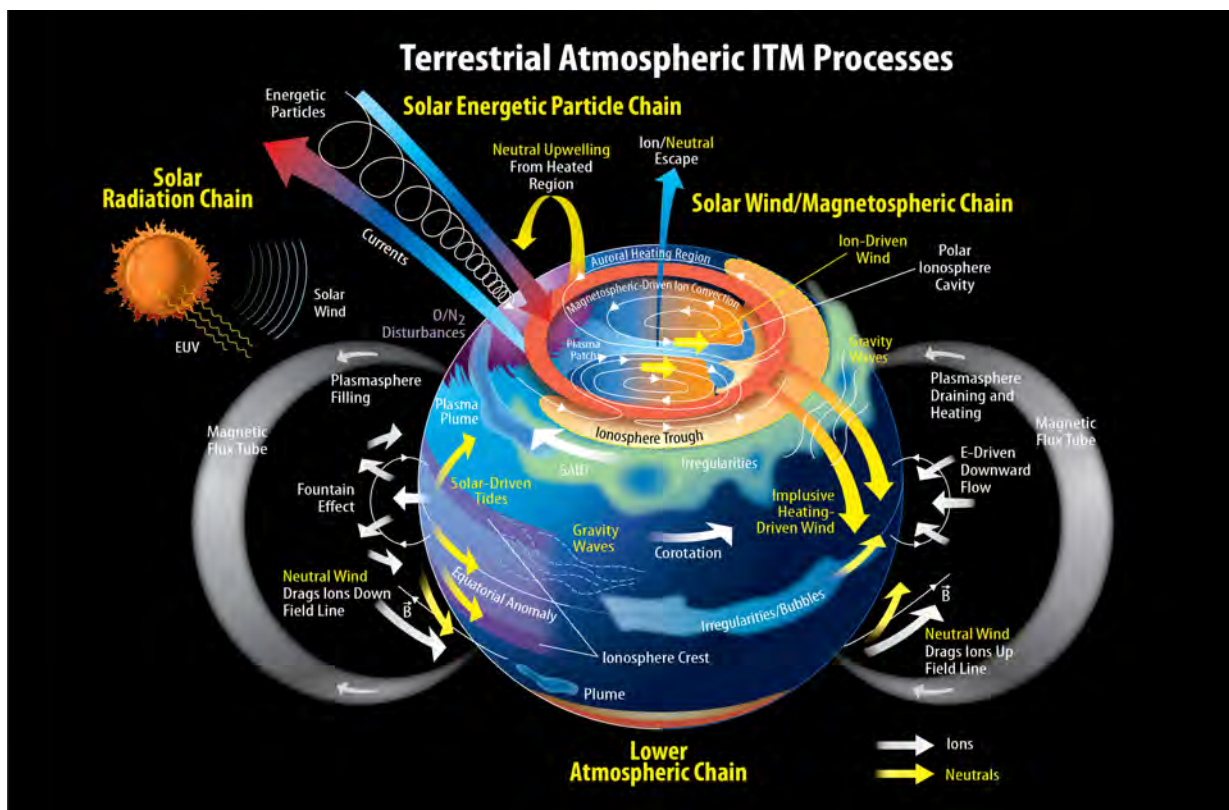


FIGURE 1.34 – la complexité du système ionosphère-thermosphère-mésosphère de la Terre et toute la gamme des processus physiques en action. Crédits : NASA's Scientific Visualization studio <https://svs.gsfc.nasa.gov/4641>

La figure 1.34 montre une représentation du système atmosphère-ionosphère-magnétosphère (AIM) et des principaux processus qui se produisent dans ce système. L'absorption du rayonnement solaire de courte longueur d'onde représente une grande partie de l'apport de chaleur. Les particules énergétiques, provenant principalement de la magnétosphère, augmentent la conductance ionosphérique aux hautes latitudes et modifient les courants électriques qui circulent

entre l'ionosphère et la magnétosphère. La convection magnétosphérique impose des champs électriques qui alimentent des courants dans la partie inférieure de l'ionosphère et mettent le plasma ionosphérique en mouvement à des altitudes plus élevées, une partie s'échappant dans la magnétosphère. Ces injections d'énergie entraînent une circulation thermosphérique globale qui redistribue la chaleur et les espèces moléculaires remontant des régions chauffées et excite également un spectre d'ondes qui redistribuent l'énergie à la fois localement et globalement. Les ondes planétaires, les marées et les ondes de gravité se propagent vers le haut à partir de la basse atmosphère, déposent un momentum dans la circulation moyenne et génèrent des champs électriques via le mécanisme de dynamo dans la basse ionosphère. Les champs électriques de la dynamo sont également créés par les vents perturbateurs. Les vents neutres et les champs électriques provenant de ces sources combinées redistribuent le plasma à des échelles locales, régionales et mondiales et créent parfois des conditions d'instabilité et de production de structures à plus petite échelle dans les composants neutres et plasma du système.

1.10 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons présenté à peu près tous les aspects nécessaires pour traiter notre problématique. Au premier lieu, nous avons commencé par l'historique du système Soleil-Terre : depuis les premières observations des aurores boréales jusqu'à la naissance de la physique Soleil-Terre. Ensuite, nous avons décrit la carte d'identité du Soleil, les trois régions qui composent son atmosphère, et son rayonnement électromagnétique et l'émission des particules énergétique. Après, nous avons présenté le milieu interplanétaire qui relie le Soleil à la Terre. Et enfin, nous avons présenté l'interaction du vent solaire avec la magnétosphère, les dynamos ionosphériques et aussi la thermosphère. Particulièrement, nous avons présenté en détail la thermosphère et l'ionosphère et la physique derrière chaque région vu que l'objectif de notre étude est basé principalement sur le couplage de ces deux régions pendant les orages géomagnétiques.

L'étude de l'impact de l'activité solaire sur notre planète était l'objectif de plusieurs missions scientifiques spatiales et terrestres, parmi ces missions on cite la mission Swarm, l'interféromètre Fabre-Perot (FPI) et le GPS. Dans le chapitre suivant, on va voir les méthodes, les instruments et les modèles empiriques HWM, ainsi que les données GPS et magnétiques utilisées pour atteindre notre objectif.

Chapitre 2

Données et méthodologie

2.1 Introduction

On se propose dans ce chapitre de présenter tous les instruments, les modèles, et les données géomagnétiques utilisés dans ce travail. Tout d'abord, on va commencer par l'expérience RENOIR, qui consiste en deux instruments ; un interféromètre de Fabry-Perot (FPI) qui est destiné à mesurer avec une précision la vitesse et la température thermosphériques et une caméra plein ciel PICASSO servant à visualiser la structure bidimensionnelle des irrégularités se produisant au niveau de la thermosphère. Ensuite, on va présenter la mission spatiale Swarm, qui fournit les mesures de la concentration électronique, qu'on va utiliser pour caractériser l'ionosphère. Nous présenterons aussi le système GPS, qui donne le contenu électronique total (TEC), ainsi que le modèle HWM, nécessaire pour valider la vitesse des vents neutres fournis par FPI. Enfin, nous allons quelques indices géomagnétiques qui quantifient l'activité géomagnétique.

2.2 L'expérience RENOIR

2.2.1 Présentation

RENOIR (*Remote Equatorial Nighttime Of Ionospheric Regions*) est un ensemble d'instruments qui a été installé à l'observatoire de l'Oukaimeden en 2013 en collaboration avec l'université de l'Illinois à Urbana-Champaign aux États-Unis.

Le site d'Oukaimeden est situé dans les montagnes de l'Atlas au sud de Marrakech (31.206° Nord (N) ; 7.866° Ouest (O)). Il a été choisi en raison de son infrastructure scientifique déjà existante, ainsi que ses conditions d'observations exceptionnelles.

L'expérience RENOIR est conçue pour l'étude du couplage thermosphère-ionosphère aux latitudes basses et équatoriales. Elle a pour objectif le recueil et l'analyse des données pour étudier les propriétés des vents et des températures thermosphériques en lien avec la météorologie de l'espace. Cette expérience a donc pour vocation une meilleure compréhension de la variabilité de la thermosphère et de l'ionosphère nocturnes.

Des études suggèrent que le secteur africain présente des caractéristiques particulières introuvables dans d'autres régions du monde. Citons une étude réalisée par Nguyen (2015) sur les perturbations ionosphériques aux moyennes et basses latitudes avec le satellite Demeter. Ils ont analysé la morphologie des profils en latitude de la concentration électronique et des ions majoritaires O^+ . Leur travail a porté sur 2 types de perturbations dont les « événements D » qui sont, selon leur terminologie, des phénomènes typiques de l'ionosphère équatoriale se

caractérisant par des augmentations de la concentration du plasma avec des échelles spatiales et des morphologies variées. Ils trouvent une très faible probabilité d'occurrence de ce type de perturbation dans le secteur de l'Afrique. Ceci tend à montrer que des études plus détaillées du couple thermosphère-ionosphère en l'Afrique sont nécessaires.

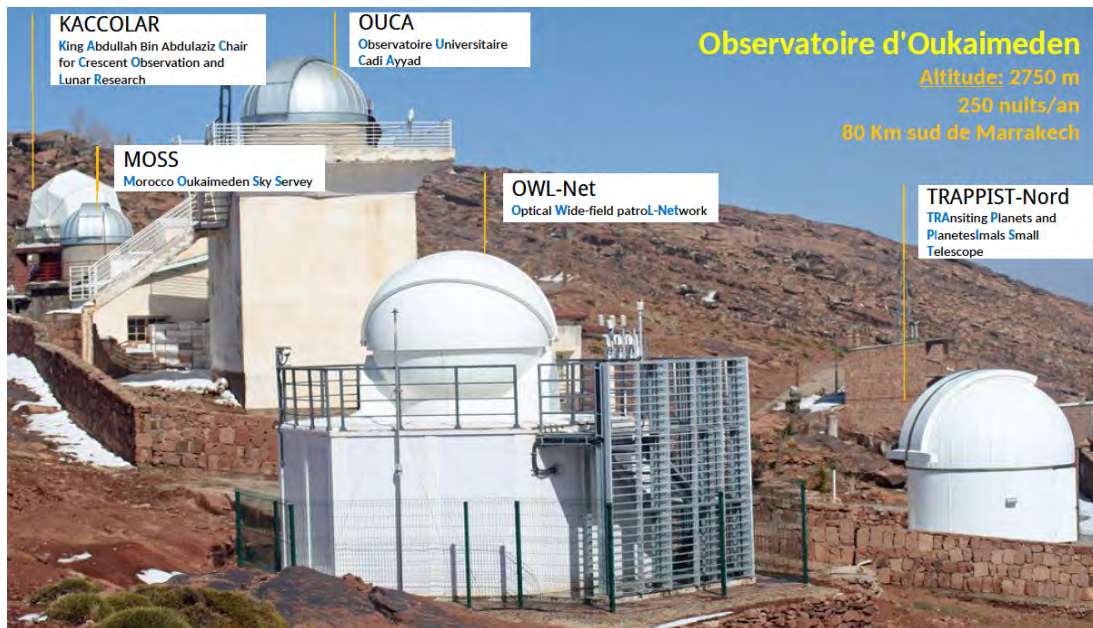


FIGURE 2.1 – L'observatoire de l'Oukaimeden (<https://spt.ma/>).

L'installation de l'expérience RENOIR au Maroc est une première dans le secteur africain. Exemples d'emplacement de cette expérience dans le monde : une au Maroc (Marrakech), une en Éthiopie et deux au Brésil (Cajazeiras et Cariri).



FIGURE 2.2 – Les installations RENOIR dans le monde (airglow.ece.illinois.edu/).

Il y a plusieurs autres installations au Maroc qui contribuent à la météorologie de l'espace

(d'après le site officiel d'*International Space Weather Initiative*, ISWI) :

- AWESOME, Atmospheric Weather Education System for Observation and Modeling of Effects (Benkhaldoun et al., 2013), Rabat
- CSSTE, Centres for Space Science and Technology Education (Benkhaldoun et al., 2013), Rabat
- GPS African Dual Frequency GPS Network
- RENOIR (Benkhaldoun et al., 2013), Marrakech

2.2.2 Instrumentation

Le projet RENOIR utilise une variété d'équipements pour observer simultanément l'activité ionosphérique et thermosphérique, y compris les caméras plein ciel et l'interféromètre Fabry-Perot. En ce qui concerne la caméra PICASSO, elle mesure deux émissions lumineuses distinctes à partir desquelles la structure et le déplacement bidimensionnels peuvent être observés. Ces observations sont utilisées pour le calcul de la concentration et de la hauteur de l'ionosphère.

Le déploiement de cette instrumentation au Maroc fournit des mesures précises de la dynamique et de la structure thermosphérique et ionosphériques nécessaires pour arriver à une compréhension globale de la météorologie spatiale. Combinées avec les données des sites existants dans le secteur américain et ailleurs, Les données en provenance de l'Afrique jouent un rôle crucial dans la compréhension des caractéristiques des marées à grande échelle dans la haute atmosphère. Nous présentons dans cette section l'interféromètre de Fabry-Perot, l'instrument utilisé dans ce travail.

Caméra PICASSO

PICASSO (*Portable Camera and Small-Scale Observatory*) est un système d'imagerie miniaturisé capable d'effectuer les mesures des émissions naturelles nocturnes à 630,0 nm et 777,4 nm. PICASSO est constitué d'un système de lentilles, d'une roue à filtre à cinq positions et d'une caméra CCD thermo-électriquement refroidie, d'un ordinateur fonctionnant sous le système d'exploitation Linux (Ubuntu 12.10) et d'un programme contrôlant le système. La CCD utilisée dans le système RENOIR-PICASSO est une 1024 × 1024 Andor DU434. Le système a une résolution spatiale d'environ 1km=pixel (azimutal) sur tout le champ de vue. La résolution spatiale dans la direction radiale varie de 1 km pour des angles d'élévation supérieurs à 60° à environ 5 km au niveau du bord du champ de vision. La CCD est capable de se refroidir thermo-électriquement à -80° C, ce qui minimise les contributions de bruit. La roue à filtre est utilisée pour isoler les émissions étudiées. Pour cette expérience, 3 filtres sont utilisés dont un qui sert à soustraire le continuum de fond. Ces filtres sont 630,0 nm, 777,4 nm et 634,3 nm. Un exemple d'images du système RENOIR-PICASSO est présenté sur la figure 2.3.

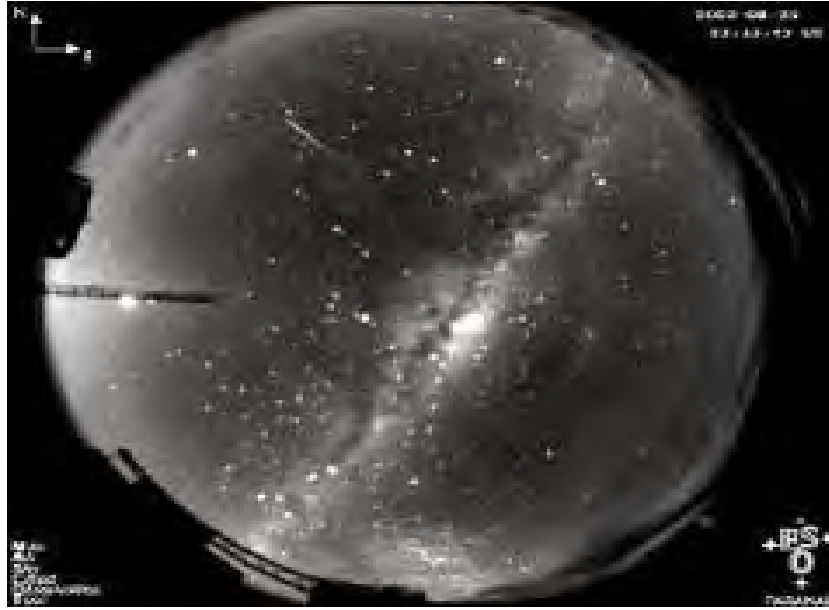


FIGURE 2.3 – Image de la voûte céleste donnée par l'instrument PICASSO.

Interféromètre de Fabry-Perot

L'interféromètre de Fabry-Perot (FPI) est un instrument optique qui tire parti des propriétés de superposition de la lumière. C'est un instrument conçu pour effectuer des mesures spectrales très précises. Ces mesures sont utilisées dans l'analyse de la réponse de la thermosphère aux orages ainsi que de la contribution éventuelle des ondes de gravité aux instabilités équatoriales. Rappelons que la lumière peut être considérée comme l'oscillation d'un champ électromagnétique, l'intensité lumineuse étant directement liée à l'amplitude de ce champ. Dans le cas étudié ici, l'émission d'intérêt à 630.0 nm est sélectionnée par un filtre interférentiel à bande étroite. Cette émission qui provient de la recombinaison dissociative de O_2^+ se produit naturellement dans la thermosphère à une altitude d'environ 250 kilomètres.

Cet instrument emploie des principes physiques comme l'interférence d'ondes et aussi le décalage Doppler. Lorsque deux ondes lumineuses de même fréquence, de même amplitude et en phase arrivent en un point d'un écran elles se superposent, donnant lieu à une figure d'interférence. Les rayons provenant de la même source de rayonnement prennent des chemins différents pour atteindre la même destination. Il y a interférence constructive et destructive. Lorsque deux faisceaux lumineux se superposent, leurs champs s'ajoutent. Si les maxima des champs coïncident, le champ global a une amplitude double. Le décalage spatial entre les ondes en un point de l'écran (appelé différence de marche) est de $n \cdot \lambda$ (avec n un entier) et l'amplitude de la vibration résultante en ce point est maximale. On dit qu'il y a *une interférence constructive* (voir figure 2.4). Par contre si les deux champs sont décalés de façon qu'à un maximum de l'un correspond le minimum de l'autre, les deux champs s'annulent mutuellement. Les ondes sont décalées de $(n + 1/2) \cdot \lambda$ (avec n un entier) et l'amplitude de la vibration résultante en ce point est nulle ou minimale. Il en résulte *une interférence destructive* (voir figure 2.5). Dans ce cas, les deux faisceaux lumineux créent une zone d'ombre.

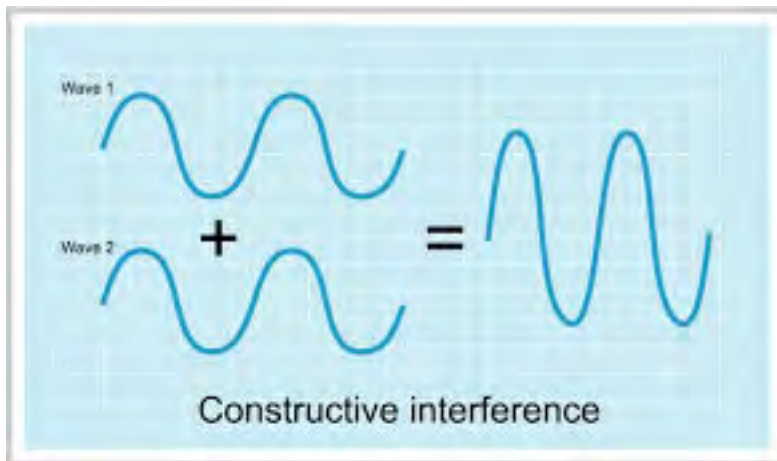


FIGURE 2.4 – Interférence constructive (<https://quizlet.com>).

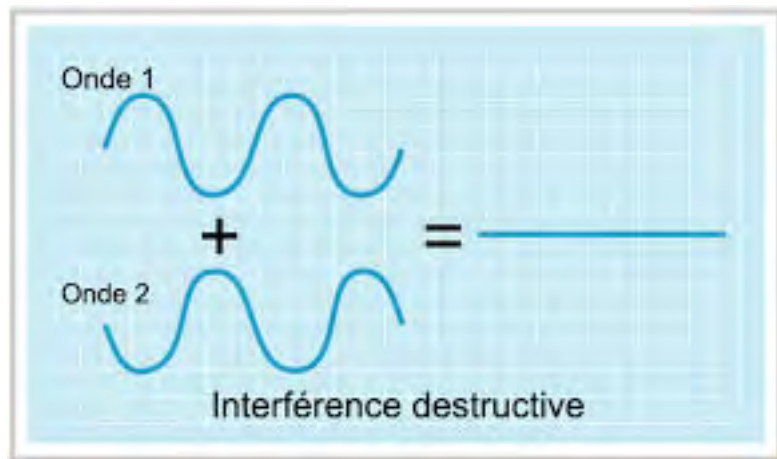


FIGURE 2.5 – Interférence destructive (<https://quizlet.com>).

Il y a aussi l'**effet Doppler** qui est un phénomène physique caractérisé par un changement apparent de la fréquence d'un signal dû à l'existence d'une vitesse relative entre l'émetteur du signal (source de l'onde) et le récepteur (l'observateur). Si la source de l'onde se déplace vers l'observateur alors la longueur d'onde sera plus courte (fréquence accrue), contrairement dans le cas où la source s'éloigne elle est plus longue (fréquence diminuée). La longueur d'onde observée s'écrit :

$$\lambda = \frac{\lambda_0}{1 - \frac{v}{c}} \quad (2.1)$$

Avec λ_0 la longueur d'onde dans le référentiel de la source émettrice (longueur d'onde de référence), v la vitesse de la source dans le référentiel de l'observateur et c la célérité de l'onde. Étant donné un point d'observation fixe et une longueur d'onde observée pour une longueur d'onde de référence connue, l'équation précédente peut être utilisée pour trouver la vitesse de la source :

$$v = c\left(1 - \frac{\lambda_0}{\lambda}\right) \quad (2.2)$$

C'est le principe utilisé pour déterminer les vents thermosphériques avec le FPI. Ce dernier se compose de deux lames semi-réfléchissantes disposées parallèlement (à faces parallèles). Les

faces en regard sont traitées de manière à présenter un coefficient de réflexion en intensité autour 95%. Ces deux lames peuvent être librement traversées par la lumière. L'idée de base du FPI est de former des interférences des rayons multiples pour produire un motif des franges d'interférence de telle sorte que la position des franges est fonction de la longueur d'onde de la source lumineuse. Si la distance entre les deux lames e est fixe (séparée par le vide) on parle dans ce cas de l'étalon du FPI. Cette cavité optique, espace entre les deux lames, met en place une fonction de transmission qui dépend des paramètres de l'étalon et la longueur d'onde de la lumière à l'intérieur de l'écart. Le FPI va agir sur la nature de la lumière qui le traverse, sous l'influence des interférences lumineuses, et les franges d'interférence sont générées à l'aide de ces deux lames.

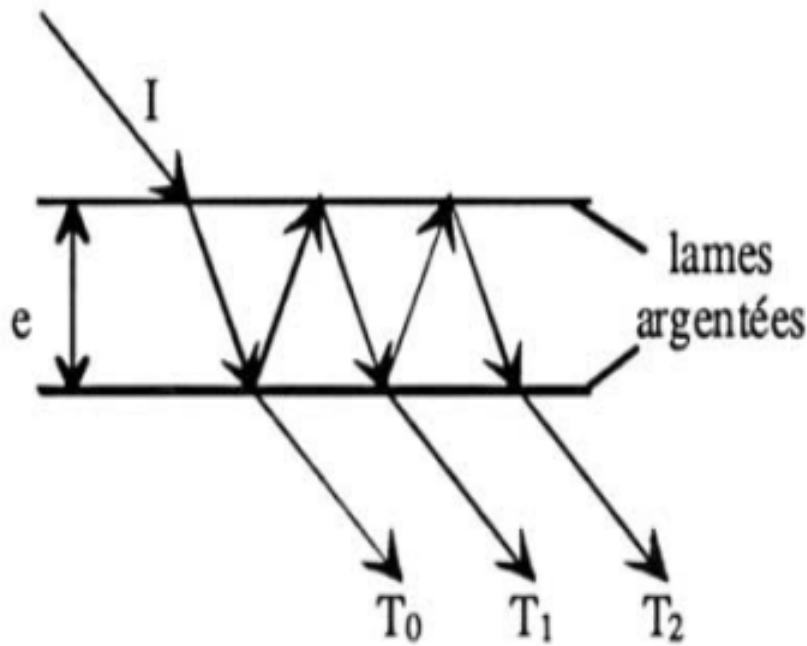


FIGURE 2.6 – Représentation de l'étalon d'un FPI avec un rayon de lumière incident (<https://journals.openedition.org>).

Un faisceau incident arrivant sur le premier miroir est divisé en une multitude de faisceaux de plus faible intensité. Le faisceau I traverse le premier miroir. Une partie de son énergie est transmise par le second miroir, le reste étant réfléchi vers le premier, qui à son tour réfléchit une partie de l'énergie vers le second, et ainsi de suite. À chaque passage, une partie du faisceau s'échappe et donne naissance aux faisceaux secondaires T_0 , T_1 , T_2 , etc... L'intensité transmise est :

$$T(\phi) = \left(\frac{T}{1-R^2}\right)^2 (1 + F \sin^2/2)^{-1} = \left(\frac{T}{1-R^2}\right)^2 A(\phi) \quad (2.3)$$

Où T et R sont respectivement la transmission et la réflectivité de l'étalon, $A(\phi)$ est la fonction d'Airy. F est le coefficient de la finesse défini par :

$$F = \frac{4R}{(1-R)^2} \quad (2.4)$$

C'est le rapport entre le FSR (*Free Spectral Range* $\Delta\lambda$) et la largeur à mi-hauteur d'une frange ($\delta\lambda$). Plus la finesse est grande, plus la frange est étroite. Pour une longueur d'onde centrale λ_0 , le FSR peut être écrit comme :

$$\Delta\lambda_0 = \frac{\lambda_0^2}{2en} \quad (2.5)$$

La distance étalon e et l'indice de réfraction n doivent être choisis de telle sorte que le FSR soit assez grand pour que la position des franges soit une fonction unique de toutes les longueurs d'onde de la lumière incidente. La figure 2.7 montre un graphique de la fonction d'Airy en dépendante de ϕ pour différentes valeurs de réflectivité.

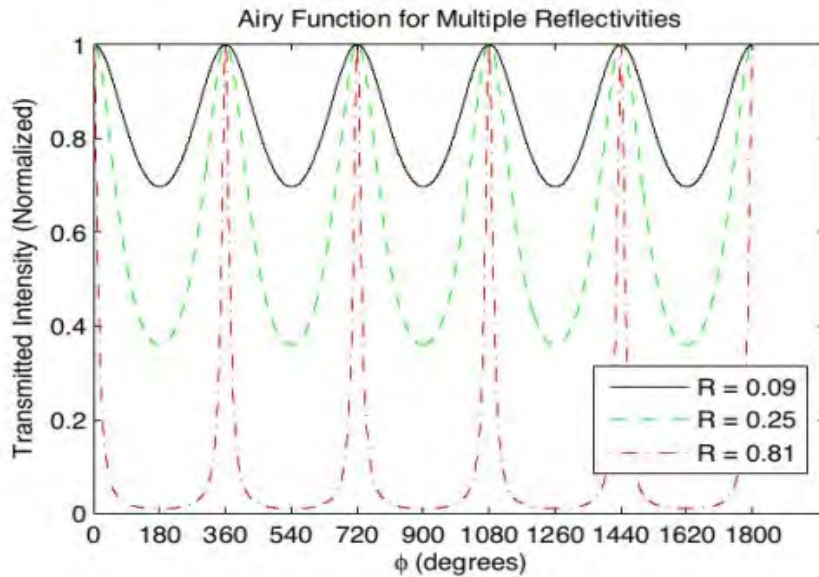


FIGURE 2.7 – La fonction d'Airy, ou l'intensité transmise de l'étalon d'un FPI, avec $e = 1.5\text{cm}$ et $n = 1$.

La réflectivité élevée est la meilleure, puisque l'augmentation de R augmente la finesse de chaque frange, ce qui va être utile pour l'analyse précise des franges. Le FPI comporte également en sortie une lentille de focalisation permettant de ramener la figure d'interférence à distance finie, et les faisceaux se superposent tous. Leur superposition donne lieu à des interférences, lorsque les rayons transmis quittent l'étalon, qui établiront selon le cas des zones d'ombre ou de lumière. Chaque faisceau secondaire est séparé du précédent par un aller et retour entre les deux miroirs. Ce retard va se traduire par un décalage des maxima des deux ondes, en fonction de la distance parcourue, qui dépend de l'angle d'incidence du faisceau ainsi que de l'épaisseur séparant les deux miroirs. Si le décalage correspond à un nombre entier de périodes de l'onde lumineuse, les interférences seront constructives. Par contre s'il subsiste un décalage d'une demi-période, les interférences seront destructives. Par conséquent certaines couleurs seront libres de traverser le Fabry-Perot, tandis que d'autres seront détruites sous l'effet des interférences destructives. Le dispositif de Fabry-Perot agit donc comme un filtre.

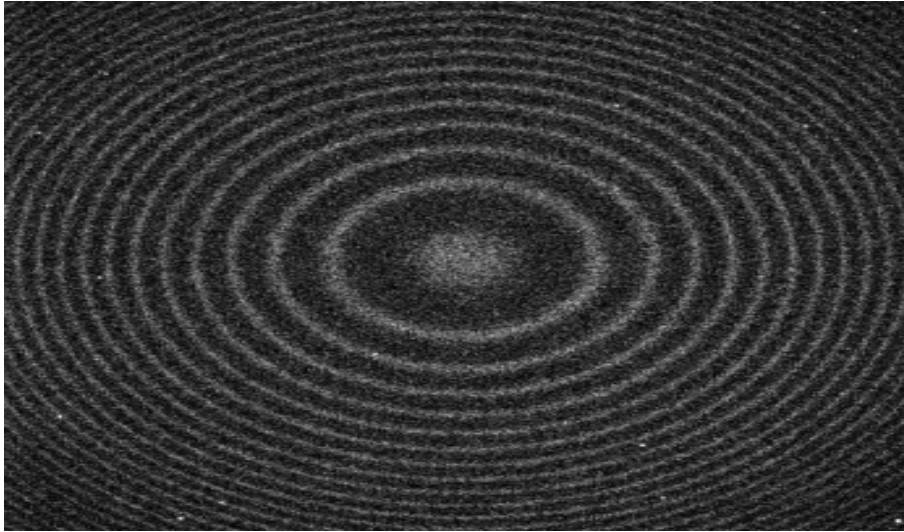


FIGURE 2.8 – Une figure d’interférences de l’interféromètre de Fabry-Perot.

À l’observatoire de l’Oukaimeden, on possède un MiniME, c’est un FPI miniaturisé portable qui utilise un détecteur CCD aminci. Il s’agit d’une version miniaturisée des FPI astronomiques. L’utilisation d’un FPI pour mesurer le décalage Doppler nécessite un mécanisme permettant de diriger la ligne de visée (LOS) de l’instrument. Ce mécanisme est le SkyScanner. Il consiste en un système de miroirs à double axes qui peuvent être mis en rotation pour pointer sur n’importe quelle direction (angle d’azimut/zénith). Le SkyScanner est contrôlé par un logiciel qui commande aussi l’instrument pour recueillir les données. Un cycle typique de mesures comprend une série de 6 observations. 5 dans des directions spécifiques d’azimut et d’élévation (zénith, est, nord, ouest et sud) plus une calibration avec source laser. Le tout à une cadence de 25 min.

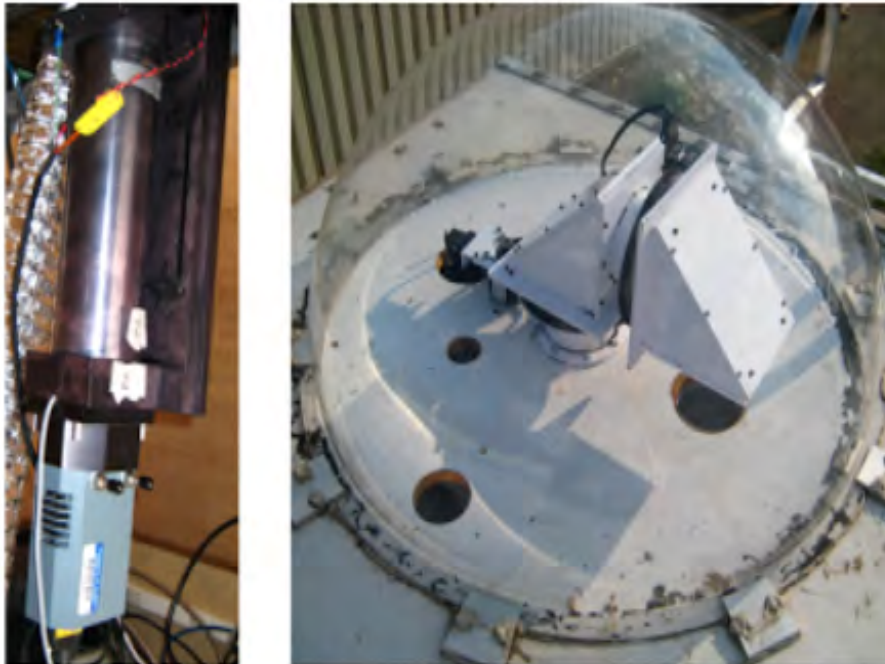


FIGURE 2.9 – MiniME FPI (à gauche) et le SkyScanner à l’intérieur du dôme (à droite)

2.2.3 Analyse des données

L'obtention de la figure d'interférence permet de passer à l'étape d'analyse pour tirer les paramètres de chaque figure d'interférence, comme l'intensité de l'émission 630,0 nm, la température et la vitesse Doppler. En général, la figure d'interférence se compose de 13 à 14 franges sous forme d'anneaux. La figure(2.10) montre les quatre principaux paramètres du signal qui seront récupérés à partir d'une seule frange : l'intensité de fond, l'intensité maximale, l'élargissement Doppler et le décalage Doppler. L'intensité de l'arrière-plan, I_B , donne une mesure du niveau de bruit dans l'image. L'intensité de la luminescence, I_A , est mesurée à partir de la différence entre I_0 et I_B . La température neutre, T_n , est calculée à partir de la largeur à mi-hauteur de l'élargissement Doppler (FWHM), σ_{FWHM} . Cette FWHM est proportionnelle à $\sqrt{\frac{2kT_n}{m}}$, où k est la constante de Boltzmann et m est la masse du constituant (oxygène). La ligne de visée du vent (LOS) peut être déterminée en utilisant le décalage Doppler $\Delta\lambda_0$.

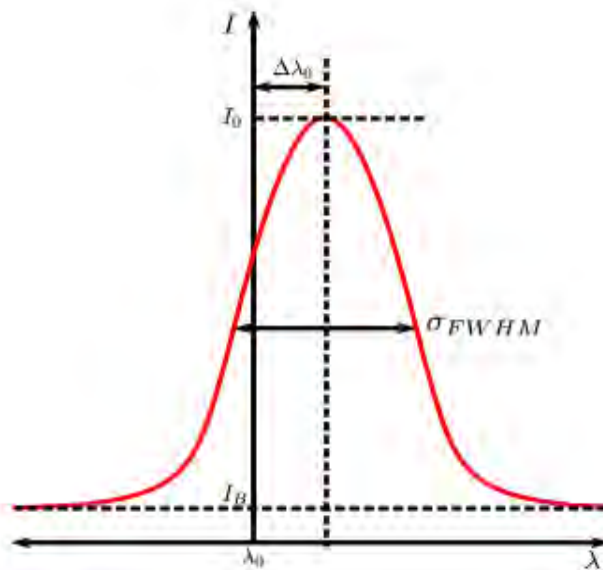


FIGURE 2.10 – Les paramètres de signal souhaités à partir des mesures d'une seule frange.

Les interférogrammes de la nuit sont analysés par des programmes MATLAB exécutés automatiquement. La méthode consiste à transformer chaque image bidimensionnelle en un motif de franges unidimensionnelle à partir duquel les vitesses de vents et les températures peuvent être facilement extraites. Les images laser sont d'abord analysées pour déterminer la fonction de transfert de l'instrument pendant toute la nuit et aussi les coordonnées en pixel de l'anneau central nécessaire pour la sommation annulaire pour produire des interférogrammes unidimensionnels utilisés dans l'analyse. Le laser HeNe a une telle bande passante étroite que l'interférogramme créé à partir de l'exposition au laser approxime la réponse impulsionnelle du système. Une fois que ces coordonnées sont déterminées, l'image est divisée en $N = 500$ anneaux (*bin*) de surface égale pour créer un motif de franges. Les données issues des images laser sont utilisées pour calculer la fonction de transfert de l'instrument pour chaque ordre en utilisant un développement en série de Fourier complète pour modéliser le profil spectral mesuré du laser 632.8 nm. Le spectre du laser est traité pour enlever toute pente dans le continuum de fond et de ce fait, éviter le bruit qui pouvait apparaître dans les coefficients de Fourier. Puis un ensemble de sinus et cosinus des coefficients de Fourier est généré pour le pic spectral de chaque ordre. Pratiquement, pour caractériser la fonction de l'instrument, on utilise 15 coefficients. Les estimations pour les paramètres sont déterminées pour chaque ordre de frange de FPI par

l'application de l'algorithme non-linéaire des moindres carrés de Levenberg-Marquardt. Afin d'obtenir des estimations absolues du vent neutre de la ligne de visée, un zéro de référence pour les décalages Doppler doit être établi. Les vents verticaux sont considérés comme nuls en moyenne sur l'ensemble des mesures zénithales. Ainsi, les séries de mesures obtenues lors d'une nuit d'observation sont utilisées pour établir la référence zéro du vent qui est interpolé pour fournir la référence pour chacune des mesures non-zénithales individuelles. Le vent dans la ligne de visée est alors converti en vent horizontal en corrigeant l'angle zénithal des observations. Des détails supplémentaires concernant le traitement des données des images CCD sont fournis par (Shiokawa et al., 2001), (Meriwether, 2008), et (Makela et al., 2009).

Les figures 2.11 et 2.12 montrent un exemple de l'évolution des composantes zonale, méridionale et verticale des vents neutres et de la température au cours de la nuit du 27 février 2014.

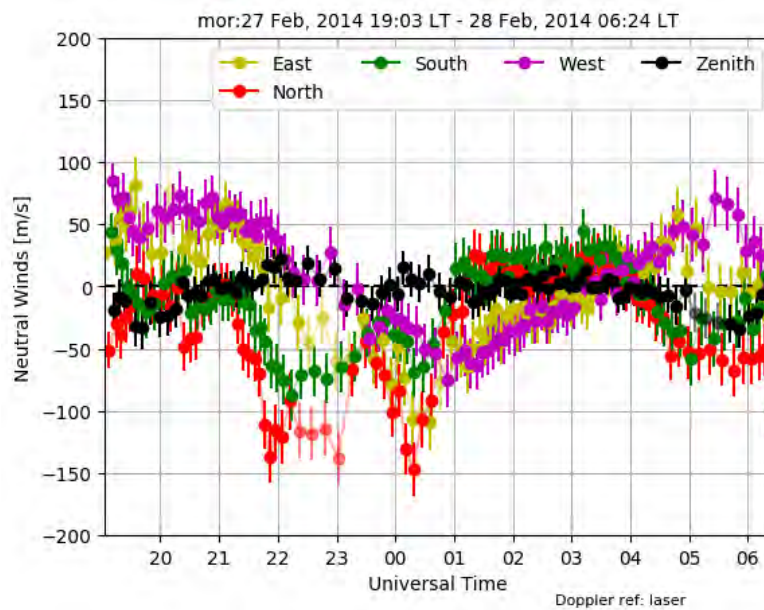


FIGURE 2.11 – Exemple de l'évolution de la vitesse des vents durant la nuit 27 février 2014. Les valeurs positives correspondent à un écoulement des vents vers le nord (est) pour les vents méridionaux (zonaux).

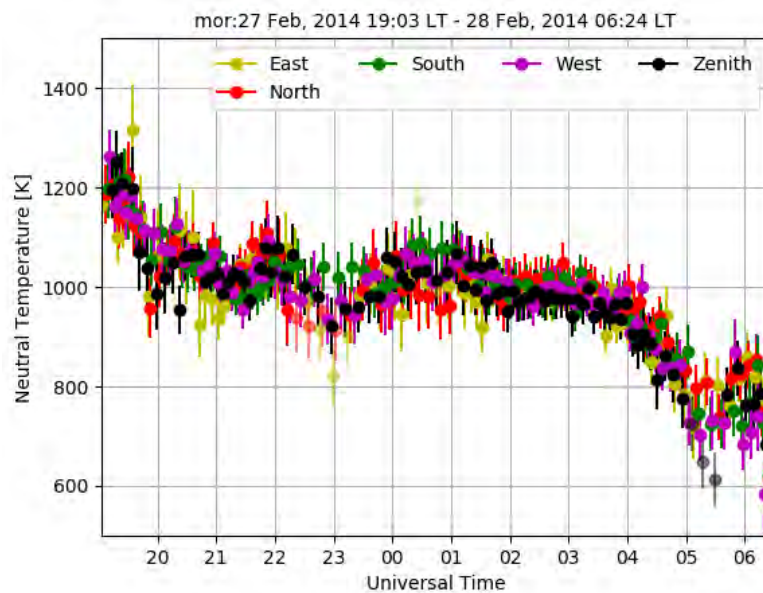


FIGURE 2.12 – Exemple de l'évolution de la température thermosphérique durant la nuit 27 février 2014 dans toutes les directions.

2.3 Swarm

2.3.1 Description

Swarm est une mission de l'Agence Spatiale Européenne (ESA), qui a pour objectif d'étudier les variations spatiales et temporelles du champ géomagnétique, ainsi que l'environnement ionosphérique de la Terre. Proposée par le DTU (Danemark), le GFZ (Allemagne) et l'IPGP (France), elle met en oeuvre une constellation de trois satellites identiques, qui ont été lancés le 22 novembre 2013 par un lanceur Rockot depuis Plessetsk en Russie.



FIGURE 2.13 – Vue d'artiste des satellites Swarm en orbite (<https://www.esa.int>).

Chaque satellite emporte une instrumentation identique que nous décrivons brièvement ci-après.

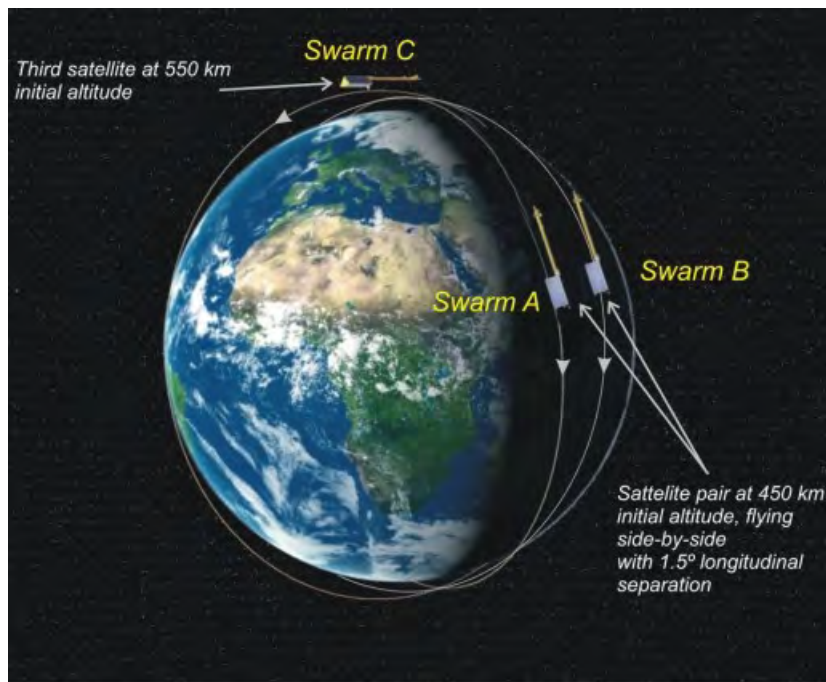


FIGURE 2.14 – Les orbites des satellites Swarm (Olsen et al., 2006).

2.3.2 Caractéristiques techniques

L'ESA a choisi de développer une constellation de trois satellites au lieu d'un satellite unique pour pouvoir mesurer les différentes sources du champ magnétique et réaliser une modélisation beaucoup plus détaillée et plus précise de celui-ci. La constellation permet également d'établir une carte tridimensionnelle de la conductivité du manteau.

Chacun des trois satellites a une masse d'environ 472 kg dont 106 kg de fréon. Les trois satellites sont identiques et comportent un corps central long de 5 mètres pour une hauteur et une largeur maximale de respectivement 0,8 m et 1,3 m prolongé par un mat long de 4 mètres servant de support aux magnétomètres (longueur hors de tout de 9,06 mètres). Le corps central est recouvert de panneaux solaires représentant une surface de 4,4 m² et fournissant 215 watts. L'énergie est stockée dans des batteries lithium-ion de 48 A-h. Le satellite est stabilisé par 3 axes avec le mat pointé dans un sens opposé au vol. Les satellites utilisent des propulseurs à gaz froid consommant du fréon : des propulseurs de 20 milli-newtons servent au contrôle de l'orientation tandis que les corrections d'orbite ont recours à des propulseurs de 50 mN. Les télécommunications sont réalisées en bande S : le débit pour les communications envoyées au sol est de 6 méga-octets par seconde. Le volume des données générées chaque jour est en moyenne de 247 méga-octets. Chaque satellite dispose de deux mémoires de masse à semi-conducteurs ayant chacune une capacité de stockage de 16 giga-octets. La quantité de données transmise une fois par jour à la station de Kiruna est de 1,8 gigabits. Chaque satellite embarque les instruments suivants (voir figure 2.15) :

- **Magnétomètre vectoriel VFM** (*Vector Field Magnetometer*)

Le magnétomètre vectoriel mesure le vecteur du champ magnétique à la pointe du mat. Le capteur est une bobine sphérique compacte à 3 axes (CSC) avec une bobine de détection compacte à 3 axes (CDC) à l'intérieur. L'instrument fonctionne comme un système en boucle fermée ajustant les courants de compensation du CSC pour maintenir un champ nul au niveau des bobines du détecteur dans la sphère. Les courants dans les bobines CSC

sont mesurés et numérisés (par un ADC) et cela constitue les mesures brutes de l'instrument. Le VFM est un instrument analogique et en tant que tel sujet à des changements temporels dus aux effets du rayonnement et du vieillissement de l'électronique. Les effets ne sont significatifs que dans les paramètres de biais et d'échelle linéaire de la caractérisation ; par conséquent, ces paramètres sont estimés quotidiennement par une comparaison de la sortie VFM avec la sortie du magnétomètre scalaire ASM. De plus, les angles de non-orthogonalité du capteur VFM peuvent également être estimés dans ce processus. Le changement autorisé de jour en jour dans les paramètres est contrôlé par groupe par les paramètres de poids spécifiés dans le CCDB. Les paramètres estimés quotidiennement sont stockés dans un fichier d'étalonnage temporel (TCF) en tant que produit de données auxiliaires.

— **Magnétomètre scalaire absolu (ASM)**

Ce nouvel instrument mesure la force du champ magnétique avec une plus grande occurrence que tout autre magnétomètre. Le magnétomètre scalaire absolu est un «magnétomètre hélium-4 à métastade à pompage optique», développé et fabriqué par le CEA-Leti en France sous contrat avec l'agence spatiale française CNES. Il fournit des mesures scalaires du champ magnétique pour étalonner le magnétomètre à champ vectoriel VFM.

— **L'instrument de champ électrique**(*Electric Field Instrument (EFI)*)

Cet instrument, positionné à l'avant de chaque satellite, mesure la concentration, la température et la vitesse du plasma à haute résolution pour caractériser le champ électrique autour de la Terre. Développé par COM DEV au Canada, cet instrument est le premier imageur ionosphérique 3D en orbite. Il porte un ingénieux imageur thermique ionique de l'Université de Calgary (Canada). L'Institut suédois de physique spatiale, IRFU, a développé un concept unique pour les capteurs de la sonde Langmuir. Cette sonde fournit des mesures de la concentration électronique, de la température électronique et du potentiel électrique du satellite.

— **L'accéléromètre ACC**

Cet instrument devait mesurer l'accélération non gravitationnelle du satellite sur son orbite et fournit des informations sur le freinage atmosphérique, donc la concentration de la thermosphère, et les vents neutres. L'instrument a été conçu et fabriqué par le centre de recherche et d'essais aérospatiaux de la République tchèque, VZLU. Malheureusement, ils n'ont jamais vraiment fonctionné.

La position du satellite est déterminée à l'aide :

- **Des récepteurs GPS** : la détermination précise de l'orbite repose sur les données des récepteurs GPS, qui ont été développés par RUAG Space en Autriche.
- Du **réflecteur laser LRR** (*Laser Retroreflector*) qui est utilisé pour effectuer des mesures par télémétrie laser sur satellites. Chaque satellite est équipé d'un rétroreflecteur laser du centre de recherche allemand GFZ pour les géosciences pour valider le système GPS.

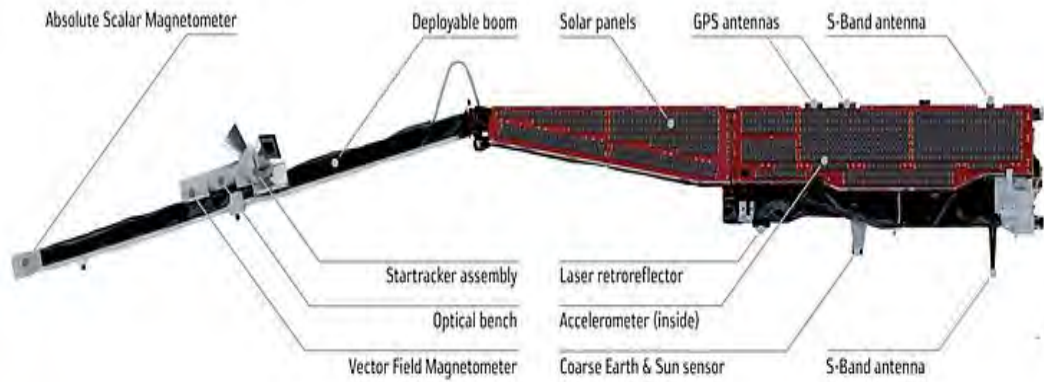


FIGURE 2.15 – Emplacement des différents instruments scientifiques à bord de Swarm (ESA / AOES Medialab).

Par la suite, nous avons converti les coordonnées géographiques en coordonnées quasi-dipôles (Emmert et al. 2010). Deux exemples des données de satellite Swarm A sont présentés sur la figure 2.16 et 2.17, pendant la période calme pour les mesures enregistrées dans le secteur matin [04-12 MLT] et le secteur soir [16-24 MLT].

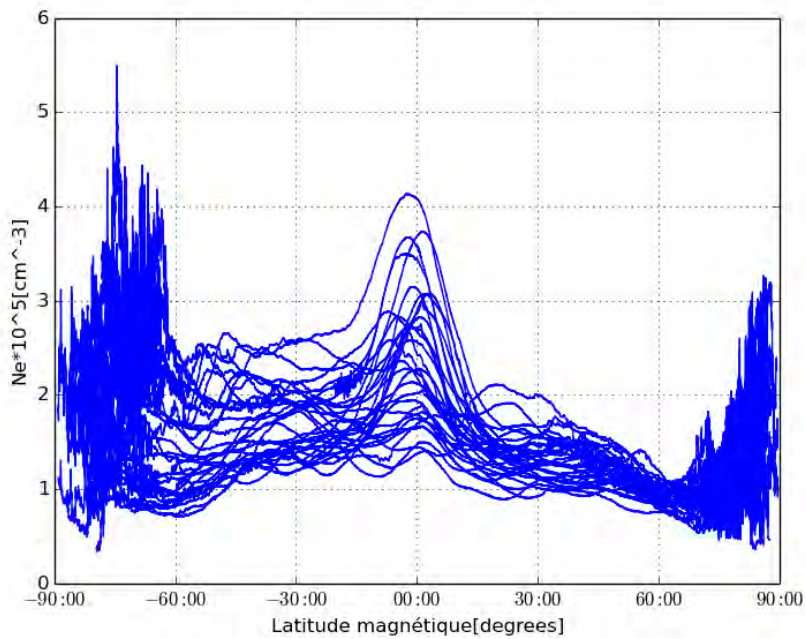


FIGURE 2.16 – La concentration électronique de Swarm A dans le secteur matin (04-12 MLT).

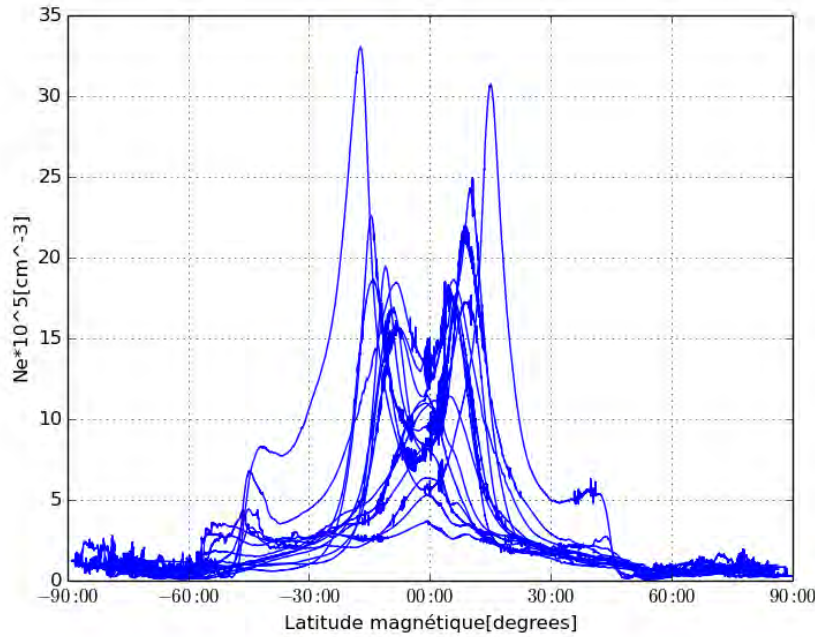


FIGURE 2.17 – La concentration électronique de Swarm A dans le secteur soir (16-24 MLT).

2.4 Données GPS

Compte tenu du rôle que joue l'ionosphère dans les télécommunications, la connaissance de sa variabilité demeure un enjeu important. Ainsi, pour les sondages ionosphériques, on est passé de l'utilisation de l'ionosonde à l'utilisation du système GPS.

De nos jours, pour un besoin de navigation et d'études ionosphériques, des campagnes d'installation de stations GPS s'imposent un peu partout dans le monde et particulièrement en Afrique où les données se font rares. Il importe de noter que pour des études ionosphériques, un des paramètres importants extraits des données GPS est le contenu électronique total (TEC, pour *Total Electron Content*). L'objectif de cette partie est d'indiquer d'une part la méthode d'extraction du TEC à partir d'une modélisation de l'ionosphère et d'autre part, d'établir les formules d'obtention du TEC à partir de paramètres issus des données GPS permettant d'évaluer la concentration électronique le long du trajet satellite-récepteur.

Nous allons montrer dans ce chapitre que le contenu électronique total peut s'exprimer comme une fonction de la différence de pseudo-distances ou de phases obtenues à partir des deux fréquences $f_1 = 1575.42$ MHz et $f_2 = 1227.6$ MHz. Ces deux paramètres interviennent dans les échanges de signaux entre le satellite et le récepteur GPS. Avant de présenter la méthode, nous allons d'abord présenter des notions de base sur le GPS et définir les nouveaux paramètres utilisés par la suite tels que : pseudo-distance, pseudo-phase.

2.4.1 Description du système GPS

Le GPS se compose d'une constellation de satellites émettant un signal de radionavigation, d'un segment de contrôle au sol qui gère le fonctionnement des satellites et, enfin, des utilisateurs avec récepteurs spécialisés qui utilisent les données des satellites pour répondre à une

vaste gamme de besoins en positionnement.

La constellation se compose de 32 satellites ; chaque satellite reçoit et stocke des données en provenance du segment de contrôle maintient une échelle du temps avec une grande précision grâce à ses horloges atomiques embarquées, et transmet des signaux à la Terre.

Le segment de contrôle au sol gère en permanence le système de satellites. Si un satellite ne fonctionne pas correctement, le segment de contrôle au sol peut le déclarer « hors d'état de marche » et adopter les mesures nécessaires pour corriger le problème. Dans un tel cas, le satellite ne doit pas servir au positionnement avant d'être à nouveau déclaré fonctionnel. Les positions calculées des satellites permettent de dériver des paramètres qui servent à prévoir les positions futures de ces mêmes satellites. Ces paramètres, téléchargés depuis le segment de contrôle jusqu'aux satellites, sont appelés **éphémérides**.

Le segment utilisateurs est composé de l'ensemble des utilisateurs du système GPS.

2.4.2 Mesure de la pseudo-distance

Cette mesure est en fait une mesure de temps du signal émis par le satellite jusqu'à son arrivée au récepteur. Cette mesure se fait à l'aide du code pseudo-aléatoire émis par le satellite. La distance est déduite de ce temps par sa multiplication par la vitesse c de la lumière. En réalité, la vitesse de l'onde est variable et est inférieure à celle de la lumière si bien que le temps mesuré est un « pseudo-temps » car il incorpore un terme inconnu dû au décalage entre l'horloge du satellite et l'horloge du récepteur. La mesure de ce pseudo-temps donne accès à une pseudo-distance. Les pseudo-distances permettent d'établir instantanément la position avec une précision de quelques mètres.

Expression de pseudo-distance

$$P_r^s(f) = \rho_r^s + c[b_r(f) - b^s(f)] + T_r^s + I_r^s(f) + \alpha_r^s(f) \quad (2.6)$$

Avec : $P_r^s(f)$ la pseudo-distance (en m), ρ_r^s la distance géométrique, $b_r(f)$ le biais récepteur, $b^s(f)$ le biais satellite, T_r^s la longueur chemin groupe ionosphérique et $\alpha_r^s(f)$ les autres contributions.

2.4.3 Mesure de phase

Les récepteurs GPS, qui enregistrent les observations de phase, mesurent la fraction d'une longueur d'onde dès qu'ils acquièrent le signal d'un satellite, puis additionnent de manière continue par la suite un nombre entier de cycles. A l'instant initial de l'acquisition, le nombre entier de cycles entre le satellite et le récepteur du signal est inconnu et de ce fait est appelé ambiguïté. Donc, l'observation de phase et l'ambiguïté de phase représentent ensemble la distance satellite-récepteur.

Expression de phase

$$L_r^s(f) = \rho_r^s + c[b_r(f) - b^s(f)] + T_r^s + I_r^s(f) + \lambda B_r^s + \alpha_r^s(f) \quad (2.7)$$

Avec $L_r^s(f)$ la phase (m), T_r^s le retard troposphérique, $I_r^s(f)$ le retard ionosphérique et λB_r^s la constante d'ambiguïté.

2.4.4 Le terme ionosphérique

L'ionosphère est un milieu dispersif pour les signaux radio-électriques dans la bande L (1-2 GHz). Les satellites GPS émettent deux signaux dans la bande L qui sont L1 et L2 de fréquences respectives $f_1=1575,42$ MHz et $f_2=1227,6$ MHz. Ces deux ondes donnant naissance à des ondes ordinaires de mode de propagation positive et à des ondes extraordinaires de mode de propagation négative qui subissent différentes perturbations qui constituent les erreurs de détermination. Plusieurs méthodes sont utilisées pour corriger les erreurs de l'ionosphère.

La méthode la plus efficace de détermination du TEC est celle qui consiste à éliminer l'effet de la réfraction ionosphérique par l'utilisation de deux signaux avec différentes fréquences. On utilise dans ce cas les mesures de pseudo-distance (en mètre) et de phase porteuse (en mètre) exprimées respectivement par les équations 2.6 et 2.7 :

La contribution ionosphérique $I_r^s(f)$ vaut :

$$I_r^s(f) = \frac{a}{f^2} N_r^s \quad (2.8)$$

Avec :

$a=40.3 N_r^s$:STEC (Slant Total Electron Content) entre s et r. Avec f la fréquence qui prend la valeur f_1 ou f_2 selon le cas. les équations 2.6 et 2.7 devient :

$$P_r^s(f) = \rho_r^s + c[b_r(f) - b^s(f)] + T_r^s + \frac{a}{f^2} N_s + \alpha_r^s(f) \quad (2.9)$$

$$L_r^s(f) = \rho_r^s + c[b_r(f) - b^s(f)] + T_r^s + \frac{a}{f^2} N_s + \lambda B_r^s + \alpha_r^s(f) \quad (2.10)$$

2.4.5 Traitement des mesures GPS

La méthode la plus efficace pour traiter les mesures GPS, telles que les mesures de pseudo-distance et de phase est illustrée par la figure 2.18.

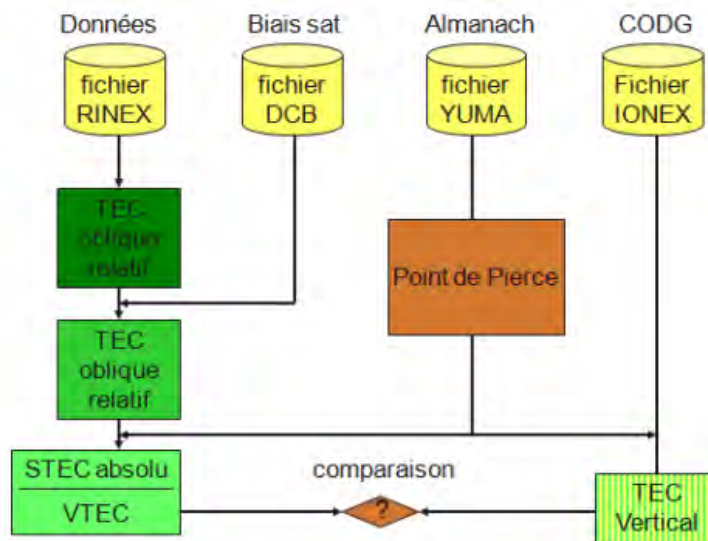


FIGURE 2.18 – La procédure de traiter les mesures GPS (Fleury, 2015).

Explication de la procédure :

Tout d'abord les centres des données ont la charge de transformer les données dans le format international RINEX (*Receiver INdependent Exchange Format*). Le fichier RINEX est par la suite compressé afin de faciliter les transferts. Ensuite les données sont archivées dans les sites internet dédiés. Il existe plusieurs sites qui fournissent les données RINEX. En effet le fichier RINEX (Receiver INdependent Exchange Format) est composé de deux parties dont la première est une entête et la seconde contient des "époques" sous forme des mesures de P1 et P2, L1 et L2. Les mesures sont effectuées toutes les 30s. À cette étape, on ne peut obtenir que le TEC oblique (STEC) relatif car ce fichier Rinex ne donne pas les biais du satellite et du récepteur. Or d'après la formule du STEC qui vient par la suite noté N_s , il existe d'autres termes comme les biais satellite et récepteur qui entrent en jeu en plus des pseudo-distances P1 et P2. Pour cela, on télécharge un autre fichier qui s'appelle le fichier DCB (*Differential Code Biases* c'est-à-dire le biais différentiel sur le code) qui se trouve sur le site <http://ftp.unibe.ch/aiub/CODE/>. À ce stade-là, on trouve le STEC mais le but c'est de calculer le TEC vertical (VTEC). Pour cela, nous avons besoin des fichiers almanachs. Ces derniers sont des éphémérides et des corrections d'horloges dégradées. Les récepteurs les utilisent pour connaître approximativement la position des satellites dans le ciel, ce qui leur permet de les capter plus facilement et plus rapidement. Ils sont aussi utilisés par les logiciels pour les prédictions de passages des satellites en un lieu donné. Ces fichiers sont sous le format YUMA et se trouvent sur le site <http://celestrak.com/GPS/almanac/Yuma/>. Finalement, on trouve le TEC vertical absolu.

Il existe une autre méthode que celle présentée précédemment pour extraire le TEC. Cette méthode donne accès directement au TEC à travers les cartes GIM (*Global Ionosphere Map*). Ces cartes sont données par CODE. Ce dernier est un centre d'analyse parmi les sept centres de l'IGS. Le logiciel traduit les cartes en format IONEX. Ce dernier est un Fichier journalier déduit du traitement orbital des satellites. Il contient des cartes de VTEC toutes les 2 heures.

2.4.6 Détermination du TEC à partir des pseudo-distances

On exprime l'équation (2.6) avec f_1 et f_2 on obtient :

$$P_r^s(f_1) = \rho_r^s + c[b_r(f_1) - b^s(f_1)] + T_r^s + I_r^s(f_1) + \alpha_r^s(f_1) \quad (2.11)$$

$$P_r^s(f_2) = \rho_r^s + c[b_r(f_2) - b^s(f_2)] + T_r^s + I_r^s(f_2) + \alpha_r^s(f_2) \quad (2.12)$$

On élimine ρ_r^s en faisant $P_r^s(f_1) - P_r^s(f_2)$:

$$P_r^s(f_1) - P_r^s(f_2) = c[b_r(f_1) - b_r(f_2)] - c[b^s(f_1) - b^s(f_2)] + a \left(\frac{1}{f_1^2} - \frac{1}{f_2^2} \right) N_s + \alpha_r^s(f_1) - \alpha_r^s(f_2) \quad (2.13)$$

$[b_r(f_1) - b_r(f_2)] = \Delta b_r$: représente le biais récepteur. $[b^s(f_1) - b^s(f_2)] = \Delta b^s$: représente le biais satellite.

Ces biais sont donnés par le fichier DCB. Tenant compte de l'équation ci-dessous :

$$C_I = a \left(\frac{1}{f_1^2} - \frac{1}{f_2^2} \right) \quad (2.14)$$

On obtient :

$$N_s = \frac{1}{C_I} [(P_1 - P_2) - c(\Delta b^s - \Delta b_r)] \quad (2.15)$$

Dans 2.15), $(P_1 - P_2)$ est exprimée en mètres. P1 et P2 sont fournis par le fichier RINEX ; $c(\Delta b^s - \Delta b_r)$ est fourni par CODE (fichiers DCB). La dernière étape est de convertir le STEC en VTEC utilisant la loi de la sécante :

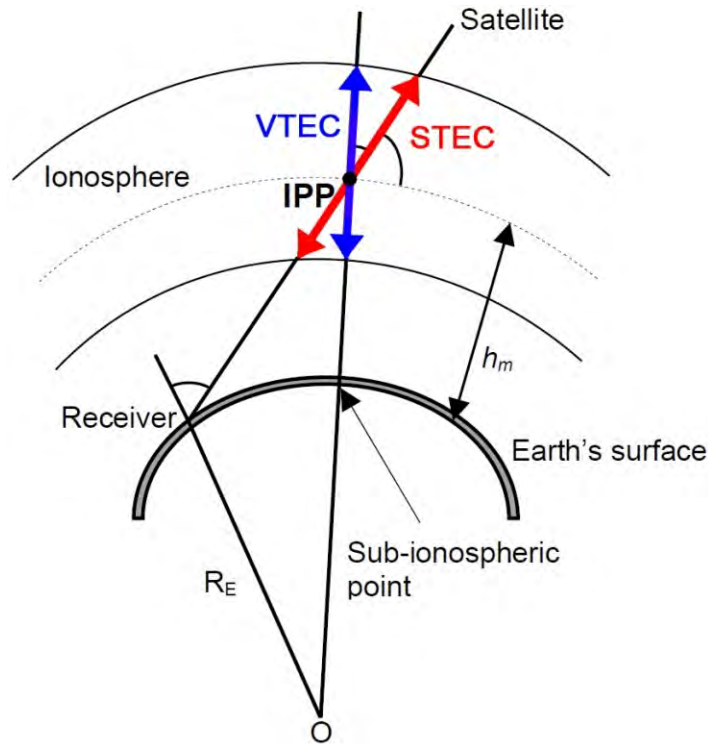


FIGURE 2.19 – Calcul du VTEC à partir du STEC, adaptée de (Ya'acob et al., 2008)

L'ionosphère est une couche ionisée de l'atmosphère située entre 85 km et 800 km. Elle peut être modélisée comme une couche sphérique à deux dimensions d'épaisseur infinitésimale se situant à une altitude h (hauteur du point ionosphérique : PI) de 355 km (figure 2.19). L'intersection entre la ligne de visée du satellite et la coquille sphérique (couche ionosphérique) est appelée le point ionosphérique (PI) appelé en anglais Ionospheric Point (IP) ou encore Ionospheric Pierce Point (IPP). La projection de PI sur la surface de la terre s'appelle le point sub-ionosphérique (PSI) ou Sub-ionospheric Point (SIP).

Loi de la sécante donne l'expression de VTEC :

$$VTEC = STEC \sqrt{1 - \left(\frac{R_T \cos \beta}{R_T + h_m} \right)^2} \quad (2.16)$$

Avec R_T est le rayon de la Terre, β désigne l'angle d'élévation du satellite et h_m est l'altitude de référence qui varie entre 350 km et 500 km selon les auteurs. (Finn & Matthewman, 1989) conseillent l'utilisation de l'altitude de 400 km.

2.4.7 VTEC pour la station de Rabat

Pour illustrer de cette section, on va appliquer ce que nous avons vu précédemment à propos de la méthode de calcul du VTEC à un exemple concret. On choisit la station GPS de Rabat et on calcule le VTEC pour l'événement du 17 mars 2015. Donc on aura besoin de 4 fichiers (RINEX, DCB, Almanach et IONEX) qu'il faut télécharger séparément.

- **Le fichier RINEX** : Les extractions des données RINEX se font à partir du site appelé SOPAC et dont l'URL est : <http://sopac.ucsd.edu>. Le nom du fichier pour le 17 mars 2015, c'est rabt0760.15o. Ce nom commence par l'identifiant de Rabat : rabt. Ensuite, le chiffre 076 désigne le jour de l'année. L'autre 0 désigne les Données journalières, 15 désigne l'année 2015 et o désigne observations.
- **Le fichier DCB** se trouve sur le site : <http://ftp.unibe.ch/aiub/CODE/> sous le nom P1P21503 ALL.DCB.
- **Le fichier Almanach** sous le format YUMA se trouve sur le site : <http://celestrak.com/GPS/almanach> nommé yuma812.
- **Le fichier IONEX** se trouve sur le site d'IGM sous le nom CODG0760.15I.

La figure 2.20 montre un exemple de la variation du VTEC en fonction de temps universel.

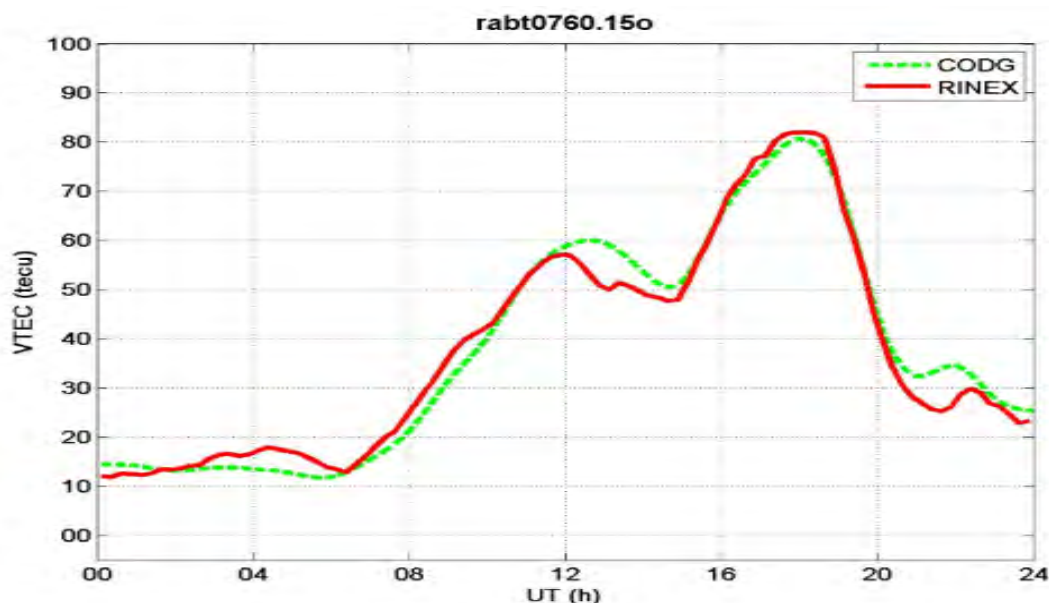


FIGURE 2.20 – La variation du VTEC en fonction de l'heure

2.5 Le modèle de vent horizontal

Il existe plusieurs modèles empiriques de prévisions météorologique et climatique, dont le but est de tirer le maximum d'informations concernant les propriétés de certains paramètres comme la vitesse des vents, la température, la concentration, etc. Ces modèles sont encore loin d'être parfaits et parfois ils ne sont pas logiques. Pour établir des prévisions, les modélisateurs ont besoin de plus de données collectées par les instruments avec des résolutions spatiales et temporelles suffisantes. Grâce à la compréhension de l'atmosphère supérieure de la Terre, les scientifiques espèrent comprendre pleinement l'environnement complexe espace-Terre et les ingénieurs peuvent concevoir des satellites et des équipements puissants qui seront moins touchés par les orages. Parfois, on manque d'observations pour diverses raisons (instruments adéquats absents, panne instrumentale, mauvaise météo pour les instruments optiques au sol, etc.). Alors pour pallier ce manque, on fait appel aux modèles numériques. Ces modèles permettent d'avoir des estimations sur les paramètres étudiés en un endroit donné, à une heure donnée et à un niveau d'activité solaire déterminé.

Dans mon travail de thèse, j'ai utilisé l'un de ces modèles : le modèle de vent horizontal dans sa version de 2014.

Horizontal wind model (HWM) est un modèle empirique de vent neutre horizontal dans la thermosphère. Ce modèle a été développé à partir de sa version originale HWM87 (Hedin & Spencer, 1988) puis au travers de HWM90 (Hedin, 1991) et HWM93 (Hedin & al., 1996), donnant progressivement une couverture accrue des conditions et des altitudes. S'en sont suivies les versions HWM07 et HWM14, la plus récente. Avec sa base de données diversifiée d'observations, HWM fournit un cadre pour la comparaison statistique et l'évaluation des différentes mesures dans la haute atmosphère et des modèles théoriques. HWM fournit également un fond des champs de vent pour les études de propagation des ondes (par exemple, Drob et al. (2003)), les premiers principes modèles ionosphériques [par exemple, Huba et al. (2000)], données ionosphériques systèmes d'assimilation [par exemple, Schunk & Nagy (2000); Schunk et al. (2004)], et l'étude des processus ionosphériques à grande et à petite échelle telles que dynamo champs électriques [par exemple, Alken & Maus (2010a)]. HWM continuera d'avoir de nombreuses recherches et des applications opérationnelles. Cependant, Ce modèle se contente de prévoir uniquement le vent horizontal avec ses deux composants, zonal et méridional.

2.5.1 Base de données

Le fondement de toute spécification atmosphérique fiable, empirique ou autre, est une base de données d'observation adéquate. Les ensembles des données historiques utilisées pour construire les précédents modèles HWM ont une valeur scientifique considérable. Le modèle HWM87 original (Hedin & Spencer, 1988) a été obtenu en totalité par les observations satellitaires de *Atmospheric Explorer* (AE-E) et *Dynamics Explorer* (DE 2). In situ, ces données de vents ont été obtenues à une altitude d'environ 200 à 600 km. Par conséquent, le modèle décrit uniquement les vents thermosphériques au dessus de 220 km, sans dépendance à l'altitude. Un paramétrage rudimentaire de niveau d'activité géomagnétique a été inclus, mais la couverture des données était insuffisante pour paramétrer des effets du cycle solaire. Le modèle HWM90 (Hedin, 1991) a étendu HWM vers le bas (jusqu'à 100 km) en ajoutant des données provenant de radar MF/Meteor et la dépendance de la hauteur est incluse, ainsi que les effets du cycle solaire. Pour ce faire, le modèle a intégré des données de d'interféromètres de Fabry-Perot de la raie de 630 nm (~ 250 km) et les observations de radars de diffusion incohérente (90 à 400 km). Après, des données de radar MF/Meteor et d'instruments embarqués sur des fusées ont été également incluses. Dans HWM93 (Hedin & al., 1996) a étendu le modèle sur le sol en ajoutant une moyenne mensuelle, une moyenne zonale et des amplitudes de marée provenant de radars MF/ de météores (75 à 110 km), une très vaste base de données de fusée, radiosondage (20 à 100 km), et des gradients du vent calculés à partir des modèles empiriques CIRA-86 et MSISE-90 (0 à 120 km) (Hedin, 1991). Dans la région d'altitude entre 0-35 km, HWM93 utilise un résumé statistique de 4 ans de spécifications NCEP, les variations du cycle solaire sont inclus (depuis HWM90), mais ils se trouvent être petites et pas toujours très clairement définis comme les données actuelles. Pour HWM07, il fournit une spécification fonctionnelle globale précise des vents atmosphériques de la terre à l'espace. Les observations de WINDII sont le plus vaste ensemble de données de la thermosphère qui a été ajouté. Plusieurs ensembles de données couvrent un ou plusieurs cycles solaires. Le HWM14, la majorité de nouvelles données sont de la part de FPI (~ 250 km) à 630.0 nm et aussi à partir de the cross-track winds de GOCE situé à une altitude de (~ 225 km), ce qui permet à HWM14 d'avoir une puissante base de données. Une comparaison des valeurs HWM avec des vents provenant des paramètres IRI et des mesures ionosondes ont montré en bon accord général (Miller et al., 1990).

Dans l'historique de données de HWM, la base de données HWM précédente décrite par Drob et al. (2008) comprend plus de $60 \cdot 10^6$ observations à partir de 35 instruments différents couvrant plus de 50 ans. Ces données historiques sont disponibles à la fois des techniques au sol et dans l'espace. Les techniques terrestres (basées au sol) comprennent les mesures optiques de FPI (630 nm) et les mesures de radars à diffusion incohérente. Les techniques satellitaires comprennent des mesures optiques et de spectromètres de masse. Le nouvel ensemble de données comprend $\sim 13 \cdot 10^6$ observations faites au cours des 10 dernières années, de six nouveaux instruments et deux instruments existants. La mise à jour comprend également des mesures d'un FPI au pôle Sud de 1989 à 1999.

. Dans l'ensemble, HWM14 est une synthèse de $73 \cdot 10^6$ mesures de 44 instruments différents couvrant plus de 60 ans. Il est à noter ici que, bien que les nouvelles données améliorent la couverture spatio-temporelle de la base de données HWM (de Drob et al. (2008)), la totalité de la base de données est biaisée et faible par rapport à la couverture du cycle solaire.

2.5.2 Formulation mathématique

La formulation mathématique du modèle HWM comporte plusieurs formules et fonctions mathématiques qui changent d'une version à l'autre selon les besoins ou les limitations trouvées. Dans ce paragraphe, on va présenter les différentes formules mathématiques de base du modèle pour chaque version partant de la première édition HWM87 jusqu'à la récente version HWM14. La formulation du modèle HWM comprend un ensemble limité de vecteurs harmoniques sphériques utilisés pour décrire les variations spatiales et temporelles de l'exosphère à certains nœuds d'altitude avec une interpolation spline cubique entre les nœuds.

— HWM87

Le HWM87 a représenté les variations spatiales (latitude et longitude ou heure locale) dans le vecteur du vent horizontal thermosphérique, par une expansion des vecteurs harmoniques sphériques à chaque coefficient représenté par une série de Fourier dans le temps et/ou jour universel de l'année, selon le cas. Il n'y avait pas d'altitude ou des variations de flux solaire. L'extension comporte deux champs de vecteurs orthogonaux, le champ B de divergence et le champ C de rotation. Il y a quatre coefficients à déterminer pour chaque harmonique, deux associés chacun avec les champs B et C, qui spécifient ensemble l'amplitude et la phase des vents méridiens et zonaux. Le modèle ne comporte pas de variations d'altitude en raison des limitations de la couverture des données et depuis les calculs théoriques, la viscosité réduit de manière significative les variations d'altitude supérieure à environ 200 km et cela est confirmé par les observations. Les harmoniques sphériques forment une série orthogonale complète et sont approximatives des fonctions propres de la thermosphère. Les coefficients du modèle ont été déterminés en quatre groupes : les variations du temps indépendants et annuels ; les variations diurnes et semi-diurnes ; les variations/longitude UT, et les variations de l'activité magnétique. Les données étaient disponibles uniquement pour une gamme limitée d'activités solaires et altitudes, mais il a été montré que les prédictions pour les latitudes basses et moyennes étaient similaires à des mesures au sol. Miller et al. (1990) ont montré que les vents inférées à partir des données ionosondes sont également remarquablement en bon accord avec HWM87.

— HWM90

Il y a deux formes fonctionnelles qui sont utilisées pour la variation d'altitude :

1. Au dessus de 200km où l'on prévoit la viscosité de limiter les gradients d'altitudes, l'altitude des variations des composantes zonales et méridiennes du vent sont représentées chacune par une extension de la formule de bates (1959) que celle utilisée pour les profils de temps thermosphériques, qui découple le gradient limite inférieure du taux de convergence vers une asymptote à haute altitude, la formule est la suivante :

$$u = u_{inf} + [(u_{lb} - u_{inf}) + (u_{lb} - u_{inf} + u'_{lb})(z_{lb} - z)/H_w][(z_{lb} - z)/H_w] \quad (2.17)$$

Avec : u est le vent méridien (zonal) ; z est l'altitude en km ; z_{lb} est l'altitude de la borne inférieure (200km) ; H_w est la hauteur d'échelle du vent ; u'_{lb} est le gradient du vent ; u_{lb} est la valeur du vent à z_{lb} ; u_{inf} est la valeur asymptotique dans la haute atmosphère. Cette formule permet de spécifier, en général, d'une magnitude de vent et de gradient d'altitude à une valeur limite inférieure, en une valeur asymptotique ou exosphérique, et le taux de la convergence vers l'asymptote à travers une hauteur d'échelle du vent.

2. En dessous de 200km, les profils du vent sont représentés par une spline cubique définie par des polynômes cubiques entre les nœuds spécifiés avec la première et la deuxième dérivées continues à travers les nœuds intérieurs. Les nœuds ont été choisis pour être à 200,150,130,115 et 100km. La magnitude du vent et le gradient d'altitude sont appariés à 200 km avec les valeurs de la thermosphère supérieure, et en plus le gradient de l'altitude est spécifié à 100km. Les nœuds sont choisis équidistants parce qu'il y a relativement peu de données disponibles entre 130 et 220km pour soutenir une description de plus haute résolution. En général, les magnitudes du vent sont plus petites à des altitudes plus basses et ont plus courtes en gradient d'altitude. Notez, cependant, que le profil d'altitude entre 130 et 220km peut être moins valable que pour les autres régions d'altitude, compte tenu de la rareté des données dans cette région, en particulier pour la composante zonale, pour lequel il n'y a que les données AE-E équatoriales. En raison de la rareté des données entre 130 et 220km et le souci de fournir une continuité raisonnable dans cette région, une simplification a été introduite pour les vents à 150 et 200km et le gradient à 200km. Ces valeurs ont été supposés être essentiellement proportionnelles aux valeurs du vent exosphérique, augmentée avec les termes supplémentaires semidiurne. La proportionnalité à été jugée 0.62 à 200km et 0.5 à 150km. La classification en symétrie et asymétrie est par rapport à la réflexion à l'équateur de sens symétrique du vecteur harmonique sphérique qui fournit des vents zonaux qui ont le même sens à travers l'équateur, tandis que les vents méridionaux changent de direction.

— HWM93

Le but du modèle HWM93 est d'étendre la formulation de HWM90 dans la mésosphère et vers le bas sur la surface de manière à fournir une description de la moyenne (climatologique) système de vent dans l'atmosphère et les variations de marées(Heure locale) dans la stratosphère et la mésosphère. Les paramètres du modèle HWM90 ont été modifiés à 100 km pour assurer une transition en douceur dans la mésosphère mais autrement ils restent inchangés dans la thermosphère. Le HWM93 est une extension de HWM87 et de HWM90, résumant les mesures du vent dans la thermosphère. La latitude, longitude et les variations du temps local dans le vecteur du vent horizontal sont représentés par une expansion en vecteurs harmoniques sphériques avec chaque coefficient harmonique est représenté par une série de Fourier dans les jours de l'année pour les variations annuelles et semestrielles.

L'expansion comporte les champs B et C. L'activité solaire et magnétique ne sont pas incluses à moins de 100km. La détermination de ces coefficients pour les différents nœuds du profil du vent est réalisée par un ajustement des moindres carrées à des sous-ensembles sélectionnés des données. Le nœud à variations des coefficients d'harmoniques a été lissé par le remontage de la somme des carrés des différences entre les coefficients de nœuds adjacents (multiplié par une constante) a été ajouté aux sommes habituelles des carrés des différences entre les modèles de moins de données. Les différences hémisphériques ne sont représentées que par la plus faible harmonique asymétrique en raison de la couverture limitée des données et qui est inégale entre les hémisphères. Les variations de marée et sans marée ont été ajustées de façon indépendante, mais de manière itérative pour produire comme auto-cohérent un modèle aussi global que possible, et les variations des marées ont été limitées à ci-dessus à environ 45 km. En dessous de 100 km les profils de vent sont représentés par une spline cubique, définie par des polynômes cubiques entre les nœuds spécifiés avec des première et deuxième dérivées continues à travers les nœuds intérieurs. Les nœuds ont été choisis pour être à 100, 90, 82,5, 75, 67,5, 60, 52,5, 45, 37,5, 30,22.5, 15, 7,5 et 0 km fournissant une division pratique en intervalles d'environ une hauteur d'échelle. L'ampleur du vent et le gradient de l'altitude sont appariés à 100 km avec les valeurs thermosphériques, et en plus le gradient de l'altitude est spécifié (taille) à 100 km.

— HWM07

Afin de représenter les prédominantes variations saisonnières et diurnes de la circulation générale de l'atmosphère, la formulation HWM93 était basée sur un ensemble de tronquées harmoniques Vector sphériques (VSH [par exemple Morse & Feshbach (1953), Swartrauber (1993)]). Pour représenter l'activité géomagnétique et les effets solaires de la variabilité de flux, des polynômes d'ordre faible multipliant certains termes ont été inclus. En outre, la formulation du modèle HWM93 nécessite que les paramètres inconnus soient estimés par une technique des moindres carrés non linéaire. Une approche similaire a été utilisée dans le modèle VSH de Killeen (1987) pour représenter un ensemble théorique de champs de température et de vent.

La formulation spectrale de HWM07 comprend plusieurs ensembles de VSH orthogonaux de modulations de Fourier à un certain nombre de niveaux verticaux :

$$\begin{aligned}
u(\tau; \lambda; \delta; \theta) = & \sum_{n=0}^N \sum_{s=0}^S C_r^{n,s} \psi_1^{n,s} - C_i^{n,s} \psi_2^{n,s} + B_r^{n,s} \psi_3^{n,s} + B_i^{n,s} \psi_4^{n,s} \\
& + \sum_{l=0}^L \sum_{n=l}^N + \sum_{s=0}^S C_r^{l,n,s} \psi_1^{l,n,s} - C_i^{l,n,s} \psi_2^{l,n,s} + B_r^{l,n,s} \psi_3^{l,n,s} + B_i^{l,n,s} \psi_4^{l,n,s} \\
& + \sum_{m=0}^M \sum_{n=m}^N \sum_{s=0}^S C_r^{m,n,s} \psi_1^{m,n,s} - C_i^{m,n,s} \psi_2^{m,n,s} + B_r^{m,n,s} \psi_3^{m,n,s} + B_i^{m,n,s} \psi_4^{m,n,s} \quad (2.18)
\end{aligned}$$

Dans cette équation, $u(\tau; \lambda; \delta; \theta)$ représente le champ du vent zonal à un niveau donné, en fonction du jour de l'année (τ), la longitude (λ), l'heure solaire locale (δ) et la latitude (θ). Les nombres d'ondes spectrales saisonnières, d'heure locale, longitudinales et latitudinales sont respectivement s, l, m et n . La première sommation représente les modulations saisonnières de la circulation moyenne zonale, la deuxième sommation représente les composantes des marées solaires qui migrent et leurs modulations saisonnières, et la troisième sommation ce sont les ondes planétaires stationnaires avec leurs variations saisonnières

respectives. Les fonctions de base de VSH $\psi^{g,n,s}$ modulés sont :

$$\psi_1^{g,n,s}(\alpha, \theta, \tau) = \frac{-\cos(g\alpha)}{\sqrt{n(n+1)}} \frac{d\overline{P}_n^g(\theta)}{d\theta} [\cos(s\tau) + \sin(s\tau)] \quad (2.19)$$

$$\psi_2^{g,n,s}(\alpha, \theta, \tau) = \frac{\sin(g\alpha)}{\sqrt{n(n+1)}} \frac{d\overline{P}_n^g(\theta)}{d\theta} [\cos(s\tau) + \sin(s\tau)] \quad (2.20)$$

$$\psi_3^{g,n,s}(\alpha, \theta, \tau) = \frac{-\sin(g\alpha)}{\sqrt{n(n+1)}} \frac{\overline{P}_n^g(\theta)}{\cos(\theta)} [\cos(s\tau) + \sin(s\tau)] \quad (2.21)$$

$$\psi_4^{g,n,s}(\alpha, \theta, \tau) = \frac{-\cos(g\alpha)}{\sqrt{n(n+1)}} \frac{\overline{P}_n^g(\theta)}{\cos(\theta)} [\cos(s\tau) + \sin(s\tau)] \quad (2.22)$$

Une équation correspondante pour la composante v du vent méridien, résulte de la relation de parité de VSH :

$$u : [C_r, C_i, B_r, B_i] \longleftrightarrow v : [B_r, B_i, -C_r, -C_i] \quad (2.23)$$

La nouvelle formulation verticale de HWM a été changée d'une interpolation cubique spline à cubique B-spline. Ici, l'atmosphère a été divisé en plusieurs couches; chaque intervalle représente un niveau et il possède un poids, et une spécification ici, c'est l'ajout de paramètre d'altitude z, parce que dans la formule précédente l'altitude ne figure pas. La spécification HWM07 pour les composants vecteur de vent à toute altitude est ainsi représentée par l'expression :

$$\vec{U}(\tau, \lambda, \delta, z) = \sum_j \beta_j(z) \vec{u}_j(\tau, \lambda, \delta, \theta) \quad (2.24)$$

Où $\beta_j(z)$ est le poids qui correspond à la couche considérée, avec $\vec{u}_j(\tau, \lambda, \delta, \theta)$ le vecteur vent horizontal indépendant de z. Il y a un total de 30 noyaux définis par des nœuds régulièrement espacés à 5 km d'intervalle de 0 à 110 km avec des nœuds inégalement espacés à 117.5, 125, 135, et 150 km. En outre, ceci est actuellement la seule solution viable étant donné que la quantité de données supérieures à 300 km est insuffisante pour identifier des variations de hauteur systématiques dans les gradients verticaux. Par rapport à HWM93, la nouvelle formulation augmente l'altitude à laquelle la transition vers un profil asymptotique se produit, fournissant une plus grande flexibilité dans la description des gradients verticaux entre 200 et 300 km, qui peuvent maintenant être résolus par l'ajout de profils WINDII. Le principal défi de calcul pour la construction du HWM est l'estimation des coefficients C_r ; C_i ; B_r ; B_i spectraux inconnus des ensembles, rares, disparates, multidimensionnelles de données d'observation. L'une des raisons pour réviser la formulation HWM93 est de rendre plus facile l'estimation systématique et de manière fiable des paramètres supplémentaires inconnus du modèle à partir des ensembles de données nouvellement disponibles.

— HWM14

Le composant de temps calme de HWM fournit des vents horizontaux moyenne en fonction du jour de l'année τ , l'heure solaire locale δ , co latitude θ , longitude ϕ , et l'altitude z à partir du sol à l'exobase. Les variations climatologiques cycliques dominantes de l'atmosphère sont représentées par des fonctions de base de vecteurs sphériques harmoniques modulés :

$$U(\tau, \delta, \theta, \phi, z) = \sum_j \beta_j(z) u_j(\tau, \delta, \theta, \phi) \quad (2.25)$$

Avec $\beta_j(z)$ est l'amplitude de la j^i eme noyau de pondération verticale cubique B-spline et $u_j(\tau, \delta, \theta, \phi)$ représente les variations horizontales spatio temporelles périodiques pour la j^i eme noyau vertical. Dans ce cas, $U(\tau, \delta, \theta, \phi, z)$ représente le vent zonal. La relation de la composante de vent méridienne est donnée plus tard. Chaque intervalle d'altitude comporte quatre noyaux non nuls (j ; $j + 1$; $j + 2$; $j + 3$) à l'exception du dernier intervalle d'altitude. Les variations horizontales $u_j(\tau, \delta, \theta, \phi)$ pour le j^i eme modèle vertical du noyau sont données par :

$$u(\tau, \delta, \theta, \phi) = \sum_{s=0}^S \sum_{n=0}^N \psi_j^1(\tau, \delta, s, n) + \sum_{s=0}^S \sum_{n=1}^N \sum_{l=1}^L \psi_j^2(\tau, \delta, \theta, s, l, n) + \sum_{s=0}^S \sum_{m=1}^M \sum_{n=m}^N \psi_j^3(\tau, \phi, \theta, s, m, n) \quad (2.26)$$

Cette équation comprend les harmoniques annuels et semestriels $\psi_j^1(\tau, \delta, s, n)$ pour la circulation générale moyenne zonale exprimée en termes de nombre d'onde de saison s jusqu'à $S = 2$; diurne de migration vers l'ouest, semi-diurne et harmoniques diurnes $\psi_j^2(\tau, \delta, \theta, s, l, n)$, exprimée en nombre raz de marée l à $L = 3$; et les harmoniques d'ondes planétaires stationnaires $\psi_j^3(\tau, \phi, \theta, s, m, n)$ avec onde longitudinale nombre m jusqu'à $M = 2$. Les deux harmoniques d'ondes planétaires de marée et stationnaires comprennent également des termes annuels et semestriels de modulation d'amplitude ($s = 1$; $s = 2$). L'ordre maximum de latitude pour les trois sommes est $N = 8$.

Contrairement à HWM07, dans lequel les variations moyennes zonales j_1 sont exprimées en une base harmonique sphérique plein vecteur, la formulation HWM14 a été révisée pour faire en sorte que la zonale moyenne des vents zonaux et méridiens sont toujours zéro exactement au niveau des pôles. Les fonctions de base zonales moyennes ψ_j^1 révisées de HWM sont :

$$\psi_j^1(\tau, \delta, s, n) = -C_{r,j}^{s,n} \cdot \sin(n\theta) \cdot \cos(s\tau) + C_{i,j}^{s,n} \cdot \sin(n\theta) \cdot \sin(s\tau) \quad (2.27)$$

Comme dans HWM07 les fonctions de base pour les composantes de marée qui migrent vers l'ouest, sont exprimées en termes de vecteurs harmoniques sphériques Fourier-modulated :

$$\begin{aligned} \psi_j^2(\tau, \delta, \theta, s, l, n) = & -C_{a,j}^{s,l,n} \cdot V_n^l(\theta) \cdot \cos(l\delta) \cdot \cos(s\tau) \\ & + C_{a,j}^{s,l,n} \cdot V_n^l(\theta) \cdot \sin(l\delta) \cdot \cos(s\tau) \\ & - B_{a,j}^{s,l,n} \cdot W_n^l(\theta) \cdot \cos(l\delta) \cdot \cos(s\tau) \\ & - B_{a,j}^{s,l,n} \cdot W_n^l(\theta) \cdot \sin(l\delta) \cdot \cos(s\tau) \\ & - C_{b,j}^{s,l,n} \cdot V_n^l(\theta) \cdot \cos(l\delta) \cdot \sin(s\tau) \\ & - B_{b,j}^{s,l,n} \cdot W_n^l(\theta) \cdot \cos(l\delta) \cdot \sin(s\tau) - B_{b,j}^{s,l,n} \cdot \sin(l\delta) \cdot \sin(s\tau) \end{aligned} \quad (2.28)$$

Les fonctions de base des vecteurs sphériques harmoniques $V_n^l(\theta)$, $W_n^l(\theta)$ sont liées aux polynômes de Legendre normalisé $P_n^l(\theta)$ par :

$$V_n^l(\theta) = \frac{1}{\sqrt{n(n+1)}} \frac{d}{d\theta} P_n^l(\theta) \quad (2.29)$$

$$w_n^l(\theta) = \frac{1}{\sqrt{n(n+1)}} \frac{m}{\cos(\theta)} P_n^l(\theta) \quad (2.30)$$

Des détails supplémentaires sur ces deux équations sont fournis par Swarztrauber (1993). Dans HWM14, les fonctions sont calculées en utilisant l'algorithme décrit par Emmert et al. (2010). Pour HWM07, les paramètres ont été estimés séquentiellement à travers des sous-matrices avec l'aide d'altitude limitée. En revanche, l'ensemble des paramètres du modèle HWM14 est maintenant estimé séquentiellement à tous les niveaux d'altitude. La convergence des paramètres est atteinte après 10 itérations de $\sim 2.10^6$ échantillons aléatoires (chacun) à partir de la base de données d'observation HWM. L'échantillonnage aléatoire sert à équilibrer uniformément les différents ensembles de données échantillonnées de manière inégale dans l'espace et le temps dans le domaine de modèle complet.

2.5.3 Entrées/sorties

Le modèle nous oblige d'entrer certains paramètres pour être exécuté. Parmi ces paramètres on trouve :

- La date : l'année, le jour et l'heure
- L'altitude
- L'indice de flux solaire F10.7
- Les coordonnées géographiques : latitude et longitude
- L'activité géomagnétique quantifiée par Kp ou Ap

En sortie, on retrouve les paramètres désirés qui sont :

- La composante du vent Zonal (est-ouest) u
- La composante du vent Méridional (nord-sud) v

Dans la suite, nous allons utiliser la dernière version de ce modèle HWM14. Un exemple de modélisation des vents méridionaux et zonaux est présenté sur la figure 2.21.

La figure 2.21 montre une comparaison des profils verticaux du vent zonal HWM93 et HWM14 en fonction du temps local (LT) à l'emplacement du FPI de RENOIR (6,89° S, 38,56° W) pour des conditions d'équinoxe (jour 81) avec F10,7=107 dans HWM93. Il y a des différences substantielles. Tout d'abord, la composante anormale du vent zonal de la marée migratoire semidiurne vers l'ouest dans la basse thermosphère, dont on sait, d'après les observations et la théorie, qu'elle a un minimum aux latitudes équatoriales (Oberheide et al., 2011), a été corrigée dans HWM07 (Drob et al., 2008). Aux altitudes de la région F, HWM93 présente un pic de vent vers l'ouest entre midi (12 :00 LT) et le coucher du soleil (6 :00 LT) d'environ -80 m/s augmentant au-dessus à environ -40 m/s près de 400 km. Entre le coucher du soleil (6 :00 LT) et minuit (0 :00 LT), HWM93 indique un pic de vent vers l'est de 140 m/s près de 250 km, diminuant à 120 m/s au-dessus. En revanche, les vents de HWM14 ne présentent aucun point d'inflexion au-dessus d'environ 200 km et atteignent des valeurs constantes similaires de -80 m/s et 120 m/s, respectivement, à ~ 400 km.

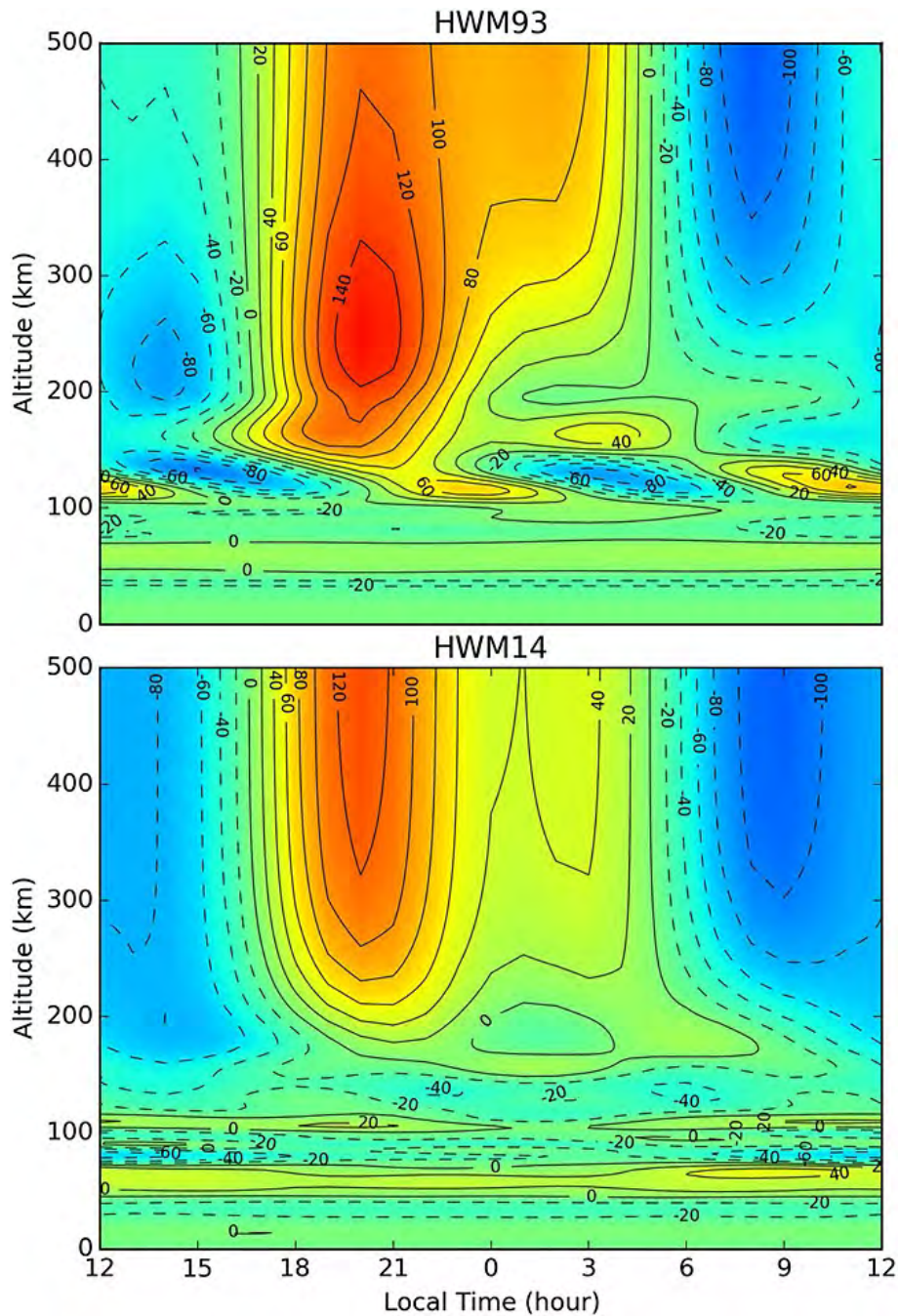


FIGURE 2.21 – Comparaison des profils du vent zonal en fonction de l’altitude et de l’heure locale pour HWM93 (en haut) et (en bas) HWM14 à RENOIR (6,89 °S, 38,56 ° W) dans des conditions d’équinoxe (jour de l’année 81). Pour HWM93 $F_{10.7}=107$. (Drob et al., 2015)

2.6 Indices magnétiques

Les indices magnétiques sont des mesures simples de l’activité magnétique qui se produit, généralement, sur des périodes de temps de moins de quelques heures et qui est enregistrée par des magnétomètres dans des observatoires au sol (Mayaud, 1980; Rangarajan, 1989; McPherron, 1995). Les variations que les indices mesurent ont leur origine dans l’ionosphère et la magnétosphère de la Terre. Certains indices ont été conçus spécifiquement pour quantifier des processus physiques idéalisés, tandis que d’autres fonctionnent comme des mesures plus génériques de l’activité magnétique. Les indices sont couramment utilisés dans les nombreuses

sous-disciplines du géomagnétisme, y compris les études directes de la physique de la haute atmosphère et de l'espace, pour les études d'induction de la croûte terrestre et du manteau, et pour l'élimination des données magnétiques en temps perturbé dans les études de l'intérieur profond et du noyau de la Terre. Nous résumons dans cette partie les indices magnétiques les plus couramment utilisés, en utilisant les données d'un ensemble d'observatoires répartis dans le monde entier (Love & Remick, 2007). L'activité géomagnétique est relative aux phénomènes d'environnement Soleil-Terre. L'indice généralement utilisé pour quantifier cette activité est le Kp (<http://spidr.ngdc.noaa.gov>).

2.6.1 Indices Kp et Ap

Le champ magnétique terrestre, ou champ géomagnétique, subit des perturbations comme conséquence de l'interaction avec le champ magnétique interplanétaire (IMF). Ces perturbations se mesurent avec les magnétomètres installés en points différents de la Terre, en donnant lieu aux indices K. Kp est la moyenne arithmétique des indices K standardisés sur 3 heures pour les 13 observatoires (composé de 11 stations dans l'hémisphère nord et de 2 stations dans l'hémisphère sud situées entre 44° et 60° de latitude géomagnétique nord ou sud)(voir Figure 2.22).

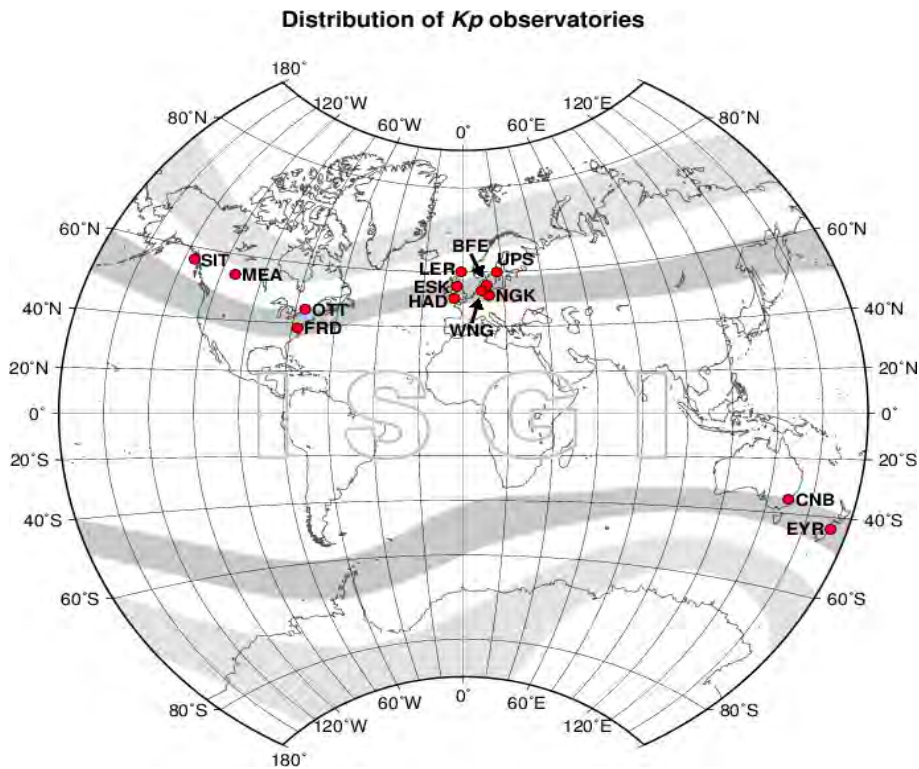


FIGURE 2.22 – Observatoires dont les données contribuent au calcul des indices Kp, Ap (9 dans l'hémisphère nord, 2 dans l'hémisphère sud) (<http://isgi.unistra.fr/>).

L'indice ap de trois heures et les indices journaliers Ap, Cp et C9 sont directement liés à l'indice Kp. Afin d'obtenir une échelle linéaire à partir de Kp, J. Bartels a donné le tableau suivant pour dériver une gamme équivalente de trois heures, appelée indice ap :

Ap	État
$0 \leq Ap \leq 30$	Champ géomagnétique calme
$30 \leq Ap \leq 50$	Champ géomagnétique mineure
$50 \leq Ap \leq 100$	Champ géomagnétique majeure
$Ap \geq 100$	Champ géomagnétique sévère

TABLE 2.1 – L'intensité des orages magnétique en fonction de l'indice Ap.

Kp	Ap	NOAA	État
Kp=0	0	Sans orage	Champ géomagnétique inactif
Kp=1	3	Sans orage	Champ géomagnétique très calme
Kp=2	7	Sans orage	Champ géomagnétique calme
Kp=3	15	Sans orage	Champ géomagnétique altéré
Kp=4	27	Sans orage	Champ géomagnétique actif
Kp=5	48	G1	Champ géomagnétique mineure
Kp=6	80	G2	Champ géomagnétique modérée
Kp=7	140	G3	Champ géomagnétique sévère
Kp=8	240	G4	Champ géomagnétique très sévère
Kp=9	400	G5	Champ géomagnétique extrêmement sévère

TABLE 2.2 – Correspondance entre l'indice Kp et l'indice Ap.

les tableaux 2.1 et 2.2 montrent les correspondances entre l'indice Kp, l'indice Ap, et l'échelle G de orages géomagnétiques de la NOAA. La signification de chaque valeur se montre aussi (<http://magbase.rssi.ru/REFMAN/SPPHTEXT/indices.html>).

2.6.2 Indice Dst

Un autre indice utilisé est le Dst (*Disturbance Storm Time*) qui est équivalent à l'indice de perturbation magnétique équatoriale. C'est un indice d'activité magnétique obtenu par un réseau d'observatoires géomagnétiques près de l'équateur, qui mesurent globalement l'intensité de l'électrojet équatorial. Cet indice montre l'effet de l'anneau du courant équatorial qui est situé dans la magnétosphère et qui est dirigé vers l'ouest. Les données sont disponibles sur le site serveur Space Physics Interactive Data Resource (<http://spidr.ngdc.noaa.gov>).

Dst est calculé en utilisant les valeurs horaires de quatre observatoires à basse latitude (suffisamment éloignés des électrojets auroraux et équatoriaux pour éviter le bruit de ces deux sources).

Dans chaque station, pour chaque heure, les valeurs locales de Dst sont calculées selon le protocole suivant :

- (i) les contributions au champ horizontal (H) provenant du champ de fond (champ non transitoire d'origine centrale et crustale) et de la variation quotidienne régulière solaire sont soustraites de la valeur observée de H.
- (ii) le résidu ainsi obtenu est normalisé par rapport à l'équateur du dipôle.

Pour chaque intervalle UT de 1 heure, l'indice Dst est la moyenne des valeurs horaires moyennes locales de Dst aux quatre observatoires.

Cet indice traduit l'effet des courants magnétiques à l'origine de la "phase principale" des grandes orages magnétiques. Plus la valeur est négative plus il y a d'énergie accumulée dans la magnétosphère terrestre. Les conditions modérées commencent -50 nT, les orages intenses atteignent -100 nT et les orages extrêmes dépassent -250nT.

2.6.3 Indice Sym-H

Comme l'indice Dst, l'indice Sym-H peut également servir d'indicateur de l'intensité des orages magnétiques, mais il présente l'avantage distinct d'une résolution temporelle plus élevée : 1 minute au lieu de 1 heure pour le Dst. Il décrit les perturbations géomagnétiques aux latitudes moyennes en termes de perturbations longitudinalement asymétriques (ASY) et symétriques (Sym) pour les composantes H et D respectivement parallèles et perpendiculaires à l'axe du dipôle.

Cependant, les indices Dst et Sym-H ne sont pas seulement différents dans leur résolution temporelle, mais aussi dans le nombre et l'emplacement des stations magnétométriques utilisées, et surtout dans la méthode utilisée pour convoluer les données des stations en un indice final.

Cet indice est calculé à l'aide des mesures de 6 observatoires uniformément répartis en longitude (en fait de 11 observatoires dont les données sont interchangeables en fonction de leur disponibilité).

Les indices ASY/Sym sont dérivés selon une procédure en quatre étapes :

- (i) Soustraction du champ géomagnétique principal et du champ de variation quotidienne du calme solaire pour obtenir la composante du champ perturbateur.
- (ii) Transformation des coordonnées en un système de coordonnées dipôle.
- (iii) Calcul de la composante symétrique longitudinale (c'est-à-dire la moyenne des six stations) et de la composante asymétrique (c'est-à-dire le champ perturbateur moins la composante symétrique).
- (iv) Dérivation des indices asymétriques (c'est-à-dire l'intervalle entre les champs asymétriques maximum et minimum).

2.6.4 Indice am

Fournir une caractérisation de l'activité géomagnétique globale en utilisant un large ensemble de stations représentant toutes les longitudes et les éventuelles divergences hémisphériques.

Ce indice est mesuré à l'aide des stations qui sont situées à proximité de 50° de latitude géomagnétique (dans les zones subaurales), et sont regroupées en groupes, chacun correspondant à un secteur de longitude. Il y a 5 groupes de ce type dans l'hémisphère Nord, et 4 dans l'hémisphère Sud.

Dans chaque secteur de longitude, les K mis à l'échelle pour chaque station, sont moyennés, et le résultat est converti en amplitude en utilisant les amplitudes de classe moyenne pour L9 =

500 nT (L9 étant la limite inférieure de K=9; table de conversion K2aK). La moyenne pondérée des amplitudes ainsi obtenues donne lieu aux indices hémisphériques an (Nord) et as (Sud), les facteurs de pondération tenant compte des différences d'étendue des secteurs de longitude dans chaque hémisphère.

2.6.5 Indices d'activité aurorale AU, AL, AE, AO

Le nombre collectif indices AE (Auroral Electrojet), regroupe 4 indices, AU, AL, AE, AO. Les indices AE ont été introduits par Sugiura et al(1966), ces indices sont calculés à partir des variations des composantes Horizontales du champ magnétique, mesurés dans 12 stations situés en zone aurorale dans l'hémisphère Nord.

Chaque instant, la valeur de l'indice AU est la valeur maximale des variations enregistrés par les 12 stations, AL est la valeur minimale, l'indice AU est toujours positif tandis que AL toujours négatif, l'indice AE est la différence entre AU et AL, tandis que AO est leur valeur moyenne, tous ces indices sont exprimés en nT (<http://isgi.latmos.ipsl.fr/lesdonne.htm>).

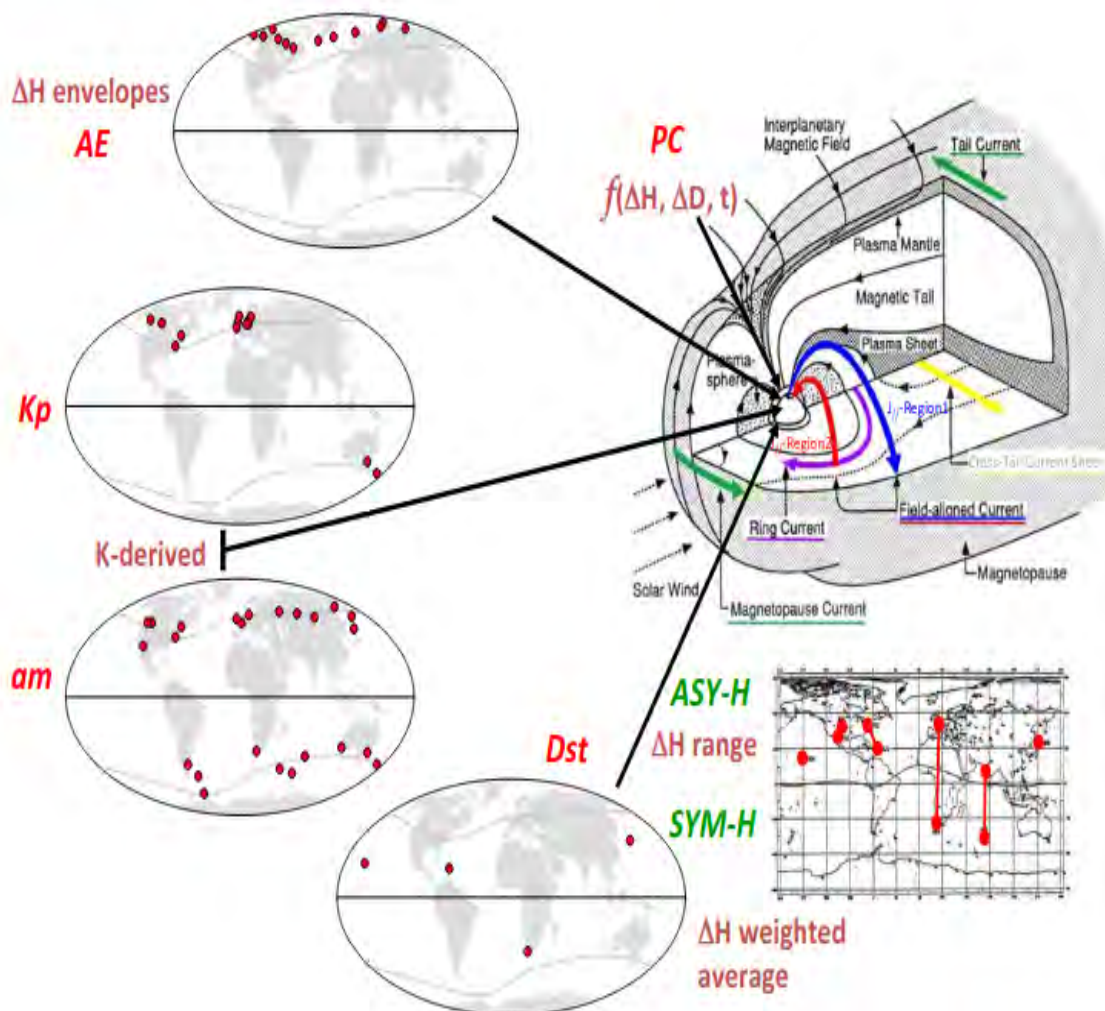


FIGURE 2.23 – Une carte de tous les indices géomagnétique présentés dans cette section, elle montre les positions de toutes les stations utilisés pour mesure chaque indice (M. Menvielle and A.Marchaudon ESWW2 <https://slideplayer>).

2.7 Conclusion

Dans ce chapitre, on a présenté les principaux moyens instrumentaux et numériques utilisés dans ce travail. Tout d'abord, on a exposé en détail les deux instruments, interféromètre de Fabry-Perot et la caméra PICASSO, qui constituent l'expérience RENOIR. Ensuite, on a décrit la mission spatiale Swarm et également le système GPS, qui vont nous aider à diagnostiquer l'ionosphère. Ensuite, on a présenté le modèle HWM, dont les résultats seront comparés aux données issues de l'expérience RENOIR. Enfin, on a listé quelques indices géomagnétiques qui nous donnent une idée sur l'activité géomagnétique aux basses et moyennes latitudes.

Dans le chapitre suivant, on va présenter les premiers résultats trouvés et publiés sur la climatologie des vents neutres thermosphériques au dessus de l'observatoire de l'Oukaimeden et les effets de l'activité géomagnétiques.

Chapitre 3

Vents thermosphériques au Maroc : effets de l'activité géomagnétique

3.1 Introduction

On se consacre dans ce chapitre à l'étude des vents thermosphériques neutres en temps calme et perturbé. On s'intéresse à l'Afrique du Nord et plus précisément à la région au-dessus de l'Observatoire de l'Oukaimeden au Maroc (coordonnées géographiques : 31,206° N, 7,866° O ; latitude magnétique : 22,77° N).

Une climatologie des vents thermosphériques neutres a été déjà réalisée avec plusieurs instruments : des **radars à diffusion incohérente (ISR)**, des **ionosondes** (Duboin & Lafeuille, 1992; Hagan, 1993; Fesen et al., 1995; Aruliah et al., 1996; Biondi et al., 1999; Emmert et al., 2003; Buonsanto & Witasse., 1999; Kawamura et al., 2000; Fejer et al., 2002; Emmert et al., 2003; Liu, 2004), des **interféromètres Fabry-Perot (FPI)**, et des **mesures in-situ** (Hernandez & Roble, 1984; Hernandez, 1995; Biondi et al., 1991, 1999; Hedin et al., 1994). Des calculs théoriques pour la circulation thermosphérique générale (Fuller-Rowell & Rees, 1980; Roble et al., 1988) et dans des conditions perturbées (Fejer et al., 2002; Burns et al., 2004; Wang et al., 2004) ont été rapportés dans la littérature. Ces recherches ont manifestement contribué à notre compréhension des réponses de la thermosphère en fonction de l'heure de la journée, de la saison, de la latitude, de la longitude, du cycle solaire et de l'activité géomagnétique. Cependant, il reste encore beaucoup de problèmes non résolus, tels que les complexités de la réponse spatiale et temporelle de la thermosphère pendant les orages géomagnétiques aux basses et moyennes latitudes.

La présente étude porte derrière elle une valeur scientifique très importante due au nombre limité des études de ce type en Afrique du nord. Les données utilisées dans cette étude ont été collectées pendant un cycle solaire déclinant (2014-2016) et sont très utiles pour comprendre les effets du cycle solaire déclinant sur les vents neutres thermosphériques et les orages géomagnétiques.

En plus de l'interféromètre Fabry-Perot (FPI), je me suis appuyée dans sur d'autres outils complémentaires tels que les données GPS de la station de Rabat, qui est la plus proche de l'observatoire d'Oukaimedain. Le choix de cette station n'était pas arbitraire, il est motivé par la disponibilité des données. J'ai de plus utilisé le modèle numérique HWM qui m'a permis de valider mes résultats d'une part, et d'autre part d'expliquer le comportement de la thermosphère pendant les périodes géomagnétiquement perturbées.

Les données utilisées sont classées selon deux indices géomagnétiques tels que Kp et SYM-H. À partir des 790 nuits durant lesquelles le FPI a recueilli données, on compte 504 nuits calmes avec $\text{SYM-H} \geq -20$ et $\text{Kp} \leq 2$, 245 nuits modérées avec $-50 < \text{SYM-H} < -20$ et $2 < \text{Kp} < 5$ et 41 nuits perturbées $\text{SYM-H} \leq -50$ et $\text{Kp} \geq 5$.

Les résultats de ce travail ont donné lieu à la publication d'un article (Loutfi et al., 2020).

Après une première section introductive, la deuxième section présente les instruments et le modèle numérique sur lesquels je me suis appuyée, ainsi que la méthodologie utilisée.

La troisième section est dédiée à la présentation et la discussion des résultats. Elle commence par la variabilité saisonnière des vents neutres thermosphériques (méridionaux et zonaux) et l'effet de la phase déclinante du cycle solaire. Ensuite, on étudie la variabilité annuelle de chaque classe d'événements (jours calmes, modérés et perturbés). De plus, les effets des perturbations géomagnétiques sur la moyenne annuelle des vents neutres thermosphériques au cours des heures de la nuit seront présentés. La deuxième partie aborde la variabilité saisonnière des vents thermosphériques méridionaux et zonaux en temps calme et durant les conditions géomagnétiquement perturbées. La troisième partie est consacrée à la présentation de la classification typique des vents thermosphériques pendant les jours perturbés. À l'aide de l'application de la méthode d'analyse en époques superposées, la cinquième partie établit l'effet de chaque phase de l'orage géomagnétique (phase initiale, principale et de phase de récupération) sur les vents neutres thermosphérique (méridional et zonal) ainsi que sur le contenu électronique total vertical (VTEC).

Enfin, la quatrième section est consacrée à un rappel général des résultats trouvés dans cet article.

3.2 Climatologies des vents thermosphériques nocturnes par des mesures FPI

Thermospheric Neutral Winds Above the Oukaimeden Observatory: Effects of Geomagnetic Activity

A. Loutfi^{1,2} , A. Bounhir¹, F. Pitout² , Z. Benkhaldoun¹, and J. J. Makela³ 

¹Oukaimeden Observatory, Laboratory of High Energy Physics and Astrophysics, FSSM, Cadi Ayyad University, Marrakech, Morocco, ²IRAP, CNES/CNRS/Toulouse University, Toulouse, France, ³Department of Electrical and Computer Engineering, University of Illinois at Urbana-Champaign, Urbana, IL, USA

Special Section:

Equatorial Aeronomy: New results from the 15th International Symposium on Equatorial Aeronomy (ISEA-15) and beyond

Key Points:

- The first extended period of FPI measurements of thermospheric dynamics from Northern Africa are presented over 3 years
- Properties of the thermospheric winds are analyzed for both quiet and disturbed conditions during a period of declining solar flux
- A superposed epoch analysis is applied to the stormtime meridional winds to study the occurrence of traveling atmospheric disturbances

Correspondence to:

A. Loutfi,
loutfi.amal@gmail.com

Citation:

Loutfi, A., Bounhir, A., Pitout, F., Benkhaldoun, Z., & Makela, J. J. (2020). Thermospheric neutral winds above the Oukaimeden Observatory: Effects of geomagnetic activity. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 125, e2019JA027383. <https://doi.org/10.1029/2019JA027383>

Received 10 OCT 2019

Accepted 15 MAY 2020

Accepted article online 10 JUN 2020

Abstract In the context of space weather, we investigate the effect of geomagnetic activity on Earth's thermosphere above the Oukaimeden Observatory in Morocco (geographic coordinates: 31.206°N, 7.866°W; magnetic latitude: 22.77°N) over 3 years from 2014 to 2016. The observatory is equipped with a Fabry-Perot interferometer (FPI) that provides measurements of thermospheric wind speed. In this study 41 disturbed nights (with $\text{SYM-H} \leq -50$ nT, $\text{Kp} \geq 5$) were identified and analyzed. We have characterized the meridional and zonal winds variability and dependence on the solar cycle, during both quiet and disturbed conditions. We have classified the storm time meridional neutral winds into three types of variation. The first type is characterized by traveling atmospheric disturbance (TAD)-induced circulation: the first TAD coming from the north and the second TAD being transequatorial, coming from the south. This type of storm with TAD-induced circulation accounts for 59% of the cases. The second type exhibits only slight discrepancies between the disturbed and quiet night flows. These cases account for 33% of the cases. The third type is characterized by the transequatorial wind in whole the night. This last type accounts for 8% of the cases. Finally, we apply a superposed epoch analysis method on the FPI data, and the effect of each phase of the geomagnetic storm on the wind flow and vertical total electron content VTEC has been quantified.

1. Introduction

The Sun is responsible for several magnetic, electrical, and thermal disturbances that affect technological equipment, especially communication satellites, GPS systems, and electrical power grids. During geomagnetic perturbations, the thermospheric neutral winds undergo large and complex dynamics, which can couple into the ionosphere, producing great disturbances in the electric field, the drifts of plasma, and currents from high to equatorial latitudes (Fejer et al., 2016). Understanding this coupling, and its dependencies on the season, location, and magnitude of the disturbance, is a major focus of the space weather community.

Many efforts have been made to study the climatology of thermospheric neutral winds through incoherent scatter radars (ISRs), ground-based ionsondes (Aruliah et al., 1996; Biondi et al., 1999; Buonsanto & Witasse, 1999; Duboin & Lafeuille, 1992; Emmert et al., 2003; Fejer et al., 2002; Fesen et al., 1995; Hagan, 1993; Kawamura et al., 2000; Liu, 2004), Fabry-Perot interferometers (FPIs), and in situ measurements (Biondi et al., 1991; Biondi et al., 1999; Hedin et al., 1994; Hernandez & Roble, 1984, 1995). Theoretical calculations for both general thermospheric circulation (Fuller-Rowell & Rees, 1980; Roble et al., 1988) and under disturbed conditions (Burns et al., 2004; Fejer et al., 2002; Wang et al., 2004) have been reported in the literature. These investigations have contributed greatly to our understanding of the upper thermosphere's responses as a function of time of day, season, latitude, longitude, solar cycle, and geomagnetic activities. However, there still remain lots of unresolved problems, such as the complexities of the spatially and temporally dependent response of the thermosphere to strong external forcing during geomagnetic storms at low geographic and subtropical geomagnetic latitudes.

When the energy of magnetospheric origin is suddenly transferred to the thermosphere at high latitudes, mostly in the form of Joule heating (Knipp et al., 2004), available evidence indicates that a longitudinally extended wavefront propagates away from the source region. This disturbance is often referred to as a large-scale traveling atmospheric disturbance (TAD). They not only transport momentum and energy deposited at high latitudes to the middle- and low-latitude regions of the thermosphere but also transport

momentum and energy from the lower thermosphere into the upper thermosphere. TADs represent one mechanism for globally redistributing energy and momentum within the thermosphere in connection with magnetic storms and substorms and thus are fundamental to our understanding of this aspect of solar-terrestrial coupling. Historically, due to the more widespread availability of remote sensing measurements of the ionosphere, manifestations of TADs in various ionospheric parameters are more commonly observed and referred to as traveling ionospheric disturbances (TIDs) (Sean et al., 2007).

This paper aims to study the thermospheric winds during geomagnetic disturbances above the Oukaimeden Observatory in Morocco (geographic coordinates: 31.206°N, 7.866°W; magnetic latitude: 22.77°N). This work represents the first time such a comprehensive study has been achieved in North Africa. Data used in this study were collected during a declining solar cycle (2014–2016) and are valuable to understand the possible effects of the declining solar cycle on thermospheric winds and geomagnetic storms. In Section 2, we describe the FPI instrument and methods used to produce the estimates of the thermospheric neutral winds. Section 3 provides an analysis of thermospheric winds above the Oukaimeden Observatory during 3 years of observations, both during quiet and disturbed conditions. Along with the presentation of the data, we have proceeded to a comparison of the winds with the HWM model to be described in more detail in Section 2.4. Daily, annual, and seasonal variations of disturbed nights are presented and compared to quiet nights and HWM model results. We also produce a general classification of the thermospheric response to the storms observed during the study period. Then, we present a superposed epoch analysis of the disturbed data that has been achieved to quantify the effects of the geomagnetic phase on winds and vertical total electron content (VTEC) responses over Oukaimeden Observatory. Finally, the last section is devoted to conclusions.

2. Data and Method

2.1. Fabry-Prot Interferometer

The Fabry-Prot interferometer used in this study is located at the Oukaimeden Observatory in Morocco (31.206°N, 7.866°W; 22.84°N magnetic; 2,700 m altitude) and is described in detail in Makela et al. (2009), Kaab et al. (2017), and Malki et al. (2018). To estimate the thermospheric wind speed, the FPI measures the Doppler shift of the 630.0-nm spectral emission emanating from the thermosphere located around an altitude of 250 km. The FPI is composed of a sky scanner system containing two mirrors with double axes that can be rotated to point to any direction (azimuth/zenith), a 42-mm diameter etalon with an air gap spacing of 15 mm, a narrow band interference filter to isolate the emission of interest, and a thermoelectrically cooled CCD to capture the interference pattern produced by the etalon. The resultant interference pattern is analyzed using the methodology described in Harding et al. (2014).

A typical observation mode is a cycle through a series of five specified azimuth and elevation directions (zenith, east, north, west, and south). Individual exposure times for each observation varies depending on the brightness of the emission and typically range from 30 s to 10 min. In addition, regular observations of a frequency-stabilized HeNe laser are made and provide an estimate of the optical transfer function of the instrument. When combined with observations made in the zenith direction, a zero reference required to estimate the absolute Doppler shift is obtained.

For creating climatologies of the thermospheric winds, we adopt the method detailed in Fisher et al. (2015) and Kaab et al. (2017). We sort and bin the filtered data into 15-min intervals and, for each interval, calculate a weighted average, v_m , and sample variability, e , such that

$$v_m = \frac{\sum_i^N v_i \cdot w_i}{\sum_i^N w_i} \quad (1)$$

and

$$e = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_i^N (v_i - v_m)^2}, \quad (2)$$

where v_i , $w_i = \frac{1}{\sigma_i^2}$, and N are, respectively, the value of the wind (zonal or meridional), its weight (the inverse of its uncertainty, σ_i , squared), and the number of measurements in the given bin. The altitude of the 630.0-nm peak emission is about 250 km (Link & Cogger, 1988). At this altitude, measurements

Table 1
The Classification of Days According to the Two Geomagnetic Indices Kp and SYM-H

Classification of days	SYM-H	Kp	Number of nights
quiet days	≥ -20	≤ 2	504
Moderate days	$-50 < \text{SYM-H} < -20$	$2 < Kp < 5$	245
Disturbed days	≤ -50	≥ 5	41

taken while looking north and south (east and west) are separated by 500 km. We average the north and south (east and west) measurements to obtain the meridional (zonal) wind estimates.

To study the thermospheric climatology above the Oukaimeden Observatory, we present FPI data obtained over 3 years (from 2014 to 2016). A total of 790 nights were classified according to two geomagnetic indices, SYM-H and Kp, as indicated in Table 1. There are 504 quiet nights with $\text{SYM-H} \geq -20$ and $Kp \leq 2$, 245 moderate nights with $-50 < \text{SYM-H} < -20$ and $2 < Kp < 5$, and 41 disturbed nights $\text{SYM-H} \leq -50$ and $Kp \geq 5$. The climatology of each classification (quiet, moderate, and disturbed days) will be presented.

2.2. VTEC From The Global Positioning System

The global positioning system (GPS) has become a useful tool for studying the Earth's atmosphere and, in particular, the ionosphere through measuring the total electron content (TEC), which represents the integrated number of electrons per m^2 along the line of sight from the transmitter on a satellite to the receiver (Boutiouta & Belbachir, 2006; Chauhan & Singh, 2010; Sethi, 2001). In this study, we present the VTEC over Rabat (33.998°N, 6.853°W), obtained from the International GPS Geodynamics Service (IGS) network. The VTEC is determined by integration of the electron density on a perpendicular to the ground standing route; the slant TEC (STEC) is obtained by integrating over any straight path. The procedure for extracting the TEC from GPS data is reported in several documents (Christian et al., 2013; Klobuchar, 1996; Sardon et al., 1994; Schaer et al., 1999; Zoundi et al., 2012).

Parameters (GPS signal and phase, satellite position, the satellite clock biases, etc.) used to calculate the VTEC are extracted from files stored in RINEX (Receiver INdependent EXchange) and IONEX (IONosphere EXchange Format) formats.

2.3. Superposed Epoch Analysis

The SYM-H index has been used to quantify the state of the magnetosphere and the magnitude of storms. From the time evolution of this index, one may identify the initial, main, and recovery phases of a geomagnetic storm (Figure 1). These phases shall be defined as follows: SYM-H equal to -15 nT is taken as the beginning of the initial phase and the end of the recovery phase. The beginning of the main phase was identified as the maximum value of SYM-H. The end of the main phase was identified as the minimum value of SYM-H reached.

Storms were superposed in a way similar to Yokoyama and Kamide (1997) and Hutchinson et al. (2011). The average duration of individual storm phases (initial, main, and recovery) was found for different storm size categories and onset mechanisms. The individual storm phases in each were then adjusted to the normalized phase time indices. This was done by shifting the data timestamps to ensure common points in the storm progression. The start time of each phase is essentially a common reference time for the superposition. However, the adjustment of each individual storm phase length to the average duration of the storm phases is vital in ensuring good alignment of the superposition. In practice, for each storm in our data set, we determine the length of its initial phase, and we scaled (increase or decrease) it to the average duration of all the initial phases of the storms. This is done by shifting the data timestamps. Likewise, we adapt the main phase and the recovery phase to their corresponding average duration. Once performed for each time intervals (storms), the data (SYM-H or thermospheric wind speed) corresponding to all time intervals are averaged.

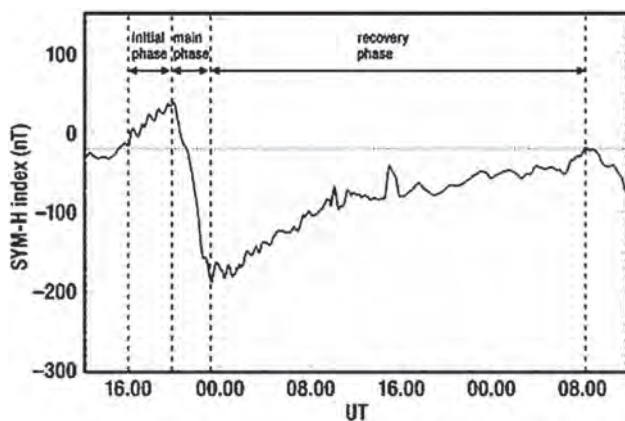


Figure 1. A characteristic SYM-H index storm trace showing initial, main, and recovery phases after Yokoyama and Kamide (1997)

2.4. The Horizontal Wind Model

We have run the horizontal wind model (HWM) (Drob et al., 2015) to compare its results to our data. This model provides an estimate of the meridional and zonal components of the wind for a set of geophysical parameters: latitude, longitude, altitude, and geomagnetic conditions through a 3-hr ap index. HWM model has two components (quiet time HWM14 + disturbance wind model DMW07 Emmert et al., 2008). It is an improved version of the original models HWM87 (Hedin & Spencer, 1988), HWM90 (Hedin, 1991), HWM93 (Hedin et al., 1996), and HWM07 (Drob et al., 2008). With its diverse database of observations, HWM provides a framework for statistical comparison of various measurements in the upper atmosphere. HWM also provides a background of wind fields for wave propagation studies (Drob et al., 2008).

In order to have a more accurate comparison of the FPI data set with the model, we have run the model at each of the four points where the FPI line of sight intersects the altitude 250 km. The geographic coordinates of these four points are as follows: north: 33.406°N, 7.866°W; south: 29.006°N, 7.866°W; east: 31.206°N, 10.066°W; west: 31.206°N, 5.666°W. Then the modeled average meridional and zonal winds have been calculated following the same procedure as with the measured FPI data (see Section 2.1).

3. Results and Discussion

3.1. Thermospheric Wind Variability

Before presenting and commenting on the behavior of thermospheric wind variability over Oukaimeden Observatory during geomagnetic quiet and disturbed conditions, we first begin by presenting the earlier studies relative to ours. Among these studies, there are the climatologies of nighttime upper thermospheric winds measured by ground-based FPIs above several stations during geomagnetically quiet conditions as a function of the local time, latitudinal, seasonal, and cycle dependence was discussed (Emmert et al., 2006a). In parallel, there is a study using the same data set as ours, but analyzed regardless of geomagnetically conditions presented by Kaab et al. (2017). The effect of the 27 February 2014 geomagnetic storm on the thermosphere and the ionosphere is discussed in Malki et al. (2018). The novelty of this paper is the study of the variations of the neutral winds during geomagnetically quiet and disturbed conditions over 3 years of measurements.

Figures 2 and 3 show seasonal variability with the solar cycle of meridional and zonal winds over 3 years 2014, 2015, and 2016 for all data of FPI and HWM model considered in this study. We note that, in general, for the portion of the solar cycle captured by this data set, the winter zonal wind does not show a dependence on solar flux. The eastward component of the zonal winds decreases with the declining solar cycle. This is likely due to enhancement of ion drag due to increasing solar activity; in fact Liu et al. (2009) has found that the fast thermospheric wind jet aligns with the dip equator and not the geographic equator. There is a slight dependence on the reversal time in summer months, with the reversal time from eastward to westward shifting slightly to earlier hours with the declining solar cycle. For autumn and spring months, zonal winds abate before sunrise in 2014 and reverse to the westward direction in 2015 and 2016 months. The time of reversal depends on the solar cycle. We can also observe that the magnitude of the westward component of the zonal wind tends to be smaller at the maximum solar cycle and this variation is in agreement with most previous of midlatitude and low-latitude climatologies (e.g., Biondi et al., 1999; Buonsanto & Witasse, 1999; Emmert et al., 2006a; Fejer et al., 2002). However, Hernandez and Roble (1984) found the opposite at midlatitude site with larger westward zonal winds for solar maximum than solar minimum. We also noticed that the meridional winds during winter time slightly depend on the solar cycle. For the other seasons, the magnitude of the equatorward component of the meridional wind increases with the declining solar cycle. These results of meridional neutral winds are consistent with the change of meridional neutral winds with solar cycle observed at Arecibo and Millstone Hill reported by Emmert et al. (2006a). Hagan (1993) suggest that the solar cycle dependence could be due to changes in the relative importance of high-latitude heating and momentum sources.

The general feature of the measured wind agrees with the model results, particularly for meridional wind. Concerning the zonal winds, some disagreements are observed between the model results, and the data are hypothesized to be due to the fact that the model is not solar cycle sensitive. However, for the remainder of this study, these slight variations as a function of the solar cycle are less pertinent than the larger

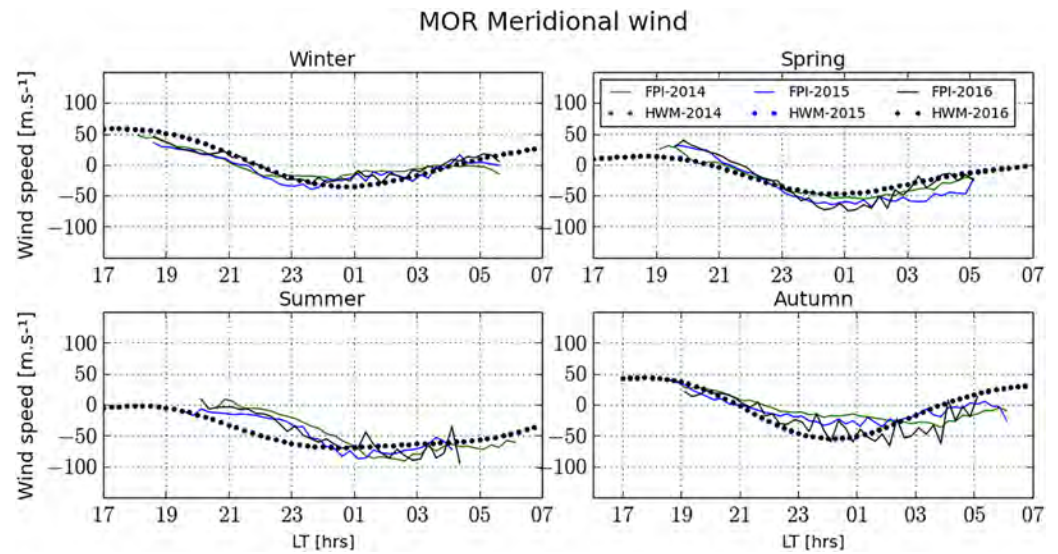


Figure 2. Seasonal variability with the solar cycle of meridional winds over 3 years 2014, 2015, and 2016 of FPI (solid lines) and HWM model (dotted lines).

variations between quiet and disturbed conditions. Thus, we concentrate on interpreting the winds averaged over 3 years.

Figure 4 shows the average zonal and meridional winds as a function of day of the year and local time for quiet days (top set of plots) and disturbed days (bottom set of plots) for 3 years of FPI (left set of plots) and HWM model (right set of plots). The quiet time meridional thermospheric winds show the nighttime wind direction is equatorward (southward) with maximum speed around midnight. The equatorward wind is strongest during the local summer months (June through August). A general abatement of equatorward wind is seen in the local autumn and winter months (September to February), with the meridional winds being poleward (northward) in the early evening with the maximum speed during local autumn and winter

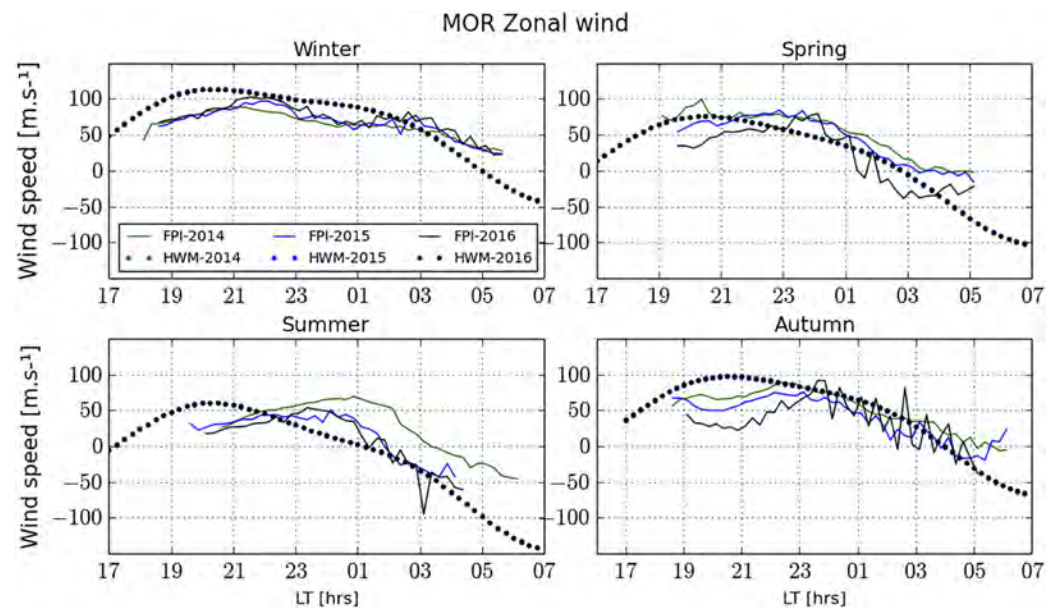


Figure 3. Seasonal variability with the solar cycle of zonal winds over 3 years 2014, 2015, and 2016 of FPI (solid lines) and HWM model (dotted lines).

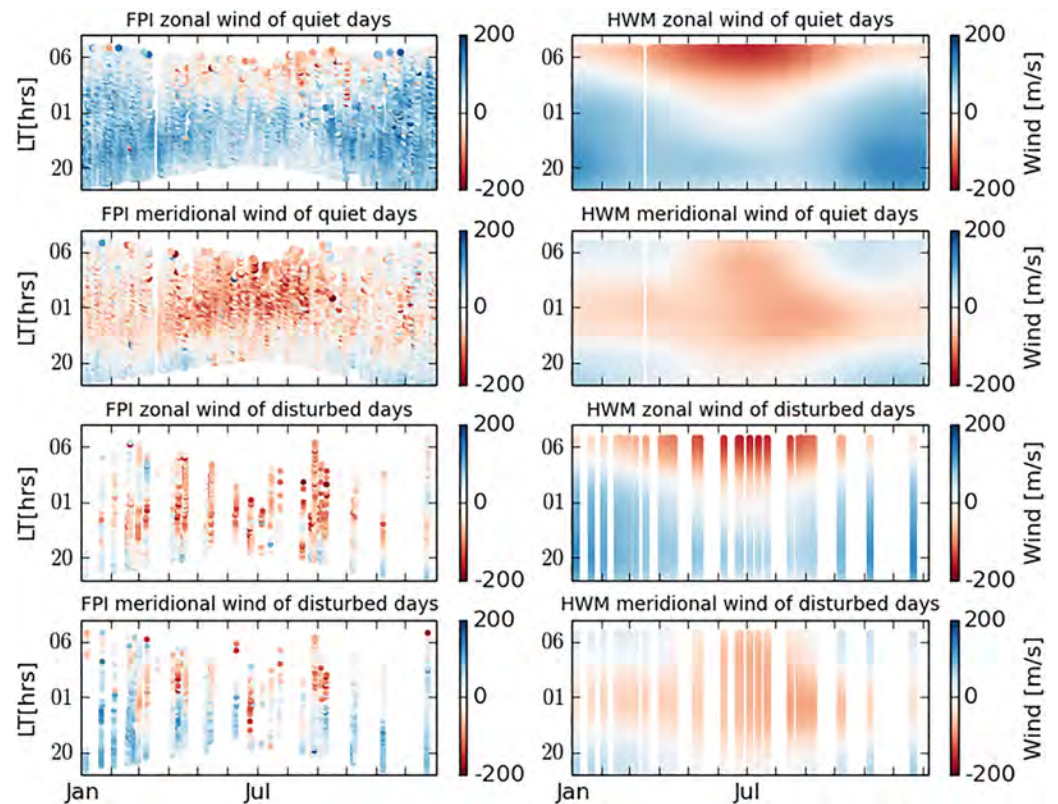


Figure 4. Daily variation of zonal and meridional wind speed as a function of the local time of quiet days (top set of plots) and disturbed days (bottom set of plots) for 3-year average of FPI (left set of plots) and HWM model (right set of plots) and disturbed (bottom panel) are represented. Positive values are eastward for zonal winds and northward for meridional ones.

months (September to February). They reverse to the equatorward direction at 21 LT with a small amplitude speed in the late hours of the night.

The quiet zonal winds show an eastward wind direction on all nights with a postmidnight westward reversal occurring during summer only. An eastward peak occurs during spring (March through May) and summertime around 23 LT and in autumn around 00 LT. Two peaks in the eastward flow occur in wintertime; the first one happens at approximately 22 LT and the second at approximately 02 LT.

Turning attention to the disturbed zonal winds shown in the bottom four panels of Figure 4, we note that in storm time thermospheric winds deviate from their usual quiet time climatology in a variety of ways depending on the season, the magnitude of the storm, the dynamics of the storm energy release, and the time of the storm. When the energy deposition at high latitudes is impulsive (Malki et al., 2018), TADs propagate from high to low latitudes and into the opposite hemisphere. A storm-induced Hadley cell is created flowing in the opposite direction from the quiet time one, with equatorward and westward winds. As this TAD propagates away from the source region, its effects would be measurable by FPIs in both hemispheres. Thus, for a site at northern low latitudes, such as the Oukaimeden Observatory, we would expect to first see a TAD perturbing the background winds in a southward and westward direction (driven by energy input in the northern high latitudes), followed by a perturbation in the northward and westward direction (driven by the energy input in the southern high latitudes). However, depending on the timing of the energy input and the characteristics of the TAD propagation (e.g., propagation velocity), the FPI may not observe both perturbations, due to the instrument's limitation to observe only during nighttime.

As shown in Figure 4, we can see in all seasons the equatorward storm surges and trans-equatorward surges in the meridional winds. The disturbed zonal winds, consisting of the storm winds minus the average quiet time winds, are westward. This result of westward and equatorward winds during the magnetic storm is

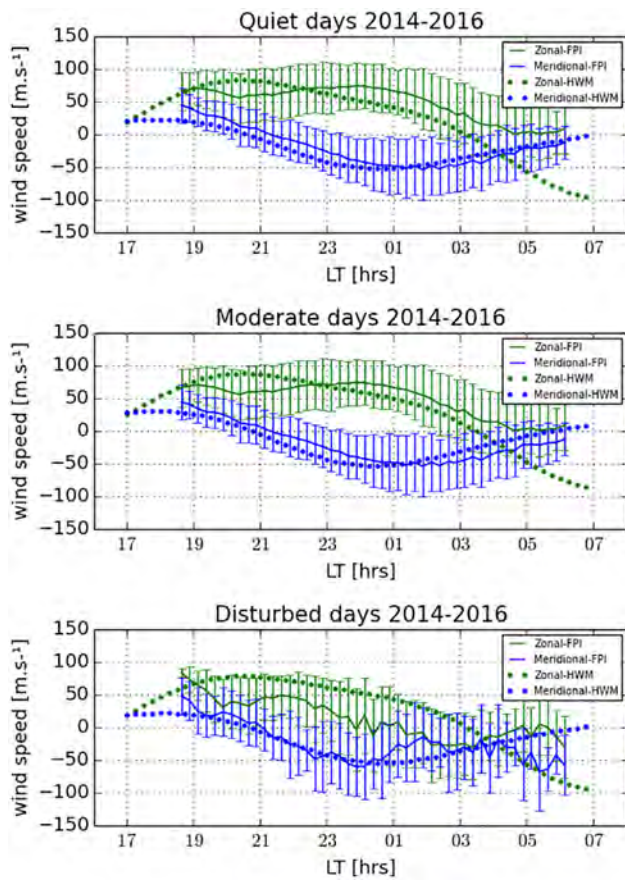


Figure 5. Average speed of meridional (blue) and zonal (green) neutral winds as a function of local time, of 3-year measurements, from 2014 to 2016 of FPI data (solid lines) and HWM model (dotted lines). Quiet nights (top panel), moderate (middle panel), and disturbed (bottom panel) are represented. Positive values are eastward for zonal winds and northward for meridional ones.

consistent with previous results obtained with ground-based FPIs (e.g., Meriwether, 2008). Xiong et al. (2015) also reports that the zonal wind disturbance is mainly westward and increases with magnetic activity and latitude. Furthermore, Emmert et al. (2004) reported westward and equatorward nighttime disturbed winds at midlatitude.

The overall behavior of zonal and meridional winds during quiet time is in good agreement with the model predictions. However, model results give only slight differences between quiet and disturbed nights. The model predictions do not provide accurate direction of the disturbed zonal and meridional winds.

To further investigate the effects of geomagnetic disturbances on the thermospheric neutral winds, we next create annually average winds to serve as a baseline to understand the disturbance effects. Figure 5 shows the average meridional (blue) and zonal neutral winds (green) as a function of local time for quiet, moderate, and disturbed days from 2014 to 2016 (solid lines). The error bars drawn in Figure 5 indicate the range of geophysical variability for each 15-min bin and are calculated as the weighted standard deviation of these data. HWM model (dotted lines) estimates are presented along with the corresponding data (quiet nights: top panel; moderate nights: middle panel; and disturbed nights: bottom panel). Our quiet time results are used primarily as a reference to be compared to more disturbed periods and for extracting the winds perturbation during geomagnetically active periods. From the top panel of Figure 5, the average zonal wind is eastward with a speed of 60 m/s in the early evening hours followed by a slight decrease before a peak amplitude of ~ 75 m/s is reached around midnight. The zonal wind reduces until the amplitude reaches approximately zero immediately before sunrise. The average meridional neutral wind speed shows poleward speeds of approximately 50 m/s in the early evening hours, reversing to equatorward flow around 21 LT with a maximum speed of 50 m/s from midnight to 03 LT and with weaker winds in the late-night hours.

The middle panel shows the average zonal and meridional neutral wind speed for moderate days over 3 years from 2014 to 2016 above the Oukaimeden observatory, which is very similar to the quiet time winds described above. The annual average of zonal and meridional neutral wind speed moderate days is similar to those of quiet days with slight differences in amplitude, especially after 22 LT. The zonal winds have a maximum speed of 60 m/s at approximately 22:30 LT, then reversing to westward between 03 and 05:30 LT with a small amplitude of 20 m/s and abating before dawn. During the night, the quiet and moderate annual averages of the meridional winds are very similar, although the meridional winds on moderate days is slightly weaker (of approximately 10 m/s).

The bottom panel presents the annual average zonal and meridional neutral wind speed for disturbed days over 3 years from 2014 to 2016. The averaging of data ignores complexities such as the relative time between the beginning of the storm and observations, and so not all features of the effects on the thermospheric wind system are expected to be seen in this treatment (a superposed epoch analysis is presented below, which removes this shortcoming). However, a consistent effect is seen in the zonal winds, which are eastward with an amplitude of 80 m/s at 18:40 LT decreasing to 25 m/s at 20 LT, increasing again to 50 m/s at around 22 LT, and reversing westward around 01 LT. The westward speed is about 40 m/s at 03 LT, decreasing until 05 LT and increasing again. This indicates that there is a general and long-lasting westward perturbation.

In contrast, the meridional winds during disturbed conditions when averaged in this sense do not show much difference from the quiet time average. The average of disturbed meridional winds are northward in the early evening hours and reverse to the equatorward direction at 21 LT and remain in this direction

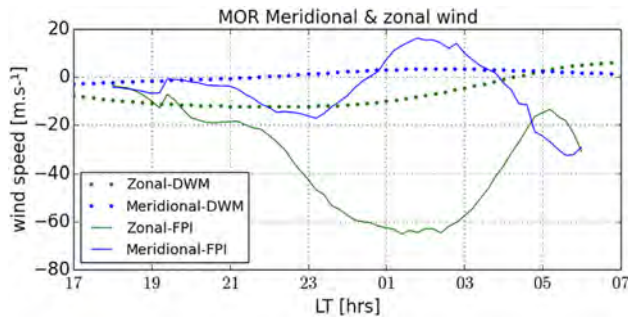


Figure 6. Storm-induced zonal and meridional neutral winds of FPI (solid lines) and HWM model (dotted lines), representing the difference between the disturbed and quiet time data as a function of local time.

until dawn. They achieve a speed of 60 m/s around midnight, gradually decrease to 40 m/s around 02 LT, and increase to 100 m/s at 05:45 LT and decrease again. To further investigate the effects of geomagnetic disturbances on the thermospheric neutral winds. It is interesting to note that the estimates from HWM, in an annual sense, characterize the thermospheric winds over this location quite well (except for the slight reduction in zonal winds immediately after sunset). To isolate the effect of geomagnetic storms on thermospheric winds, we present in Figure 6 the smoothed storm-induced meridional and zonal winds. The storm-induced winds are the difference between the annually averaged disturbed and quiet time data (the top panel minus the bottom panel of Figure 5), for the zonal and meridional components of the winds. The storm-induced zonal winds are westward during the entire night, starting with very low amplitudes as 5 m/s in the early evening hours and increasing to 65 m/s around 02 LT. They then decrease again and reach an amplitude of 15 m/s around 05 LT and increase until dawn. A subsequent change in the zonal circulation flowing westward takes place due to the Coriolis forces (Sean et al., 2007). However, very interesting features appear in the dynamics of the meridional winds. They start equatorward in the early evening hours and reverse to poleward direction around 01 LT. The maximum amplitude of 15 m/s is achieved at 02 LT, followed by an equatorward reversal at 04 LT. The first TAD coming from the Northern Hemisphere reaches the site before the transequatorial one coming from the Southern Hemisphere. This is normal, given the geographical location of the Oukaimeden observatory at 31.206°N. Figure 6 exhibits a clear local-time signature of the annually averaged disturbance winds, given the fact that the time of the storm onset and its duration are randomly distributed. The equatorward wind surges during storm periods at midlatitude stations have been the subject of several studies (e.g., Buonsanto, 1990, 1995; Buonsanto & Witasse, 1999; Buonsanto et al., 1992; Emery et al., 1999; Hernandez et al., 1980; Malki et al., 2018; Yagi & Dyson, 1985). They are observed during storm times and result primarily from pressure gradients generated by high-latitude joule heating and ion drag.

The model predictions give accurate general features of the averaged storm-induced winds. Indeed, the zonal winds predicted are westward during the entire night, where the meridional winds are characterized by the first TAD coming from the north following by the second TAD coming from the south at 23 LT. This features of zonal and meridional winds agree with the observations, but with the significantly general different amplitudes.

3.2. Seasonal Variability

Seasonal behavior of zonal winds for disturbed nights (solid green) and quiet nights (solid blue) as a function of local time is presented in Figure 7. The solid black line is the sliding average of geomagnetically disturbed data. HWM model output is also presented for quiet (blue dots) nights. For disturbed days we have 11 nights in winter, 12 nights in fall, 11 nights in summer, and 7 nights in autumn. For quiet days, we have 125 nights in winter, 158 nights in spring, 145 nights in summer, and 76 nights in autumn. Zonal winds of quiet nights are eastward at the beginning of the night in all seasons and increase for the first several hours after sunset. A maximum eastward speed of 100 m/s in winter and autumn is observed at around 23 LT. This maximum eastward flow transitions to later times and smaller amplitudes during the equinox periods and at local summer with a speed of 75 m/s around midnight. After the maximum eastward flow is reached, a gradual decrease is seen during winter, spring, and autumn; a westward reversal around 03 LT is observed in summer.

The disturbed winds show a general decrease in the eastward flow of the zonal winds related to geomagnetically quiet nights. The maximum difference in amplitude between the quiet and disturbed nights is 50 m/s for winter and spring seasons. In summer and autumn, the maximum difference between quiet and disturbed zonal winds is about 75 and 100 m/s, respectively. The shape of the quiet and disturbed times data might hide information concerning the superpositions of tides and planetary waves (Forbes, 1982). For example, we notice a modulation of wind speed in wintertime both for quiet and disturbed data. Emery

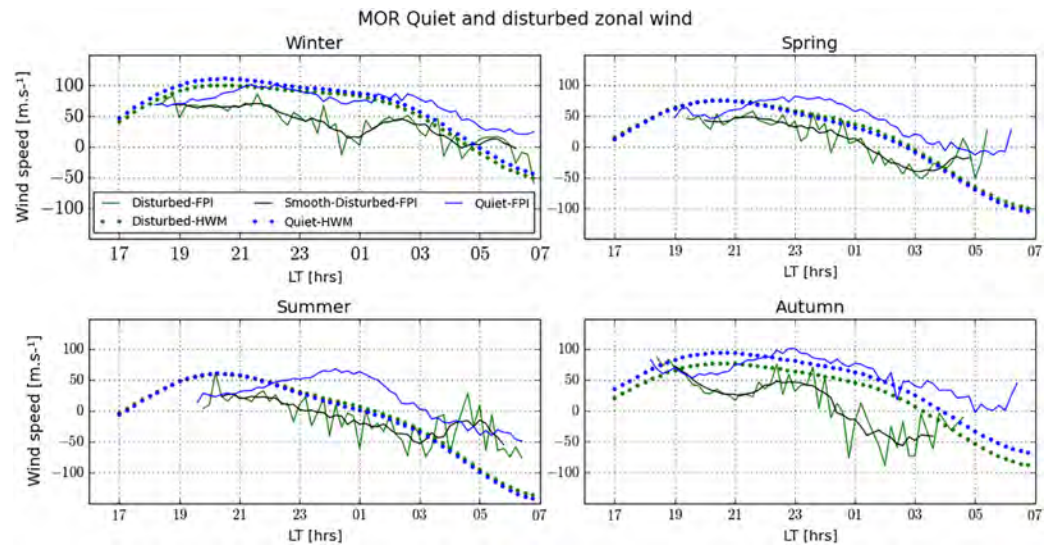


Figure 7. Seasonal behavior of zonal winds for disturbed (green) and quiet nights (blue) as a function of local time, for 3-year measurements from 2014 to 2016 of FPI (solid lines) and HWM (dotted lines). The solid black line is the sliding average of geomagnetically disturbed data. Positive values are eastward.

et al. (1999) reported significant gravity waves in wintertime with phase speeds of approximately 700 m/s (22°/hr) observed in the neutral temperature and wind fields during the 2–11 November 1993 storm period.

Seasonal behavior of meridional winds for disturbed nights (solid green) and quiet nights (solid blue) as a function of local time is represented in Figure 8 following the same format as Figure 7. Positive values are northward. Meridional winds are poleward in the early evening hours with speeds of approximately 50 m/s in summer and winter and 25 m/s in spring. They reverse to equatorward flow around 21 LT for both quiet and disturbed days. No poleward flow is observed in the summertime. Equatorward flow is observed in the middle of the night with speeds of 80 m/s in summer and spring. We can notice the signature of traveling

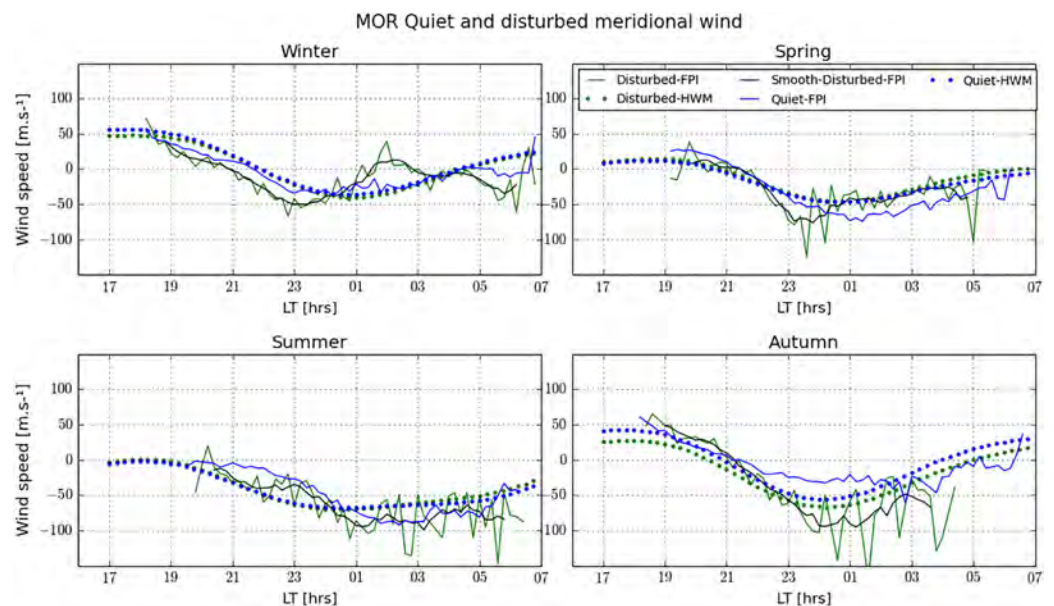


Figure 8. Seasonal behavior of meridional winds for disturbed (green) and quiet nights (blue) as a function of local time, for 3-year measurements from 2014 to 2016 of FPI (solid lines) and HWM (dotted lines). The solid black line is the sliding average of geomagnetically disturbed data. Positive values are northward.

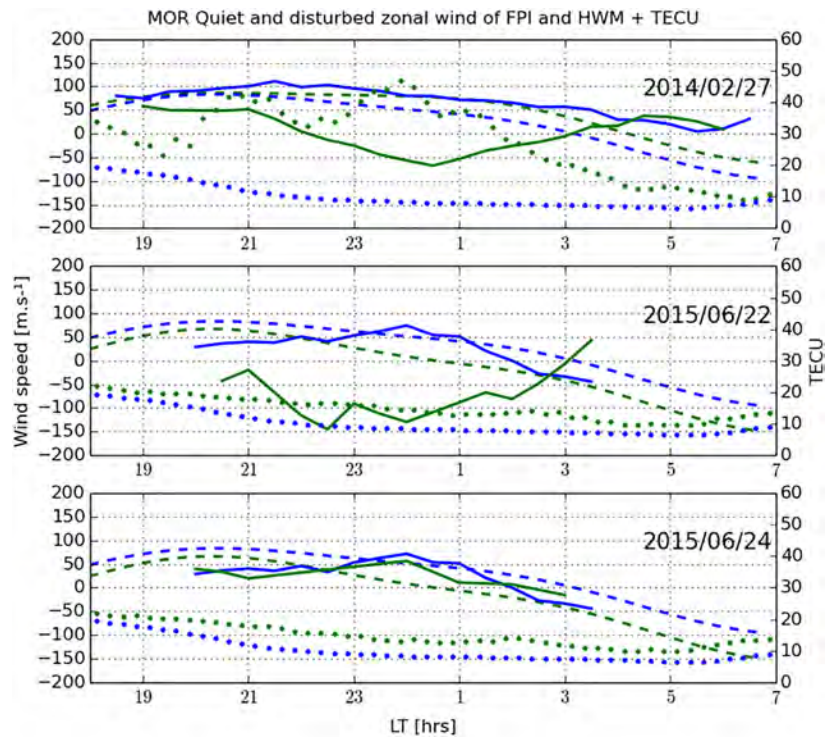


Figure 9. Three examples of the response of the zonal winds to geomagnetic storm. The FPI data (solid lines), HWM model (dashed lines), and vertical total electron content (VTEC) (dotted lines) of disturbed (green) and quiet (blue) are shown. Quiet nighttime data are the median of 30 nights (15 nights before the storm and 15 nights after). Quiet nighttime of TEC data are the average of the quiet nighttime over 2015. The storms selected are the ones with SYM-H ≤ -50 and Kp ≥ 5 . Positive wind values are eastward.

atmospheric disturbances in the disturbed wind features in winter, spring, and autumn. In the summertime, surprisingly, there are only very slight differences between quiet and disturbed measurements.

Quiet time HWM model predictions illustrate clear seasonal dependence. Slight differences are observed between quiet and disturbed model predictions for both zonal and meridional winds. The model underestimates the westward and equatorward flows injected during the geomagnetic storm.

3.3. Classification of Storm Data

Figure 9 shows three types of responses typical of the data of the zonal winds to geomagnetic storms. Complete analysis of the zonal winds of disturbed nights of each individual geomagnetic storm (41 storms occurring in the 2014–2016 period as indicated in Table B1 have been carried out). We have classified the zonal neutral wind during the geomagnetic storm to two types of variation. We have eliminated from the statistics the nights that are not well covered with data (14 nights among 41 geomagnetic storms). The first type is a westward perturbation from the typical eastward flow. In 70% of the 27 remaining cases, the flow reverses to the westward direction. The zonal thermosphere wind is stronger before midnight in 16% of the cases (see an example of these cases in the middle panel of Figure 9) and after midnight in 54% of the cases (see an example of this type in the top panel of Figure 9), with a magnitude varying from 20 to 175 m/s. The second type seen in the database, accounting for the other 30% of cases, only a slight perturbation in the zonal wind is observed (see an example of this type in the bottom panel of Figure 9). In general, perturbation of the zonal winds in early evening hours and before dawn is quiet small in 74% of cases. For the VTEC, we can notice that in the first type with the peak before midnight, there is an increase in VTEC over the whole night. However, for the second type, there is only a slight variation of the VTEC between the quiet and disturbed days.

Figure 10 shows a similar presentation for the meridional winds. The disturbed meridional wind is characterized mainly by two types of variations. The first type is characterized by TAD-induced circulation: an

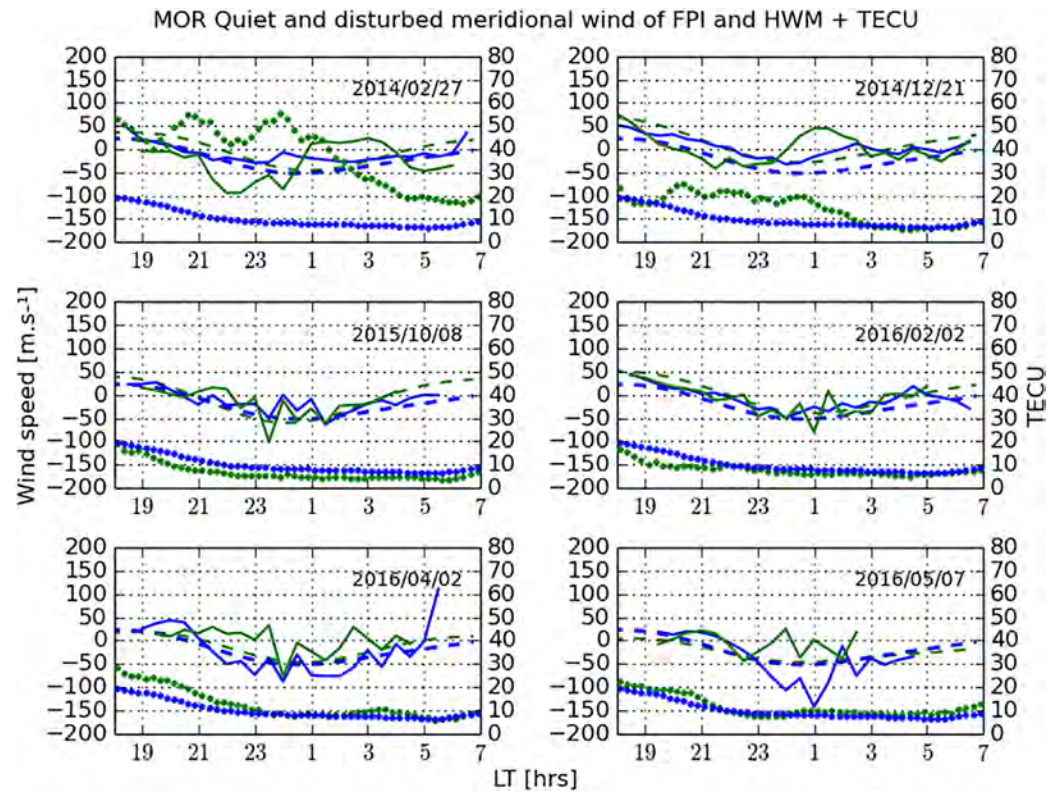


Figure 10. Six examples of the response of the meridional winds to geomagnetic storms. The FPI data (solid lines), HWM model (dashed lines), and vertical total electron content (VTEC) (dotted lines) of disturbed (green) and quiet (blue) are shown. Quiet nighttime data are the median of 30 nights (15 nights before the storm and 15 nights after). Quiet nighttime of TEC data are the average of the quiet nighttime over 2015. The storms selected are the ones with SYM-H ≤ -50 and Kp ≥ 5 . Positive values are northward.

equatorward perturbation, indicative of the first TAD coming from the north followed by a poleward perturbation, indicative of the second TAD, coming from the south. The timing of the first TAD and the duration of each TAD can be different in each case. For example, Malki et al. (2018) reported that the meridional winds reacted to the transequatorial southern TAD at 00:20. Its effect lasted for 3.5 hr during which the southern measurement location had a larger speed than the northern one. Examples of disturbed nights of this type are 27 February 2014, 21 December 2014, 15 April 2015, 16 April 2015, 13 May 2015, 7 June 2015, 22 June 2015, 15 August 2015, 27 August 2015, 20 January 2016, and 6 November 2015. The storms of this type account for 59% of cases. The example of this first type is illustrated in the two top panels of Figure 10. We observe a good anticorrelation between the VTEC and the meridional wind: southward winds correspond to high VTEC values before midnight. However, we observe a decrease of the TEC and an absence of correlation with the meridional winds during the rest of the night. The observed anticorrelation is probably caused by the TAD. At night, plasma production is almost close to zero, but in this first type of disturbed night, there is an increase in the TEC. This can only be due to transport. This observation is consistent with previous studies discussing the negative correlation between hmF2 and NmF2 during the passage of a TAD, at least in the initial phase (Bauske & Prolss, 1997; Lee et al., 2002, 2004).

The second type is characterized by only slight perturbation in both VTEC and neutral winds. Examples of disturbed nights of the second type are 27 August 2014, 12 May 2015, 13 July 2015, 22 July 2015, 26 August 2014, 7 September 2014, 8 September 2015, 8 October 2015, 2 February 2016, and 7 April 2016 and account for 33% of the cases. Two examples of this second type are presented in the middle panels of Figure 10. We notice that on some nights, we can observe more than two TADs in the first type. However, we have observed in two nights (2 April 2016 and 7 May 2016) the transequatorial wind whole the night with the slight

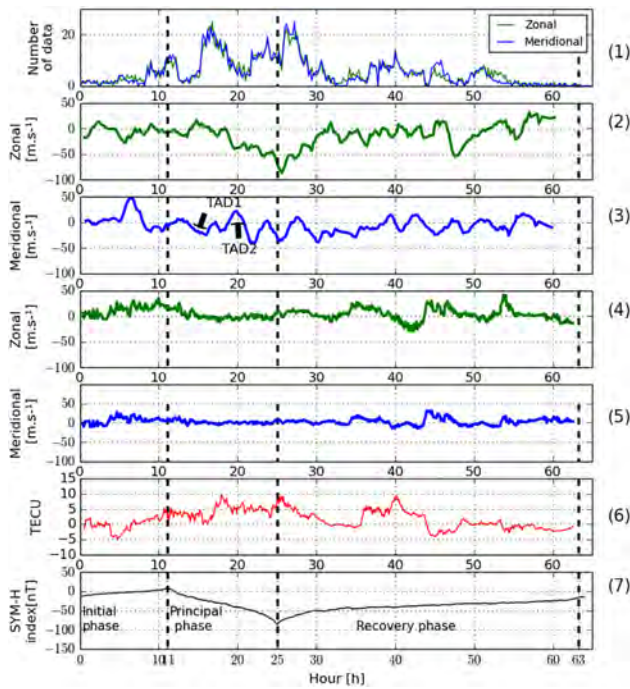


Figure 11. From top to bottom: (1) number of data in each bin of zonal (green) and meridional (blue) neutral wind, (2) superposed of zonal, and (3) meridional neutral wind speed of FPI measurements, (4) superposed of zonal and (5) meridional neutral wind speed of HWM model, (6) vertical total electron content (VTEC) of 43 nights (28 disturbed nights + 15 nights available before or after the disturbed nights) minus their correspondent quiet time, and (7) Superposed SYM-H index of the same 43 nights as a function of the time. Quiet nighttime data are the median of 30 quiet nights (15 nights before the storm and 15 nights after). The storms selected are the isolated ones, having SYM-H with clear phases.

and zonal winds is defined as being the measured wind minus the quiet wind. In Figure 11, the sliding average (2-hr window) of this disturbed flow of meridional and zonal winds data is shown.

From the bottom panel of Figure 11, we notice that the average duration of the initial phase for all the magnetic storms is 11 hr, that of the main phase is approximately 14 hr, and that of the recovery phase is approximately 38 hr. From epoch analysis of both meridional and zonal winds, we notice that between the sudden storm commencement (SSC), $t=0$ hr, and the beginning of the main phase, $t=11$ hr, (initial phase), the signature of the second transequatorial (northward) TAD is present with the maximum speed 50 m/s after 6 hr of the beginning of the storm. This variation of the meridional flow is accompanied by the decrease of the VTEC, while the zonal wind is westward with a maximum speed of 25 m/s. At 30 min after the zonal wind reached its maximum, the meridional winds reach the first its maximum.

The main phase is characterized predominantly by the occurrence of the first TAD approximately 3 hr after the storm main phase onset with the maximum disturbed meridional wind speed of 25 m/s. Throughout the main phase, the zonal winds become increasingly westward, eventually reaching -80 m/s at the peak of the disturbance, and the VTEC increases. Oliveira et al. (2017) performed a superposed epoch analysis of thermospheric density in response to geomagnetic storms, that choice the density maximizes 12 hr after the beginning of the main phase. This increase in the amplitude of westward winds with magnetic activity is also reported by Fejer et al. (2002). Nadia et al. (2019) reported the same behavior of the increase in VTEC during the storm period, and they are found in the African region; the largest increase in the VTEC is observed for the equatorial latitude station NKLK in Africa (geographic coordinates: 0.35°N , 9.67°E) during the storm. On day after the beginning of storm main phase onset, a negative effect is observed in the northern midlatitude station, whereas for earlier results on low and equatorial storms, Walker (1973) reported for Hong

perturbation of the VTEC. Those two nights are presented in the bottom panels of Figure 10. Given the geographic position of the observatory, this behavior of the second type is unexpected during a geomagnetic storm; one expects the first TAD to come from the Northern Hemisphere. All those cases make us ask the following question: What are the most important parameters that shape the thermospheric response to the geomagnetic storm? Is the declining solar cycle one of them? There may be a relationship between the energy deposition of the geomagnetic storm and the ignition on some wave modes that shape the TAD-like behavior. Or it is explained by either the propagation velocities of the two TADs are different or by the asymmetries in the amount of joule heating produced during a storm and the onset times.

3.4. Superposed Epoch Analysis

To determine the temporal response of the low-latitude thermosphere to magnetic storms and the effect of each phase of magnetic storms (initial, main, and recovery) on thermospheric winds, the superposed epoch analysis method was applied to 28 disturbed events. They are isolated geomagnetic storms, in which there is only one storm and it is easy to determine each phase plus 15 nights available in the initial and recovery phases. Those 15 nights are selected to complete the profile of all hours of the storm evolution.

Figure 11 shows from top to bottom: number of data in each bin of zonal (green) and meridional (blue) neutral wind, average of zonal, meridional of neutral wind speed, and VTEC of 43 nights (28 disturbed nights + 15 nights available before or after the disturbed night; see Table B1) minus their correspondent quiet time and superposed SYM-H index of the same 43 nights as a function of time. Quiet nighttime data are the median of 30 nights (15 nights before the storm and 15 nights after). The storms selected are the isolated ones, having SYM-H with clear phases. The disturbed flow of meridional

Kong (geomagnetic latitude 10.9) that SSC occurring during the daytime was sometimes preceded by a slight increase but often followed by a sharp decrease in VTEC, and that is precisely what we observed in the recovery phase. Van de Heyde (2012) reported the relationship between geomagnetic and ionospheric storms; they notice that large changes in the ionosphere occur even in the prestorm period and can be at least as large as those observed during storms, sometimes even more. As for meridional winds in the main phase of the storms, they are characterized by many TADs beginning by a first TAD coming from the north. We can also notice the occurrence of the second TAD (coming from the south) just after the end of the main phase.

The recovery phase is mainly characterized by only minor storm flow. In spring and summer times, we can notice eastward and equatorward storm flows approximately 18 hr after the beginning of the recovery storm phase. We should emphasize that in spring and summer the quiet zonal flow is westward before dawn (see Figure 6). From the thermospheric response during the geomagnetic storm, it can be noted that when the storm is weak, the meridional and zonal disturbed flows are negative or close to zero depending on the intensity of the storm or SYM-H. This negative component indicates that the flow is mainly directed by equatorward and westward (Figures 6 and 7). When the storm is intense, what is observed during the night depends on the time of the occurrence of the storm. For example, when the storm started before sunset, as in the case of the storm 27 February 2014, three TADs are observed (Malki et al., 2018). On the contrary, the storm of 18 February 2014 has the same magnitude but exhibits no TADs or maybe only one observed in late hours. According to our classification of the storms, 41% of them experience two TADs. Inside the first one, coming from the Northern Hemisphere, the disturbed flow is equatorial and westward, which means negative components for both meridional and zonal storm flow. The second TAD occurring later is transequatorial, and its disturbed flow is northward and remains westward with a weaker amplitude.

4. Conclusion

Thermospheric winds are one of the keys to a better understanding of not only the thermosphere but also the ionosphere, due to the coupling between the neutral and ionized fluids. In this paper, we have presented the properties of the thermospheric wind observed over the Oukaimeden Observatory for 3 years. Both the quiet time and disturbed winds have been presented and represent the first extended period of ground-based FPI measurements of midlatitude thermospheric dynamics in North Africa.

From our analysis, we find a slight dependence of the wind on solar flux, evident during the minimum activity seen in 2016. Specifically, a general decrease in the eastward flow of the zonal winds has been observed. We have also observed an increase in the equatorward flow of meridional winds with the declining solar cycle.

Analysis of the data collected under geomagnetically disturbed conditions indicates that storm-induced zonal winds exhibit westward perturbations from the typical wind conditions, while storm-induced meridional winds are characterized by the passage of two to three TADs. In 58% of cases, the zonal winds reverse to the westward direction. In 74% of cases, they are characterized by the slight discrepancies between the disturbed and quiet nights zonal winds in early evening hours and before dawn. We have noticed that what we call the peak of the storm occurs between 18 and 22 LT in 30% of the cases, between 22 and 02 LT in 25% of the cases, and finally between 02 and 06 LT in 45% of the cases. A peak in the westward flow of disturbed zonal winds is observed in 70% of the cases, with a magnitude varying from 20 to 175 m/s.

The disturbed meridional wind is characterized by two types of variation. The first type is characterized by TAD-induced circulation; the first TAD1 comes from the north, and the second TAD2 is transequatorial, coming from the south. These storms with TAD-induced circulation account for 59% of the cases. The second type is when there is a slight discrepancy or the same shape between the disturbed and quiet nights. These cases account then for 33% of the cases.

We have noticed that on some nights we can observe more than two TADs in the first type. However, we have observed in the two nights the transequatorial winds whole the night. Given the geographic position of the observatory, this behavior of the second type is unexpected during a geomagnetic storm; one expects the first TAD to come from the Northern Hemisphere.

Superposed epoch analysis was applied with FPI data to obtain the characteristic temporal variation based on a large number of these transient events. Separate analyses were performed for events of disturbed conditions ($K_p \geq 5$); the “superposed epoch analysis” method was applied to 28 disturbed events. They are isolated geomagnetic storms, in which there is only one storm and it is easy to determine each phase. The main phase is characterized predominately by the occurrence of the first TAD (coming from the north), which has equatorward and westward disturbed flows. We have also noticed that the maximum disturbed flow of zonal winds has occurred at the same time when the SYM-H index reached the minimum. The occurrence of the second TAD is just after the end of the main phase. The recovery phase is mainly characterized by gentle storm flow. Eastward and equatorward storm flows observed in the later hours of the evolution of storm occur mainly in spring and summer times.

Appendix A: List of 41 Disturbed Nights

This table below provides a list of the 41 storms over 3 years from 2014 to 2016.

Days	Date (YY/MM/DD)—start time	Date (YY/MM/DD)—end time	SMY-H [min] [nT]	Kp [max]
1	2014/02/18—21:30	2014/02/19—6:26	−127.0	6.0
2	2014/02/19—18:56	2014/02/20—4:7	−102.0	6.0
3	2014/02/27—19:3	2014/02/28—6:19	−101.0	5.0
4	2014/04/11—20:37	2014/04/12—5:23	−92.0	5.0
5	2014/08/27—20:37	2014/08/28—6:22	−90.0	5.0
6	2014/12/21—18:15	2014/12/22—6:46	−65.0	5.0
7	2015/01/04—18:22	2015/01/05—6:48	−75.0	5.0
8	2015/02/17—19:0	2015/02/18—6:23	−70.0	5.0
9	2015/02/23—19:3	2015/02/24—6:29	−76.0	5.0
10	2015/03/18—3:18	2015/03/19—4:22	−76.0	5.0
11	2015/04/09—20:42	2015/04/10—2:23	−71.0	5.0
12	2015/04/15—20:37	2015/04/16—5:26	−83.0	5.0
13	2015/04/16—20:41	2015/04/17—5:26	−88.0	6.0
14	2015/05/12—21:3	2015/05/13—3:30	−98.0	6.0
15	2015/05/13—21:6	2015/05/14—4:26	−69.0	5.0
16	2015/06/07—21:19	2015/06/08—5:41	−105.0	6.0
17	2015/06/22—20:26	2015/06/23—3:51	−208.0	8.0
18	2015/06/24—20:22	2015/06/25—3:3	−67.0	5.0
19	2015/07/04—20:22	2015/07/05—2:8	−87.0	5.0
20	2015/07/13—20:19	2015/07/14—3:55	−61.0	6.0
21	2015/07/22—21:33	2015/07/23—5:8	−83.0	5.0
22	2015/08/15—19:56	2015/08/16—2:51	−94.0	6.0
23	2015/08/26—19:44	2015/08/27—5:22	−97.0	6.0
24	2015/08/27—19:41	2015/08/28—5:25	−101.0	6.0
25	2015/09/07—19:27	2015/09/08—2:49	−91.0	6.0
26	2015/09/08—20:4	2015/09/09—3:49	−113.0	6.0
27	2015/10/06—18:49	2015/10/07—2:10	−84.0	6.0
28	2015/10/08—19:18	2015/10/09—4:36	−58.0	5.0
29	2015/11/06—18:18	2015/11/07—3:45	−106.0	6.0
30	2016/01/20—18:36	2016/01/21—6:51	−95.0	6.0
31	2016/02/02—18:47	2016/02/03—5:45	−60.0	5.0
32	2016/02/16—18:59	2016/02/17—6:22	−58.0	5.0
33	2016/02/17—19:0	2016/02/18—6:16	−60.0	6.0
34	2016/03/06—19:12	2016/03/07—6:15	−110.0	6.0
35	2016/04/02—19:32	2016/04/03—4:41	−66.0	5.0
36	2016/04/07—20:7	2016/04/08—5:18	−67.0	6.0
37	2016/04/12—19:38	2016/04/13—5:4	−70.0	5.0
38	2016/05/07—19:59	2016/05/08—2:46	−105.0	6.0
39	2016/08/23—19:47	2016/08/24—5:8	−83.0	5.0
40	2016/09/01—19:34	2016/09/02—4:36	−74.0	6.0
41	2016/09/02—19:45	2016/09/03—4:25	−54.0	6.0

Appendix B: List of 43 Nights Used to Figure 11

This table below provides a list of the 28 storms over 3 years from 2014 to 2016 that used to plot Figure 11.

Table B1
List of 43 Nights Used to Constructed Figure 11

Days	Date (YY/MM/DD)—Start time	Date (YY/MM/DD)—End time	SMY-H [min] [nT]	Kp [max]
1	2014/02/18—21:30	2014/02/19—6:26	−127.0	6.0
2	2014/02/27—19:3	2014/02/28—6:19	−101.0	5.0
3	2014/02/28—19:3	2014/02/29—6:21	−51.0	2.0
4	2014/04/11—20:37	2014/04/12—5:23	−92.0	5.0
5	2014/08/27—20:37	2014/08/28—6:22	−90.0	5.0
6	2014/12/19—18:14	2014/12/20—6:38	−15.0	3.0
7	2014/12/20—18:15	2014/12/21—6:45	−27.0	3.0
8	2014/12/21—18:15	2014/12/22—6:46	−65.0	5.0
9	2015/01/03—18:18	2015/01/04—6:48	−37.0	2.0
10	2015/01/04—18:22	2015/01/05—6:48	−75.0	5.0
11	2015/01/05—18:25	2015/01/06—6:45	−46.0	3.0
12	2015/02/17—19:0	2015/02/18—6:23	−70.0	5.0
13	2015/02/23—19:3	2015/02/24—6:29	−76.0	5.0
14	2015/04/09—20:42	2015/04/10—2:23	−71.0	5.0
15	2015/04/15—20:37	2015/04/16—5:26	−83.0	5.0
16	2015/04/16—20:41	2015/04/17—5:26	−88.0	6.0
17	2015/06/07—21:19	2015/06/08—5:41	−105.0	6.0
18	2015/06/08—22:4	2015/06/09—5:41	−60.0	4.0
19	2015/06/09—21:22	2015/06/10—2:43	−46.0	3.0
20	2015/06/10—21:18	2015/06/11—3:29	−37.0	3.0
21	2015/07/04—20:22	2015/07/05—2:8	−87.0	5.0
22	2015/07/13—20:19	2015/07/14—3:55	−61.0	6.0
23	2015/07/22—21:33	2015/07/23—5:8	−83.0	5.0
24	2015/08/15—19:56	2015/08/16—2:51	−94.0	6.0
25	2015/08/26—19:44	2015/08/27—5:22	−97.0	6.0
26	2015/08/27—19:41	2015/08/28—5:25	−101.0	6.0
27	2015/10/06—18:49	2015/10/07—2:10	−84.0	6.0
28	2015/10/08—19:18	2015/10/09—4:36	−58.0	5.0
29	2015/11/06—18:18	2015/11/07—3:45	−106.0	6.0
30	2016/01/19—18:36	2016/01/20—6:45	−40.0	3.0
31	2016/01/20—18:36	2016/01/21—6:51	−95.0	6.0
32	2016/01/21—18:37	2016/01/22—6:48	−49.0	5.0
33	2016/02/02—18:47	2016/02/03—5:45	−60.0	5.0
34	2016/03/05—19:11	2016/03/06—6:13	−2.0	2.0
35	2016/03/06—19:12	2016/03/07—6:15	−110.0	6.0
36	2016/03/07—19:18	2016/03/08—5:53	−55.0	5.0
37	2016/04/02—19:32	2016/04/03—4:41	−66.0	5.0
38	2016/04/07—20:7	2016/04/08—5:18	−67.0	6.0
39	2016/04/08—19:36	2016/04/09—4:49	−26.0	1.0
40	2016/04/12—19:38	2016/04/13—5:4	−70.0	5.0
41	2016/08/22—19:48	2016/08/23—3:48	−12.0	2.0
42	2016/08/23—19:47	2016/08/24—5:8	−83.0	5.0
43	2016/08/24—19:45	2016/08/25—0:37	−40.0	4.0

Data Availability Statement

The LOS wind data used in this study are freely available for use in the Madrigal database (<http://madrigal.haystack.mit.edu/madrigal/>). The SYM-H index storm can be downloaded online (<https://omniweb.gsfc.nasa.gov/>). The International Service of Geomagnetic Indices (ISGI) is in charge of the elaboration and dissemination of geomagnetic indices (Kp) (from <http://isgi.unistra.fr/>). The GPS data used in this study are freely available for use from the International GPS Geodynamics Service (IGS, 2018) (<ftp://data-out.unavco.org/pub/rinex/obs/>, last access: 6 July 2018) network.

Acknowledgments

This project is financially supported by Campus France through the French-Moroccan bilateral program “PHC Toubkal 2019” (Grant 41409WJ). Work at the University of Illinois at Urbana-Champaign was supported by National Science Foundation CEDAR Grant AGS 16-51298. Please contact Jonathan J. Makela (jmakela@illinois.edu) before using these data.

References

- Aruliah, A. L., Farmer, A. D., & Rees, B. A. A. U. (1996). The seasonal behavior of high-latitude thermospheric winds and ion velocities observed over one solar cycle. *Journal of Geophysical Research*, *101*(A7), 15,701–15,711. <https://doi.org/10.1029/96JA00360>
- Bauske, R., & Prolss, G. W. (1997). Modeling the ionospheric response to traveling atmospheric disturbances. *Journal of Geophysical Research*, *102*(A7), 14,555–14,562. <https://doi.org/10.1029/97JA00941>
- Biondi, M. A., Meriwether, J. W., Fejer, B. G., Gonzalez, S. A., & Hallenbeck, D. C. (1991). Equatorial thermospheric wind changes during the solar cycle: Measurements at Arequipa, Peru, from 1983 to 1990. *Journal of Geophysical Research*, *96*(A9), 15,917–15,930. <https://doi.org/10.1029/91JA01645>
- Biondi, M. A., Sazykin, S. Y., Fejer, B. G., Meriwether, J. W., & Fesen, C. G. (1999). Equatorial and low latitude thermospheric winds: Measured quiet time variations with season and solar flux from 1980 to 1990. *Journal of Geophysical Research*, *104*(A8), 17,091–17,106. <https://doi.org/10.1029/1999JA00174>
- Boutiouta, S., & Belbachir, A. H. (2006). Magnetic storms effects on the ionosphere TEC through GPS data. *Information Technology Journal*, *5*, 908–915. <https://doi.org/10.3923/itj.2006.908.915>
- Buonsanto, M. J. (1990). *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, *52*(3), 223–240. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(90\)90126-8](https://doi.org/10.1016/0021-9169(90)90126-8)
- Buonsanto, M. J. (1995). Millstone hill incoherent scatter *F* region observations during the disturbances of June 1991. *Journal of Geophysical Research*, *100*, 5743–5755. <https://doi.org/10.1029/94JA03316>
- Buonsanto, M. J., Foster, J. C., & Sipler, D. P. (1992). Observations from Millstone Hill during the geomagnetic disturbance of march and april 1990. *Journal of Geophysical Research*, *97*, 1225–1234. <https://doi.org/10.1029/91JA02428>
- Buonsanto, M. J., & Witasse, O. G. (1999). An updated climatology of thermospheric neutral winds and *F* region ion drifts above Millstone Hill. *Journal of Geophysical Research*, *104*(A11), 24,675–24,687. <https://doi.org/10.1029/1999JA00345>
- Burns, A. G., Killeen, T. L., Wang, W., & Roble, R. G. (2004). The solar-cycle-dependent response of the thermosphere to geomagnetic storms. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, *66*(1), 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2003.09.015>
- Chauhan, V., & Singh, O. (2010). A morphological study of GPS-TEC data at Agra and their comparison with the IRI model. *Advances in Space Research*, *46*, 280–290. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2010.03.018>
- Christian, F., Emmanuel, F., & Francois, Z. (2013). CODG TEC variation during solar maximum and minimum over Niamey. *European Scientific Journal*, *9*, 74–80. <https://doi.org/10.19044/esj.2013.v9n27p%25p>
- Drob, D. P., Emmert, J. T., Crowley, G., Picone, J. M., Shepherd, G. G., Skinner, W., et al. (2008). An empirical model of the Earth’s horizontal wind fields: HWM07. *Journal of Geophysical Research*, *113*, A12304. <https://doi.org/10.1029/2008JA013668>
- Drob, D. P., Emmert, J. T., Meriwether, J. W., Makela, J. J., Doornbos, E., Conde, M., et al. (2015). An update to the horizontal wind model HWM: The quiet time thermosphere. *Earth and Space Science*, *2*, 301–319. <https://doi.org/10.1002/2014EA000089>
- Duboin, M.-L., & Lafeuille, M. (1992). Thermospheric dynamics above Saint-Santin: Statistical study of the data set. *Journal of Geophysical Research*, *97*(A6), 8661. <https://doi.org/10.1029/92JA00281>
- Emery, B., Lathuillere, C., Richards, P., Roble, R., Buonsanto, M., & Knipp, R. (1999). Time dependent thermospheric neutral response to the 2–11 November 1993 storm period. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, *61*(3-4), 329–350. [https://doi.org/10.1016/s1364-6826\(98\)00137-0](https://doi.org/10.1016/s1364-6826(98)00137-0)
- Emmert, J. T., Fejer, B. G., Shepherd, G. G., & Solheim, B. H. (2004). Average nighttime *F* region disturbance neutral winds measured by UARS WINDII: Initial results. *Geophysical Research Letters*, *31*, L22807. <https://doi.org/10.1029/2004GL021611>
- Emmert, J. T., Fejer, B. G., & Sipler, D. P. (2003). Climatology and latitudinal gradients of quiet time thermospheric neutral winds over Millstone Hill from Fabry-Perot interferometer measurements. *Journal of Geophysical Research*, *108*(A5), 1196. <https://doi.org/10.1029/2002JA009765>
- Emmert, J. T., Meier, R. R., Picone, J. M., Lean, J. L., & Christensen, A. B. (2006a). Thermospheric density 2002–2004: TIMED/GUVI dayside limb observations and satellite drag. *Journal of Geophysical Research*, *111*, A10S16. <https://doi.org/10.1029/2005JA011495>
- Emmert, J. T., Picone, J. M., & Meier, R. R. (2008). Thermospheric global average density trends, 1967–2007, derived from orbits of 5000 near-Earth objects. *Geophysical Research Letters*, *35*, L05101. <https://doi.org/10.1029/2007GL032809>
- Fejer, B. G., Blanc, M., & Richmond, A. D. (2016). Post-storm middle and low-latitude ionospheric electric fields effects. *Space Science Reviews*, *206*, 407–429. <https://doi.org/10.1007/s11214-016-0320-x>
- Fejer, B. G., Emmert, J. T., & Sipler, D. P. (2002). Climatology and storm time dependence of nighttime thermospheric neutral winds over Millstone Hill. *Journal of Geophysical Research*, *107*(A5), SIA 3–1–SIA 3–9. <https://doi.org/10.1029/2001JA000300>
- Fesen, C. G., R. R., & Duboin, M.-L. (1995). Simulations of seasonal and geomagnetic activity effects at Saint Santin. *Journal of Geophysical Research*, *100*(A11), 21,397–21,408. <https://doi.org/10.1029/95JA01211>
- Fisher, D. J., Makela, J. J., Meriwether, J. W., Buriti, R. A., Benkhaldoun, Z., Kaab, M., & Lagheryeb, A. (2015). Climatologies of nighttime thermospheric winds and temperatures from Fabry-Perot interferometer measurements: From solar minimum to solar maximum. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, *120*, 6679–6693. <https://doi.org/10.1002/2015JA021170>
- Forbes, J. M. (1982). Atmospheric tides: 2. The solar and lunar semidiurnal components. *Journal of Geophysical Research*, *87*(A7), 5241–5252. <https://doi.org/10.1029/JA087iA07p05241>
- Fuller-Rowell, T. J., & Rees, D. (1980). A three-dimensional time-dependent global model of the thermosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *37*(11), 2545–2567. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1980\)037<2545:atdtgd>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1980)037<2545:atdtgd>2.0.co;2)
- Hagan, M. E. (1993). Quiet time upper thermospheric winds over Millstone Hill between 1984 and 1990. *Journal of Geophysical Research*, *98*(A3), 3731–3739. <https://doi.org/10.1029/92JA01605>
- Harding, B. J., Gehrels, T. W., & Makela, J. J. (2014). Nonlinear regression method for estimating neutral wind and temperature from Fabry-Perot interferometer data. *Applied Optics*, *53*, 666–673. <https://doi.org/10.1364/AO.53.000666>
- Hedin, A. E. (1991). Extension of the MSIS thermosphere model into the middle and lower atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, *96*(A2), 1159–1172. <https://doi.org/10.1029/90JA02125>
- Hedin, A. E., Fleming E. L., Manson, A. H., Schmidlin, F. J., Avery, S. K., Clark, R. R., et al. (1996). Empirical wind model for the upper, middle and lower atmosphere. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, *58*(13), 1421–1447. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(95\)00122-0](https://doi.org/10.1016/0021-9169(95)00122-0)
- Hedin, A. E., Buonsanto, M. J., Codrescu, M., Duboin, M.-L., Fesen, C. G., Hagan, M. E., & Sipler, D. P. (1994). Solar activity variations in midlatitude thermospheric meridional winds. *Journal of Geophysical Research*, *99*(A9), 17,601. <https://doi.org/10.1029/94JA01134>
- Hedin, A. E., & Spencer, T. L. (1988). Empirical global model of upper thermosphere winds based on atmosphere and dynamics explorer satellite data. *Journal of Geophysical Research*, *93*(A9), 9959. <https://doi.org/10.1029/JA093iA09p09959>

- Hernandez, G., & Roble, R. G. (1984). The geomagnetic quiet nighttime thermospheric wind pattern over Fritz Peak Observatory during solar minimum and maximum. *Journal of Geophysical Research*, *89*(A1), 327–337. <https://doi.org/10.1029/JA089ia01p00327>
- Hernandez, G., & Roble, R. G. (1995). Thermospheric nighttime neutral temperature and winds over Fritz Peak Observatory: Observed and calculated solar cycle variation. *Journal of Geophysical Research*, *100*(A8), 14,647–14,660. <https://doi.org/10.1029/95JA00565>
- Hernandez, G., Roble, R. G., & Allen, J. H. (1980). Midlatitude thermospheric winds and their relationship to the auroral electrojet activity index. *Geophysical Research Letters*, *7*, 677–680. <https://doi.org/10.1029/GL007i009p00677>
- Hutchinson, J. A., Wright, S. E., & Grocott, A. (2011). A superposed epoch analysis of geomagnetic storms over a solar cycle. In *42nd Lunar and Planetary Science Conference*.
- Kaab, M., Benkhaldoun, Z., Fisher, D. J., Harding, B., Bounhir, A., Makela, J. J., et al. (2017). Climatology of thermospheric neutral winds over Oukameden Observatory in Morocco. *Annales Geophysicae*, *35*(1), 161–170. <https://doi.org/10.5194/angeo-35-161-2017>
- Kawamura, S., Otsuka, Y., Zhang, S.-R., Fukao, S., & Oliver, W. L. (2000). A climatology of middle and upper atmosphere radar observations of thermospheric winds. *Journal of Geophysical Research*, *105*(A6), 12,777–12,788. <https://doi.org/10.1029/2000JA900013>
- Klobuchar, J. A. (1996). Ionospheric effects on GPS, global positioning system: Theory and applications. *American Institute of Aeronautics & Astronautics*, *1*, 485–515.
- Knipp, D. J., Tobiska, W. K., & Emery, B. A. (2004). Direct and indirect thermospheric heating sources for solar cycles 21–23. *Solar Physics*, *224*, 495–505.
- Lee, C.-C., Liu, J.-Y., Reinisch, B. W., Lee, Y.-P., & Liu, L. (2002). The propagation of traveling atmospheric disturbances observed during the April 6–7, 2000 ionospheric storm. *Geophysical Research Letters*, *29*(5), 1068. <https://doi.org/10.1029/2001GL013516>
- Lee, C.-C., Liu, M.-Q. S. S.-Y., Yeh, H.-C., & Nozaki, K. (2004). Observation and model comparisons of the traveling atmospheric disturbances over the Western Pacific region during the 6–7 April 2000 magnetic storm. *Journal of Geophysical Research*, *109*, A09309. <https://doi.org/10.1029/2003JA010267>
- Link, R., & Cogger, L. (1988). A reexamination of the OI 6300-Å nightglow. *Journal of Geophysical Research*, *93*, 9883–9892. <https://doi.org/10.1029/JA093iA09p09883>
- Liu, L. (2004). Solar activity variations of equivalent winds derived from global ionosonde data. *Journal of Geophysical Research*, *109*, A12305. <https://doi.org/10.1029/2004JA010574>
- Liu, H., Watanabe, S., & Kondo, T. (2009). Fast thermospheric wind jet at the Earth's dip equator. *Geophysical Research Letters*, *36*, L08103. <https://doi.org/10.1029/2009GL037377>
- Makela, J. J., Meriwether, J. W., Lima, J. P., Miller, E. S., & Armstrong, S. J. (2009). The remote equatorial nighttime observatory of ionospheric regions project and the international heliospherical year. *Earth, Moon, and Planets*, *104*, 211–226. <https://doi.org/10.1007/s11038-008-9289-0>
- Malki, K., Bounhir, A., Benkhaldoun, Z., Makela, J. J., Vilmer, N., Fisher, D. J., et al. (2018). Ionospheric and thermospheric response to the 27–28 February 2014 geomagnetic storm over North Africa. *Annales Geophysicae*, *36*(4), 987–998. <https://doi.org/10.5194/angeo-36-987-2018>
- Meriwether, J. W. (2008). Thermospheric dynamics at low and mid-latitudes during magnetic storm activity. *Geophysical Monograph Series*.
- Nadia, I. Y., W., & K., M. (2019). Response of low to midlatitude ionosphere to the geomagnetic storm of September 2017. *Annales Geophysicae*, *38*, 359. <https://doi.org/10.5194/angeo-2019-19>
- Oliveira, D. M., Zesta, E., Schuck, P. W., & Sutton, E. K. (2017). Thermosphere global time response to geomagnetic storms caused by coronal mass ejections. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, *122*, 10,762–10,782. <https://doi.org/10.1002/2017JA024006>
- Roble, R. G., Ridley, E. C., Richmond, A. D., & Dickinson, R. E. (1988). A coupled thermosphere/ionosphere general circulation model. *Geophysical Research Letters*, *15*(12), 1325–1328. <https://doi.org/10.1029/GL015i012p01325>
- Sardon, E., Rius, A., & Zarraoa, N. (1994). Estimation of the transmitter and receiver differential biases and the ionospheric total electron content from global positioning system observations. *Radio Science*, *29*, 577–586. <https://doi.org/10.1029/94RS00449>
- Schaer, S. (1999). Mapping and predicting the Earth's ionosphere using the global positioning system. *Geod.-Geophys. Arb. Schweiz, Zrich, Switzerland*, 59.
- Sean, L., Bruinsma, & Forbes, J. M. (2007). Global observation of traveling atmospheric disturbances (TADs) in the thermosphere. *Geophysical Research Letters*, *34*, L14103. <https://doi.org/10.1029/2007GL030243>
- Sethi, V. M.-K., Pandey, V. K., & Mahajan, K. K. (2001). Comparative study of TEC with IRI model for solar minimum period at low latitude. *Advances in Space Research*, *27*, 45–48. [https://doi.org/10.1016/s0273-1177\(00\)00139-3](https://doi.org/10.1016/s0273-1177(00)00139-3)
- van de Heyde, V. P. (2012). An investigation of magnetic storm effects on total electron content over South Africa for selected periods in solar cycles 23 and 24. A thesis submitted in partial fulfillment of the requirements of the degree of Magister Scientiae in the Department of Physics, University of the Western Cape.
- Walker, G. O. (1973). Observations of ionospheric storms at low latitudes and their correlation with magnetic field changes near the magnetic equator. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, *35*, 1573–1582. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(73\)90176-1](https://doi.org/10.1016/0021-9169(73)90176-1)
- Wang, W., Burns, A. G., M. Wiltberger, S. C. S., & Killeen, T. L. (2004). Altitude variations of the horizontal thermospheric winds during geomagnetic storms. *Journal of Geophysical Research*, *113*, A02301. <https://doi.org/10.1029/2007JA012374>
- Xiong, X.-P., Vogler, G., Kurthkoti, K., Samsonova, A., & Zhou, R. (2015). SmD1 modulates the miRNA pathway independently of its Pre-mRNA splicing function. *PLOS Genetics*, *11*(8), e1005475. <https://doi.org/10.1371/journal.pgen.1005475>
- Yagi, T., & Dyson, P. L. (1985). The response of the mid-latitude thermospheric wind to magnetic activity. *Planetary and Space Science*, *33*, 461–467. [https://doi.org/10.1016/0032-0633\(85\)90090-x](https://doi.org/10.1016/0032-0633(85)90090-x)
- Yokoyama, N., & Kamide, Y. (1997). Statistical nature of geomagnetic storms. *Journal of Geophysical Research*, *102*(A7), 14,215–14,222. <https://doi.org/10.1029/97JA00903>
- Zoundi, C., Ouattara, F., Fleury, A.-M. C., & Lassudrie-Duchesne, P. (2012). Seasonal TEC variability in west Africa equatorial anomaly region. *European Journal of Scientific Research*, *77*, 309–319.

3.3 Conclusion

Le vent thermosphérique est un paramètre essentiel non seulement pour une meilleure compréhension de la thermosphère elle-même, mais aussi de l'ionosphère, en raison du couplage entre les fluides neutres et ionisés. Dans ce papier, nous avons présenté les propriétés du vent thermosphérique observé au-dessus de l'Observatoire de l'Oukaimeden en utilisant 3 ans de données. Les vents en temps calme et en périodes perturbées ont été présentés, et représentent la première période prolongée de mesures FPI au sol de la dynamique thermosphérique aux basses et moyennes latitudes en Afrique du Nord.

À partir de la variabilité saisonnière avec le cycle solaire des vents méridiens et zonaux sur les trois années de mesures (2014, 2015 et 2016), nous avons remarqué qu'en général, et autant qu'on puisse conclure :

- **Pour les vents zonaux :** le vent zonal d'hiver ne montre pas de dépendance à l'activité solaire. Il y a une légère dépendance les mois d'été sur l'heure de renversement d'un vent vers l'est à un vent et cette heure est de plus en plus tôt au cours de cycle solaire décroissant. Pour les mois d'automne et de printemps, les vents zonaux diminuent avant le lever du soleil en 2014 et s'inversent vers l'ouest en 2015 et 2016.
- **Pour les vents méridionaux :** pendant l'hiver, les vents méridionaux dépendent légèrement du cycle solaire. Pendant les autres saisons, l'amplitude de la composante équatoriale du vent méridien augmente avec la décroissance du cycle solaire.
- Hagan (1993) suggèrent que cette dépendance du vent méridional au cycle solaire pourrait être due à des changements dans l'importance relative des sources de chauffage et de quantité de mouvement des hautes latitudes.
- La caractéristique générale du vent mesuré est en accord avec les résultats du modèle HWM surtout celle du vent méridional. En ce qui concerne les vents zonaux, certains désaccords sont observés entre les résultats du modèle et les données. On suppose que ces désaccords sont dus au fait que le modèle n'est pas sensible au cycle solaire.

Les vents neutres thermosphériques induits par les orages géomagnétiques (la différence entre les données de temps perturbé et de temps calme moyennées annuellement) en fonction du temps local montre que :

- Les vents zonaux induits par un orage sont orientés vers l'ouest pendant toute la nuit. Ce phénomène est expliqué par la force de Coriolis (Sean et al., 2007).
- Les vents méridionaux induits pendant les conditions géomagnétiquement perturbées sont caractérisés par un comportement très intéressant. Ils commencent à se diriger vers l'équateur en début de soirée et s'inversent en direction des pôles vers 01:00 LT, suivis d'une inversion vers l'équateur à 04:00 LT. La première TAD provenant de l'hémisphère nord atteint le site avant la TAD transéquatoriale provenant de l'hémisphère sud. Ceci est normal étant donné le site géographique de l'observatoire de l'Oukaimeden à 31.206° N. Cet écoulement des vents méridionaux a été expliqué principalement par les gradients de pression générés par le chauffage par effet joule à haute latitude (Hernandez et al., 1980; Yagi & Dyson, 1985; Buonsanto, 1990; Buonsanto et al., 1992; Buonsanto & Witasse., 1999; Buonsanto Michael, 1995; Emery et al., 1999; Malki et al., 2018).
- Les prédictions du modèle HWM des vents zonaux et méridionaux induits par les orages sont en accord avec les observations, mais avec des amplitudes significativement différentes.

À partir de la variation saisonnière des vents neutres thermosphériques, On remarque que :

- Les vents zonaux des nuits calmes sont orientés vers l'est au début de la nuit en toutes saisons et augmentent pendant les premières heures après le coucher du soleil.
- Les vents perturbés montrent une diminution générale de l'écoulement vers l'est des vents zonaux liés aux nuits calmes.
- La forme des données en temps calmes et perturbés pourrait cacher des informations sur les superpositions des marées et des ondes planétaires. Par exemple, nous remarquons une modulation spécifique de la vitesse du vent neutre (zonal et méridional) en hiver en temps calmes et perturbés.
- les vents méridionaux sont orientés vers le pôle en début de soirée. Ils s'inversent vers l'équateur vers 21:00 LT pour les jours calmes et perturbés.
- Aucun flux vers le pôle n'est observé en été.
- De légères différences sont observées entre les prédictions des modèles calmes et perturbés pour les vents zonaux et méridionaux. Le modèle sous-estime les flux vers l'ouest et vers l'équateur injectés pendant l'orage géomagnétique.

En s'appuyant sur l'analyse complète des vents zonaux des nuits perturbées de chaque orage géomagnétique individuelle (les 41 orages survenues dans la période 2014-2016), nous avons classé le vent neutre zonal pendant l'orage géomagnétique en deux types de variation.

- **Le premier type** est une perturbation vers l'ouest par rapport à l'écoulement typique vers l'est du vent dans 70% . Le vent zonal de la thermosphère est plus fort avant minuit dans 16% des cas, et après minuit dans 54% des cas.
- **Le deuxième type** observé dans la base de données, qui représente les 30 % des cas restants, n'est qu'une légère perturbation du vent zonal.

Le vent méridional perturbé est caractérisé principalement par 2 types de variations :

- **Le premier type** est caractérisé par une circulation induite par une perturbation atmosphérique itinérante (TAD) ; une perturbation vers l'équateur, indiquant la première TAD venant du nord, suivie d'une perturbation vers le pôle, indiquant la seconde TAD, venant du sud. Les orages de ce type représentent 59 % des cas. Nous observons une bonne anti-corrélation entre la VTEC et le vent méridional : les vents de sud correspondent à des valeurs élevées de VTEC avant minuit. Cependant, nous observons une diminution du TEC et une absence de corrélation avec les vents méridionaux pendant le reste de la nuit.
- **Le deuxième type** est caractérisé par une faible perturbation des VTEC et des vents neutres. il représente 33 % des cas.
- Nous avons remarqué que certaines nuits, il y a plus de deux TADs du premier type. Cependant, nous avons observé en deux nuits (02/04/2016 et 07/05/2016) le vent transéquatorial toute la nuit.

À l'aide de la méthode d'analyse par époques superposées qui a été appliquée sur 28 événements perturbés, nous avons pu déterminer la réponse temporelle de la thermosphère des basses latitudes aux orages magnétiques et l'effet de chaque phase des orages magnétiques (initiale, principale et de récupération) sur les vents thermosphériques :

- **La phase initiale** : la signature de la deuxième TAD transéquatoriale (vers le nord) est présente avec une vitesse maximale de 50 m/s après 6 heures du début de l'orage. Cette variation du flux méridional est accompagnée par la diminution du VTEC, tandis que le vent zonal est orienté vers l'ouest avec une vitesse maximale de 25 m/s. 30 min après que le vent zonal ait atteint son maximum, les vents méridionaux atteignent leur premier maximum.
- **La phase principale** se caractérise principalement par l'apparition de la première TAD environ 3 heures après le début de la phase principale de l'orage, les vents zonaux s'orientent de plus en plus vers l'ouest, atteignant finalement -80 m/s au pic de la perturbation et le VTEC augmente. Quant aux vents méridionaux, ils sont caractérisés par de nombreuses TAD commençant par un premier TAD venant du nord. Nous avons également noté l'apparition d'une deuxième TAD (venant du sud) juste après la fin de la phase principale.
- **La phase de récupération** est principalement caractérisée par un flux d'orage mineur.

D'après la réponse de la thermosphère pendant l'orage géomagnétique, nous avons remarqué que lorsque l'orage est faible, les flux méridionaux et zonaux perturbés sont négatifs ou proches de zéro selon l'intensité de l'orage ou du SYM-H. Lorsque l'orage est intense, ce qui est observé pendant la nuit dépend de l'heure d'apparition de l'orage. Par exemple, lorsque l'orage a commencé avant le coucher du soleil, comme dans le cas de l'orage du 27/02/2014, 3 TAD sont observées (Malki et al., 2018). Au contraire, l'orage du 18/02/2014 a la même amplitude mais ne présente aucune TAD ou peut-être une seule mais observée bien plus tard.

L'étude des vents neutres thermosphériques en temps calmes et perturbés n'est que la première étape de cette thèse. Pour arriver à mon objectif principal - contribuer à la compréhension des couplages entre la thermosphère et l'ionosphère - j'ai besoin d'appréhender l'ionosphère des basses latitudes et sa réaction à l'activité géomagnétique.

Par conséquent, le chapitre suivant (chapitre 4) sera dédié à l'étude de l'anomalie d'ionisation équatoriale (EIA) qui est considérée parmi les phénomènes les plus importants qui caractérisent l'ionosphère des basses latitudes.

Chapitre 4

Asymétrie interhémisphérique de l'EIA au Maroc : effets des vents méridionaux

4.1 Introduction

En étudiant la réponse de la thermosphère au-dessus de l'observatoire de l'Oukaimeden, nous avons noté des variations saisonnières et annuelles importantes des vents zonaux et méridionaux aussi bien en temps calme que perturbé lors de l'impact d'événements solaires majeurs. En appliquant la méthode des époques superposées, la réponse des vents neutres thermosphériques pendant chaque phase (initiale, principale, et récupération) de l'orage magnétique a été extraite. Pour mener le but de cette thèse, une réponse de l'ionosphère a été également demandée, en matière de variations annuelles et saisonnières de la concentration électronique. La variation de la concentration électronique dans l'ionosphère montre une asymétrie des crêtes de l'EIA.

L'anomalie d'ionisation équatoriale (EIA) est l'un des phénomènes les plus remarquables de l'ionosphère aux basses latitudes. Elle se forme à la suite de l'effet de fontaine équatoriale (Appleton, 1946; Martyn, 1947; Schunk & Nagy, 2000). La distribution latitudinale du plasma qui caractérise l'EIA (deux "crêtes" de concentration électronique à environ $\pm 17^\circ$ de latitude magnétique et un creux à l'équateur magnétique) est bien reproduite par de nombreux modèles théoriques (Hanson & Moffett, 1966; Anderson, 1973a; Bailey & Balan, 1996; Bittencourt et al., 2007). Cette configuration peut être significativement modifiée par plusieurs paramètres. L'un d'entre eux est le vent neutre thermosphérique.

Plusieurs études ont examiné les asymétries interhémisphériques de l'ionosphère des basses et moyennes latitudes, y compris les asymétries des positions latitudinales des crêtes de concentration de l'EIA. De plus, les variations longitudinales (zonales) significatives de l'asymétrie interhémisphérique de l'EIA ont été étudiées dans des travaux antérieurs (Lin et al., 2007; Tulasi Ram et al., 2009; Luan et al., 2015). De même, la variabilité saisonnière de l'asymétrie interhémisphérique des crêtes de l'EIA avec une vue globale des solstices et des équinoxes a fait l'objet de plusieurs études (Lin et al., 2007; Tulasi Ram et al., 2009; Balan et al., 2013; Xiong & H., 2013; Xiong et al., 2013; Luan et al., 2015). Kelley (2009); Sastri (1990) ont signalé que les changements de magnitude et de direction du vent neutre, initiés par la distribution de pression globale ou locale et la diffusion ambipolaire associée à la concentration neutre et à la hauteur d'échelle, sont l'un des principaux candidats pour gouverner la variabilité de l'EIA. Les variations saisonnières, d'activité solaire, temporelles et longitudinales de l'asymétrie de

l'EIA dépendent également du déplacement des équateurs géographique et géomagnétique et de l'angle de déclinaison magnétique (Dang et al., 2016; Luan et al., 2015; Tulasi Ram et al., 2009), qui est le plus important dans le secteur américain.

Dans le secteur africain, il existe peu d'études sur l'anomalie d'ionisation équatoriale (EIA). Bosco et al. (2016) ont étudié la variabilité de l'anomalie d'ionisation équatoriale (EIA), ils se concentrent sur l'analyse du rapport TEC de la crête au creux (TEC-CTR) mais seulement dans la région de la crête sud pendant l'année 2012 de forte activité solaire. Bolaji et al. (2017) Dans le secteur africain, il existe peu d'études sur l'anomalie d'ionisation équatoriale (EIA). Bosco et al. (2016) ont étudié la variabilité de l'anomalie d'ionisation équatoriale (EIA), ils se concentrent sur l'analyse du rapport TEC de la crête au creux (TEC-CTR) mais seulement dans la région de la crête sud pendant l'année 2012 de forte activité solaire. Bolaji et al. (2017) ont rapporté les rôles de l'électrojet équatorial (EEJ) dans le contrôle de la morphologie de l'anomalie d'ionisation équatoriale (EIA) en utilisant le contenu total en électrons (TEC) de 22 récepteurs GPS et de trois magnétomètres terrestres Magnetic Data Acquisition System (MAGDAS) (<http://magdas.serc.kyushu-u.ac.jp/request/index.html>) au-dessus de l'Afrique et du Moyen-Orient pendant les périodes les plus calmes. Il existe également une étude similaire visant à caractériser l'EIA dans la région de l'Afrique de l'Est mais seulement pour une année (2012) (Kassa et al., 2014).

L'effet du vent méridional sur la génération d'asymétries a été expliqué dans plusieurs études par la méthode de recombinaison du plasma. Par exemple, si le vent neutre méridional souffle du nord au sud (du sud au nord), il fera monter le plasma un peu plus haut dans la hauteur ionosphérique, où la recombinaison des ions est moins importante, ce qui entraîne une plus grande densité de plasma dans l'hémisphère nord (sud) que dans l'hémisphère sud (nord). Cependant, nous ne pouvons pas expliquer tous les cas d'asymétrie interhémisphérique de l'ionosphère supérieure par cette méthode. Ainsi, l'asymétrie interhémisphérique de l'ionosphère supérieure doit être étudiée plus en profondeur, en particulier dans le secteur africain où les données au sol sont limitées. Dans cette étude, nous profitons de la mission Swarm pour mener des observations coordonnées au sol et dans l'espace, dans lesquelles le contexte général fourni par Swarm est complété par des informations spécifiques à l'emplacement provenant du FPI dans la région.

Ce chapitre, qui fait l'objet d'un article soumis au *Journal of Geophysical Research - Space Physics* et en cours de révision, a pour but d'étudier le comportement de l'anomalie d'ionisation équatoriale (EIA) en fonction de l'activité géomagnétique. Ceci est fait grâce à l'analyse systématique de la concentration électronique en région F mesurée par les sondes Langmuir à bord des satellites Swarm dans le secteur africain. Aussi, j'aborde le couplage entre l'ionosphère (concentration électronique) et la thermosphère (vents méridionaux), au-dessus de l'observatoire de l'Oukaimeden pendant les années 2014 à 2016 en conditions calmes et perturbées. En premier lieu, je vais commencer par la distribution latitudinale de la concentration électronique autour de 7,866°O de longitude et dans différents secteurs horaires locaux. Ensuite, je vais présenter les variations saisonnières de la concentration électronique. Puis, dans le but de comprendre l'asymétrie interhémisphérique de l'EIA, je vais quantifier l'effet des vents thermosphériques méridionaux sur l'asymétrie des crêtes de l'EIA en temps calme et perturbé. Enfin, je vais conclure ce chapitre par un résumé des résultats obtenus.

4.2 Méthodologie

Dans ce chapitre, je me suis appuyée sur les mesures de la concentration électronique (N_e) et de la concentration des neutres (N_n) effectuées à bord des trois satellites Swarm. On rappelle que

Swarm A et C sont situés à 460 km d'altitude tandis que Swarm B vole à 530 km (la description détaillée de la mission Swarm a été déjà présentée dans la section 2.3 du chapitre II). Dans la section suivante, nous analyserons la variation de la concentration électronique, mesurée par les sondes de Langmuir, en fonction de la latitude magnétique et dans différents secteurs de temps local *Local time (LT)*. La plupart des processus qui se produisent dans l'ionosphère ont une dépendance marquée avec la latitude magnétique (Davies, 1990; Kelley, 2009). Nous avons donc converti les coordonnées géographiques en coordonnées quasi-dipolaires (Emmert et al., 2010). Les satellites Swarm A, Swarm B et Swarm C sont nommés ci-après SWA, SWB et SWC, respectivement. Pour créer des climatologies de la concentration électronique de l'ionosphère, j'ai sélectionné tous les passages des satellites Swarm qui traversent un rectangle de -60°S , 60°N en latitude magnétique et $-7,88^{\circ}-4^{\circ}\text{O}$ et $-7,88^{\circ}+4^{\circ}\text{O}$ en longitude géographique (voir figure 4.1).

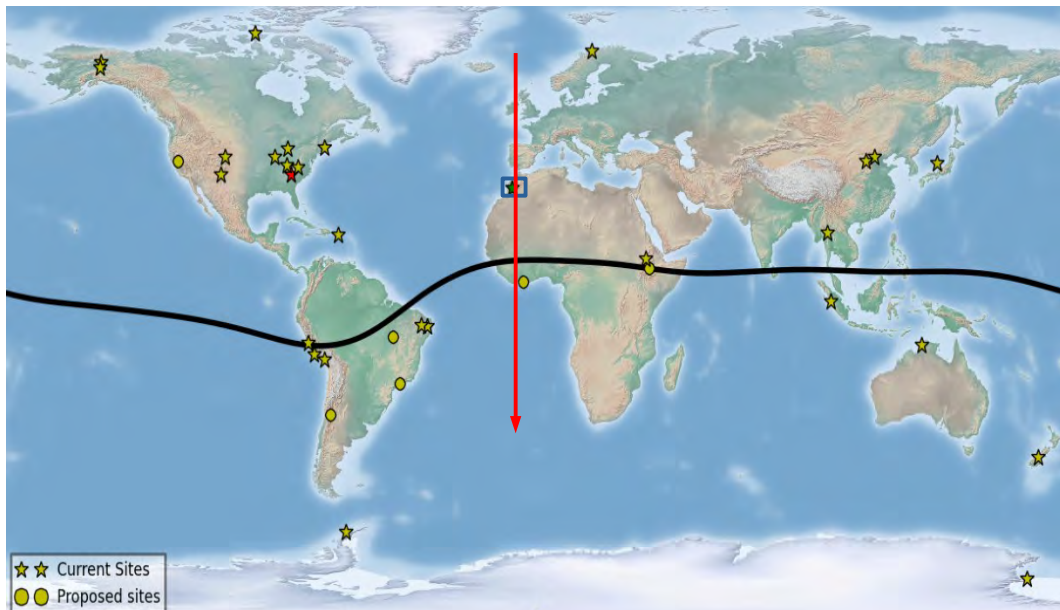


FIGURE 4.1 – Exemple de passage d'un satellite Swarm (portion d'orbite en rouge) au-dessus de la zone de visibilité du FPI de l'observatoire de l'Oukaimeden qui traverse un carré de $22.77+4^{\circ}\text{N}$ et $22.77-4^{\circ}\text{N}$ en latitude magnétique et de $-7.88 +4^{\circ}\text{O}$ et $-7.88 -4^{\circ}\text{N}$ en longitude (carré bleu).

4.3 Asymétrie interhémisphérique de l'anomalie d'ionisation équatoriale (EIA) dans le secteur africain sur 3 ans

4.3.1 Distribution latitudinale de la concentration électronique ionosphérique en fonction du temps local

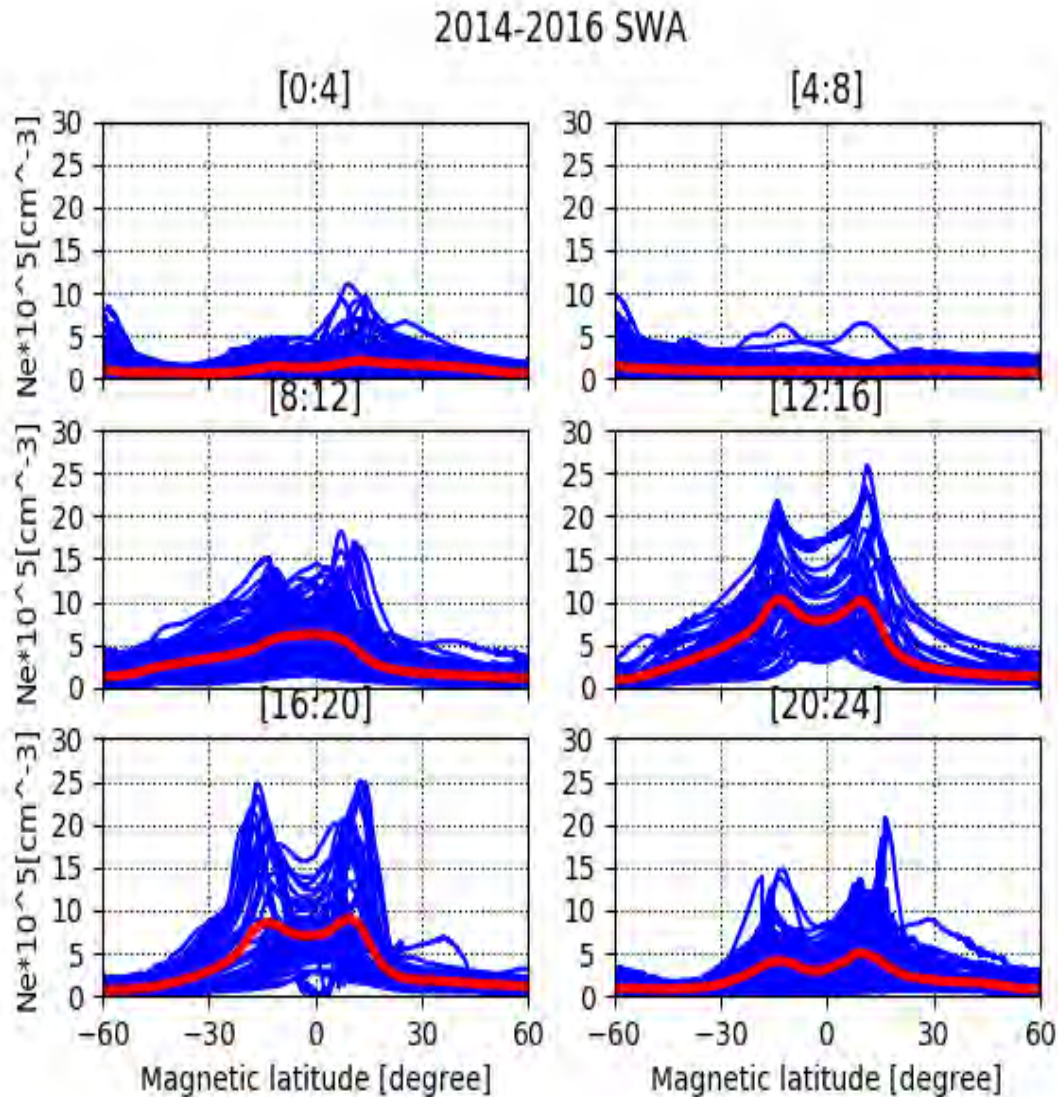


FIGURE 4.2 – Distribution latitudinale de la concentration électronique autour de $7,866^\circ$ W de longitude et dans différents secteurs horaires locaux. Chaque panneau montre tous les passages de SWA (lignes bleues) et leur moyenne (ligne rouge) pour l'ensemble des 3 ans de données sélectionnées.

À titre d'exemple de la méthode utilisée tout au long de ce chapitre, la figure 4.2 présente en bleu la concentration électronique mesurée à bord de SWA pendant tous les passages dans la zone décrite dans la section précédente. La variation moyenne de la concentration du plasma ionosphérique est représentée en rouge. Les passages sont triés uniquement par heure locale (6 panneaux pour 6 secteurs d'heure locale). Les panneaux mélangent donc différentes saisons et différents niveaux d'activité géomagnétique.

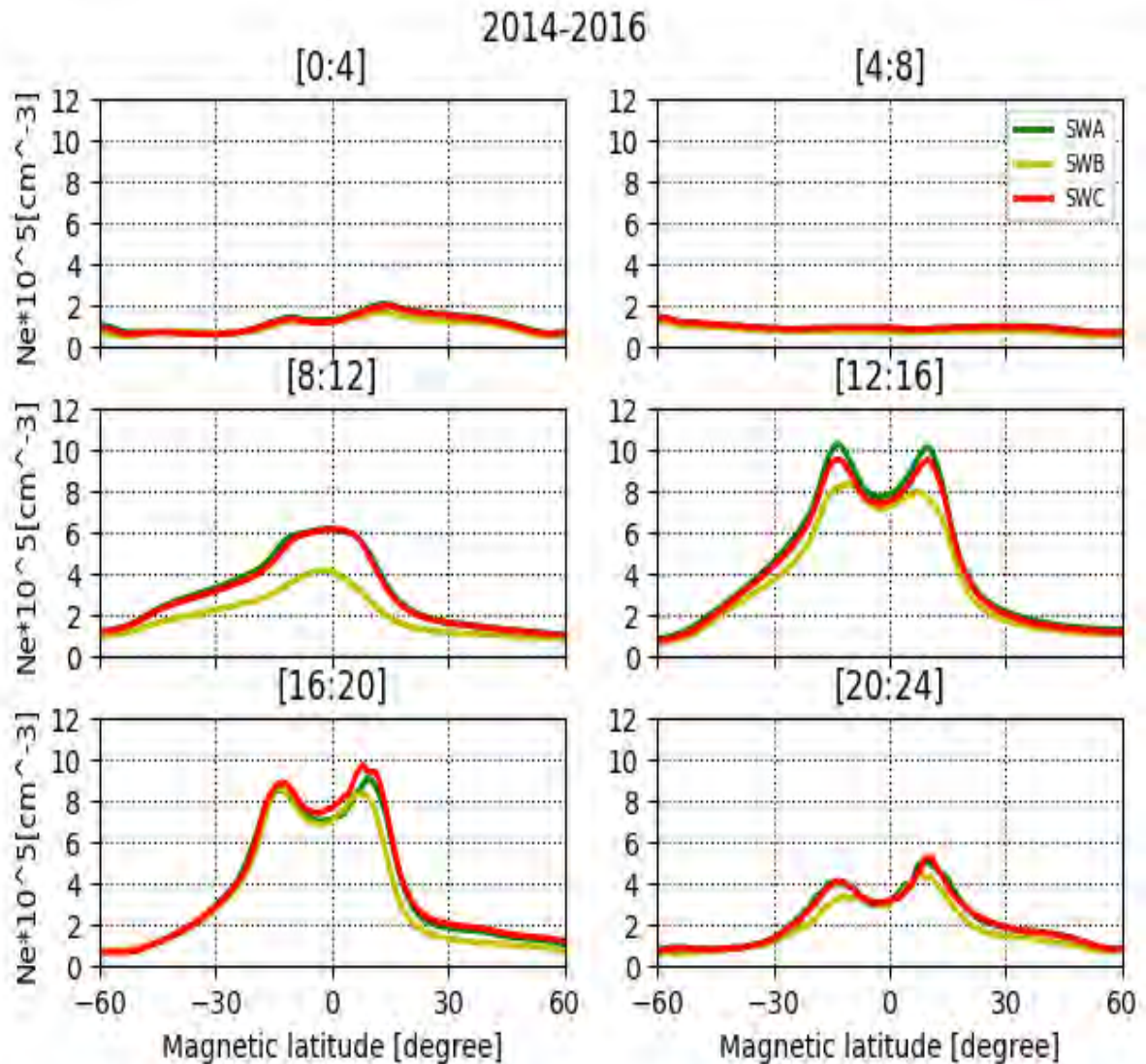


FIGURE 4.3 – Idem figure 4.2. Seules les moyennes sur 3 ans de SWA (ligne verte), SWB (ligne jaune) et SWC (ligne rouge) sont représentées.

La figure 4.3 présente les distributions latitudinales moyennes sur 3 ans (2014-2016) de la concentration électronique autour de $7,866^\circ$ O de longitude et dans différents secteurs horaires locaux pour toutes les données disponibles. On peut remarquer que de jour comme de nuit, la concentration est toujours très faible aux hautes latitudes (ne dépassant pas $2.10^5 cm^{-3}$), quel que soit le satellite. De minuit à 8:00 LT, elle est à ses valeurs les plus basses même aux latitudes moyennes (variant entre $0,5.10^5 cm^{-3}$ et $2.10^5 cm^{-3}$). Yonezawa (1971) ont montré qu'en général, NmF2 décroît lentement avec les latitudes croissantes pendant le jour et est plus faible la nuit par rapport au jour. Bailey et al. (2000) ont étudié l'ionosphère en utilisant des observations faites par le satellite Hinotori à 600 km. Ils ont signalé, à partir des variations annuelles de l'ionosphère aux basses latitudes, des concentrations d'électrons plus faibles pendant la nuit que pendant le jour. Entre 8:00 LT et 12:00 LT, la concentration ionosphérique commence à augmenter avec une seule crête d'ionisation, non centrée sur l'équateur magnétique mais située à 3° S. Alors, la concentration maximale est d'environ $6.10^5 cm^{-3}$ pour SWA et SWC et de $4.10^5 cm^{-3}$ pour SWB. Pour plus de détails concernant la concentration au pic et sa latitude magnétique, voir le tableau 4.1. Fathy & Ghamry (2007) ont constaté que la majorité des crêtes simples (86%) est observée entre 08 et 12 heure locale magnétique. Ils ont indiqué que le nombre

le plus faible de crêtes simples (14 %) est observé à l'aube et avant minuit. On remarque également que la structure en double crêtes de l'EIA est présente entre 12:00 LT et minuit pour tous les satellites, qu'elle est symétrique de midi à 20:00 LT et asymétrique de 20:00 LT à 24:00 LT. Les crêtes d'ionisation sont situées en moyenne à -13° et $+10^\circ$ et le creux (concentration électronique minimale entre les pics) est situé à -3° . La position du creux de l'EIA varie entre $\pm 6^\circ$. cette variation de position du creux de latitude magnétique ne doit pas être considérée comme fixe comme cela a été le cas jusqu'à présent. Il a été déjà reporté par Amaechi et al. (2020a). D'après La variabilité des irrégularités ionosphériques sur l'EIA africain durant les jours calmes de l'année 2013 a été étudiée le long de la longitude 35°E , Ils ont reporté que la position du creux de l'EIA africain varie de $2,2^\circ\text{S}$ à $3,0^\circ\text{N}$ de latitude magnétique. Le tableau (4.1), fournit de plus amples informations sur la concentration électronique de la crête nord, de la crête sud et du creux de l'EIA ainsi que sur leur position latitudinale magnétique. Le tableau (4) indique le nombre de passages de satellites effectués pour l'analyse.

Il est intéressant de voir comment la concentration électronique mesurée par les trois satellites peut être très proche ou différente. Par exemple, SWB mesure des valeurs de concentration électronique plus faibles que SWA et SWC entre 8:00 LT et 16:00 LT, ce qui est normal puisqu'il évolue à une altitude plus élevée. Cependant, entre 16:00 LT et 20:00 LT, dans l'hémisphère sud, toutes les mesures de l'essai coïncident, ce qui n'est pas le cas dans l'hémisphère nord. L'asymétrie existante dans le champ magnétique terrestre pourrait être le premier candidat à l'origine de la plupart des asymétries hémisphériques de la concentration électronique ionosphérique observées dans ce travail, tant pour les tendances annuelles que saisonnières. Forster & Cnossen (2013) ont constaté que l'asymétrie du champ magnétique, tant en intensité qu'en orientation, crée des différences hémisphériques substantielles dans le vent neutre et la dérive du plasma dans la haute atmosphère des hautes latitudes. Barlier et al. (1974) ont montré que les asymétries nord-sud observées dans les données thermosphériques comme la température, la concentration et les vents résultent de l'asymétrie du champ géomagnétique. Si les particules neutres thermosphériques sont affectées par l'asymétrie existante dans le champ magnétique terrestre, les particules ionisées devraient être encore plus directement affectées. De plus, la thermosphère étant le principal moteur de l'ionosphère, elles se comportent en tandem.

TABLE 4.1 – Détails sur la concentration électronique et la latitude magnétique de la crête unique correspondant à la variabilité annuelle de la concentration électronique ionosphérique Figure(4.3)

Sector LT	[8 :12]		
Satellite	A	B	C
N_e [Single crest][10^5cm^{-3}]	6.18	4.19	6.14
Mlat[Single crest][$^\circ$]	-1	-2	0

TABLE 4.2 – Valeurs moyennes de la concentration électronique et la latitude magnétique de la crête nord NC, de la crête sud SC et du creux (*trough*). Ces valeurs correspondent aux courbes de Fig(4.3)

Sector LT	[0 :4]		
Satellites	A	B	C
N_e [NC][$10^5 cm^{-3}$]	2.1	1.69	2.01
Mlat[NC][$^\circ$]	13	13	14
N_e [SC][$10^5 cm^{-3}$]	1.45	1.26	1.36
Mlat[$^\circ$]	-11	-10	-10
N_e [Trough][$10^5 cm^{-3}$]	1.29	1.16	1.18
Mlat[Trough][$^\circ$]	-6	-1	-4
Sector LT	[12 :16]		
N_e [NC][$10^5 cm^{-3}$]	10.13	7.98	9.52
Mlat[NC][$^\circ$]	10	7	10
N_e [SC][$10^5 cm^{-3}$]	10.27	8.34	9.53
Mlat[$^\circ$]	-13	-10	-13
N_e [Trough][$10^5 cm^{-3}$]	7.74	7.16	7.42
Mlat[Trough][$^\circ$]	-3	-2	-3
Sector LT	[16 :20]		
N_e [NC][$10^5 cm^{-3}$]	9.07	8.36	9.73
Mlat[NC][$^\circ$]	9	8	8
N_e [SC][$10^5 cm^{-3}$]	8.52	8.61	8.89
Mlat[$^\circ$]	-14	-14	-13
N_e [Trough][$10^5 cm^{-3}$]	7.01	6.85	7.42
Mlat[Trough][$^\circ$]	-3	-3	-3
Sector LT	[20 :24]		
N_e [NC][$10^5 cm^{-3}$]	5.01	4.49	5.24
Mlat[NC][$^\circ$]	10	8	11
N_e [SC][$10^5 cm^{-3}$]	4.03	3.37	4.13
Mlat[$^\circ$]	-13	-7	-13
N_e [Trough][$10^5 cm^{-3}$]	2.96	2.9	3.07
Mlat[Trough][$^\circ$]	-2	-1	-2

4.3.2 Variabilité saisonnière de la concentration électronique ionosphérique

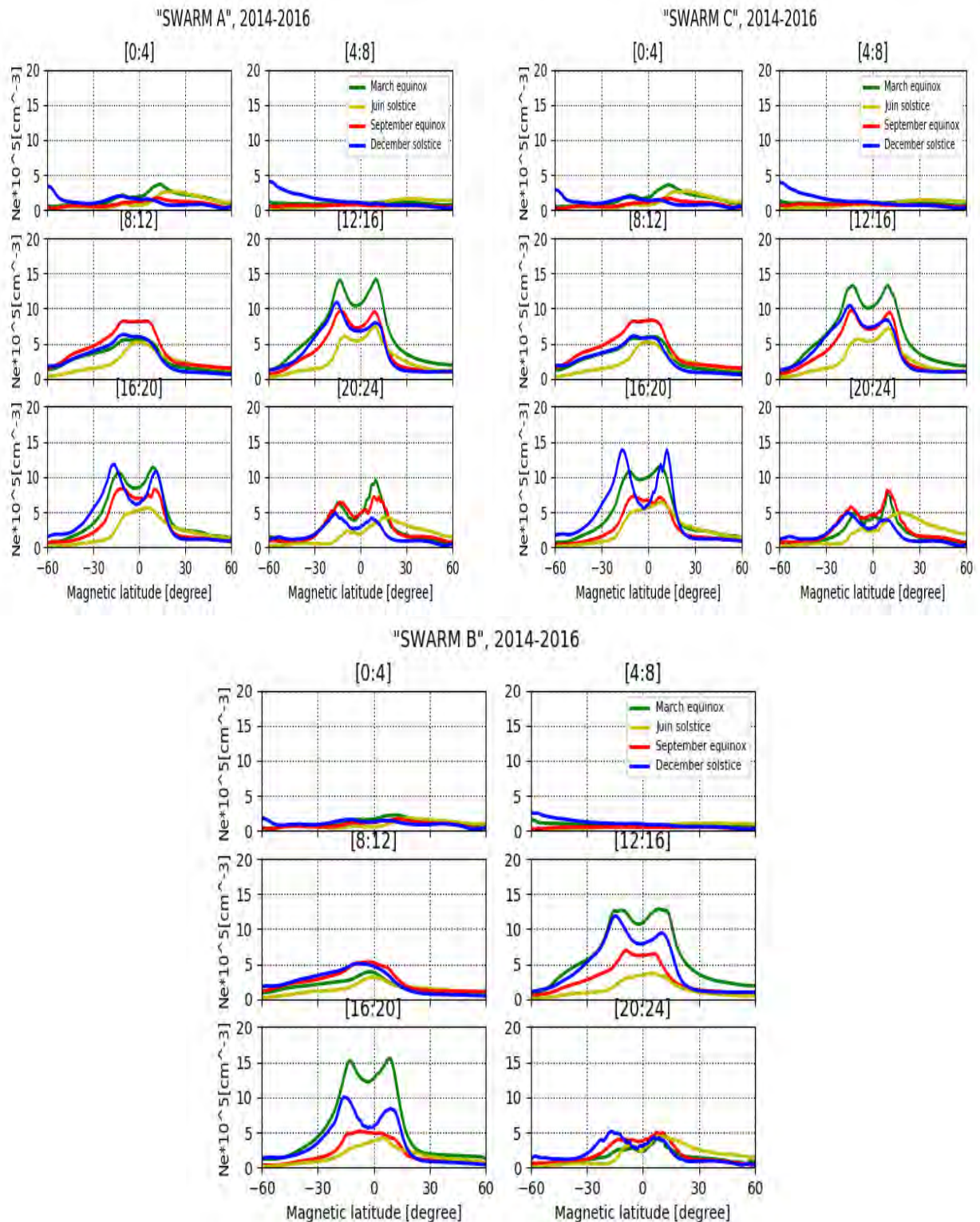


FIGURE 4.4 – Distribution latitudinale de la concentration électronique pour les quatre saisons et pour différents secteurs horaires. Mesures toujours prises aux alentours du secteur méridien magnétique de $7,866^\circ$ O (intervalles de longitude de $\pm 4^\circ$).

La figure 4.4 montre la variabilité saisonnière de la distribution latitudinale de la concentration du plasma ionosphérique aux moyennes et basses latitudes aux alentours du secteur du méridien magnétique de $7,866^\circ$ O (intervalles de longitude $\pm 4^\circ$) de toutes les données disponibles pour différents secteurs d'heure locale LT sur 3 ans (2014-2016). Au premier coup d'œil, nous pouvons voir que la concentration ionosphérique est très faible la nuit et la plus faible pour le solstice de juin dans les autres temps locaux. Nous pouvons également observer une asymétrie hémisphérique dans l'évolution de la concentration électronique où elle diminue lentement avec la latitude dans l'hémisphère sud *Southern Hemisphere (SH)* alors que le contraire est observé dans l'hémisphère nord *Northern Hemisphere (NH)*. Cette asymétrie pourrait trouver son origine dans l'asymétrie du champ magnétique lui-même. De 8:00 LT à 12:00 LT, la concentration ionosphérique présente une morphologie de crête unique avec des valeurs plus élevées à l'équinoxe de septembre pour SWA et SWC. De 12:00 LT à 16:00 LT, la concentration de l'équinoxe de mars devient la plus élevée. De 16:00 LT à 20:00 LT, pour SWA et SWC, la concentration du solstice de décembre est devenue la plus élevée, sauf dans les régions équatoriales. Il est très intéressant de voir qu'à cette heure locale, même si SWB est situé à une altitude plus élevée, sa concentration de mars est la plus élevée de 50 % par rapport à celle de SWA et SWC. Cette observation pourrait être liée à une dérive verticale accrue du plasma (Lin et al., 2007) et/ou à l'existence supposée d'une seconde couche ionosphérique se produisant au printemps à des altitudes plus élevées (Balan & Bailey, 1995). Les valeurs des pics de concentration ionosphérique (simples ou doubles) sont indiquées dans le tableau (??) ainsi que leur latitude magnétique et celle du passage. Le tableau (5) indique le nombre de passages de satellites effectués pour l'analyse.

Autour des solstices, les valeurs moyennes de N_e indiquent l'existence de deux asymétries EIA différentes : N_e est plus élevé dans l'hémisphère nord (sud) que dans l'hémisphère sud (nord) lors du solstice de décembre (solstice de juin). Nous notons également que les différences sont plus importantes pendant le jour que pendant la nuit. Cette caractéristique trouvée par l'observation de la concentration électronique par les satellites Swarm est en bon accord avec le résultat illustré par Titheridge & Buonsanto (1983). Ils ont rapporté que le contenu total en électrons (TEC) mesuré sur des sites conjugués à la latitude de $\pm 20^\circ$ et sur des sites non conjugués près de $\pm 35^\circ$ est plus important au solstice de décembre qu'au solstice de juin dans les hémisphères sud et nord. En outre, Su et al. (1998), en utilisant l'observation de la concentration électronique faite par le satellite Hinotori au Centre spatial de Kagoshima (KSC, 131° E), a trouvé que l'amplitude de l'asymétrie des crêtes EIA par rapport à l'équateur magnétique est plus petite au solstice de juin qu'à celui de décembre. Ces asymétries d'amplitude des crêtes EIA aux solstices s'expliquent en partie par la différence de flux solaire aux deux solstices due au changement de distance Soleil-Terre suggéré par Su et al. (1998). En outre, plusieurs études suggèrent que le vent neutre transéquatorial de l'hémisphère d'été à l'hémisphère d'hiver peut être la raison principale de l'asymétrie des crêtes EIA aux solstices [par exemple, Hanson & Moffett (1966); Lin et al. (2007); Luan et al. (2015); Dang et al. (2016)]. Loutfi et al. (2020) ont signalé des vents neutres transéquatoriaux au-dessus de l'observatoire de l'Oukaimeden de l'été à l'hiver.

Proche des équinoxes, nous pouvons remarquer une symétrie équinoxiale dans tous les secteurs horaires locaux, ce qui signifie que la même tendance est observée pour les équinoxes avec ou sans crêtes symétriques. Ces caractéristiques de la symétrie équinoxiale sont en bon accord avec le résultat rapporté par Bailey et al. (2000). L'asymétrie des crêtes de l'EIA est observée de 20:00 LT à 04:00 LT où la concentration des crêtes de l'hémisphère nord est plus élevée que celle de l'hémisphère sud. La moyenne de la concentration électronique à l'équinoxe de mars est supérieure à celle de septembre, sauf de 8:00 LT à 12:00 LT où l'on observe le contraire pour

la concentration ionosphérique de la crête unique. Chen et al. (2017), en utilisant les données ROCSAT-1 de la concentration ionique totale (N_i) ont rapporté que l'asymétrie des crêtes EIA observée principalement entre 16:00 LT et 24:00 LT à l'équinoxe de mars pour les secteurs de longitude (0-60° O) était à l'avantage de l'hémisphère Nord plus dense que l'hémisphère Sud. Nous avons observé la même tendance. Ils ont également signalé en analysant les secteurs de longitude (120-180°O), que dans ce cas la tendance opposée est observée : la crête Sud est plus dense que la crête nord. Ils expliquent que les vents zonaux sont à l'origine de cette différence en longitude. Lin et al. (2007), en utilisant les satellites ROCSAT et DMSP ont rapporté les variations saisonnières des dérives verticales du plasma moyennées dans le temps dans différents secteurs de longitude. Dans le secteur de longitude ($\sim 310^\circ - 360^\circ$), qui comprend la zone d'intérêt de notre article, de 12:00 LT à 20:00 LT, le rapport indique que la dérive verticale à l'équinoxe de printemps est la plus élevée, suivie de celle du solstice de décembre, puis de celle de l'équinoxe d'automne, et enfin de celle du solstice de juin. Ce résultat est en accord avec la variation de la concentration électronique ionosphérique que nous avons observée. De 20:00 LT à 24:00 LT, ils ont observé une torsion dans la dérive où celle du solstice de juin est devenue la plus élevée, alors que les dérives des autres saisons sont proches les unes des autres. Ce résultat est également en accord avec le nôtre dans l'hémisphère Nord, où la concentration au solstice de juin est devenue la plus élevée. Dans le secteur américain, entre 20:00 LT et 24:00 LT, ils ont rapporté la plus forte dérive verticale pour le solstice de décembre. On peut en conclure que dans ce secteur, la concentration électronique du solstice de décembre serait la plus élevée dans l'hémisphère nord, avec une observation inverse dans l'hémisphère sud. Cette dépendance longitudinale des crêtes de l'EIA n'est pas bien comprise et constitue l'un des objectifs majeurs du satellite ICON : (Immel et al., 2018) rechercher l'interconnexion entre la météo terrestre et la météo de l'espace. D'autre part, les crêtes symétriques de l'EIA dans le reste des secteurs de temps local (12:00 LT à 16:00 LT) pendant les équinox peuvent s'expliquer par la symétrie de la photoionisation solaire et des paramètres thermosphériques dans les deux hémisphères pendant cette période. Un mécanisme pour l'asymétrie équinoxiale a été étudié en utilisant le modèle CTIP (*Coupled Thermosphere Ionosphere Plasmasphere model*). Les résultats du modèle reproduisent l'asymétrie équinoxiale observée et suggèrent que les asymétries sont causées par le déséquilibre nord-sud de la thermosphère et de l'ionosphère dû à la réponse lente de la thermosphère résultant des effets de la circulation thermosphérique globale (Bailey et al., 2000).

En comparant la concentration électronique moyenne des saisons d'équinoxe et de solstice, nous avons remarqué l'anomalie semi-annuelle : la concentration électronique est plus élevée aux équinoxes qu'aux solstices. Ceci est en accord avec les observations faites par le satellite Hinotori (Bailey et al., 2000). La raison de cette caractéristique n'est pas bien comprise. Fuller-Rowell (1998) ont suggéré que la source de l'anomalie semi-annuelle est la cuillère thermosphérique : la circulation thermosphérique générale réduit la concentration de l'oxygène atomique, et par conséquent, augmente les concentrations de l'azote et de l'oxygène moléculaires aux solstices par rapport aux équinoxes.

4.4 Effets des vents méridionaux sur l'asymétrie inter-hémisphérique de l'anomalie d'ionisation équatoriale en conditions calmes et perturbées

L'effet du vent méridional sur la génération d'asymétries a été expliqué dans plusieurs études par la méthode de recombinaison du plasma. Par exemple, si le vent neutre méridional souffle du nord au sud (du sud au nord), il fera monter le plasma un peu plus haut dans la hau-

teur ionosphérique, où la recombinaison des ions est moins importante, ce qui entraîne une plus grande concentration de plasma dans l'hémisphère nord (sud) que dans l'hémisphère sud (nord). Cependant, nous ne pouvons pas expliquer tous les cas d'asymétrie interhémisphérique de l'ionosphère supérieure par cette méthode. Ainsi, l'asymétrie interhémisphérique de l'ionosphère supérieure doit être étudiée plus en profondeur, en particulier dans le secteur africain où les données au sol sont limitées. Dans cette étude, nous profitons de la mission Swarm pour mener des observations coordonnées au sol et dans l'espace, dans lesquelles le contexte général fourni par Swarm est complété par des informations spécifiques à l'emplacement provenant du FPI dans la région.

L'étude du couplage entre l'ionosphère et la thermosphère est récemment devenue plus réalisable, grâce à la disponibilité croissante des observations. Au cours de la dernière décennie, un grand nombre d'études d'observation et de modélisation des processus de couplage entre ces régions ont été réalisées, y compris les ondes et la dynamique et leur impact sur le couplage. Cependant, de nombreux défis et questions clés restent ouverts, car il existe de grandes divergences dans les estimations de certains de ces processus. Ce chapitre étudie le couplage du système ionosphère-thermosphère pendant les périodes calmes et perturbées en utilisant des mesures satellitaires de la concentration électronique et des mesures au sol du vent neutre sur le secteur africain, à travers l'étude de l'effet des vents méridionaux sur l'asymétrie des crêtes de l'EIA. Les données utilisées dans cette étude ont été collectées pendant le cycle solaire décroissant (2014-2016).

L'EIA est caractérisée par un creux à l'équateur magnétique et deux crêtes à environ $pm17^\circ$ de latitude magnétique, comme indiqué dans la littérature. Cette distribution latitudinale du plasma est affectée par plusieurs paramètres, l'un de ces paramètres étant les vents méridionaux. L'explication de l'effet du vent méridional sur l'asymétrie interhémisphérique de l'EIA le long du méridien magnétique sur le secteur Afrique nécessite de déterminer la direction des vents méridionaux à une échelle non-locale. Cela signifie que nous devons savoir si les vents méridionaux sont : (1) transéquatoriaux (soufflant du nord au sud ou du sud au nord), (2) convergents (soufflant vers l'équateur dans les deux hémisphères), (3) divergents (soufflant vers les pôles dans les deux hémisphères). Le HWM fournit une représentation statistique des vents neutres attendus pour un lieu et un moment donnés sur la base de mesures antérieures et est utilisé dans cette étude pour fournir des estimations des vents lorsque les mesures ne sont pas disponibles (Drob et al., 2015).

Pour avoir une comparaison plus précise de l'ensemble des données FPI avec le modèle et composer les données manquantes dans l'hémisphère sud dans le même méridien magnétique et à proximité de la crête sud de l'EIA, nous avons exécuté le modèle à chacun des quatre points où la ligne de visée FPI interagit avec l'altitude 250 km. Ensuite, les vents méridionaux moyens modélisés ont été estimés en suivant la même procédure que pour les données FPI mesurées.

4.4.1 Quelques exemples typiques

Le vent neutre thermosphérique, en particulier sa composante méridionale, a un effet très important sur la configuration finale de l'EIA. En analysant les données observées par les satellites Swarm (concentration électronique) et le vent méridional obtenu par l'interféromètre Fabry-Perrot dans l'hémisphère nord, nous visons à explorer le système de couplage ionosphère-thermosphère pendant les nuits calmes et perturbées sur 3 ans (2014-2016). 41 orages avec $SYM-H \leq -50nT$, $Kp \geq 5$ ont été enregistrées pendant la période d'étude. Le modèle HWM14 a été utilisé pour fournir une estimation plus large de la distribution géographique des vents

méridiens. Nous introduisons un indice d'asymétrie a , qui est la différence entre les plus grandes valeurs de concentration électronique de crête EIA dans l'hémisphère nord $(N_e)_{nc}$ et dans l'hémisphère sud $(N_e)_{sc}$ divisée par leur moyenne, selon l'équation (4.1).

$$a = \frac{2 * [(N_e)_{nc} - (N_e)_{sc}]}{(N_e)_{nc} + (N_e)_{sc}} \quad (4.1)$$

Un indice a positif (négatif) signifie une asymétrie avec un N_e plus élevé dans l'hémisphère nord (sud). Nous avons sélectionné les bandes de dip centrées sur $\text{dip}=\pm 60^\circ$ en considérant que l'effet des vents neutres sur le transport vertical du plasma atteint son maximum à ces positions.

La figure 4.5 fournit quatre exemples du comportement de la concentration électronique pendant les nuits calmes (quatre panneaux supérieurs) et les nuits perturbées (quatre panneaux inférieurs). Tous les panneaux de gauche montrent la concentration électronique enregistrée par Swarm. Les panneaux de droite montrent la vitesse du vent méridional correspondant donné par le modèle HWM14 avec un point représentant la mesure FPI à l'Oukaimeden (les valeurs positives sont des vents méridionaux vers le nord). Cette figure inclut les prédictions du modèle HWM14 de -60°S à 60°N , à partir desquelles on peut conclure à l'existence ou non de vents transéquatoriaux. Deux types des crêtes d'ionisation de l'EIA sont présentés dans cette section :

1. Les crêtes EIA symétriques par rapport à l'équateur magnétique.
2. Les crêtes EIA asymétriques par rapport à l'équateur magnétique

Les deux cas sont observés à la fois en conditions calmes et perturbées. D'après nos observations, le cas des crêtes de l'EIA symétriques est très probablement généré par des vitesses de vent faibles ou par des vents convergents/divergents ayant à peu près la même vitesse dans les deux hémisphères (comme estimé par HWM et confirmé dans l'hémisphère nord par les données FPI). En fait, dans les panneaux supérieurs de la figure 4 représentant les données de la nuit calme du 24 février 2014, les crêtes de l'EIA sont symétriques et le vent méridional du FPI à l'Oukaimeden est orienté vers le nord. Le modèle HWM prévoit des vents méridionaux polaires (divergents) dans les deux hémisphères à basse et moyenne latitude. Concernant les panneaux inférieurs représentant les données de la nuit perturbée du 7 avril 2016, les crêtes de l'EIA sont plus ou moins symétriques avec des vents méridionaux convergents qui sont vers l'équateur dans les deux hémisphères selon les prédictions du HWM14. Dans cette nuit, étant donné la localisation (équatoriale et basse latitude) et l'heure (après le coucher du soleil de 21 :25 UT à 21 :51 UT), les fluctuations de la concentration électronique observées sont des bulles de plasma. D'autre part, un vent méridional transéquatorial vers le nord ou vers le sud est un bon candidat pour la génération de cette asymétrie EIA. Ce fait est illustré dans les données de la nuit calme du 5 avril 2014 et de la nuit perturbée du 28 août 2015 où l'asymétrie des crêtes de l'EIA est observée en même temps que des vents transéquatoriaux soufflant de l'hémisphère nord vers l'hémisphère sud selon les données du FPI et les prédictions de HWM14. Nous précisons que la crête nord est plus dense que la crête sud. D'après les résultats observés, la plupart des concentrations électroniques ionosphériques fournies par Swarm pendant les conditions géomagnétiques perturbées sont beaucoup plus faibles que pendant le temps calme correspondant.

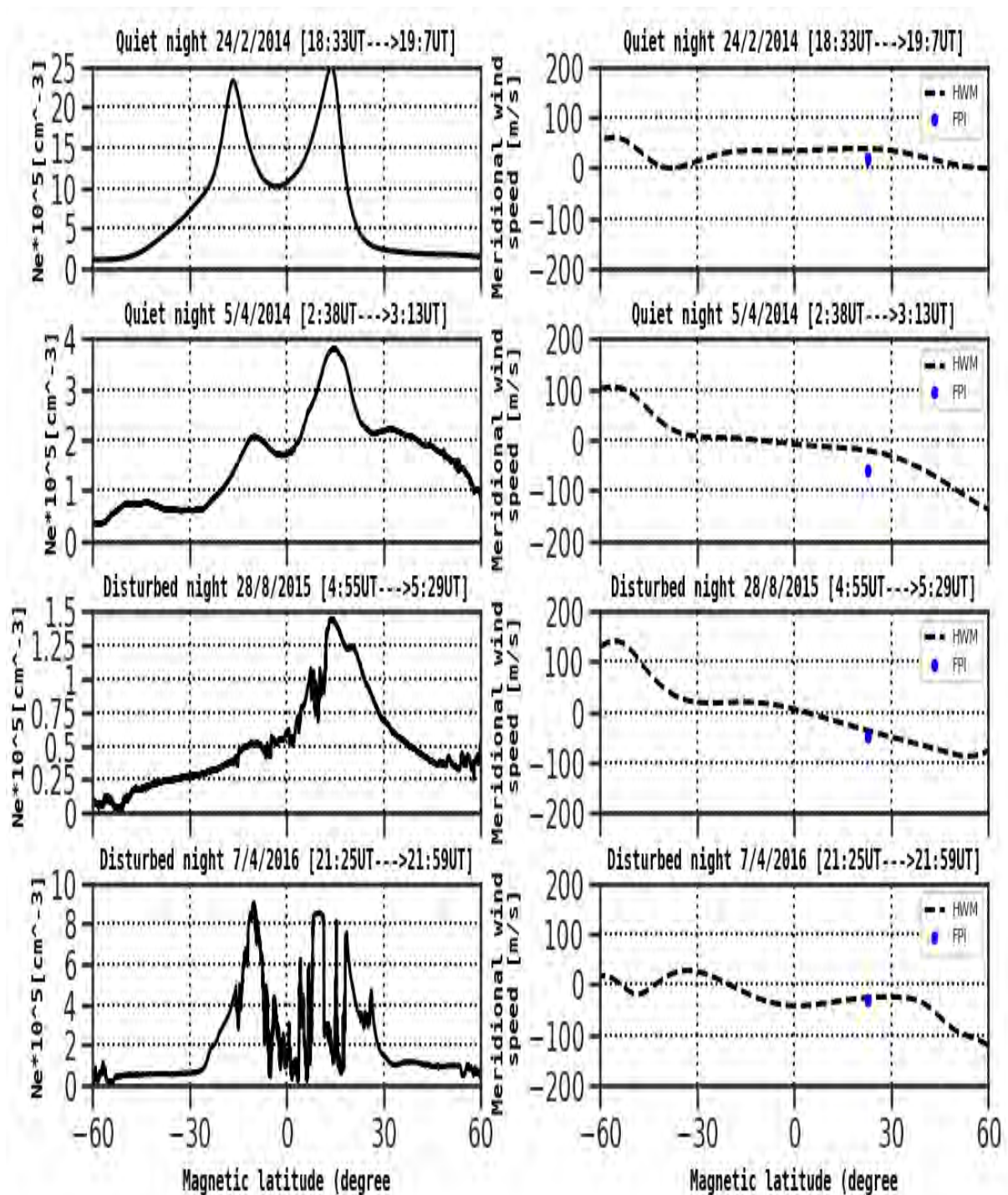


FIGURE 4.5 – Quatre exemples du comportement de la concentration électronique pendant les nuits calmes (quatre panneaux du haut) et les nuits perturbées (quatre panneaux du bas). Tous les panneaux de gauche montrent la concentration électronique enregistrée par Swarm. Tous les panneaux de droite montrent la vitesse du vent méridional correspondant, donnée par le modèle HWM14, avec un point représentant la mesure FPI à l’Oukaimeden (les valeurs positives correspondent à des vents méridionaux vers le nord).

4.4.2 Quantification de l'effet des vents méridionaux sur l'asymétrie des crêtes d'EIA

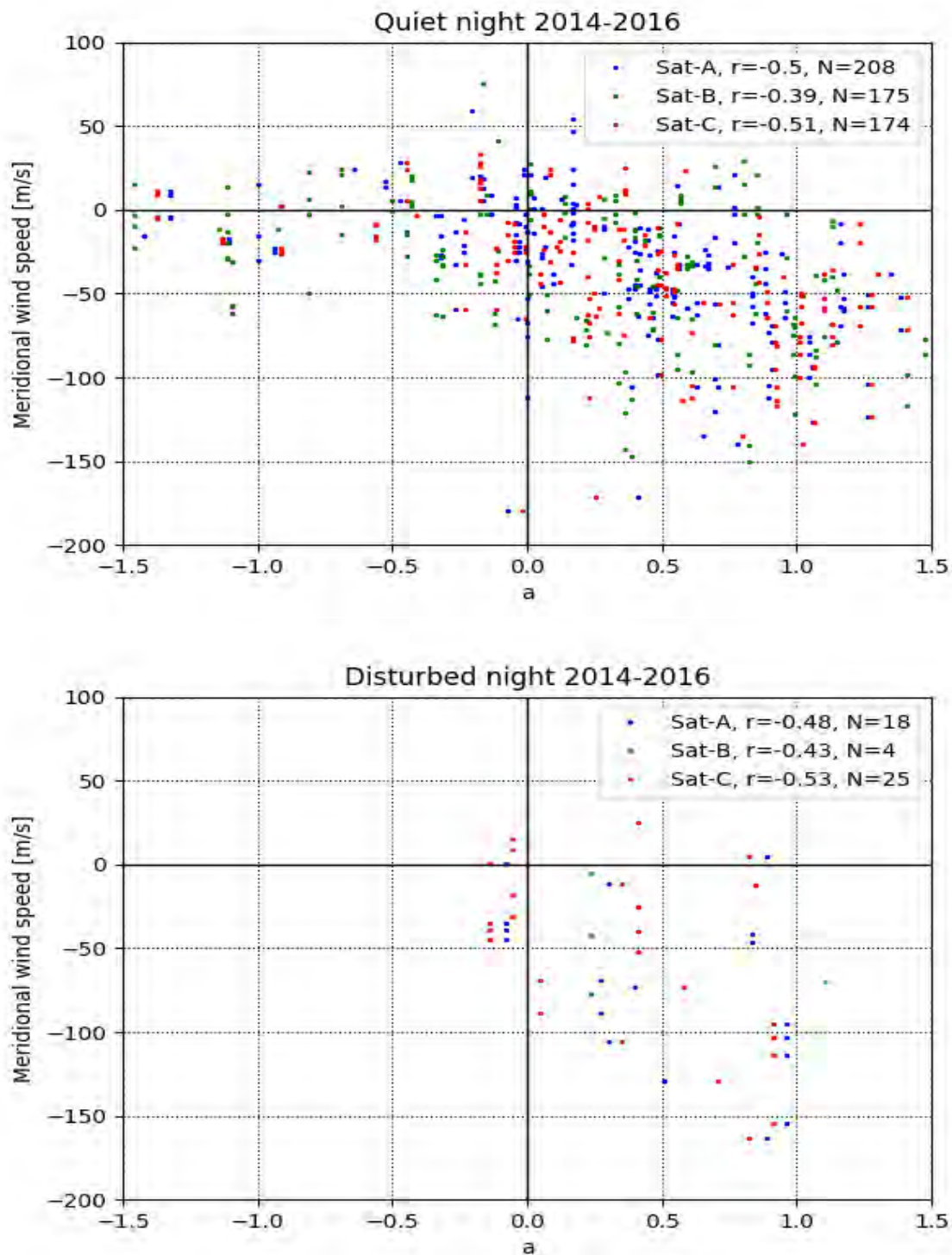


FIGURE 4.6 – La vitesse du vent méridional en fonction de l'indice a sur 3 ans de passages de SWA (points bleus), SWB (points verts) et SWC (points rouges) pendant les nuits calmes (panneau supérieur) et perturbées (panneau inférieur). Où r et N sont les coefficients linéaires de Pearson et le nombre de points, respectivement. Les valeurs positives correspondent à des vents dirigés vers le nord.

La figure 4.6 montre la vitesse du vent méridional en fonction de l'indice a sur 3 ans de passages de SWA (points bleus), SWB (points verts) et SWC (points rouges) pendant des nuits calmes (panneau supérieur) et perturbées (panneau inférieur). Où r et N sont le coefficient de Pearson et le nombre de points, respectivement. Les valeurs positives de vitesse représentent les vents méridionaux dirigés vers le nord. Pour les nuits calmes (panneau supérieur), nous pouvons remarquer que le nombre de passages de SWA, SWB, et SWC est grand. En revanche, dans des conditions perturbées, le nombre de passages des satellites est bien plus faible, surtout pour SWB avec quatre passages seulement. Les mêmes coefficients de Pearson r sont observés pour SWA et SWC, environ -0,50. Cependant, le coefficient le plus faible est observé pour SWB avec une valeur de -0,39. Cette différence peut être due aux différentes altitudes des satellites. En outre, malgré les différences d'altitude, le nombre de passages de satellites Swarm est très proche pendant les nuits calmes et perturbées.

La figure 4.7 montre la vitesse du vent méridional provenant du FPI moyennée sur une heure avant le passage des satellites Swarm (côté droit du graphique) en fonction de l'indice a sur 3 ans. Tous les passages de SWA, SWB, et SWC pendant les nuits calmes (deux ensembles de graphiques en haut) et perturbées (deux ensembles de graphiques en bas) sont représentés. Les prédictions du modèle HWM14 (ensemble de tracés de gauche) à la latitude magnétique de l'Oukaimeden (+22,77 °N) et à sa latitude conjuguée (-22,77 °N) sont illustrées. Les données sont classées par saison : autour du solstice de décembre (points bleus), de l'équinoxe de mars (points verts), du solstice de juin (points jaunes) et de l'équinoxe de septembre (points rouges). Les valeurs positives représentent toujours des composantes méridionales de vent vers le nord.

À partir des données FPI de l'Oukaimeden (panneau supérieur gauche), il est évident que l'asymétrie de la crête de l'EIA est le phénomène le plus probable, la crête nord étant plus élevée que la crête sud ($a \geq 0$), ainsi que les vents vers l'équateur ($V \leq 0$). En effet, d'après la climatologie des données de vent du FPI, les vents vers l'équateur sont les plus probables au cours de la nuit, en particulier pendant les équinoxes de septembre et mars et le solstice de juin. Les données du solstice de décembre (points bleus) sont caractérisées par un indice d'asymétrie négatif $a \leq 0$ (la crête sud est plus élevée que la crête nord) et une faible vitesse du vent. Nous pouvons remarquer que les prédictions HWM sur l'observatoire d'Oukailmeden ressemblent aux données FPI mais avec des valeurs plus faibles pour le solstice de juin.

Les prévisions des données HWM au site conjugué de l'Observatoire de l'Oukaimeden sont fournies pour rechercher la nature convergente (vent vers l'équateur dans les deux hémisphères) ou divergente (vent vers le pôle dans les deux hémisphères) ou transéquatoriale (vers le nord ou vers le sud) des vents méridionaux sur la zone étudiée. Pour le solstice de décembre, les prédictions de HWM nous permettent de conclure à l'existence de deux types de régimes : des vents transéquatoriaux dirigés vers le sud et des vents divergents. Pour le solstice de juin, les vents transéquatoriaux dirigés vers le sud prédominent avec également une petite occurrence de vents convergents. Les vents transéquatoriaux dirigés vers le Sud prédominent également lors des équinoxes de septembre et de mars.

Cet effet du vent méridional sur la génération de l'asymétrie peut être expliqué par la méthode de recombinaison du plasma comme déjà expliqué dans la section 5.2 dans ce chapitre. Dans le cas des orages géomagnétiques, l'asymétrie EIA est prononcée dans l'hémisphère nord en raison de la composante équatoriale des vents perturbés due au dépôt soudain d'énergie de l'orage. HWM prédit des vents transéquatoriaux vers le sud pour la plupart des orages géomagnétiques. Nous pouvons remarquer que l'indice d'asymétrie est positif ($a \geq 0$) pour la plupart des orages, sauf pour le solstice de décembre. Balan et al. (2018) ont expliqué les

mécanismes de formation de l'EIA en temps calme par deux facteurs : 1) L'EIA est la dérive du plasma $E \times B$ perpendiculaire au champ et la diffusion du plasma alignée sur le champ agissant ensemble tout le long des lignes de champ à toutes les altitudes, et le plasma s'écoulant dans la direction de la résultante. 2) L'EIA se forme principalement à partir de l'élimination du plasma autour de l'équateur par la dérive $E \times B$ ascendante créant le creux et par conséquent les crêtes avec une petite accumulation au niveau des crêtes lorsque celles-ci se trouvent à moins de $\sim \pm 20^\circ$ de latitudes magnétiques et aucune accumulation lorsqu'elles sont au-delà de $\sim \pm 25^\circ$. Ils ont également signalé que dans des conditions perturbées, l'EIA devient forte en raison de l'action impulsive combinée du champ électrique à pénétration rapide vers l'est (PPEF) et des vents équatoriaux en période d'orage (SEW). Le SEW (avec un champ électrique normal) peut à lui seul produire une forte EIA alors que le PPEF seul est peu probable (Khadka et al., 2018). La figure 4.7 montre la vitesse du vent méridional FPI moyennée sur une heure avant le passage des satellites Swarm (côté droit du graphique) en fonction de l'indice a sur 3 ans. Tous les passages de SWA, SWB, et SWC pendant les nuits calmes (deux ensembles de graphiques en haut) et perturbées (deux ensembles de graphiques en bas) sont représentés. On pourrait expliquer les effets des vents méridionaux sur la génération de l'asymétrie EIA de deux façons : (1) Le transport intrahémisphérique : si le vent neutre méridional souffle du nord au sud (du sud au nord), il entraîne le plasma vers des hauteurs ionosphériques plus élevées le long des lignes de champ où la recombinaison se déroule à un rythme plus lent. Cela conduit à une concentration de plasma plus élevée dans l'hémisphère nord (sud). (2) transport transéquatorial : si le vent neutre méridional souffle du nord au sud (du sud au nord), il transportera le plasma le long des lignes de champ magnétique de la Terre et se déversera à hauteur ionosphérique dans l'hémisphère opposé puisque l'effet d'une faible fontaine de plasma équatoriale est facilement surmonté par le vent. Cela conduit à une concentration de plasma plus élevée dans l'hémisphère sud (nord) que dans les crêtes nord (sud). Cependant, Amaechi et al. (2020b) ont rapporté le même scénario pour expliquer les effets des vents méridionaux sur la génération de l'asymétrie de l'EIA ajoutant que le troisième cas de l'EIA symétrique en raison de l'absence d'effet du vent ou de l'égalité des forces du vent provenant des deux hémisphères.

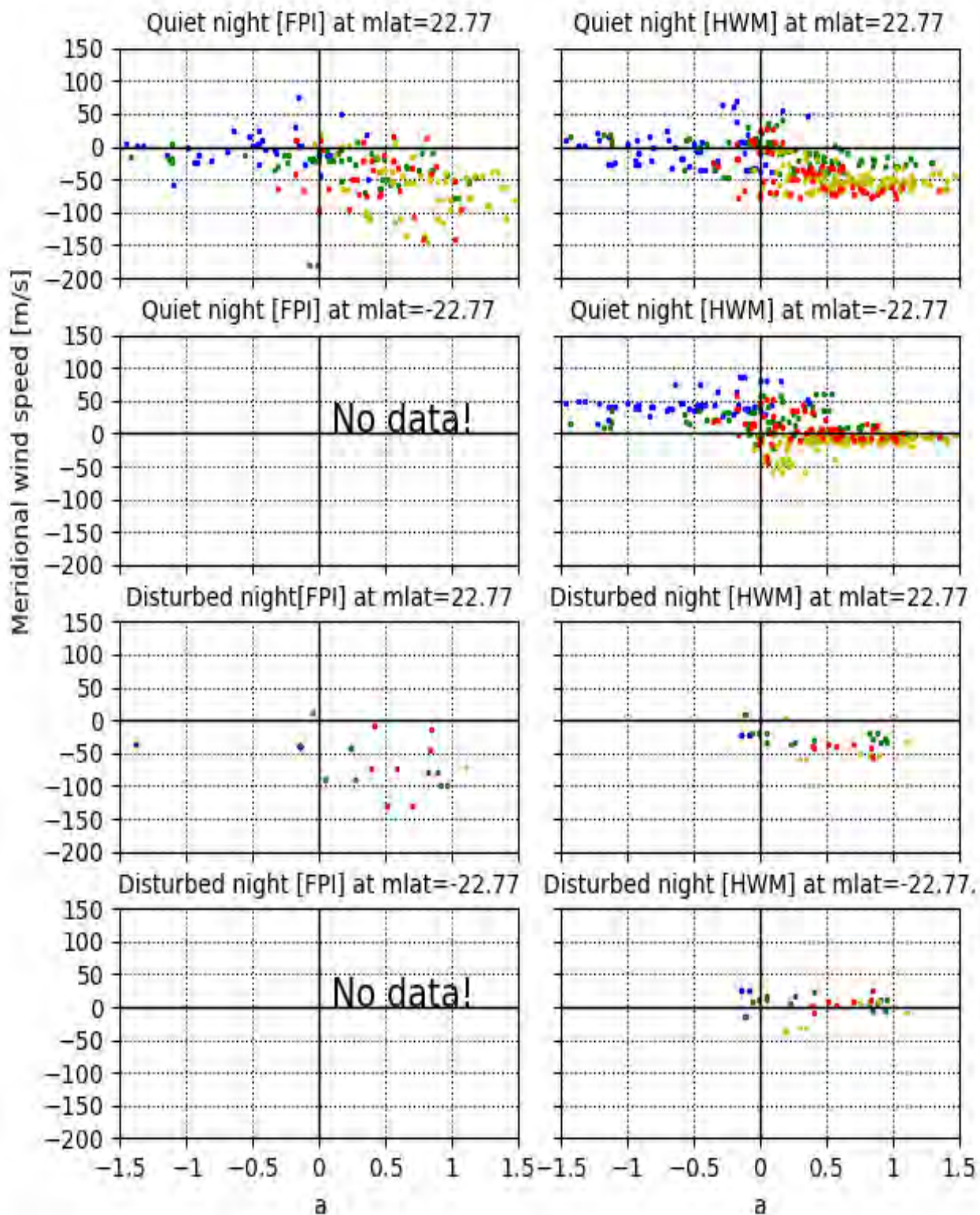


FIGURE 4.7 – Vitesse du vent méridional moyenné sur une heure avant le survol des satellites Swarm (partie droite du graphique) en fonction de l'indice a sur 3 ans de tous les survols SWA, SWB, SWC pendant des nuits calmes (deux séries de graphiques en haut) et perturbées (deux séries de graphiques en bas). Les prédictions du modèle HWM (ensemble de tracés de gauche) à la latitude magnétique de l'Oukaimeden (+22,77 °N) et à sa latitude conjuguée (-22,77 °N) sont illustrées. Les données sont classées par saison : autour du solstice de décembre (points bleus), de l'équinoxe de mars (points verts), du solstice de juin (points jaunes) et de l'équinoxe de septembre (points rouges). Les valeurs positives sont orientées vers le nord pour les vents méridionaux.

4.5 Conclusion

L'objectif principal de ce chapitre est la détermination de la climatologie de l'asymétrie des crêtes de l'EIA dans le secteur africain sur 3 ans (2014-2016) et explorer l'effet des vents thermosphériques sur l'asymétrie de la crête de l'EIA pendant les conditions calmes et perturbées. Pour cela, les données de concentration Swarm d'une ligne du méridien magnétique qui passe au-dessus d'observatoire de l'Oukaimeden ainsi que les données de vent FPI du même observatoire (trois années de mesures, de 2014 à 2016) ont été utilisées pour mener le but de cette étude. Une corrélation est établie entre l'asymétrie/symétrie de la crête EIA et le régime des vents méridionaux. Nous avons tiré ces principales lignes de conclusion :

1. La variation annuelle de la concentration électronique dans l'ionosphère des hautes latitudes à basse et moyenne altitude dans différents secteurs horaires locaux montre des concentrations électroniques plus faibles pendant la nuit que pendant le jour. Pendant la journée, la concentration ionosphérique commence à augmenter aux latitudes moyennes, avec une crête unique entre 8:00 LT et 12:00 LT. La structure à double crête est présente entre 12:00 LT et minuit : symétrique de midi à 20:00 LT et asymétrique de 20:00 LT à 24:00 LT.
2. Les observations montrent de fortes variations saisonnières, la concentration électronique étant plus faible autour du solstice de juin par rapport au reste de l'année. Nous avons remarqué l'anomalie semi-annuelle : la concentration électronique est plus élevée autour des équinoxes qu'autour des solstices. Pour les solstices, les asymétries de la concentration électronique sont plus fortes au solstice de décembre qu'à celui de juin. Pendant le solstice de juin, la crête nord de l'EIA est plus élevée que la crête sud ($a \geq$) et l'inverse est observé pendant le solstice de décembre. Pour les saisons d'équinoxe, nous pouvons remarquer une symétrie équinoxiale dans tous les secteurs d'heure locale, ce qui signifie que la même tendance est observée pour les deux équinoxes avec ou sans crêtes symétriques.
3. En comparant les crêtes de l'EIA et le régime des vents méridionaux, deux types de réponses ont été observés pour les conditions calmes et perturbées. Les crêtes symétriques de l'EIA sont très probablement dues à des vitesses de vent faibles ou à des vents convergents/divergents ayant à peu près la même vitesse dans les deux hémisphères. En ce qui concerne le second type, un vent méridional transéquatorial en direction du nord ou du sud est un bon candidat pour la génération de cette asymétrie EIA.
4. Lors de conditions géomagnétiques perturbées, presque toutes donnent lieu à une crête EIA nord plus élevée que la crête sud, liée en général au régime des vents méridionaux transéquatoriaux.

Chapitre 5

Orage géomagnétique du 22-23 juin 2015 et petites structures ionosphériques

5.1 Introduction

Ce chapitre est consacré à deux études en cours. La première concerne la réponse de l'ionosphère et de la thermosphère pendant le deuxième plus fort orage géomagnétique du 24^e cycle solaire, la orage du 22-23 juin 2015 au-dessus de l'observatoire de l'Oukaimeden. Ce volet a fait l'objet d'un acte à l'assemblée générale de l'URSI (Pitout et al., 2021). Cette étude nous a amenés à nous intéresser aux structures fines observées dans la concentration électronique mesurée par les sondes de Langmuir à bord des satellites Swarm. De là est venue l'idée - c'est la deuxième étude en cours - d'étudier, au travers le stage de licence 3 d'Éloïse Bernaud que j'ai co-encadré, la corrélation des concentrations électroniques relevées à bord de Swarm A et C.

5.2 La réponse de la couple ionosphère-thermosphère pendant l'orage géomagnétique du 22-23 juin 2015

Deux orages géomagnétiques majeurs avec Dst inférieur à 200 nT ont été enregistrés au cours de 24^e cycle solaire. Le plus grand orage du 24^e cycle solaire, l'orage de la Saint Patrick du 17-18 mars 2015, a été étudiée en détail par divers instruments (par exemple, Astafyeva et al. (2015); Ramsingh et al. (2015); Hairston et al. (2016); Huang et al. (2016); Kuai et al. (2016); Tulasi Ram et al. (2016); Verkhoglyadova et al. (2016); Zakharenkova et al. (2016); Venkatesh et al. (2017)). Tandis que, le deuxième plus grand orage du cycle solaire avec l'excursion minimale de Dst de 207 nT qui s'est produite les 22-23 juin 2015, a reçu beaucoup moins d'attention de la part de la communauté scientifique (par exemple, Astafyeva et al. (2016, 2017)). Astafyeva et al. (2016) ont utilisé des données provenant de magnétomètres au sol, d'ionosondes, de cartes de VTEC dérivées du GPS ainsi que des données des missions satellitaires Swarm, C/NOFS, DMSP et GUVI, et ont étudié le comportement électrodynamique et ionosphérique pendant l'orage géomagnétique de juin 2015. Ils se sont concentrés sur les effets aux basses latitudes dans les secteurs américains et asiatiques. Ils ont observé des signatures d'orages ionosphériques positifs et négatifs dans l'ionosphère pendant la phase principale de cet orage. En utilisant un ensemble d'instruments terrestres et spatiaux, Astafyeva et al. (2017) ont étudié le comportement ionosphérique et thermosphérique pendant la période du 21 au 23 juin 2015. Ils ont comparé les observations de plusieurs instruments avec les résultats de la simulation par le mo-

dèle SAMI3/RCM. Ils constatent un bon accord entre les données et le modèle pour la première phase de l'orage, lorsque le champ électrique à pénétration rapide *Prompt Penetration Electric Field (PPEF)* était le principal moteur. À la fin de la phase principale de l'orage, lorsque les effets ionosphériques étaient, très probablement, déterminés par une combinaison de PPEF et de vents thermosphériques, les résultats de la modélisation concordent moins avec les observations.

5.2.1 Contexte héliosphérique et géophysique

Nous avons choisi d'étudier cet orage géomagnétique d'une part en raison de la disponibilité des données du FPI et du satellite Swarm dans notre région d'étude pendant toute la nuit, et d'autre part parce que cet orage du 22-23 juin 2015 représente le deuxième plus intense orage du 24^e cycle solaire. Cet orage est dû à une série de trois éjections coronales de masse (CME) liées à la région active 2371 du Soleil. Celles-ci ont ensuite été enregistrées par le satellite ACE (*Advanced Composition Explorer*) de la NASA, situé sur la ligne Soleil-Terre à une distance d'environ 1 % de la distance Terre-Soleil, comme de brusques augmentations de la vitesse et de la concentration du vent solaire. Les CMEs sont arrivées sur Terre le 21 juin à 16:45 UT, le 22 juin à 05:45 UT, et le 22 juin à 18:30 UT.

Après l'arrivée sur Terre de la troisième CME, les données ACE indiquent que le champ magnétique interplanétaire *Interplanetary Magnetic Field (IMF)* du vent solaire était dirigé vers le sud, une orientation optimale pour la connexion du IMF aux lignes de champ géomagnétique. Une fois que cette connexion s'est produite, la magnétosphère s'est effectivement ouverte au vent solaire, permettant aux particules énergétiques chargées électriquement d'être déposées dans la queue de la magnétosphère et dans le courant annulaire équatorial de la magnétosphère interne qui s'écoule vers l'ouest. Cet orage était légèrement plus petit que celui de la Saint Patrick, qui s'est produit le 17 mars 2015. Néanmoins, cet orage est le deuxième le plus importante de ce cycle solaire exceptionnellement faible. L'indice d'activité magnétique aux moyennes latitudes Kp a atteint une valeur de 8.

Comme cela était typique d'un orage intense, l'activité géomagnétique était particulièrement intense aux hautes latitudes. Par exemple, à l'observatoire de Barrow, sur la côte nord de l'Alaska, la déclinaison magnétique a varié d'environ 10 degrés au cours de cet orage. Des aurores ont été observées en Alaska, au Canada et dans de nombreux États de la partie inférieure du continent américain.

Figure 5.1 présente les conditions physiques du milieu interplanétaire du 22 juin 2015 00:00 UTC au 24 juin 2015 00:00 UTC. Alors qu'un faible orage se développait après l'arrivée sur Terre d'une discontinuité du vent solaire (vers 06:00 UT le 22 juin), une seconde impulsion de pression plus intense a frappé l'espace géophysique de la Terre vers 18:30 UT le même jour. La concentration du vent solaire est alors passée de 15 cm^{-3} à 40 cm^{-3} et plus. Dans le même temps, la vitesse du vent solaire a brusquement augmenté de 450 à près de 700 km.s^{-1} , et la composante Z du champ magnétique interplanétaire (IMF) a atteint -40 nT. L'ensemble de ces conditions a conduit à un orage géomagnétique avec un Sym-H atteignant -200 nT un peu après 04:00 UT le 23 juin.

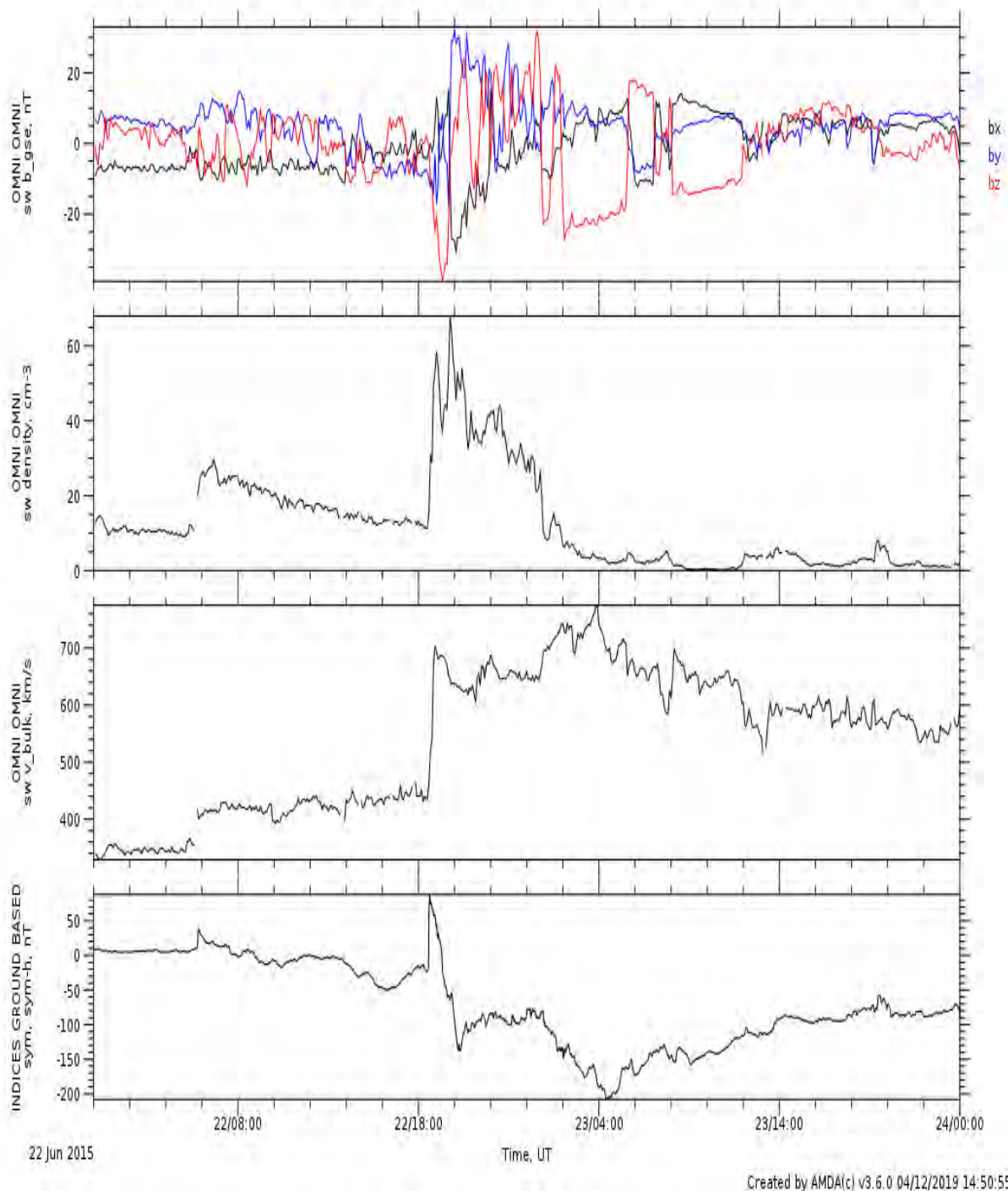


FIGURE 5.1 – Contexte héliosphérique et géophysique avec, de haut en bas, les trois composantes GSE du IMF, la concentration et la vitesse globale du vent solaire (toutes fournies par OMNI via AMDA), et l’indice Sym-H.

5.2.2 Résultats et discussion

La figure 5.2 montre les mesures de la vitesse des vents neutres thermosphériques au dessus l’observatoire d’Oukaimeden à (250 km) au cours de la nuit du 22 juin au 23 juin. Les données révèlent que les vitesses sont plutôt élevées et correspondent bien à une période perturbée (Loutfi et al., 2020). En particulier, la composante du vent mesurée vers le nord atteint -200 m.s^{-1} (le signe moins indique que la direction du vent qui se dirige vers le sud) vers 21:00 UTC

le 22 juin 2015, et va même au-delà après 01:30 UTC le 23 juin.

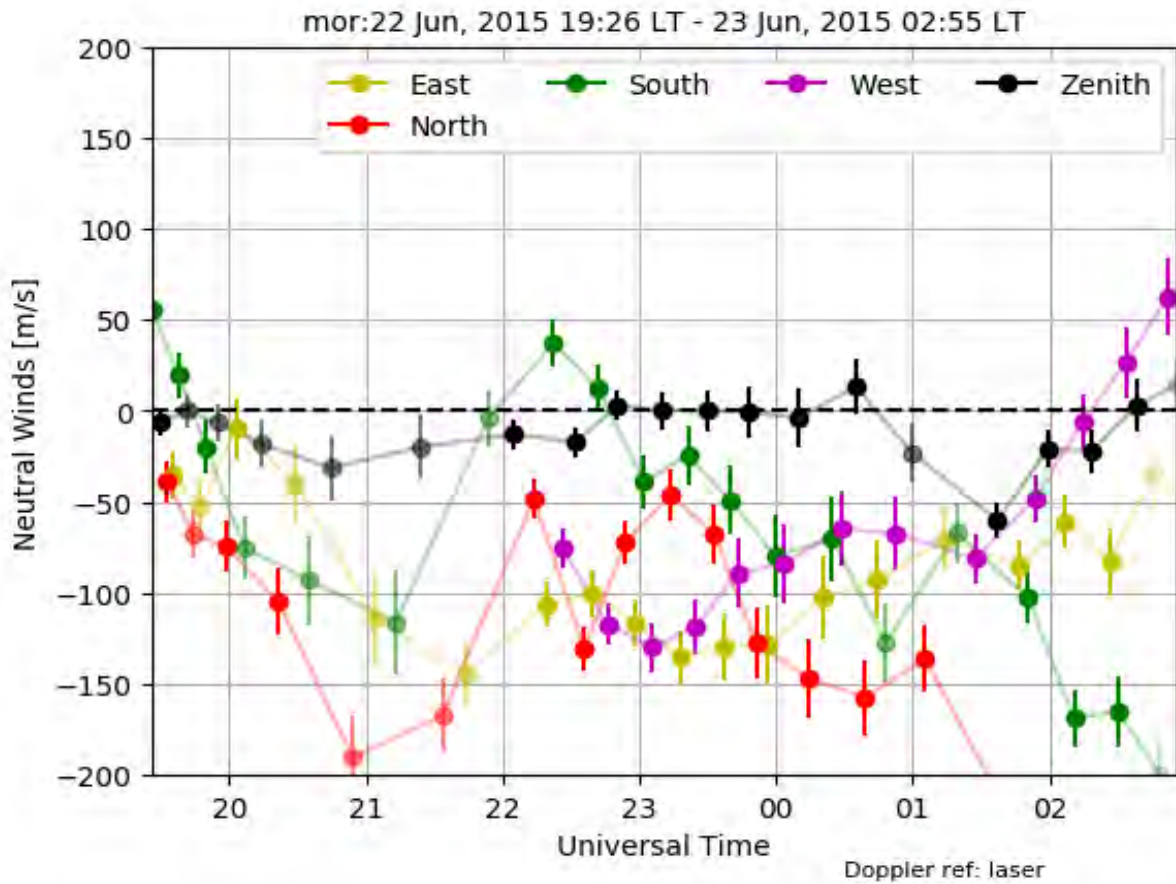


FIGURE 5.2 – la variation de la vitesse du vent neutre thermosphérique en fonction du temps universel dans les 5 directions correspondant à la nuit 22-23 juin 2015 (<https://airglow.ece.illinois.edu/Data/SiteDisplayData>).

En parallèle aux mesures de la vitesse des vents neutres, la figure 5.3 montre la concentration électronique (Lomidze et al., 2018) mesurées par les sondes de Langmuir à bord de Swarm A (noir) et Swarm C (bleu), en fonction du temps universel et de la latitude géographique au dessus de l’Observatoire de l’Oukaimeden. La latitude (et l’heure de passage) de l’équateur magnétique est marquée par la ligne verticale noire, celles de l’observatoire de l’Oukaimeden par une ligne pointillée rouge. Un cas d’école d’un tel franchissement de l’EIA montrerait deux crêtes d’ionisation (Buchert et al., 2015). Ici, on peut voir une crête d’ionisation relativement dense, atteignant presque $1,5106 \text{ cm}^{-3}$, dans l’hémisphère nord, située juste au-dessus de l’observatoire de l’Oukaimeden. En revanche, dans l’hémisphère sud, aucune crête d’ionisation n’est visible, du moins pas avec le même niveau d’ionisation. Une autre caractéristique intéressante de cette figure est la bonne concordance entre les enregistrements des deux sondes Langmuir (lignes noires et bleues) au début du tracé et jusqu’à environ 23:09:30 TU.

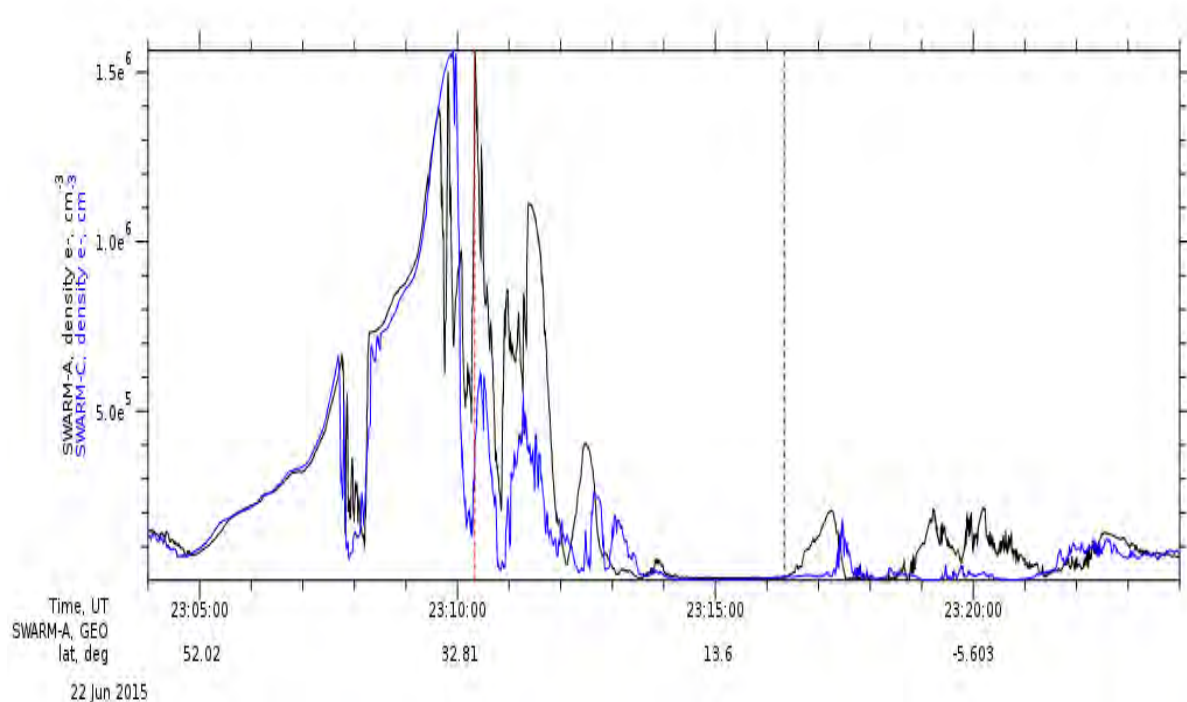


FIGURE 5.3 – La variation de la concentration électronique mesurée par Swarm A (ligne noire) et Swarm C (ligne Bleue) en fonction du temps universel et de la latitude géographique. La ligne pointillée verticale noire marque la latitude de l'équateur magnétique; la ligne rouge marque la latitude du FPI à l'observatoire d'Oukaimeden.

Cet ensemble de données donne plusieurs caractéristiques. Premièrement, les vitesses du vent neutre thermosphérique mesurées sont très importantes, en particulier sa composante méridionale, dépassant 200 m/s vers le sud. Ce n'est pas courant : Loutfi et al. (2020) ont montré qu'autour du solstice d'été, en temps calme, le vent méridional est plutôt faible et orienté vers le nord. Ce vent neutre fort et orienté vers le sud est bien la manifestation d'une période géomagnétiquement perturbée. Deuxièmement, la crête d'ionisation de l'hémisphère nord est particulièrement dense alors que celle de l'hémisphère sud a complètement disparu. La concentration de la crête d'ionisation dans l'hémisphère nord est très probablement due à l'important vent thermosphérique du sud (Loutfi et al., 2020) qui pousse le plasma dense de la région F vers la partie supérieure de l'ionosphère (Khadka et al., 2018), à l'altitude de Swarm. Cependant, pour expliquer également la disparition de la crête d'ionisation méridionale, ce vent méridional du sud, mesuré uniquement dans l'hémisphère nord, doit être transéquatorial de sorte qu'il pousse le plasma ionosphérique vers des altitudes plus basses. La saison peut avoir favorisé cet effet, comme le discutent Loutfi et al. (2020).

5.3 La corrélation des concentrations électroniques relevées à bord de Swarm A et C

Si on revient à la figure 5.3, on constate que il y a une différence de la concentration électronique mesurée par les deux satellites Swarm A et C de même altitude et éloignés de 160 km l'un de l'autre à l'équateur. Cette distance varie car leurs orbites se croisent au niveau des pôles. cette différence de mesure nécessite une étude bien détaillée sur les deux instruments, de vérifier

si les deux satellites mesurent bien les mêmes concentrations électroniques ou bien si ce n'est pas le cas comme la figure 5.3 montre. Dans cette partie encore en cours d'investigation, on va tenter de déterminer ou et quand ces différences de mesures en Swarm A et C apparaissent le plus.

5.3.1 Méthodologie

Pour quantifier la différence de concentrations électroniques mesurées par les deux satellites, on va s'appuyer sur le coefficient de corrélation.

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (5.1)$$

avec x_i qui représente la valeur de l'échantillon du satellite A, \bar{x} la moyenne de la concentration de A, y_i qui représente la valeur de l'échantillon du satellite C, \bar{y} la moyenne de la concentration de C. Si le résultat de la corrélation sur le petit échantillon vaut 1, alors les mesures sont les mêmes. Cependant s'il s'approche de 0, on considère les mesures comme n'ayant rien à voir l'une avec l'autre.

L'idée est de calculer le coefficient de corrélation le long des orbites sur une fenêtre de temps donnée et de faire glisser cette fenêtre de temps. Nous obtiendrons ainsi une évolution temporelle du coefficient de corrélation.

En pratique, nous avons extrait les données de Swarm A et C de l'outil Amda (Génot et al., 2021). Nous avons besoin de la concentration électronique mesurée par les sondes de Langmuir des Swarm A et C, ainsi que la position des deux satellites en coordonnées magnétiques (*Quasi Dipole*).

Avec un programme en Python, nous avons traité et répertorié les données des satellites, soit la concentration électronique, les coordonnées géographiques et magnétiques et y avons appliqué la formule de corrélation de Pearson. Les sondes de Langmuir font des mesures à une fréquence de 2Hz (soit une mesure toutes les 0,5 seconde). On a choisi une fenêtre de 120 valeurs autour chaque point pour y appliquer la formule de corrélation de Pearson. Cela représente une fenêtre d'une minute de large. À raison de 7 km/s, les satellites parcourent environ 1 ° de latitude en 1 minute. Le choix d'une minute comme fenêtre de temps paraît donc justifié mais pourra évoluer au besoin.

Dans un premier temps, nous considérons les séries temporelles de concentration électronique telles quelles, c'est-à-dire en calculant les coefficients de corrélation sur la même base temporelle. Cette méthode est numériquement la plus simple et nous aidera à dégager quelques conclusions mais n'oublions pas qu'à un instant donné, Swarm A et C ne sont pas forcément à la même latitude et les structures qu'ils traversent ne sont pas nécessairement non plus alignées à latitude constante. Pour prendre ces éléments en compte, pour chaque pas de temps de Swarm A, nous chercherons dans un second temps la meilleure corrélation possible en décalant la fenêtre de données de C.

Pour mener cette première étude, nous avons choisi l'année 2015 car c'est l'année de l'orage présenté au début de ce chapitre, et aussi parce que c'est l'année comportant le plus d'orages

géomagnétiques depuis que Swarm est opérationnel. La figure 5.4 donne un aperçu des 3 composantes de l'IMF, de la pression dynamique du vent solaire et de l'indice Sym-H au cours de cette année 2015.

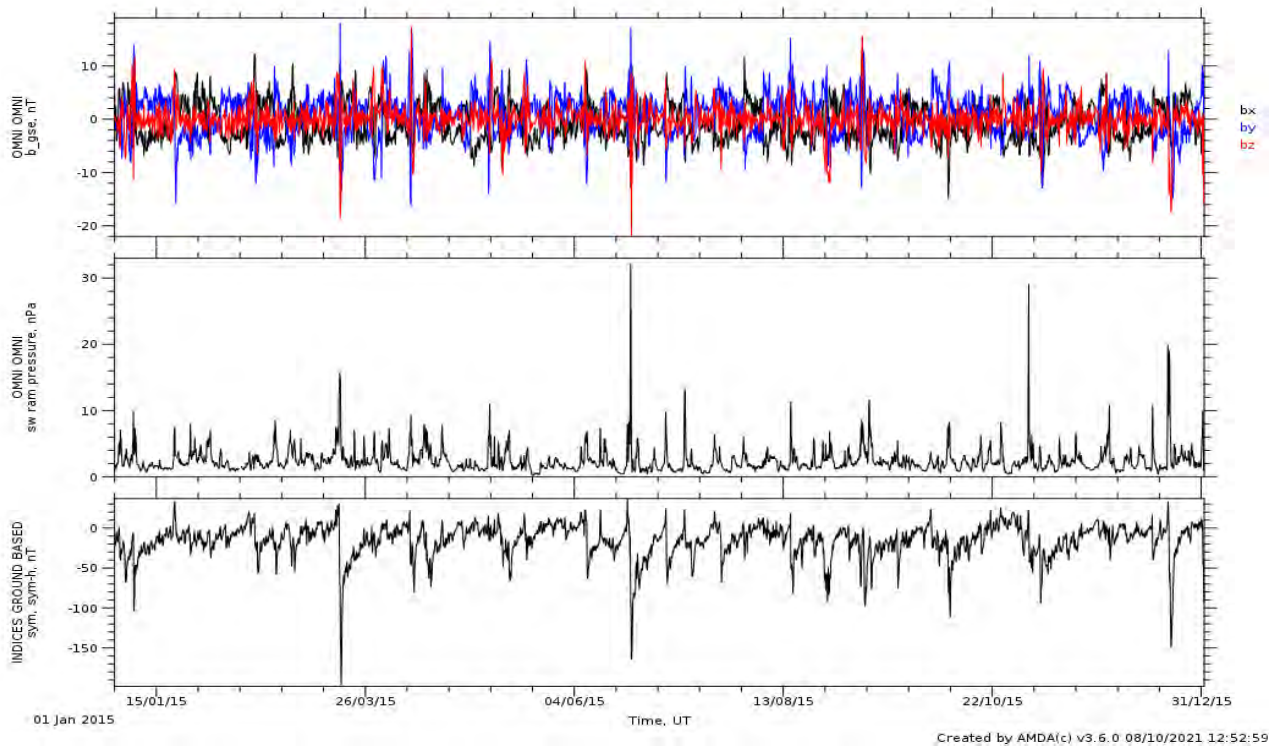


FIGURE 5.4 – les composantes de l'IMF (Bz, By et Bx), la pression dynamique du vent solaire et l'indice Sym-H au cours d'année 2015.

5.3.2 Résultats préliminaires : effets de la latitude et de l'heure locale

Dans cette section, nous calculons donc la corrélation sans ajustement des orbites, en considérant les séries temporelles de concentration électronique mesurées par Swarm A et C telles quelles.

La figure 5.5 présente la corrélation en fonction de la latitude magnétique de satellite Swarm A (à droite) et de la latitude magnétique en fonction de la différence de latitude (à gauche).

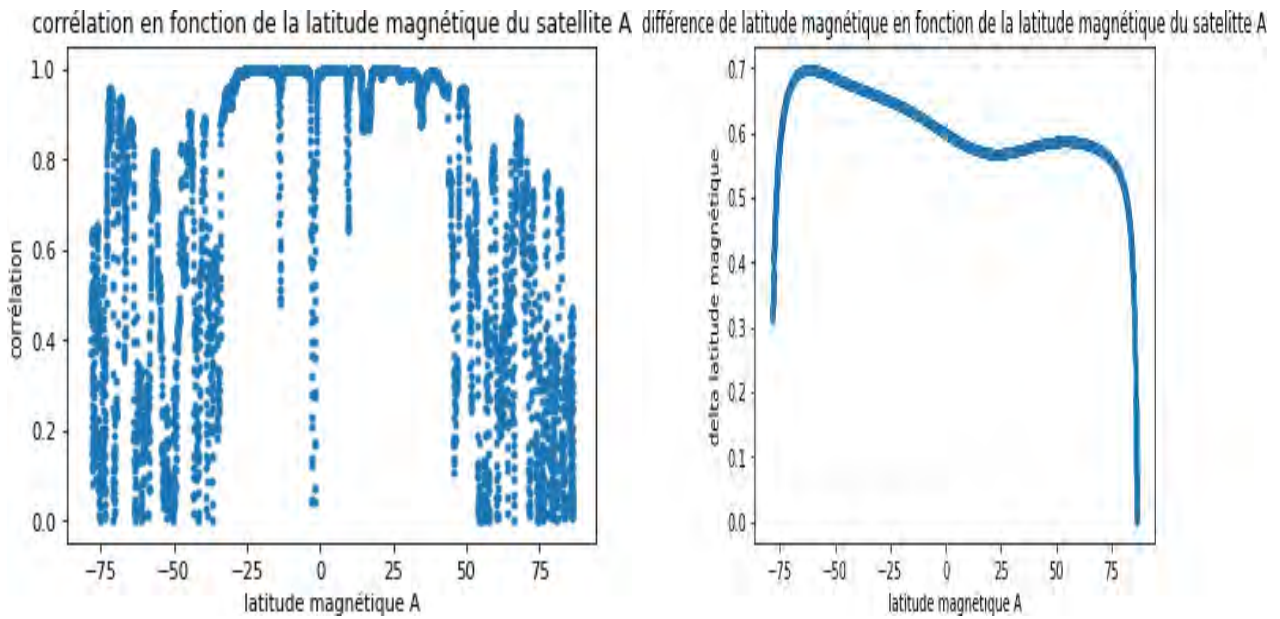


FIGURE 5.5 – (à gauche) Coefficient de corrélation en fonction de la latitude magnétique de Swarm A ; (à droite) séparation latitudinale entre Swarm A et C en fonction de la latitude magnétique de Swarm A

On remarque plusieurs choses.

- Le panneau de gauche indique des comportements très différents selon la latitude : aux basses latitudes, le coefficient de corrélation est globalement fort, proche de 1. Les deux sondes de Langmuir mesurent donc plus ou moins la même concentration électronique à bord des deux satellites. Aux moyennes et hautes latitudes, le coefficient de corrélation atteint plus souvent des valeurs proche de zéro, montrant de grandes différences à l'échelle de la séparation des satellites. Cela pourrait être expliqué par une ionosphère plus stable spatialement à basse latitude qu'aux plus hautes.
- Aux basses latitudes, dans cet exemple en tout cas, les coefficients de corrélation est plus stable alors qu'il est bien plus variables aux moyennes et hautes latitudes. Cela pourrait indiquer une ionosphère plus perturbée à haute latitude, avec des structures ionosphériques de plus petite échelle à hautes latitudes.
- Le panneau de droite montre qu'au niveau des pôles, la séparation en latitude décroît (car les orbites de Swarm A et C se croisent). Est-ce vrai pour toutes les orbites ? Si oui, il faudra mettre nos hypothèses ci-dessus à la lumière de cette séparation changeante.

Nous devons donc étudier le comportement du coefficient de corrélation sur des périodes plus grandes et donc des temps locaux plus grands. Pour avoir une première idée plus globale en temps local, nous avons fait des tests uniquement sur deux ou trois mois pour limiter le temps d'exécution du programme.

La figure 5.6 représente le coefficient de corrélation r en fonction du temps magnétique local. Pour chaque "pixel" de 5° de latitude et 1h de MLT, la moyenne de tous les coefficients de corrélation relevés dans leur domaine de latitude et MLT est affichée.

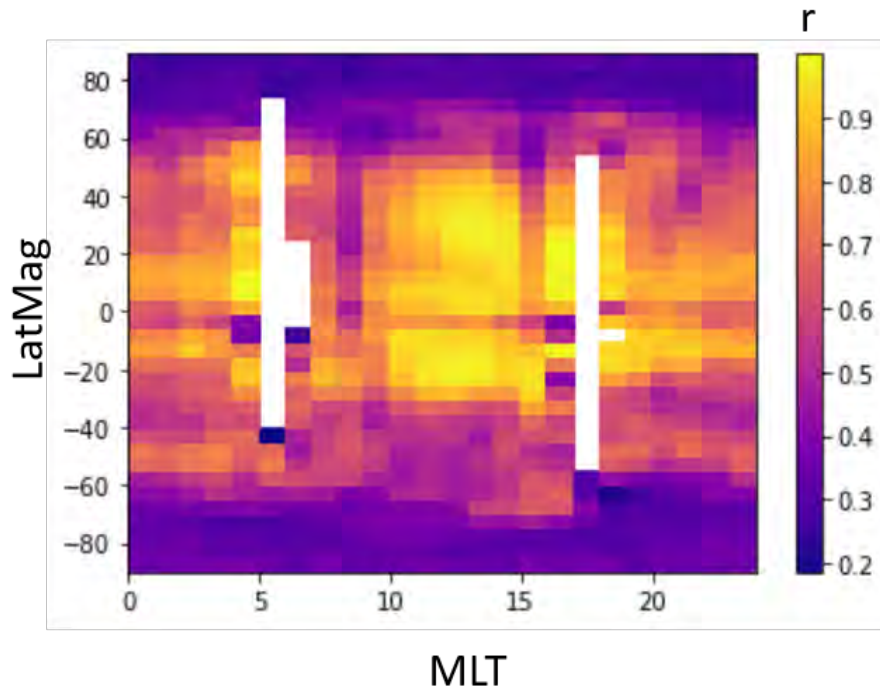


FIGURE 5.6 – la moyenne de la corrélation en fonction de et latitude magnétique de trois mois du juillet au mai 2015

Nous notons d'abord que 3 mois n'ont pas suffi à faire suffisamment dériver Swarm en temps local pour remplir toute la figure. Les bandes blanches sont dues à des secteurs non couverts.

La figure 5.6 confirme que la corrélation des données aux hautes latitudes est nettement moins bonne qu'aux basses latitudes. De plus, il semblerait que l'on observe au niveau de l'équateur magnétique une mauvaise corrélation.

À ce stade, il est intéressant de regarder l'influence de l'activité géomagnétique. On considère que si l'indice Sym-H à une valeur inférieure à -50 nT, l'activité magnétique terrestre est perturbée, au-dessus l'activité est calme. En mai et juin 2015, il existe plusieurs périodes où l'activité géomagnétique est perturbée donc nous nous concentrons désormais sur ces deux mois, toujours pour éviter les longs temps de calcul inutile.

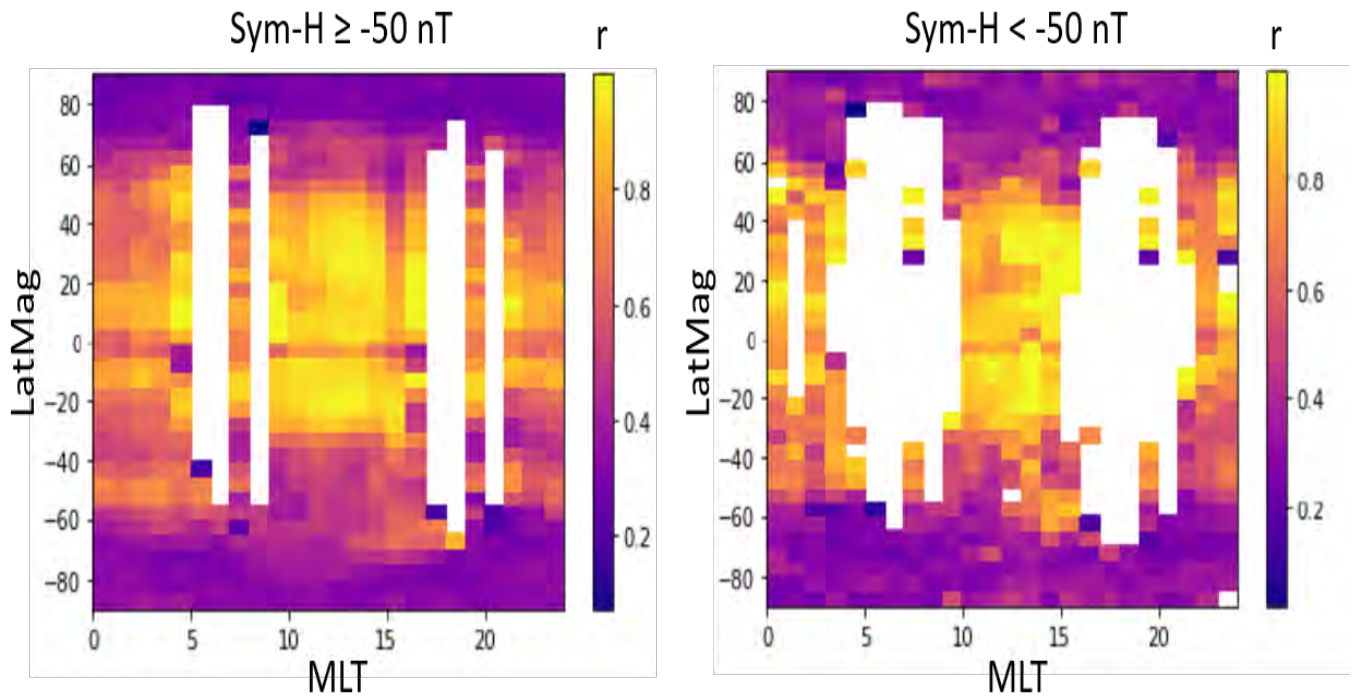


FIGURE 5.7 – Corrélation en fonction de l’activité géomagnétique calme (à droite) et perturbé (à gauche) de deux mois, le mois de mai et juin 2015

Il y a une différence notable entre une période d’activité géomagnétique calme et perturbée. En effet, il semble y avoir une meilleure corrélation pour une activité magnétique perturbée, notamment aux pôles. Cependant, nous avons qu’un million de mesures pour la période perturbée contre 9 millions pour la période calme. Nous ne pouvons donc pas en faire une généralisée.

En revanche, l’équateur magnétique semble être mieux corrélé en période perturbée. Ce résultat est tout à fait possible car l’indice Sym-H mesure l’activité géomagnétique de la Terre au niveau de l’équateur. L’ionosphère équatoriale a une dynamique particulière. Il est donc très intéressant de voir disparaître la mauvaise corrélation pour une période perturbée. Il serait intéressant de prendre un autre indice de l’activité géomagnétique mais aux hautes latitudes pour observer potentiellement un changement dans la corrélation.

Sur la figure 5.7 (panneau en bas) qui est la somme des figures 5.7 (panneau en haut) et 5.7 (panneau au milieu), on voit que c’est l’activité géomagnétique calme qui domine. De manière général, sur l’ensemble des figures, il semble y avoir une meilleure corrélation le jour que la nuit. En effet sur les figures 5.7 (panneau en bas) et 5.7 (panneau en bas) entre 9h et 16h il y a une bonne corrélation des mesures.

5.3.3 Résultats préliminaires : recherche de la corrélation maximale

Ici, comme expliqué dans la méthodologie, nous allons pour chaque pas de temps, ajuster les portions d’orbites de façon à maximiser le coefficient de corrélation. Le but est de corriger les décalages dus soit à la différence de latitude, soit à l’inclinaison d’une région ou structure traversée par rapport à la perpendiculaire aux orbites des satellites.

Nous avons pour cette occasion fait tourner la routine d'analyse plus longtemps (environ 1 jour) pour que toute l'année 2015 soit traitée. La figure 5.8 montre les résultats pour les périodes calmes et perturbées.

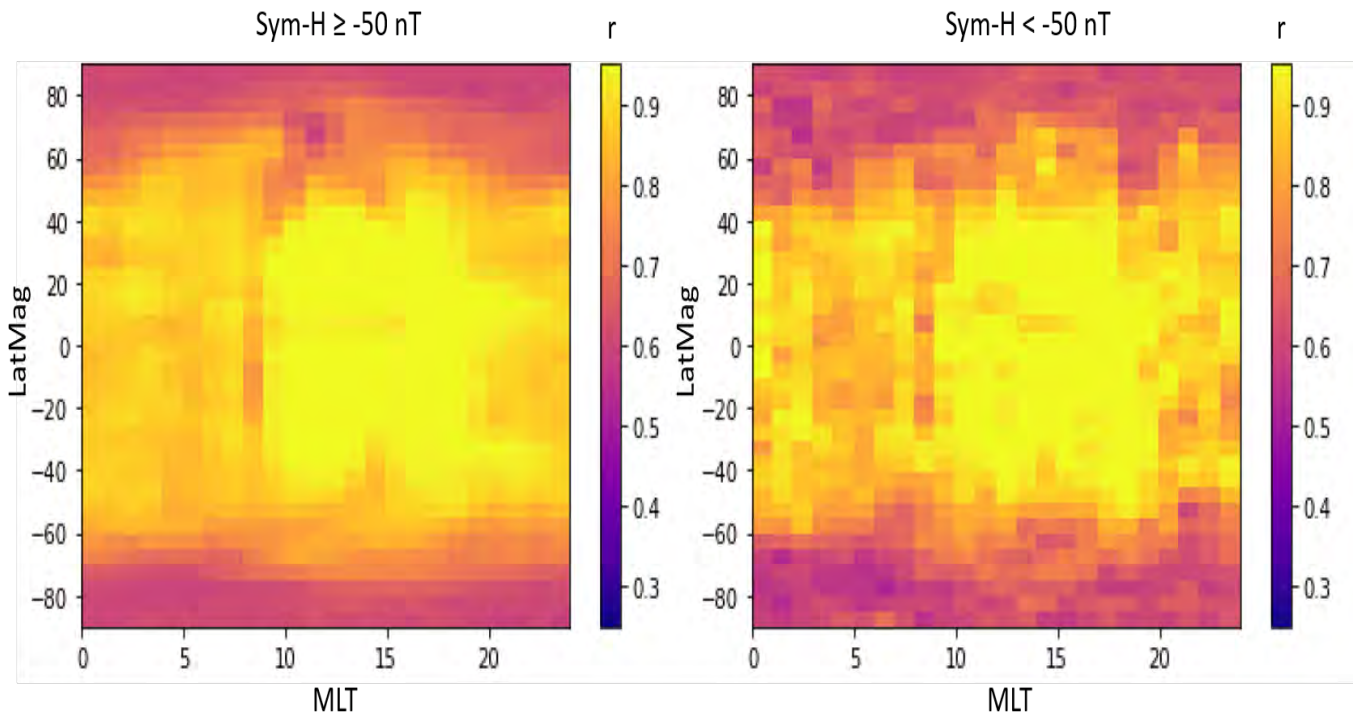


FIGURE 5.8 – Corrélation en fonction de l'activité géomagnétique calme (à droite), perturbé (à gauche) de toute l'année 2015

Nous constatons qu'à la différence de précédemment, une année entière a suffi à remplir tout le domaine de latitude/MLT. Nous voyons aussi clairement que les couleurs sont plus uniformes, signe que les moyennes dans chaque "pixel" sont calculées sur la base d'échantillons en plus grand nombre.

Plus physiquement, nous devinons toujours la différence jour/nuit ainsi que la différence hautes/basses latitudes. D'ailleurs, l'effet de la correction est bien visible à hautes latitudes : les corrélations désormais calculés sont en moyenne plus élevées (r autour de 0,6 alors que sur les deux figures précédentes, il est autour de 0,3). Toutefois, les coefficients de corrélation restent toujours bien plus faibles qu'à basses latitudes.

En ce qui concerne l'effet de l'activité géomagnétique, les moyennes des coefficients de corrélation en temps calmes apparaissent toujours plus fortes qu'en temps perturbés, signe que des irrégularités apparaissent en plus grand nombre pendant des orages magnétiques. Cela peut sembler couler de source mais il faudra élucider tout ça, nous n'en sommes pas encore là.

Il nous reste donc bien des choses à mettre en évidence. Par exemple, nous nous intéressons aux basses latitudes dans cette thèse donc nous avons utilisé l'indice Sym-H pour séparer périodes calmes et perturbées. Mais si nous voulons voir un effet de l'activité géomagnétique sur les corrélations aux hautes latitudes, il faudra utiliser un indice magnétique plus pertinent. Autre exemple, faire des cartes latitude/MLT des corrections appliquées pour obtenir une

meilleure corrélation pourrait nous apprendre bien des choses sur l'orientation des structures ionosphériques traversées.

5.4 Conclusion

Dans ce chapitre, j'ai présenté des travaux encore exploratoires mais plein de promesses. L'orage géomagnétique des 22-23 juin 2015 jouit d'une conjonction exceptionnelle avec Swarm A et C qui survolaient l'observatoire de l'Oukaimeden pendant que le FPI au sol mesurait le vent neutre. Ce cas d'étude nous a permis de confirmer les tendances mises en évidence dans mon premier article Loutfi et al. (2020) mais il mérite de plus amples études. Il nous a aussi mené à étudier la corrélation entre les concentrations électroniques mesurées par les sondes de Langmuir à bord de Swarm A et C. Cette étude n'est pas encore terminée mais est d'ores et déjà prometteuse.

Conclusion et perspectives

Conclusion

L'objet de cette thèse est l'étude du couplage entre la thermosphère et l'ionosphère lors des événements interplanétaires perturbés (éjections de masse, régions d'interaction, orages magnétiques,...) et s'inscrit dans la thématique de l'étude de la météorologie de l'espace. Ce travail s'appuie principalement sur les observations réalisées dans l'espace avec les sondes Swarm (mesures plasmas (la concentration électronique)) et au sol avec l'instrument FPI (mesures nocturnes des vents neutres dans la haute atmosphère locale) installé à l'observatoire de l'Oukaimeden au Maroc.

Les premier et deuxième chapitres de cette thèse ont posé le décor de ma thématique de recherche ainsi que les moyens instrumentaux et numériques que j'ai exploités.

Dans le troisième chapitre, j'ai présenté pour la première fois la variabilité du vent neutre zonal et méridional obtenue par l'instrument FPI de l'observatoire d'Oukaimeden et les données numériques thermosphériques du modèle HWM, pour une période de 3 ans (2014-2016) qui coïncide avec une période de la déclinaison du cycle solaire, en temps calme et durant les orages géomagnétiques. Le but était de comprendre la dynamique de la thermosphère pendant les nuits calmes et le comparer avec celles des nuits perturbées, et de déterminer la réponse de cette région pendant les phases d'orages géomagnétique. Comme les données provenant du secteur africain étaient absentes lors de l'élaboration de cette dernière version de HWM14, la comparaison jouera un rôle décisif dans la validation de ce modèle.

Dans le cadre d'étude la variabilité saisonnière avec le cycle solaire de toutes les données de FPI collectées sur 3 ans, j'ai conclu que pour les vents zonaux : le vent zonaux d'hiver ne dépend pas au flux solaire et il y a une légère dépendance sur le temps de renversement pendant l'été, tandis que, pendant l'automne et le printemps, ils diminuent avant le lever du soleil en 2014, s'inversent vers l'ouest en 2015 et 2016, et le moment d'inversion dépend du cycle solaire. Alors que pour les vents méridionaux, durant l'hiver, j'ai trouvé qu'ils dépendent légèrement au cycle solaire, et pour les d'autres saisons, l'amplitude de la composante équatoriale augmente avec la décroissance du cycle solaire.

Le modèle HWM reproduit correctement le profil des vents méridionaux pendant l'hiver et montre une légère décaler pendant l'été. Alors que pour les vents zonaux, ce modèle semble incapable de reproduire correctement les profils mesurés. C'est ce qui suggère d'insérer la sensibilité au cycle solaire à ce modèle.

Selon les vents neutres thermosphériques induits par les orages géomagnétique en fonction du temps local moyennées sur 3 ans, on a remarqué que les vents zonaux sont orientés vers l'ouest durant toute la nuit, cette orientation a été interprété par la force de Coriolis. Tandis que, en début de soirée, les vents méridionaux se dirigent vers le l'équateur, et à 01:00 LT,

s'inversent vers le pôle nord, suivis d'inversion vers l'équateur. Ce comportement des vents méridionaux est le résultat d'alternance de 3 TAD. Le modèle HWM dans ce cas a été capable de capter ce comportement des vents zonaux et méridionaux, mais avec des amplitudes significativement différentes.

J'ai pu déterminer la variation saisonnière des vents neutres thermosphériques pendant les nuits calmes et perturbées. On a rapporté une modulation spécifique de leur vitesse en hiver en temps calme et durant les orages géomagnétiques, ce qui suggère de le prendre en considération dans le modèle empirique HWM.

Dans le même chapitre, deux types de variation des vents neutres zonaux et méridionaux pendant les nuits perturbées ont été relevés. Pour les vents zonaux, le premier type de variation est caractérisé par une perturbation vers l'ouest pendant toutes les heures de la nuit. Tandis que, le deuxième type ne se manifeste que par une légère perturbation du vent zonal. Alors que, pour les vents méridionaux, le premier type est caractérisé par une perturbation vers l'équateur, indique que la première TAD venant du nord suivie par une perturbation vers le pôle nord, indiquant que la deuxième TAD venant du sud. En revanche, une faible perturbation des vents neutres a été caractérisée le deuxième type des vents méridionaux.

On a également déterminé l'effet de chaque phase des orages magnétiques (initiale, principale et de récupération) sur les vents thermosphériques. D'après la réponse de la thermosphère pendant l'orage géomagnétique, nous avons remarqué que lorsque l'orage est faible, les flux méridionaux et zonaux perturbés sont négatifs ou proches de zéro selon l'intensité de l'orage ou du Sym-H. Lorsque l'orage est intense, ce qui est observé pendant la nuit dépend de l'heure d'apparition de l'orage.

Dans le chapitre 4, à l'aide de l'analyse systématique de la concentration électronique (Ne) en région F mesurée par les sondes Langmuir à bord des satellites Swarm dans le secteur africain, on a étudié la variabilité de l'anomalie d'ionisation équatoriale (EIA) et abordé le couplage entre l'ionosphère (concentration électronique) et la thermosphère (vents méridionaux), au-dessus de l'observatoire de l'Oukaimeden pendant les années 2014 à 2016 en conditions calmes et perturbées.

D'après la distribution latitudinale de la concentration électronique moyennée sur 3 ans, on a remarqué que la concentration électronique plus faible pendant la nuit que pendant le jour. Pendant la journée, la concentration ionosphérique commence à augmenter aux latitudes moyennes, avec une crête unique entre 8:00 LT et 12:00 LT. La structure à double crête est présente entre 12:00 LT et minuit : symétrique de midi à 20:00 LT et asymétrique de 20:00 LT à 24:00 LT.

On a aussi observé une forte variation saisonnière tel que la concentration électronique étant plus faible autour du solstice de juin et une anomalie semi-annuelle : la concentration électronique est plus élevée autour des équinoxes qu'autour des solstices. Pour les solstices, les asymétries de la concentration électronique sont plus fortes au solstice de décembre qu'à celui de juin. Pendant le solstice de juin, la crête nord de l'EIA est plus élevée que la crête sud et l'inverse est observé pendant le solstice de décembre. Pour les saisons d'équinoxe, on a remarqué une symétrie équinoxiale dans tous les secteurs d'heure locale, ce qui signifie que la même tendance est observée pour les deux équinoxes avec ou sans crêtes symétriques.

En comparant les crêtes de l'EIA et le régime des vents méridionaux, on a trouvé deux types

de réponses pour les conditions calmes et ainsi perturbées. Le premier type est caractérisé par des crêtes symétriques de l'EIA correspond à des vitesses de vent faibles ou à des vents convergents/divergents ayant à peu près la même vitesse dans les deux hémisphères. Tandis que, le second type est associé par un vent méridional transéquatorial en direction du nord ou du sud avec pour une asymétrie d'EIA.

Pendant les conditions géomagnétiques perturbées, on a également remarqué que presque toutes donnent lieu à une crête EIA nord plus élevée que la crête sud, liée en général au régime des vents méridionaux transéquatoriaux.

Le chapitre 5, qui décrit des travaux en cours et encore prospectifs, concerne l'étude de la réponse du système thermosphère-ionosphère lors d'un orage géomagnétique du 22-23 juin 2015. On a noté pendant cet orage une crête d'ionisation dans l'hémisphère nord particulièrement dense alors que celle de l'hémisphère sud a complètement disparu. Un fort vent neutre orienté vers le sud est responsable de cet état, en accord avec les conclusions du chapitre 4.

Enfin, il est intéressant de noter que, bien que les satellites Swarm A et C volent pratiquement côte à côte, leurs sondes de Langmuir font des mesures parfois très différentes, ce qui indique la présence de structures de concentration ionosphérique à petite échelle. Ces structures ont des dimensions zonales typiques de l'ordre de la séparation transversale des satellites (~ 140 km) et une taille méridionale de l'ordre du km (ceci est déduit du temps nécessaire à Swarm pour traverser ces petites structures et de sa vitesse). L'existence - et la formation - de ces structures de concentration peuvent être attribuées à des bulles de plasma de petite taille ou, au contraire, à des régions de plasma de faible concentration. Étant donné la grande vitesse du vent neutre zonal, ces structures de concentration de petite taille peuvent être dues à une instabilité de dérive de gradient induite par le vent neutre (Abdu, 2005). Cette hypothèse doit être vérifiée par une approche statistique que nous avons démarré. Nous avons entamé une étude de la corrélation entre les mesures des deux sondes de Langmuir pour repérer où et quand ces irrégularités sont les plus présentes.

Quelques perspectives

Pour poursuivre le travail entamé pendant cette thèse, quelques perspectives intéressantes s'offrent à moi. Elles font intervenir d'autres instruments, comme ceux à bord du satellite ICON, ou des outils numériques comme le modèle d'ionosphère IPIM dont je donne quelques éléments et développements en cours.

ICON

Le satellite *Ionospheric Connection Explorer (ICON)* a été lancé en octobre 2019 pour étudier la haute atmosphère terrestre, en particulier la partie contenant les airglows. L'objectif de la mission ICON est de comprendre les interactions entre l'atmosphère terrestre et l'environnement spatial.

Le satellite embarque quatre instruments scientifiques :

- L'interferomètre de Michelson MIGHTI (Michelson Interferometer for Global High-resolution Thermospheric Imaging) mesure la température et les vents thermosphériques (direction et vitesse). La vitesse du vent est mesurée entre 90 et 300 km d'altitude de jour et entre

90 et 105 km d'une part et entre 200 et 300 km d'autre part de nuit. Ces mesures se font avec une résolution horizontale de 500 km. La température est mesurée entre 90 et 105 km.

- Le système de mesure de vitesse des ions IVM (Ion Velocity Meter) mesure la vitesse, la température et la densité des ions au voisinage du satellite. Il dérive de l'instrument CINDI installé sur le satellite C/NOFS.
- Le spectrographe ultraviolet EUV (Extreme Ultra-Violet) analyse le spectre d'une tranche verticale du ciel. Il produit une image bidimensionnelle grâce au mouvement du satellite. EUV mesure la hauteur et la densité de l'ionosphère. Il dérive de l'instrument SPEAR emporté par le satellite STAT-1.
- Le télescope ultraviolet FUV (Far Ultra-Violet) prend des images de l'horizon terrestre dans l'ultraviolet lointain au rythme de 8 images par seconde. Il est monté sur une tourelle pour orienter l'instrument. Il mesure la composition de l'atmosphère terrestre de jour et l'ionosphère la nuit. Il dérive de l'instrument FUV embarqué sur le satellite IMAGE.

Par ailleurs l'expérience RENOIR dédiée à la météorologie de l'espace et installée à Oukaimeden dans le cadre d'un projet avec l'Université de l'Illinois comprend un interféromètre Fabry-Perrot dédié à la mesure des vents de la thermosphère.

En utilisant ces deux instruments MIGHTI et FPI, il sera possible de déterminer la variation longitudinale et latitudinale des vents neutres thermosphériques, qualifier les caractérisation de l'ionosphère, et aussi estimer les vents neutres et les dérives ioniques pendant un événement spécifique qui se produit pendant certains orages géomagnétiques (que nous appelons *Nighttime Ionosphere Localized Enhancement (NILE)*) où l'asymétrie de l'EIA est visible avant ce NILE, afin de comprendre si la physique des vents neutres estimés pendant ces événements est en accord avec la formation de l'asymétrie.

IPIM

Parallèlement aux observations, il y a aussi le modèle *Ionosphere Plasmasphere IRAP Model (IPIM)* développé à l'IRAP. selon une approche basée sur une représentation à 16 moments des fonctions de distributions des espèces (Marchaudon & Blelly, 2015), le modèle IPIM résout les équations de transport le long des lignes de champ magnétique pour les différentes espèces ionisées présentes dans le milieu (électrons et ions).

Au moment de conclure cette thèse, le modèle ne peut correctement simuler que l'ionosphère des hautes et moyennes latitudes. Des développements en cours visent à inclure l'électrodynamique des basses latitudes, ce qui le rendra capable de modéliser la fontaine équatoriale et donc l'EIA. Il sera alors possible de comparer nos résultats présentés dans cette thèse avec les prédictions de ce modèle afin de valider ce modèle d'une part et de comprendre et interpréter les données recueillies et les phénomènes observés par notre étude d'une autre part.

Annexe

Season -Sat	Sector [LT]	Ne[NC] [$10^5 cm^{-3}$]	Mlat[NC] [$^{\circ}$]	Ne[SC] [$10^5 cm^{-3}$]	Mlat[SC][$^{\circ}$]	Ne[Trough] [$10^5 cm^{-3}$]	Mlat [Trough][$^{\circ}$]	Index a
Mar-A	[0,4]	3.66	14	2.12	-11	1.79	-6	0.53
Mar-A	[8,12]	5.59	0	5.59	0	—	—	—
Mar-A	[12,16]	14.19	10	14.03	-13	10.37	-3	0.01
Mar-A	[16,20]	11.38	9	10.58	-14	8.4	-3	0.07
Mar-A	[20, 24]	9.5	10	6.27	-15	3.86	-4	0.41
Jun-A	[0, 4]	2.65	23	0.87	-10	0.65	-4	1.01
Jun-A	[8, 12]	—	—	5.22	-1	—	—	—
Jun-A	[12, 16]	7.42	9	6.01	-10	5.37	-3	0.21
Jun-A	[16, 20]	5.57	6	—	—	—	—	0.05
Jun-A	[20, 24]	4.32	15	2.36	-8	1.82	-1	0.59
Spt-A	[0, 4]	1.71	12	1.27	0	1.06	-7	0.29
Spt-A	[8, 12]	8.18	5	8.22	-10	—	—	-0.0
Spt-A	[12, 16]	9.53	9	9.66	-13	7.27	-2	-0.01
Spt-A	[16, 20]	8.21	10	8.31	-11	6.78	3	-0.01
Spt-A	[20, 24]	7.16	9	6.41	-13	4.25	-3	0.11
Dec-A	[0, 4]	—	—	1.99	-13	—	—	-0.22
Dec-A	[8, 12]	—	—	6.28	-10	—	—	—
Dec-A	[12, 16]	7.93	10	10.87	-15	6.78	-2	-0.31
Dec-A	[16, 20]	10.73	11	11.73	-17	6.04	-2	-0.09
Dec-A	[20, 24]	4.16	7	4.91	-16	2.64	-5	-0.17

TABLE 1 – Les valeurs des peaks de la densité ionosphérique (simples ou doubles) ainsi que leur latitude magnétique et celle du trou correspondant à la Figure 4.2 pour Swarm A.

Season -Sat	Sector [LT]	Ne[NC] [$10^5 cm^{-3}$]	Mlat[NC] [$^{\circ}$]	Ne[SC] [$10^5 cm^{-3}$]	Mlat[SC][$^{\circ}$]	Ne[Trough] [$10^5 cm^{-3}$]	Mlat [Trough][$^{\circ}$]	Index a
Mar-B	[0, 4]	2.26	11.0	—	—	—	—	—
Mar-B	[8, 12]	—	—	3.89	-2.0	—	—	—
Mar-B	[12, 16]	12.85	8	12.67	-11	10.7	-2	0.01
Mar-B	[16, 20]	15.51	9	15.17	-13	12.18	-3	0.02
Mar-B	[20, 24]	4.19	8	2.76	-5	2.22	0	0.41
Jun-B	[0, 4]	1.87	19	0.71	-10	0.57	0	0.9
Jun-B	[8, 12]	3.13	0	—	—	—	—	—
Jun-B	[12, 16]	3.63	4	—	—	—	—	—
Jun-B	[16, 20]	4.17	5	—	—	—	—	—
Jun-B	[20, 24]	4.54	11	3.2	-7	2.23	-1	0.34
Spt-B	[0, 4]	1.72	13	1.2	-10	1.14	-7	0.36
Spt-B	[8, 12]	—	—	5.3	-3.0	—	—	—
Spt-B	[12, 16]	—	—	6.97	-9	—	—	—
Spt-B	[16, 20]	—	—	5.17	-8	—	—	—
Spt-B	[20, 24]	4.99	8	4.01	-13	3.68	-2	0.22
Dec-B	[0, 4]	1.46	7	1.61	-11	1.26	-2	-0.1
Dec-B	[8, 12]	—	—	5.07	-8	—	—	—
Dec-B	[12, 16]	9.44	10	11.86	-15	7.88	-2	-0.23
Dec-B	[16, 20]	8.38	9	10.02	-16	5.61	-3	-0.18
Dec-B	[20, 24]	4.37	6	5.16	-17	2.63	-3	-0.17

TABLE 2 – Idem table 1 pour Swarm B.

Season -Sat	Sector [LT]	Ne[NC] [$10^5 cm^{-3}$]	Mlat[NC] [$^{\circ}$]	Ne[SC] [$10^5 cm^{-3}$]	Mlat[SC][$^{\circ}$]	Ne[Trough] [$10^5 cm^{-3}$]	Mlat [Trough][$^{\circ}$]	Index a
Mar-C	[0, 4]	3.65	13	2.09	-12	1.63	-4	0.55
Mar-C	[8, 12]	—	—	5.92	0	—	—	—
Mar-C	[12, 16]	13.2	9	13.22	-13	10.05	-3	-0.0
Mar-C	[16, 20]	11.51	8	10.78	-12	9.6	-5	0.07
Mar-C	[20, 24]	7.49	10	4.83	-12	3.4	-5	0.43
Jun-C	[0, 4]	2.7	25	0.85	-10	0.69	-5	1.04
Jun-C	[8, 12]	—	—	5.2	-1	—	—	—
Jun-C	[12, 16]	7.2	10	5.65	-9	5.33	-3	0.24
Jun-C	[16, 20]	6.44	9	—	—	—	—	—
Jun-C	[20, 24]	4.9	19	2.79	-7	2.19	-2	0.55
Spt-C	[0, 4]	1.66	10	—	—	—	—	—
Spt-C	[8, 12]	8.32	2	—	—	—	—	—
Spt-C	[12, 16]	9.41	11	9.71	-14	7.03	-2	-0.03
Spt-C	[16, 20]	7.07	7	7.25	-9	6.15	4	-0.02
Spt-C	[20, 24]	8.15	9	5.79	-14	4.07	-8	0.34
Dec-C	[0, 4]	—	—	1.86	-11	—	—	—
Dec-C	[8, 12]	5.84	2.0	—	—	—	—	—
Dec-C	[12, 16]	8.35	9	10.41	-15	7.3	-3	-0.22
Dec-C	[16, 20]	13.85	12	13.84	-17	5.51	-3	0.0
Dec-C	[20, 24]	3.97	9	4.91	-16	2.58	-3	-0.21

TABLE 3 – Idem table 1 pour Swarm C.

satellite	Sector LT	Number
A	[0 :4]	82
A	[4 :8]	76
A	[8 :12]	69
A	[12 :16]	34
A	[16 :20]	41
A	[20 :24]	39
B	[0 :4]	84
B	[4 :8]	76
B	[8 :12]	67
B	[12 :16]	16
B	[16 :20]	17
B	[20 :24]	32
C	[0 :4]	77
C	[4 :8]	81
C	[8 :12]	66
C	[12 :16]	41
C	[16 :20]	40
C	[20 :24]	36

TABLE 4 – Le nombre de passages du satellite pris pour l’analyse de la variabilité annuelle de la densité électronique de l’ionosphère correspond à la Figure 4.3.

Sector LT	satellite	Number	satellite	Sector LT	Number	satellite	Sector LT	Number
Mar-A	[0 :4]	23	Mar-B	[0 :4]	28	Mar-C	[0 :4]	19
Mar-A	[4 :8]	29	Mar-B	[4 :8]	28	Mar-C	[4 :8]	31
Mar-A	[8 :12]	20	Mar-B	[8 :12]	19	Mar-C	[8 :12]	19
Mar-A	[12 :16]	13	Mar-B	[12 :16]	5	Mar-C	[12 :16]	13
Mar-A	[16 :20]	16	Mar-B	[16 :20]	6	Mar-C	[16 :20]	17
Mar-A	[20 :24]	8	Mar-B	[20 :24]	11	Mar-C	[20 :24]	11
Jun-A	[0 :4]	24	Jun-B	[0 :4]	26	Jun-C	[0 :4]	24
Jun-A	[4 :8]	24	Jun-B	[4 :8]	25	Jun-C	[4 :8]	27
Jun-A	[8 :12]	27	Jun-B	[8 :12]	28	Jun-C	[8 :12]	28
Jun-A	[12 :16]	8	Jun-B	[12 :16]	4	Jun-C	[12 :16]	13
Jun-A	[16 :20]	11	Jun-B	[16 :20]	7	Jun-C	[16 :20]	10
Jun-A	[20 :24]	20	Jun-B	[20 :24]	9	Jun-C	[20 :24]	16
Spt-A	[0 :4]	35	Spt-B	[0 :4]	30	Spt-C	[0 :4]	34
Spt-A	[4 :8]	23	Spt-B	[4 :8]	23	Spt-C	[4 :8]	23
Spt-A	[8 :12]	22	Spt-B	[8 :12]	20	Spt-C	[8 :12]	19
Spt-A	[12 :16]	13	Spt-B	[12 :16]	7	Spt-C	[12 :16]	15
Spt-A	[16 :20]	14	Spt-B	[16 :20]	4	Spt-C	[16 :20]	13
Spt-A	[20 :24]	11	Spt-B	[20 :24]	12	Spt-C	[20 :24]	9

TABLE 5 – Le nombre de passages du satellite considéré pour l’analyse de la variabilité saisonnière de la densité électronique de l’ionosphère correspond à la Figure 4.4.

Bibliographie

- Abdu, M., Major phenomena of the equatorial ionosphere-thermosphere system under disturbed conditions. 1997, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 59, 1505, the Ninth International Symposium on Equatorial Aeronomy. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1364682696001526>
- Abdu, M., Sastri, J., Luhr, H., Tachihara, H., Kitamura, T., et al., DP 2 electric field fluctuations in the dusk-time dip equatorial ionosphere. 1998, *Geophysical Research Letters*, 25, 1511
- Abdu, M. A., Equatorial ionosphere–thermosphere system : Electrodynamics and irregularities. 2005, *Advances in Space Research*, 35, 771, *fundamentals of Space Environment Science*. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117705004898>
- Alken, P., & Maus, S., Relationship between the ionospheric eastward electric field and the equatorial electrojet. 2010a, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L04104, doi :doi :10.1029/2009GL041989
- Amaechi, P., Oyeyemi, E., Akala, A., Falayi, E., Kaab, M., et al., Quiet Time Ionospheric Irregularities Over the African Equatorial Ionization Anomaly Region. 2020a, *Radio Science*, 55, e2020RS007077. <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-02925992>
- Amaechi, P. O., Oyeyemi, E. O., Akala, A. O., & Amory Mazaudier, C., Geomagnetic activity control of irregularities occurrences over the crests of the African EIA. 2020b, *Earth and Space Science*, doi :https ://doi.org/10.1029/2020EA001183
- Anderson, D., Anghel, A., & Chau, J., Daytime, low latitude, vertical EB drift velocities, inferred from ground based magnetometer observations in the Peruvian, Philippine and Indian longitudinal sectors under quiet and disturbed conditions. 2006, *ILWS Workshop*, Goa
- Anderson, D. N., Theoretical study of ionospheric f-region equatorial anomaly. 1973a, theory. *Planetary And Space Science*, 21, 409-419., doi :http ://dx.doi.org/10.1016/0032-0633(73)90040-8
- Appleton, E. V., Two anomalies in the ionosphere. 1946, *Nature*, 157(3995), 691., doi :https ://doi.org/10.1038/157691a0
- Appleton, E. V., & Barnett, M. F., Local reflection of wireless waves from the upper atmosphere. 1925, *Nature*, 115, 333
- Aruliah, A. L., Farmer, A. D., Rees, D., & Brandstrom, U., The seasonal behavior of high-latitude thermospheric winds and ion velocities observed over one solar cycle. 1996, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 101(A7), 15701–15711, doi :https ://doi.org/10.1029/96ja00360
- Astafyeva, E., Zakharenkova, I., & Förster, M., Ionospheric response to the 2015 St. Patrick's Day storm : A global multi-instrumental overview. 2015, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 120, 9023. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2015JA021629>

- Astafyeva, E., Zakharenkova, I., Hozumi, K., Alken, P., Coisson, P., et al., Study of the equatorial and low-latitude electrodynamic and ionospheric disturbances during the 22-23 June 2015 geomagnetic storm using ground-based and spaceborne techniques. 2016, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 123, 2424–2440, doi :<https://doi.org/10.1002/2017JA024>
- Astafyeva, E., Zakharenkova, I., Huba, J. D., Doornbos, E., & van den IJssel, J., Global Ionospheric and Thermospheric Effects of the June 2015 Geomagnetic Disturbances : Multi-Instrumental Observations and Modeling. 2017, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 122, 11,716. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2017JA024174>
- Axford, W. I., & Hines, C. O., A UNIFYING THEORY OF HIGH-LATITUDE GEOPHYSICAL PHENOMENA AND GEOMAGNETIC STORMS. 1961, *Canadian Journal of Physics*, 39, 1433. <https://doi.org/10.1139/p61-172>
- Bailey, G., Su, Y. Z., & Oyama, K.-I., Yearly variations in the low-latitude topside ionosphere. 2000, *Annales Geophysicae*, 18, 789. <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00316702>
- Bailey, G. J., & Balan, N., Some modelling studies of the equatorial ionosphere using the Sheffield University Plasmasphere Ionosphere Model. 1996, *Advances in Space Research*, 18(6), 59–68., doi :[https://doi.org/10.1016/0273-1177\(95\)00901-9](https://doi.org/10.1016/0273-1177(95)00901-9)
- Balan, N., & Bailey, G. J., Equatorial plasma fountain and its effects : Possibility of an additional layer. 1995, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 100(A11), 21421–21432., doi :<https://doi.org/10.1029/95ja01555>
- Balan, N., Liu, L., & Le, H., A brief review of equatorial ionization anomaly and ionospheric irregularities. 2018, *Earth and Planetary Physics*, 2(4), 1–19, doi :<https://doi.org/10.26464/epp2018025>
- Balan, N., Rajesh, P. K., Sripathi, S., Tulasiram, S., Liu, J. Y., et al., Modeling and observations of the north-south ionospheric asymmetry at low latitudes at long deep solar minimum. 2013, *Adv. Space Res.*, 52(3), 375– 382, doi :<https://doi.org/10.1016/j.asr.2013.04.003>
- Barlier, F., Bauer, P., Jaeck, C., Thuillier, G., & Kockarts., G., North-south asymmetries in the thermosphere during the Last Maximum of the solar cycle. 1974, *Journal of Geophysical Research*, 79(34), 5273–5285., doi :<https://doi.org/10.1029/JA079i034p05273>
- Benkhaldoun, Z., Makela, J. J., & Meriwether, J. W., "Solar initiative at Oukaimeden Observatory", "Solar and Astrophysical Dynamos and Magnetic Activity". 2013, *Proceedings of the International Astronomical Union, IAU Symposium, Volume 294*, pp. 479-480.
- Biondi, M. A., Meriwether, J. W., Fejer, B. G., Gonzalez, S. A., & C., H. D., Equatorial thermospheric wind changes during the solar cycle : Measurements at Arequipa, Peru, from 1983 to 1990. 1991, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 96(A9), 15917–15930, doi :<https://doi.org/10.1029/91ja01645>
- Biondi, M. A., Sazykin, S. Y., Fejer, B. G., Meriwether, J. W., & Fesen, C. G., Equatorial and low latitude thermospheric winds : Measured quiet time variations with season and solar flux from 1980 to 1990. 1999, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 104(A8), 17091–17106, doi :<https://doi.org/10.1029/1999ja900174>
- Bittencourt, J. A., Pillat, V. G., Fagundes, P. R., Sahai, Y., & Pimenta, A. A., LION : A dynamic computer model for the low-latitude ionosphere. 2007, *Annales Geophysicae*, 25(11), 2371–2392., doi :<https://doi.org/10.5194/angeo-25-2371-2007>

- Blanc, M., & Richmond, A. D., The ionospheric disturbance dynamo. 1980, *Journal of Geophysical Research*, 85(A4), 1669–1686., doi :<https://doi.org/10.1029/JA085iA04p01669>
- Bolaji, O., Owolabi, O., Falayi, E., Jimoh, E., Kotoye, A., et al., Observations of equatorial ionization anomaly over Africa and Middle East during a year of deep minimum. 2017, *Ann. Geophys.*, 35, 123–132., doi :<https://doi.org/10.5194/angeo-35-123-2017>
- Bosco, O., Edward, J., & Nicolausi, S., Variations of Crest-to-Trough TEC Ratio of the East African Equatorial Anomaly Region. 2016, *International Journal of Astrophysics and Space Science*. Vol. 4, No. 1, pp. 12-20., doi :<https://doi.org/10.11648/j.ijass.20160401.12>
- Bothmer, V., & Daglis, I. A. 2007, *Space weather : physics and effects* (Springer Science & Business Media)
- Breit, G., & Tuve, M., Aradio method of estimating the height of the conducting layer. 1925, *Nature*, 116, 357
- Bruinsma, S. L., & Forbes, J. M., Global observation of traveling atmospheric disturbances (TADs) in the thermosphere. 2007, *Geophysical Research Letters*, 34(14), doi :<https://doi.org/10.1029/2007GL030243>
- Bruinsma, S. L., & Jeffrey, M. F., Properties of traveling atmospheric disturbances (TADs) inferred from CHAMP accelerometer observations. 2009, *Advances in Space Research* 43 (2009) 369–37, doi :doi :10.1016/j.asr.2008.10.031
- Buchert, S. F., Zangerl, M., M., S., André, A., Eriksson, J.-E., et al., SWARM observations of equatorial electron densities and topside GPS track losses. 2015, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 2088–2092, doi :doi :10.1002/2015GL063121
- Buonsanto, M. J., Observed and calculated F2 peak heights and derived meridional winds at mid-latitudes over a full solar cycle. 1990, *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 52(3), 223–240, doi :[https://doi.org/10.1016/0021-9169\(90\)90126-8](https://doi.org/10.1016/0021-9169(90)90126-8)
- Buonsanto, M. J., Foster, J. C., & Sipler, D. P., Observations from Millstone Hill during the geomagnetic disturbance of March and April 1990. 1992, *J. Geophys. Res.*, 97, 1225–1234
- Buonsanto, M. J., & Witasse., O. G., An updated climatology of thermospheric winds and F region ion drifts over Millstone Hill. 1999, *J. Geophys. Res.*, 104, 24,675– 24,687
- Buonsanto Michael, J., Millstone Hill incoherent scatter F region observations during the disturbances of June 1991. 1995, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 100, 5743. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/94JA03316>
- Burns, A. G., Killeen, T. L., Wang, W., & Roble, R. G., The solar-cycle-dependent response of the thermosphere to geomagnetic storms. 2004, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 66(1), 1–14., doi :doi :10.1016/j.jastp.2003.09.015
- Cavendish, H., On the height of the luminous arch which was seen on February 23, 1784. 1790, *Phil. Trans. Roy. Soc.*, 80, 101
- Chamaroux, F., & Clusel, M., La mystérieuse "force de Coriolis". 2002, *Planet Terre*. <https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/force-de-coriolis.xml>

- Chen, Y., Liu, L., Le, H., Wan, W., & Zhang, H., The effect of zonal wind reversal around sunset on ionospheric interhemispheric asymmetry at March equinox of a solar maximum year 2000. 2017, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 4726–4735., doi :<https://doi.org/10.1002/2017JA023874>.
- Dang, T., Luan, X., Lei, J., Dou, X., & Wan, W., A numerical study of the interhemispheric asymmetry of the equatorial ionization anomaly in solstice at solar minimum. 2016, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 121(9), 9099–9110., doi :<https://doi.org/10.1002/2016JA023012>
- Davies, K., *Ionospheric Radio*. 1990, Peter Peregrinus Ltd., London
- Doumouya, V., & Cohen, Y., Improving and testing the empirical equatorial electrojet model with CHAMP satellite data. 2004, *Ann. Geophys.*, 22, 3323–3333, doi :<https://doi.org/10.5194/angeo-22-3323-2004>
- Drob, D., Picone, J., & Garcés, M., Global morphology of infrasound propagation. 2003, *Journal of Geophysical Research*, doi :doi : 10.1029/2002JD003307
- Drob, D. P., Emmert, J. T., Crowley, G., Picone, J. M., Shepherd, G. G., et al., An empirical model of the Earth's horizontal wind fields : HWM07. 2008, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 113, A12304., doi :<https://doi.org/10.1029/2008JA013668>
- Drob, D. P., Emmert, J. T., Meriwether, J. W., Makela, J. J., Doornbos, E., et al., An update to the Horizontal Wind Model HWM : The quiet time thermosphere. 2015, *Earth Space Sci.*, 2, 301–319, doi :<https://doi.org/10.1002/2014EA000089>
- Duboin, M.-L., & Lafeuille, M., Thermospheric dynamics above Saint-Santin : Statistical study of the data set. 1992, *Journal of Geophysical Research*, 97(A6), 8661, doi :<https://doi.org/10.1029/92ja00281>
- Dungey, T., Interplanetary magnetic field and the auroral zones. 1961, *Phys. Res. Lett.*, 6, 47.
- Eather, R. H., *Majestic Lights*. 1980, American Geophysical Union, Washington, DC
- Egedal, J., The magnetic diurnal variation of the horizontal force near the magnetic equator. 1947, *Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity (Journal of Geophysical Research)*, 52, 449
- Emery, B., Lathuillere, C., Richards, P., Roble, R. ., Buonsanto, M., et al., Time dependent thermospheric neutral response to the 2–11 November 1993 storm period. 1999, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 61(3-4), 329–350., doi :[https://doi.org/10.1016/s1364-6826\(98\)00137-0](https://doi.org/10.1016/s1364-6826(98)00137-0)
- Emmert, J., Richmond, A., & Drob, D., A computationally compact representation of Magnetic-Apex and Quasi-Dipole coordinates with smooth base vectors. 2010, *J Geophys Res.*, doi :<https://doi.org/10.1029/2010JA015326>,
- Emmert, J. T., Fejer, B. G., & Sipler, D. P., Climatology and latitudinal gradients of quiet time thermospheric neutral winds over Millstone Hill from Fabry-Perot interferometer measurements. 2003, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 108(A5), doi :<https://doi.org/10.1029/2002JA009765>
- Fathy, A., & Ghamry, E., A statistical study of single crest phenomenon in the equatorial ionospheric anomaly region using Swarm A satellite. 2007, *Adv. Space Res.*, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.asr.2016.12.020>

- Fejer, B., de Paula, E., González, S., & Woodman, R., Average vertical and zonal F region plasma drift over Jicamarca. 1991, *Journal of Geophysical Research*, 96, 13901
- Fejer, B. G., Emmert, J. T., & Sipler, D. P., Climatology and storm time dependence of nighttime thermospheric neutral winds over Millstone Hill. 2002, *Journal of Geophysical Research*, 107(A5), doi :<https://doi.org/10.1029/2001JA000300>
- Fejer, B. G., Larsen, M., & Farley, D., Equatorial disturbance dynamo electric fields. 1983, *Geophysical Research Letters*, 10, 537
- Fejer, B. G., & Scherliess, L., Empirical models of storm time equatorial zonal electric fields. 1997, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 102, 24047
- Fejer, B. G., Scherliess, L., & de Paula, E. R., Effects of the vertical plasma drift velocity on the generation and evolution of equatorial spread F. 1999, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 104, 19859
- Ferraro, V. C. A., Introduction to the Solar Wind John C. Brandt (W. H. Freeman and Co., San Francisco, pp. viii–xii, 1–199). 1970, *Geophysical Journal International*, 21, 541. <https://doi.org/10.1093/gji/21.5.541-a>
- Fesen, C. G., G., R. R., & Duboin, M. L., Simulations of seasonal and geomagnetic activity effects at Saint Santin. 1995, *J. Geophys. Res.*, 100(A11), 21,397–21,408, doi :<https://doi.org/10.1029/95JA01211>
- Finn, A., & Matthewman, J., A single frequency ionosphere refraction correction algorithm for transit and GPS. 1989, In proceeding of the fifth international geodesic symposium on satellite positioning. Las Cruces New Mexico March 13-17, Vol2 ; 732-756.
- Fleury, R., GPS : Ionosphere Space Weather School On GNSS – MOROCCO. 2015
- Forster, M., & Cnossen, I., Upper atmosphere differences between northern and southern high latitudes : The role of magnetic field asymmetry. 2013, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 118(9), 5951–5966., doi :<https://doi.org/10.1002/jgra.50554>
- Franklin, B., Political, Miscellaneous and Philosophical Pieces. 1779, ed. by B. Vaughan, London : J. Johnson, 504,
- Fuller-Rowell, T. J., The “thermospheric spoon” : A mechanism for the semiannual density variation. 1998, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 103(A3), 3951–3956., doi :<https://doi.org/10.1029/97JA03335>
- Fuller-Rowell, T. J., & Rees, D., A Three-Dimensional Time-Dependent Global Model of the Thermosphere. 1980, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(11), 2545–2567., doi :doi :10.1175/1520-0469(1980)037<2545 :atdtdg>2.0.co;2
- Gauss, C. F., General theory of terrestrial magnetism. 1841, English translation in *Scientific Memoirs*, (ed. R. Taylor), vol. 2, 184, London
- Génot, V., Budnik, E., Jacquey, C., Bouchemit, M., Renard, B., et al., Automated Multi-Dataset Analysis (AMDA) : An on-line database and analysis tool for heliospheric and planetary plasma data. 2021, , 201, 105214
- Hagan, M. E., Quiet time upper thermospheric winds over Millstone Hill between 1984 and 1990. 1993, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 98(A3), 3731–3739, doi :<https://doi.org/10.1029/92ja01605>

- Hairston, M., Coley, W. R., & Stoneback, R., Responses in the polar and equatorial ionosphere to the March 2015 St. Patrick Day storm. 2016, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 121, 11,213. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2016JA023165>
- Hanson, W. B., & Moffett, R. J., Ionization transport effects in the equatorial F region. 1966, *Journal of Geophysical Research*, 71(23), 5559–5572., doi :<https://doi.org/10.1029/JZ071i023p05559>
- Hargreaves, J. K. 1992, *The Solar-Terrestrial Environment : An Introduction to Geospace - the Science of the Terrestrial Upper Atmosphere, Ionosphere, and Magnetosphere*, Cambridge Atmospheric and Space Science Series (Cambridge University Press), doi :10.1017/CBO9780511628924
- Hedin, A. E., Revised global model of thermospheric winds using satellite and ground-based observations. 1991, *J. Geophys. Res.*, 96, 7657–7688, doi :<https://doi.org/10.1029/91JA00251>
- Hedin, A. E., & al., Empirical wind model for the upper, middle and lower atmosphere. 1996, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 58, 1421–1447, doi :[https://doi.org/10.1016/0021-9169\(95\)00122-0](https://doi.org/10.1016/0021-9169(95)00122-0)
- Hedin, A. E., Buonsanto, M. J., Codrescu, M., Duboin, M.-L., Fesen, C. G., et al., Solar activity variations in midlatitude thermospheric meridional winds. 1994, *Journal of Geophysical Research*, 99(A9), 17601
- Hedin, A. E., & Spencer, N. W. and Killeen, T. L., Empirical global model of upper thermosphere winds based on Atmosphere and Dynamics Explorer satellite data. 1988, *Journal of Geophysical Research*, 93(A9), 9959., doi :<https://doi.org/10.1029/JA093iA09p09959>
- Hernandez, G., & Roble, R. G., The geomagnetic quiet nighttime thermospheric wind pattern over Fritz Peak Observatory during solar minimum and maximum. 1984, *Journal of Geophysical Research*, 89(A1), 327–337, doi :<https://doi.org/10.1029/ja089ia01p00327>
- Hernandez, G., Roble, R. G., & Allen, J. H., Midlatitude thermospheric winds and their relationship to the auroral electrojet activity index. 1980, *Geophys. Res. Lett.*, 7, 677– 680,
- Hernandez, G. Roble, R. G., Thermospheric nighttime neutral temperature and winds over Fritz Peak Observatory : Observed and calculated solar cycle variation. 1995, *Journal of Geophysical Research*, 100(A8), 14,647 – 14,660., doi :<https://doi.org/10.1029/95ja00565>
- Huang, C.-S., Wilson, G. R., Hairston, M. R., Zhang, Y., Wang, W., et al., Equatorial ionospheric plasma drifts and O+ concentration enhancements associated with disturbance dynamo during the 2015 St. Patrick’s Day magnetic storm. 2016, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 121, 7961. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2016JA023072>
- Huba, J. D., Joyce, G., & Fedder, J. A., Sami2 is Another Model of the Ionosphere (SAMI2) : A new low-latitude ionosphere model. 2000, *Journal of Geophysical Research*, doi :doi :10.1029/2000JA000035
- Huba, J. D., Schunk, R. W., & Khazanov, G. V., *Modeling the Ionosphere-Thermosphere*. 2014, American Geophysical Union
- Hundhausen, A. J., *An interplanetary view of coronal holes*, in *Coronal Holes and High Speed Wind Streams*. 1977, d. by J. B. Zirker, 225, Boulder, CO : Colorado Associated University Press

- Immel, T. J., England, S. L., Mende, S. B., Heelis, R. A., Englert, C. R., et al., The Ionospheric Connection Explorer Mission : Mission Goals and Design. 2018, *Space Science Reviews*, 214(1), 13–, doi :<https://doi.org/10.1007/s11214-017-0449-210.1029/2019JA027383>
- Jaeheung, P., Global Distribution of Equatorial Plasma Bubbles in the Pre-midnight Sector. 2005
- Jean-Pierre, L., J.-J. Dortous de Mairan et l'origine des aurores. 1985, *La Vie des sciences*, CRAS, série générale, II/5 , 487.
- Kassa, T., Damtie, B., Bires, A., Yizengaw, E., & Cilliers, P., Spatio-temporal characteristics of the equatorial ionization anomaly (EIA) in the East African region via ionospheric tomography during the year 2012. 2014, *Advances in Space Research*, 55, 184–198., doi :<https://doi.org/10.1016/j.asr.2014.09.001>
- Kawamura, S., Otsuka, Y., Zhang, S.-R., Fukao, S., & Oliver, W. L., A climatology of middle and upper atmosphere radar observations of thermospheric winds. 2000, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 105(A6), 12777–12788, doi :<https://doi.org/10.1029/2000ja900013>
- Kelley, M., The Earth's ionosphere. 2009, *International Geophysics (Book 96) 2nd edn*. Academic Press, San Diego
- Khadka, S. M., Valladares, C. E., Sheehan, R., & Gerrard, A. J., Effects of electric field and neutral wind on the asymmetry of equatorial ionization anomaly. 2018, *Radio Science*, 53, 683–697, doi :<https://doi.org/10.1029/2017RS006428>
- Kikuchi, T., & Araki, T., Horizontal transmission of the polar electric field to the equator. 1979, *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 41, 927
- Kikuchi, T., Lühr, H., Kitamura, T., Saka, O., & Schlegel, K., Direct penetration of the polar electric field to the equator during a DP 2 event as detected by the auroral and equatorial magnetometer chains and the EISCAT radar. 1996, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 101, 17161
- Killeen, T. L., Energetics and dynamics of the Earth's thermosphere. 1987, *Reviews of Geophysics*, 25(3), 433–, doi :[doi:10.1029/rg025i003p00433](https://doi.org/10.1029/rg025i003p00433)
- Knipp, D. J., Tobiska, W. K., & Emery, B. A., Direct and Indirect Thermospheric Heating Sources for Solar Cycles 21–23. 1991, *Solar Physics (2004)* 224 : 495–505, doi :<https://doi.org/10.1007/s11207-005-6393-4>
- Kobe, A., Richmond, A., Emery, B., Peymirat, C., Lühr, H., et al., Electrodynamic coupling of high and low latitudes : Observations on May 27, 1993. 2000, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 105, 22979
- Kuai, J., Liu, L., Liu, J., Sripathi, S., Zhao, B., et al., Effects of disturbed electric fields in the low-latitude and equatorial ionosphere during the 2015 St. Patrick's Day storm. 2016, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 121, 9111. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2016JA022832>
- Le Huy, M., & Amory-Mazaudier, C., Magnetic signature of the ionospheric disturbance dynamo at equatorial latitudes : “Ddyn”. 2005, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 110, <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2004JA010578>. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2004JA010578>

- Lilensten, J., & Belehaki, A., Developing the scientific basis for monitoring, modelling and predicting space weather. 2009, *Acta Geophysica*, 57, 1
- Lin, C. H., Liu, J. Y., Fang, T. W., Chang, P. Y., Tsai, H. F., et al., Motions of the equatorial ionization anomaly crests imaged by FORMOSAT-3/COSMIC. 2007, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L19101, doi :<https://doi.org/10.1029/2007GL030741>
- Liu, L., Solar activity variations of equivalent winds derived from global ionosonde data. 2004, *Journal of Geophysical Research*, 109(A12), doi :<https://doi.org/10.1029/2004JA010574>
- Lodge, O., Mr. Marconi's results in day and night wireless telegraphy. 1902, *Nature*, 66, 222
- Lomidze, L., Knudsen, D. J., Burchill, J., Kouznetsov, A., & Buchert, S. C., Calibration and validation of Swarm plasma densities and electron temperatures using ground-based radars and satellite radio occultation measurements. 2018, *Radio Science*, 53, 15– 36, doi :<https://doi.org/10.1002/2017RS006415>
- Loutfi, A., Bounhir, A., Pitout, F., Benkhaldoun, Z., & Makela, J. J., Thermospheric neutral winds above the Oukaimeden Observatory : Effects of geomagnetic activity. 2020, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 125, e2019JA027383., doi :<https://doi.org/10.1029/2019JA027383>
- Love, J., & Remick, K., Magnetic Indices In : Gubbins D., Herrero-Bervera E. (eds) *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*. 2007, Springer, Dordrecht., doi :https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4423-6_178.
- Luan, X., Wang, P., Dou, X., & Liu, Y. C.-M., Interhemispheric asymmetry of the equatorial ionization anomaly in solstices observed by COSMIC during 2007–2012. 2015, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 120 , 3059–3073,, doi :<https://doi.org/10.1002/2014JA020820>
- Makela, J. J., Meriwether, J. W., Lima, J. P., Miller, E. S., & Armstrong, S. J., The Remote Equatorial Nighttime Observatory of Ionospheric Regions Project and the International Heliospherical Year. 2009, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*
- Malki, K., Bounhir, A., Benkhaldoun, Z., Makela, J. J., Vilmer, N., et al., Ionospheric and thermospheric response to the 27–28 February 2014 geomagnetic storm over north Africa. 2018, *Annales Geophysicae*, 36(4), 987–998., doi :[10.5194/angeo-36-987-2018](https://doi.org/10.5194/angeo-36-987-2018)
- Marchaudon, A., & Blelly, P.-L., A New Interhemispheric 16-Moment Model of the Plasmasphere-Ionosphere System : IPIM. 2015, *Journal of Geophysical Research : Space Physics* 120, no 7 (1 juillet 2015), doi :<https://doi.org/10.1002/2015ja021193.hal-03166291>
- Martyn, D. F., Atmospheric tides in the ionosphere. 1. Solar tides in the F2 region. 1947, *Proceedings of the Royal Society of London A*, 189(1017), 241–260., doi :<https://doi.org/10.1098/rspa.1947.0037>
- Maunder, E., The prolonged sunspot minimum, 1645–1715. 1890, *MNRAS*, 50, 251
- Mayaud, P., Derivation, Meaning, and Use of Geomagnetic Indices. 1980, *Geophysical Monograph* 22. Washington, DC : American Geophysical Union
- Mazaudier, C., & Cohen, Y., L'électrojet équatorial : composante du circuit connectant le vent solaire, la magnétosphère, l'ionosphère, l'atmosphère, et la terre. 1991, (hal-01009803
- Mazaudier, C., & Venkateswaran, S. 1990, in *Annales Geophysicae*, Vol. 8, 511–518

- McPherron, R., Standard indices of geomagnetic activity. 1995, In Kivelson, M.G., Russell, C.T. Introduction to Space Physics. Cambridge, UK : Cambridge University Press, pp. 451–458
- Mengistu, E., & Kassa, T., Temporal characteristics of the Equatorial Electrojet and Counter Electrojet over Ethiopian sector. 2015, *Advances in Space Research*, 55(2), 566–575., doi :<https://doi.org/10.1016/j.asr.2014.10.031>
- Meriwether, J. W., Thermospheric dynamics at low and mid-latitudes during magnetic storm activity. 2008, *Geophysical Monograph Series*, 201–219., doi :<https://doi.org/10.1029/181GM19>
- Miller, K. L., Hedin, A. E., Wilkinson, P. J., Torr, D. G., & Richards, P. G., Neutral Winds Derived from IRI Parameters and from the HWM87 Wind Model for the SUNDIAL Campaign of September 1986. 1990, *Adv. Space Res.* 10, 8, 99
- Morse, P., & Feshbach, H., *Methods of Theoretical Physics*. 1953, McGraw-Hill Book Comp., Inc., New York, Toronto, London, Part I, Ch. 2, Paragraph 2.5, 208-209, 260.
- Narayanan, V., Sau, S., Gurubaran, S., Shiokawa, K., Balan, N., et al., A statistical study of satellite traces and evolution of equatorial spread F. 2014, *Earth Planets Space* 66 :160
- Nguyen, C.-T. 2015, Theses, Université de Versailles-Saint Quentin en Yvelines. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01412400>
- Nishida, A., Formation of plasmopause, or magnetospheric plasma knee, by the combined action of magnetospheric convection and plasma escape from the tail. 1966, *Journal of Geophysical Research*, 71, 5669
- , Geomagnetic Dp 2 fluctuations and associated magnetospheric phenomena. 1968, *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 73, 1795. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/JA073i005p01795>
- Oberheide, J., Forbes, J., Zhang, X., & Bruinsma, S., Climatology of upward propagating diurnal and semidiurnal tides in the thermosphere. 2011, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 116
- Olsen, N., Haagmans, R., Sabaka, T., Kuvshinov, A., Maus, S., et al., The Swarm End-to-End mission simulator study : A demonstration of separating the various contributions to Earth's magnetic field using synthetic data. 2006, *Earth Planets and Space*, 58, 359
- Peymirat, C., Richmond, A., Emery, B., & Roble, R., A magnetosphere-thermosphere-ionosphere electrodynamics general circulation model. 1998, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 103, 17467
- Pitout, F., Loutfi, A., Bounhir, A., Buchert, S., BEnkhaldoun, Z., et al. 2021, in *Proceedings of URSI General Assembly*
- Prölss, G. W. 2004, *Physics of the Earth's Space Environment*, doi :10.1007/978-3-642-97123-5
- Ramsingh, Sripathi, S., Sreekumar, S., Banola, S., Emperumal, K., et al., Low-latitude ionosphere response to super geomagnetic storm of 17/18 March 2015 : Results from a chain of ground-based observations over Indian sector. 2015, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 120, 10,864. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2015JA021509>
- Rangarajan, G., Indices of geomagnetic activity. 1989, In Jacobs, J.A. (ed.), *Geomagnetism*, Vol. 2. London, UK : Academic Press, pp. 323–384

- Ratcliffe, J., The ionosphere and the engineer. 1967, Proc. Inst. Elec. Eng. (London), 114, 1
- Rawer, K., Die Ionosphere. 1952, Groningen : P. Noordhoff Ltd.
- Rayleigh, L., Scientific Papers. 1900, Vol.II (Cambridge Univ. Press, Cambridge, England) p.200-2.,
- Rishbeth, H., & Garriott, O. K., Introduction to ionospheric physics. 1969, International geophysics series; volume v. 14. New York : Academic Press.
- Roble, R. G., Ridley, E. C., Richmond, A. D., & Dickinson, R. E., A coupled thermosphere/ionosphere general circulation model. 1988, Geophysical Research Letters, 15(12), 1325–1328., doi :doi :10.1029/gl015i012p01325
- Sastri, J. H., Equatorial electric-fields of ionospheric disturbance dynamo origin. 1988
- , Equatorial anomaly in F-region—A review. 1990, Indian J. Radio Space Phys., 19(4), 225–240.
- Scherlies, L., & Fejer, B. G., Storm time dependence of equatorial disturbance dynamo zonal electric fields. 1997, J. Geophys. Res., 102, 24,037–24,046
- Schunk, R., & Nagy, A., Ionospheres : Physics, Plasma Physics, and Chemistry. 2009, Cambridge Atmospheric and Space Science Series. Cambridge University Press, 2 edition.
- Schunk, R. W., & Nagy, A. F., Ionosphere : Physics, plasma and chemistry. 2000, New York : Cambridge University Press., doi :https://doi.org/10.1017/CBO9780511551772
- Schunk, R. W., Scherliess, L., Sojka, J. J., Thompson, D. C., Anderson, D. N., et al., Global Assimilation of Ionospheric Measurements (GAIM). 2004, Radio Science, 39(1), n/a–n/a, doi :doi :10.1029/2002rs002794
- Schwenn, R., Transport of energy and mass to the outer boundary of the Earth system. 1988, in STEP Major Scientific Problems, Urbana : University of Illinois, 13
- Sean, L., Bruinsma, & Forbes, J. M., Global observation of traveling atmospheric disturbances (TADs) in the thermosphere. 2007, GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 34, L14103, doi :https://doi.org/10.1029/2007GL030243.
- Shiokawa, K., Ogawa, T., Oya, H., Rich, F., & Yumoto, K., A stable auroral red arc observed over Japan after an interval of very weak solar wind. 2001, Journal of Geophysical Research, doi :doi : 10.1029/2001JA000073.
- Silberstein, R., The origin of the current nomenclature for the ionospheric layers. 1959, J. Atmos. Terr. Phys., 13, 382
- Stewart, B., Aurora Borealis. 1841, in Encyclopaedia Britannica, 9th Edn., 36
- Su, Y., Bailey, G., & Oyama, K., Annual and seasonal variations in the low-latitude topside ionosphere. 1998, Annales Geophysicae 16, 974–985, doi :https://doi.org/10.1007/s00585-998-0974-0
- Swarztrauber, P. N., The vector harmonic transform method for solving partial differential equations in spherical geometry. 1993, Mon. Wea. Rev, 121 , 3415–3437
- Taylor, J. E., Characteristics of electric earth-current disturbances, and their origin. 1903, Proc. Phys. Soc. (London), LXXI, 225

- Titheridge, J. E., & Buonsanto, M. J., Annual variations in the electron content and height of the F layer in the northern and southern hemispheres, related to neutral composition. 1983, *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 45(10), 683–696, doi :[https://doi.org/10.1016/S0021-9169\(83\)80027-0](https://doi.org/10.1016/S0021-9169(83)80027-0)
- Tulasi Ram, S., Su, S.-Y., & Liu, C. H., FORMOSAT-3/COSMIC observations of seasonal and longitudinal variations of equatorial ionization anomaly and its interhemispheric asymmetry during the solar minimum period. 2009, *J. Geophys. Res.*, 114, A06311, doi :<https://doi.org/10.1029/2008JA013880>
- Tulasi Ram, S., Yokoyama, T., Otsuka, Y., Shiokawa, K., Sripathi, S., et al., Duskside enhancement of equatorial zonal electric field response to convection electric fields during the St. Patrick's Day storm on 17 March 2015. 2016, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 121, 538. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2015JA021932>
- Vasyliunas, V. M., in B. M. McCormac (ed.), *Particles and Fields in the Magnetosphere*,. 1970, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht-Holland, p. 60
- Venkatesh, K., Tulasi Ram, S., Fagundes, P. R., Seemala, G. K., & Batista, I. S., Electrodynamic disturbances in the Brazilian equatorial and low-latitude ionosphere on St. Patrick's Day storm of 17 March 2015. 2017, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 122, 4553. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2017JA024009>
- Verkhoglyadova, O. P., Tsurutani, B. T., Mannucci, A. J., Mlynczak, M. G., Hunt, L. A., et al., Solar wind driving of ionosphere-thermosphere responses in three storms near St. Patrick's Day in 2012, 2013, and 2015. 2016, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 121, 8900. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2016JA022883>
- Villard, O. G., *The ionospheric sounder and its place in the history of radio science*. 1976, *Radio Sci.*, 11, 847
- Volland, H., *Handbook of Atmospheric Electrodynamics*. 1995, Volume II : Volume II (1st ed.). CRC Press, doi :<https://doi.org/10.1201/9780203713297>
- Wang, W., Burns, A. G., M. Wiltberger, S. C. S., & Killeen, T. L., Altitude variations of the horizontal thermospheric winds during geomagnetic storms. 2004, *J. Geophys. Res.*, 113, A02301,, doi :doi :10.1029/2007JA012374.
- Watson-Watt, R., *Weather and wireless*. 1929, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 55, 273
- Xiong, C., & H., L., Nonmigrating tidal signatures in the magnitude and the inter-hemispheric asymmetry of the equatorial ionization anomaly. 2013, *Ann. Geophys.*, 31(6), 1115– 1130, doi :<https://doi.org/10.5194/angeo-31-1115-2013>.
- Xiong, C., Luhr, H., & Ma, S. Y., The magnitude and inter-hemispheric asymmetry of equatorial ionization anomaly-based on CHAMP and GRACE observations,. 2013, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 105–106, 160– 169,, doi :<https://doi.org/10.1016/j.jastp.2013.09.010>.
- Yagi, T., & Dyson, P. L., The response of the mid-latitude thermospheric wind to magnetic activity. 1985, *Planet. Space Sci.*, 33, 461–467
- Ya'acob, N., Abdullah, M., & Ismail, M., Determination of GPS total electron content using single layer model (SLM) ionospheric mapping function. 2008, *International Journal of Computer Science and Network Security*, 8, 154

Yonezawa, T., The solar-activity and latitudinal characteristics of the seasonal, non-seasonal and semi-annual variations in the peak electron densities of the F2-layer at noon and at midnight in middle and low latitudes. 1971, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 33, 889–907, doi :[https://doi.org/10.1016/0021-9169\(71\)90089-4](https://doi.org/10.1016/0021-9169(71)90089-4)

Zakharenkova, I., Astafyeva, E., & Cherniak, I., GPS and GLONASS observations of large-scale traveling ionospheric disturbances during the 2015 St. Patrick's Day storm. 2016, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 121, 12,138. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2016JA023332>