



HAL
open science

Impact des évènements solaires sur l'ionisation de l'ionosphère des moyennes et basses latitudes dans le secteur Europe-Afrique

Ilyasse Azzouzi

► **To cite this version:**

Ilyasse Azzouzi. Impact des évènements solaires sur l'ionisation de l'ionosphère des moyennes et basses latitudes dans le secteur Europe-Afrique. Physique des plasmas [physics.plasm-ph]. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI; Université Mohammed V (Rabat), 2016. Français. NNT : 2016PA066247 . tel-01883930

HAL Id: tel-01883930

<https://theses.hal.science/tel-01883930>

Submitted on 29 Sep 2018

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.

Université Pierre et Marie Curie
Université Mohammed V de Rabat

Ecole Doctorale 564 : «Physique en Île-de-France»
Laboratoire de Physique de Plasmas / Equipe plasmas spatiaux
Centre des Etudes Doctorales « Sciences et Techniques pour l'Ingénieur »
Ecole Mohammedia d'Ingénieur

Thèse de Doctorat en Cotutelle
Pour obtenir le grade de
Docteur de l'Université Pierre et Marie Curie
et de
Docteur en Sciences de l'Ingénieur

Impact des événements solaires sur l'ionisation de l'ionosphère des moyennes et basses latitudes dans le secteur Europe-Afrique

Par Ilyasse AZZOUZI

Présentée et soutenue publiquement le 24 Septembre 2016

Devant un jury composé de :

M. AMGHAR Mustapha,	Professeur EMI Rabat :	Président
M. LILENSTEN Jean,	Directeur de recherche IPAG Grenoble:	Rapporteur
M. AMMOR Hassan,	Professeur EMI Rabat :	Rapporteur
M. BENKHALDOUN Zouhair,	Professeur: Université Cadi Ayyad Marrakech :	Examineur
Mme. ZAOURAR Naima,	Professeur USTHB Alger :	Examineur
M. LEBLANC François,	Directeur de recherche LATMOS UPMC Paris:	Examineur
Mme. AMORY-MAZAUDIÉ Christine,	Chargée de recherche LPP UPMC Paris :	Directeur
M. TOUZANI Abderrahmane,	Professeur EMI Rabat :	Directeur
M. FLEURY Rolland,	Ingénieur de recherche Telecom-Bretagne Brest :	Membre invité
M. HARNAFI Mimoun,	Professeur Institut Scientifique Rabat :	Membre invité

Dédicaces

Remerciements

Sommaire

Dédicaces	2
Remerciements.....	3
Introduction générale.....	8
Chapitre I : Relations Soleil-Terre	12
I.1. Le Soleil : Structure et mécanisme.....	12
I.1.1. Introduction : Fiche d'identité du Soleil.....	12
I.1.2. Structure.....	12
I.2. Champ magnétique solaire :	13
I.2.1. Champ magnétique dipolaire :	13
I.2.2. Champ magnétique multipolaire (toroïdale) :	13
I.2.3. Cycle des champs magnétiques du soleil.....	14
I.3. Activité solaire:	15
I.3.1. Le rayonnement solaire :	15
I.3.2. Le vent solaire	15
I.3.3. Le milieu interplanétaire :	15
I.3.4. Les événements solaires (éruptions solaires, CME, trous coronaux, etc.) :	16
I.4. Interactions soleil-Terre :	16
I.4.1. La terre et son champ magnétique :	16
I.4.2. Les radiations solaires et la création de l'ionisation	17
I.4.3. Interaction entre le vent solaire et de la magnétosphère :	17
I.5. Conclusion :	22
Chapitre II : Physique de L'ionosphère	23
II.1. Les couches de l'atmosphère et de l'ionosphère	23
II.1.1. L'atmosphère Terrestre.....	23
II.1.2. Définition des couches de l'ionosphère.....	25
II.1.3. Modèle de Chapman.....	26
II.1.4. Comparaison entre les compositions de l'atmosphère et de l'ionosphère	27
II.2. Equations de base	28
II.2.1. Équation de continuité.....	28
II.2.2. Équation de mouvement :	28

II.3.	Particularités de l'ionosphère des basses latitudes :	30
II.3.1.	La fontaine équatoriale et anomalie équatoriale :	30
II.3.2.	PRE : Pre Reversal Enhancement (après le coucher du soleil) :	32
II.3.3.	Les bulles de Plasma :	32
II.3.4.	Courant Electrojet équatorial :	33
II.4.	Couplage électrodynamique entre les hautes et basses latitudes	34
II.5.	Conclusion :	37
Chapitre III : Données et méthodologie		38
III.1.	Données utilisées	38
III.1.1.	Données Satellites	38
III.1.1.1.	Satellite SOHO	38
III.1.1.2.	Satellite ACE (sonde vent solaire) :	39
III.1.1.3.	Données Vent solaire.....	39
III.1.2.	Données GPS.....	40
III.1.2.1.	Les stations utilisées.....	40
III.1.2.2.	Inventaire des données relatives aux stations GPS de l'étude données dans le tableau (III.1.1) 42	
III.1.3.	L'indice solaire R12 :	43
III.1.4.	Le sondage ionosphérique.....	45
III.1.5.	Les données magnétiques.....	47
III.1.5.1.	Champ magnétique terrestre :	47
III.1.5.2.	Les Réseaux de magnétomètres :	47
III.1.5.3.	Les indices géomagnétiques :	48
III.2.	Modèles utilisés pour la comparaison avec les données et l'interprétation :	52
III.2.1.	Modèle NeQuick (annexe 4).....	52
III.2.2.	Modèle CODG/IONEX (annexe 5)	52
III.2.3.	Model IGRF (Annexe 6).....	53
III.3.	Traitement original des données GPS.....	53
III.3.1.	Traitements GPS VTEC.....	53
III.3.2.	Traitements indice de scintillations GPS /ROTI et GPS/S4 :	63
Chapitre IV : Résultats et analyse des données GPS		67
IV.1.	Variations régulières [2000-2014]	67

IV.1.1.	Les données analysées	67
IV.1.2.	Variation diurne :.....	69
IV.1.3.	Variation saisonnière.....	72
IV.1.4.	Variation en fonction de l'activité solaire.....	74
IV.1.5.	Prédiction de la variation régulière du VTEC médian de 2015 à 2020.....	79
IV.2.	: Etude de la variation perturbée de l'ionosphère.....	81
IV.2.1.	Introduction :.....	81
IV.2.2.	Critère de sélection des cas d'études:	82
a.	Etude des perturbations due à l'arrivée d'une CME :.....	82
b.	Etude des Perturbations liées à des vents rapides produits par des trous coronaux de 2000 à 2014 :.....	84
IV.2.3.	Etude de cas : Effet d'une Ejection de Masse Coronale (CME & SSC du 15/07/2012) sur l'environnement spatial terrestre	86
IV.2.4.	Etude de Cas : Effet d'un vent solaire rapide associé à un trou coronal (HSSW du 07/12/2013) sur l'environnement spatial terrestre.....	99
IV.2.5.	Etude Statistique : Généralisation sur les cas sélectionnés	119
IV.2.6.	Exemple de cas d'orage magnétique non sélectionnés :	129
IV.3.	Conclusion partielle :	138
Chapitre V : Comparaison des variations régulières du VTEC avec les modèles existants:		139
V.1.	Introduction :.....	139
V.2.	Comparaisons RINEX /VTEC_RF - IONEX /CODG - NeQuick2.....	140
V.3.	Comparaisons entre le VTEC_RF et le modèle NeQuick2 sur des représentations 3D.....	152
V.4.	Conclusion	155
Conclusion Générale		156
Bibliographie		158
Annexe1 : Généralités sur le GPS		167
Annexe 2 : Logiciel VTEC_RF (Traitement GPS)		170
Annexe 3 : Réseaux de Magnétomètres Utilisés dans l'étude		171
Annexe 4: Model NeQuick2		173
Annexe 5 : Model IONEX/CODG.....		177
Annexe 6 : Model IGRF.....		181
Annexe 7 : Article 1		183

Annexe 8 : Article 2	226
Annexe 9 : Article 3	227
Annexe 10 : Dates des cas d'études sélectionnées CME & SSC et HSSW& Coronal hole du chapitre VI.2.4.....	228
Tables des Symboles et Acronymes	230
Table des illustrations	231
Table des tableaux :	235
Résumé	236
Abstract	238

Introduction générale

L'atmosphère terrestre est constituée de particules neutres sous forme moléculaire (N_2 , O_2) ou atomique (O, H) Elle est en permanence soumise au rayonnement ultraviolet et rayons X émis par le Soleil, aux particules solaires, et au rayonnement cosmique. Il en résulte une photo-ionisation, c'est-à-dire une production d'ions et d'électrons créés en cassant les particules neutres. Au niveau du sol, la densité de l'ionisation est de l'ordre de quelques milliers d'ions par cm^3 . Mais à partir de 70 km d'altitude, on constate l'existence d'une région à forte ionisation appelée ionosphère. La limite supérieure est plus floue et se situe entre 1000 et 2000 km selon les auteurs sachant que les électrons présents au-dessus sont inclus dans la couche appelée plasmasphère En plus des effets des radiations solaires régulières et des perturbations solaires, l'ionosphère subit aussi des variations diurnes liées à la rotation terrestre et des variations saisonnières liées à la révolution de la Terre autour du Soleil. Le champ magnétique terrestre proche d'un modèle dipolaire contraint des variations en latitude et longitude. La variabilité de l'ionosphère en fonction de tous les paramètres cités est donc complexe et le grand nombre de phénomènes amont rend très difficile une séparation des différentes origines par analyse des observations.

L'ionosphère est associée au mot plasma du fait de présence simultanée de particules neutres et de particules ionisées dans le milieu. La description de sa morphologie fait appel à la chimie des particules, aux mouvements séparés de ces 2 composants et demande une traduction par un formalisme mathématique rigoureux. En fonction de l'altitude, l'ionosphère est composée de 3 couches appelées respectivement D, E et F quand on s'élève en altitude. Elles existent durant le jour, tandis que pendant la nuit seule la couche F est présente. Le degré d'ionisation de l'ionosphère est défini par le profil vertical de densité électronique exprimé en électrons par m^3 . La formation et l'évolution des couches E et F sont expliqués par les travaux de Chapman (1931) sur la production et la perte électronique. Outre la photo-ionisation, la densité électronique est soumise à des réactions chimiques de recombinaison et d'attachement pour créer des particules neutres. La densité électronique est régie par l'équation du mouvement des particules (ions, électrons et neutres) et varie en fonction de l'altitude par la prise en compte des forces agissant dans le milieu (la gravité de la particule chargée, le gradient de pression, la force de Laplace/Lorentz et la force de collision).

L'une des propriétés de l'ionosphère est sa capacité à absorber, réfléchir ou réfracter les ondes radio. La réflexion d'une onde radioélectrique dépend, entre autres, de sa fréquence et de l'état d'ionisation.

Le système de positionnement mondial (GPS, «Global Positioning System») est un système développé et sous la responsabilité des Etats-Unis. Il assure des services de positionnement, de navigation et de référence temporelle, dits « PNT » (Positioning, Navigation, and Timing). Il se compose de trois segments : le segment spatial avec une constellation de 32 véhicules orbitant à 20000 km, le segment de contrôle avec une station maitresse aux USA et des stations de contrôle et de mesures en différents points du globe

et le segment utilisateur regroupant la communauté des usagers tant civils que militaires. Le signal émis par le GPS est modifié par l'ionosphère et la troposphère puisque ces 2 régions sont caractérisées par un indice de réfraction différent de l'unité. Une caractéristique essentielle de l'ionosphère est d'être un milieu dispersif en fréquence avec un indice de réfraction inversement proportionnel au carré de la fréquence. Au premier ordre, l'allongement du trajet ionosphérique est également proportionnel au nombre total d'électrons présents sur le trajet. L'émission bi-fréquence des signaux GPS permet d'obtenir le contenu total en électrons traduit dans la communauté scientifique par le sigle TEC («Total Electron Content»). Vu l'altitude des satellites GPS, le TEC mesuré est bien un contenu total d'électrons dans le milieu. Il s'exprime en nombre d'électrons par mètre carré. L'échelle de correspondance est que 10^{16} électrons/m² sont équivalents à 1 unité TEC (TECU, U pour Unit).

Le système GPS est donc un outil majeur pour étudier la variabilité de l'ionosphère pour une période donnée, de connaître sa variation régulière (diurne, saisonnière, et en fonction du cycle solaire), ainsi que ses variations perturbées lors de l'impact d'évènements solaires tels que les éruptions solaires ('flare'), les vents rapides associés aux trous coronaux, ou encore les émissions de matière coronale (CME).

Notre étude va porter plus spécifiquement sur l'étude de l'ionosphère des moyennes et basses latitudes en utilisant le réseau de stations géodésiques GPS qui distribuent leurs mesures quotidiennement à des centres d'archivage pour leurs post-traitements.

L'ionosphère des basses latitudes présente plusieurs caractéristiques, qui sont 1) la fontaine équatoriale, 2) l'électrojet équatorial, 3) les bulles de plasma EPB 'Equatorial Plasma Bubble' et 4) le PRE 'Pre Reversal Enhancement' du champ électrique ionosphérique dirigé vers l'est qui influence le mouvement vertical des couches de l'ionosphère et donne lieu à des variations rapides sur une échelle inférieure à la seconde, de l'amplitude et de la phase des signaux GPS appelées scintillation. Cependant les basses latitudes de l'ionosphère restent très fortement liées à l'ionosphère des hautes latitudes et donc à l'interaction complexe entre le milieu-interplanétaire et la magnétosphère (cavité du champ magnétique terrestre), entre la magnétosphère, la thermosphère (couche de la haute atmosphère) et l'ionosphère. Il est donc essentiel d'étudier le couplage électrodynamique entre les hautes et basses latitudes pour comprendre les processus physiques actifs aux moyennes et basses latitudes pendant les orages magnétiques.

Pour quantifier l'impact sur l'ionisation des moyennes et basses latitudes des différents évènements solaires, on utilisera particulièrement le Contenu Total Electronique (CET) grâce à une chaîne latitudinale de 6 stations du réseau IGS 'International GNSS Service'. Nous nous plaçons dans la période entre les années 2000 et 2014 qui correspondent : 1) au maximum du cycle solaire des taches N° 23, 2) à la partie décroissante de ce cycle 23 avec le minimum autour de 2008 et 3) à la phase croissante du cycle 24. Nous pourrions ainsi étudier les variations régulières et perturbées de l'ionosphère sur les moyennes et basses latitudes dans le secteur Europe-Afrique.

Notre étude a été développée dans le cadre de l'initiative internationale sur la météorologie de l'espace ISWI (<http://www.iswi-secretariat.org>), qui est un programme de coopération internationale dont le but est de faire progresser la science de la météorologie de l'espace par une combinaison de déploiement d'instruments, l'analyse et l'interprétation des données de météorologie spatiale, ainsi que par la communication des résultats au public et aux étudiants.

Nos travaux seront articulés comme suit :

Nous présentons dans le 1^{er} chapitre les connaissances utiles à notre étude. Un des mots-clés de ce manuscrit est « météorologie de l'espace » ou « space weather » ce qui veut dire qu'on va prendre en compte les interactions électromagnétiques entre le Soleil et la Terre.

Dans le chapitre II nous avons mis l'accent sur la physique de l'ionosphère. En présentant notamment les couches de l'atmosphère et de l'ionosphère ainsi que les équations physiques du milieu et les caractéristiques de l'ionosphère équatoriale. Nous nous sommes appuyés sur l'ouvrage de Rishbeth et Garriott (1969) et le livre Handbook of Atmospheric Electrodynamics (1995), et plus particulièrement sur le chapitre rédigé par A. Richmond.

Le chapitre III, quant à lui, regroupe les données utilisées dans notre étude.

Nous avons explicité les données des satellites pour connaître les événements solaires et les paramètres du vent solaire. Nous avons présenté les données GPS pour caractériser les variations de l'ionisation via le calcul du TEC. Nous avons utilisé l'indice solaire R_{12} , pour identifier les phases du cycle solaire ; les données magnétiques et indices magnétiques pour déterminer les perturbations des courants électriques de l'ionosphère et de la magnétosphère. Enfin nous avons conclu par la mise en œuvre de modèles à des fins de comparaisons avec nos calculs du TEC et d'interprétations des morphologies obtenues.

Dans le chapitre IV nous développons une analyse des données : les variations régulières et les variations irrégulières dues aux perturbations solaires. Les fichiers RINEX, générés par les 6 stations GPS retenues dans notre étude pendant une période de 15 ans, sont la source principale des valeurs du TEC vertical (noté VTEC) de l'ionosphère. La disposition géographique sur un axe longitudinal et cette longue durée ont permis de présenter au chapitre IV.1, une analyse journalière de la variabilité de l'ionosphère selon les zones géographiques et les conditions magnétiques. Nous disposons également des cartographies GIM fournies régulièrement par les centres d'analyse d'orbitographie des satellites GPS et reposant sur les fichiers RINEX du réseau IGS (actuellement plus de 400 stations pour une couverture mondiale). Dans ce travail, nous avons retenu uniquement les cartes journalières publiées par l'organisme CODE (Schaer, 1999).

Nous avons pu à l'aide des coefficients de variations saisonnières (paragraphe IV.1.2) et cycle solaire (paragraphe IV.1.3), proposer un modèle de prévision des valeurs médianes

du VTEC (Vertical TEC) en fonction des prévisions de l'activité solaire fournies par la NOAA. Les résultats des comparaisons avec les mesures réelles du VTEC pour une station sur l'année 2015 sont très satisfaisants, cela signifie que l'on a bien maîtrisé les cycles de l'ionisation (diurne, saisonnier, solaire).

Pour étudier le comportement de l'ionosphère des moyennes et basses latitudes lors de périodes d'orage magnétique, nous avons retenu deux classes d'évènements solaires : les éjections de masse coronale appelées CME et les vents solaires rapides issus de trous coronaux. Nous avons fait une étude de cas présentant des états initiaux simples, facilement modélisable. Nous avons analysé trois cas correspondants à des situations typiques de chaque classe d'évènements, et nous avons comparé nos résultats à des études théoriques de modèles pour expliquer les variations du VTEC et identifier les tendances.

Dans le chapitre V nous avons calculé les médianes mensuelles de nos mesures RINEX et celles de CODG et nous les avons comparées au modèle médian NeQuick, présenté au chapitre III.2.

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

Chapitre I : Relations Soleil-Terre

Dans ce chapitre nous présentons les connaissances utiles à notre étude. Cette thèse est une thèse en météorologie de l'espace « space weather ». Cette discipline nouvelle prend en compte les interactions électromagnétiques entre le soleil et la terre qui possèdent tous les deux un champ magnétique.

I.1. Le Soleil : Structure et mécanisme

I.1.1. Introduction : Fiche d'identité du Soleil

Tout ce qui existe, de la Terre jusqu'au plus lointain des corps célestes, fait partie de l'univers. L'univers en expansion contient des milliards d'étoiles, dont le soleil, pourtant il est presque entièrement vide.

Le soleil est une vaste sphère d'hydrogène et d'hélium en fusion dont le noyau est agité par des réactions nucléaires. Cette étoile, source de toute vie sur terre, est âgée 4,5 milliards d'années. Son rayon mesure 696 000 km (110 fois le rayon de la Terre). Le Soleil est composé d'hydrogène à 94 %, sa masse est de $1,99 \cdot 10^{30}$ kg (333000 fois la masse de la Terre) et sa température effective en surface est de 5800 K. Le soleil tourne sur lui-même (rotation sidérale) en 25 jours à l'équateur et 37 jours aux pôles. La distance entre la terre et le soleil est 149 597 892 km. (<http://solarscience.msfc.nasa.gov/>)

I.1.2. Structure

La structure du soleil telle qu'elle va être décrite dans ce paragraphe est résumée sur la Figure I.1, il ne s'agit pas ici d'en donner une description détaillée mais il sera utile de revenir sur certains éléments principaux de notre étoile.

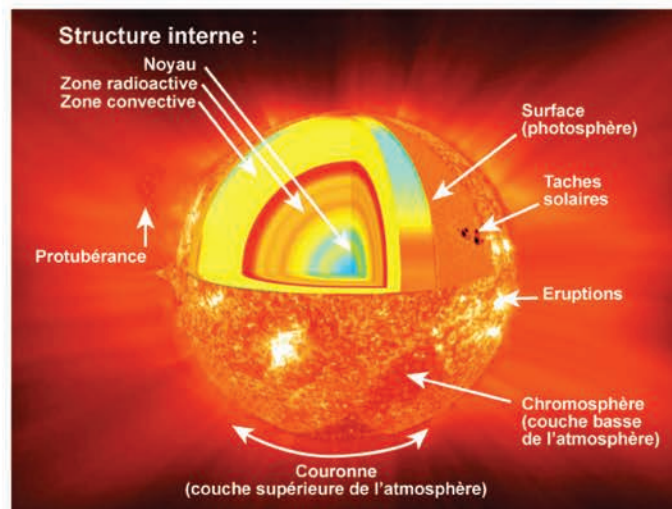


Figure I.1 : Structure du Soleil Source NASA (Science et Avenir 2010)

Le soleil se compose principalement de trois parties (K. Bocchialini.2011) :

- le cœur du soleil qui est le siège des réactions thermonucléaires est caractérisé par les émissions de neutrinos et de rayonnement gamma avec une énergie de $6,3 \cdot 10^{14}$ J

par kg d'hydrogène et à peu près 610 millions de tonnes d'hydrogène brûlées par seconde,

- la zone radiative : c'est une région de transport de l'énergie par rayonnement au-delà de 175000 km du centre. Cette région est caractérisée par l'arrêt des réactions nucléaires et l'émission de rayonnement gamma diffusé par les particules chargées qui se propage vers l'extérieur. La température est de $15 \cdot 10^6$ à $2 \cdot 10^6$ K. C'est un milieu très dense puisqu'il faut 170 000 ans pour traverser la zone.
- la zone convective où l'énergie est transportée par convection car le rayonnement absorbé par l'hydrogène et l'hélium étant devenus froids, la matière chaude monte tandis que la matière froide descend ce qui donne lieu à ce qu'on appelle les granulations solaires.

I.2. Champ magnétique solaire :

Le champ magnétique solaire a deux composantes : le champ toroïdal ou multipolaire et le champ dipolaire ou ouvert.

I.2.1. Champ magnétique dipolaire :

Le champ magnétique dipolaire est généré dans la zone de convection sous la surface, il est dû à l'écoulement du plasma. Il a un cycle de 22 ans. Il s'inverse tous les 11ans (figure I.3). C'est en 1919 que Hale a découvert l'existence de ce champ magnétique ouvert sur le milieu interplanétaire, par ailleurs Les trous et les jets coronaux sont des phénomènes associés à ce champ dipolaire (Friedman 1987).

I.2.2. Champ magnétique multipolaire (toroïdale) :

Les lignes du champ magnétique résultant des mouvements de plasma sont comparables à des rubans élastiques. Elles sont soumises à des forces de tension et de pression, et sont allongées, torsadées ou repliées sur elles-mêmes. Les taches solaires sont créées par la rotation différentielle du soleil entre le pôle et l'équateur. La rotation solaire est de 27 jours à l'équateur et de 30 jours au pôle. La figure I.2 représente la formation d'une tache. Sur la Figure I.3 est représentée une tache solaire. Elles sont sombres car elles sont plus froides que la surface du soleil. Les taches solaires sont l'une des manifestations externes du champ magnétique interne et elles ont un cycle de 11 ans. (<http://solarscience.msfc.nasa.gov/>)

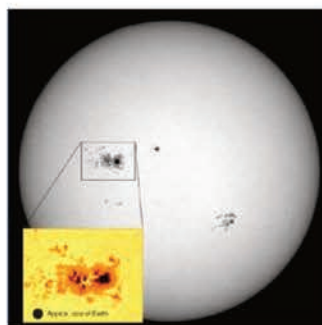


Figure I.2: Tache solaire photo du satellite SOHO source NASA: <http://solarscience.msfc.nasa.gov/>

I.2.3. Cycle des champs magnétiques du soleil

La figure 1.3 représente en haut les variations temporelles du cycle solaire complet de 22 ans qui est dipolaire puis multipolaire et ensuite dipolaire en sens inverse. En bas nous avons représenté les observations des deux champs magnétiques et nous voyons clairement la succession des phases multipolaires représentées par le célèbre diagramme papillon au centre. La succession des phases dipolaires est observable par l'alternance des couleurs jaune et bleue, elle présente ainsi un caractère anti-corrélé entre le cycle des taches et le cycle dipolaire. Au cours d'un cycle complet, il y a deux périodes durant lesquelles le champ magnétique solaire est multipolaire.

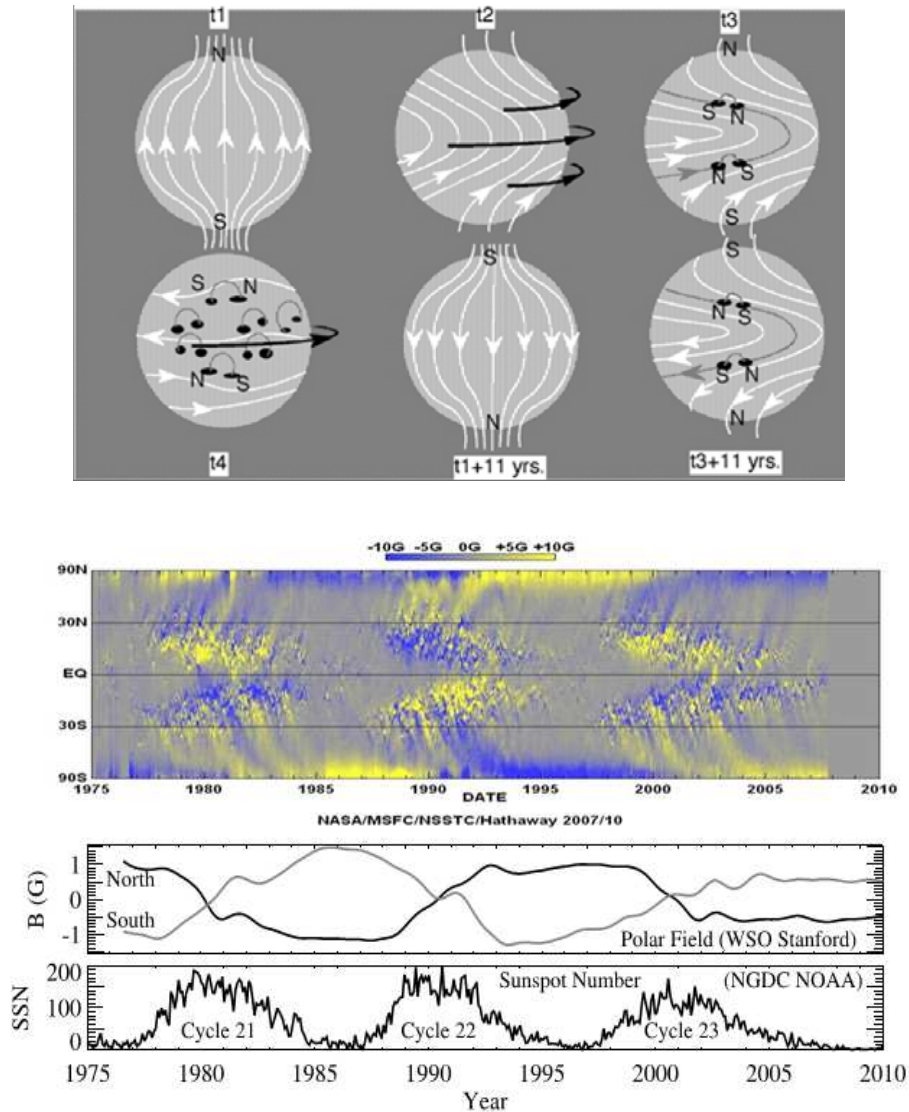


Figure I.3 : Les deux composantes du champ magnétique solaire (Li et al., 2011)

Dans le cadre de notre travail la période d'étude est de 15 ans de 2000 à 2014. Elle s'étend sur 2 parties de cycles solaires, le cycle 23 de 1996 à 2008 (maximum, phase descendante et minimum), et le cycle 24 de 2008 à 2014 (phase montante et maximum).

I.3. Activité solaire:

I.3.1. Le rayonnement solaire :

Le soleil est une étoile qui émet un rayonnement électromagnétique. La Figure I.4 présente le spectre solaire qui s'étend des ondes radios électriques jusqu'au rayonnement gamma. Les rayonnements Ultra Violet (UV), Extrême Ultra Violet (EUV) et X sont des rayonnements ionisants qui sont à l'origine de la formation de l'ionosphère, notre sujet principal d'étude.

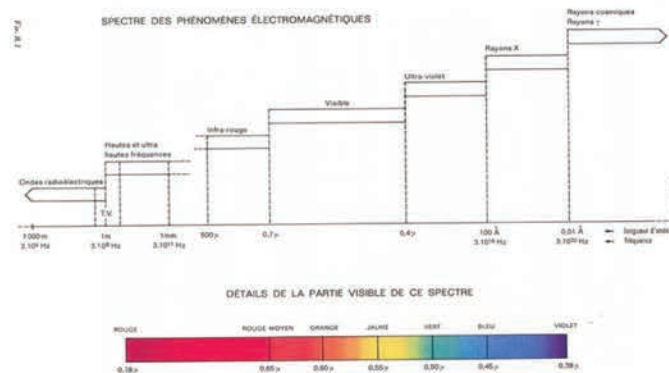


Figure I.4 : Spectre du Soleil (Triplet et Roche, 1977)

Le rayonnement solaire est permanent et il est généré autour des taches solaires et suit le cycle de taches. Il est maximum au maximum solaire et minimum au minimum.

I.3.2. Le vent solaire

Le vent solaire est un plasma en expansion continue depuis la couronne du Soleil. Au-delà de six rayons solaires, sa vitesse moyenne atteint environ 400 km/s. Les vents les plus rapides viennent des trous coronaux qui ne sont pas les régions les plus chaudes. Il est constitué à 95% de protons H^+ , de 4% de noyaux d'hélium doublement ionisés He^{++} et de 1% d'ions d'éléments plus lourds, principalement l'Oxygène ou le Carbone avec de forts degrés d'ionisation (4 à 6), les autres éléments plus lourds constitutifs de la matière solaire étant à l'état de traces. La mesure des différents paramètres du vent solaire (Vitesse, pression, densité, etc.) permettent de comprendre les différentes variabilités du soleil et les influences du champ magnétique solaire sur le champ magnétique terrestre.

I.3.3. Le milieu interplanétaire :

C'est la matière diffuse qui constitue l'espace du système solaire et à travers laquelle se déplacent les objets et les véhicules spatiaux. Il est constitué d'une composante solide, des poussières provenant de la nébuleuse solaire originelle ainsi que de la désagrégation des comètes, d'une composante gazeuse et ionisée, connue sous le nom de vent solaire émis par le soleil, d'une composante de rayonnement électromagnétique, photons provenant du Soleil et d'une composante magnétique, provenant principalement du champ

magnétique du Soleil. En outre, quelques particules fortement énergétiques peuplent le milieu interplanétaire sous la forme de rayons cosmiques. Certaines sont d'origine solaire. Les plus énergétiques proviennent de l'extérieur du système solaire et leur origine est encore mal comprise.(Techno-Sciences.net).La variabilité du champs magnétique interplanétaire (IMF) ,nous permet de quantifier l'impact du soleil sur ce milieu , on utilise spécialement sa composante Bz ; champ magnétique dirigé vers le sud qui est une condition nécessaire et non suffisante pour le déclenchement d'orage magnétique .

I.3.4. Les événements solaires (éruptions solaires, CME, trous coronaux, etc.) :

- Eruptions solaires (solar Flare) les éruptions révèlent le chauffage impulsif du plasma coronal et l'accélération des électrons et des ions qui atteignent des vitesses élevées voire relativistes et donne lieu à des Radiations X, EUV, rayon X
Les éruptions solaires varient en fonction du cycle des taches solaires il y a donc plus d'éruptions solaires lors du maximum du cycle solaire.
- Ejection de Masse Coronale (CME) : ce sont des éjections de structures magnétiques à grande échelle dans la couronne, elles transportent des milliards de tonnes de plasma ionisé et perturbent fortement le milieu interplanétaire, elles sont souvent accompagnées d'éruptions de protubérances/filaments. Les CME ne sont pas dirigées spécialement vers la terre, mais celles qui le sont peuvent provoquer des orages magnétiques et ont un intérêt majeur dans la météorologie de l'espace. Les CME varient avec le cycle solaire.
- Les Trous Coronaux : sont des lignes de champ magnétique ouvertes vers l'espace interplanétaire. Ils laissent s'échapper du plasma chaud, avec une vitesse du vent solaire qui devient rapide ($> 450\text{km/s}$). Un trou coronal est défini par le déficit d'émission de rayonnement X, EUV et onde radio. Ils sont liés au champ poloïdal lors du minimum des taches solaires.

I.4. Interactions soleil-Terre :

I.4.1. La terre et son champ magnétique :

La dynamo interne générée par les mouvements du noyau liquide, est à l'origine du Champ géomagnétique terrestre. Les lignes (en bleue sur la figure I.5) du champ magnétique ont une structure grossièrement dipolaire.

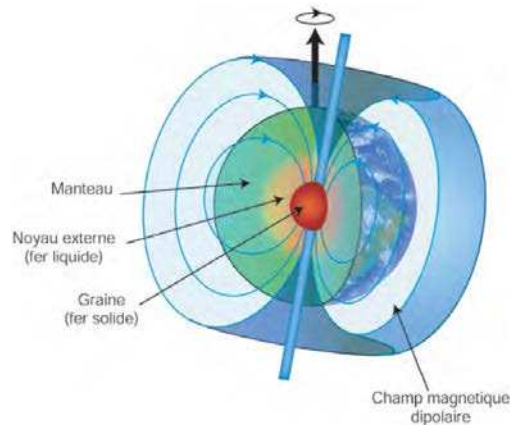


Figure I.5 : Champ magnétique terrestre

Le champ magnétique terrestre B_{total} résulte de la contribution de différentes sources :

$$B = B_p + B_a + B_e + B_i$$

où:

- B_p est le champ principal, B_a est le champ Lithosphérique (champ d'anomalies).
- B_e est créée par les sources externes qui sont l'ionosphère et la magnétosphère
- B_i est le champ induit par les sources externes B_e .

Le champ principal varie très peu à l'échelle de l'année car sa variation est séculaire. Le champ lithosphérique est constant en un point donné. Le champ externe dû aux courants électriques dans l'ionosphère et dans la magnétosphère présente des variations transitoires allant de la seconde au cycle solaire.

Le champ magnétique est un paramètre facilement mesurable qui est utilisé pour interpréter les phénomènes électrodynamiques de l'ionosphère. Ceux-ci créent des variations transitoires du champ magnétique terrestre. Nous reviendrons plus en détail sur les composantes du champ magnétique terrestre et de sa variation dans le chapitre III.

I.4.2. Les radiations solaires et la création de l'ionisation

Le rayonnement solaire ionise par photo-ionisation la haute atmosphère, il crée une région ionisée appelée ionosphère. Les mécanismes chimiques, les propriétés électriques, les mouvements d'ensemble et les transferts d'énergie du plasma ionosphérique sont intimement liés aux radiations solaires. Durant les périodes de calme magnétique, le rayonnement solaire qui atteint la terre en 8 minutes (300000km/s) est le facteur principal agissant sur l'ionosphère.

I.4.3. Interaction entre le vent solaire et de la magnétosphère :

- a) Cavité magnétosphérique :

La cavité du champ magnétique terrestre s'appelle la magnétosphère. . La magnétosphère est une cavité née de l'interaction entre le vent solaire et le champ magnétique terrestre (Chapman et Ferraro, 1931). Elle constitue un obstacle à l'écoulement du vent solaire. Sous l'influence du vent solaire, la magnétosphère est comprimée à l'avant (environ 10 rayons terrestres) et étirée à l'arrière (plusieurs centaines de rayons terrestres)

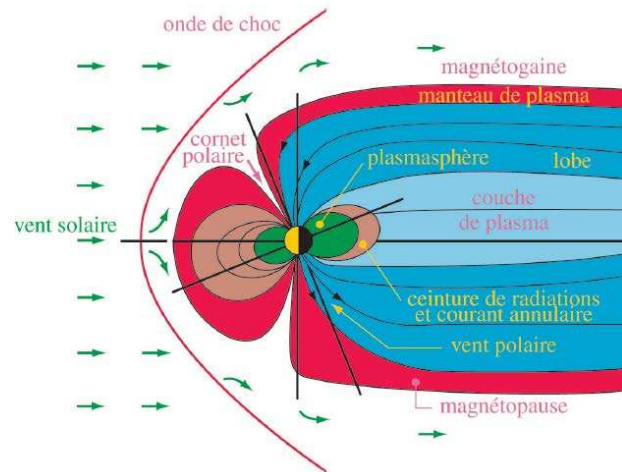


Figure I.6: Les régions magnétosphériques incluant la zone de choc en avant coté jour et la queue du coté nuit (Lilensten et Blelly, 1999).

J. De Keyser (Lilensten et Blelly 1999) définit ainsi la structure complexe de la magnétosphère. Elle est « le résultat des interactions entre les particules chargées provenant des couches supérieures de l'atmosphère terrestre, dont le mouvement est guidé par le champ magnétique de la Terre, et les particules du vent solaire transportant le champ magnétique interplanétaire. La magnétosphère peut être définie comme l'espace rempli principalement par les particules d'origine terrestre.

Par analogie l'interaction entre le vent solaire et la magnétosphère est très semblable à l'écoulement de l'eau autour d'un bateau par une vague. Le vent solaire se compose de particules qui sont principalement d'origine solaire. Il s'infiltré par le champ magnétique interplanétaire. Une onde de choc est formée devant la magnétosphère de la Terre, délimitant la région où le flux du vent solaire est affecté par la présence de la Terre. A hauteur de l'onde de choc, le vent solaire supersonique est ralenti et devient subsonique. Le vent solaire dans la magnéto gaine, plus particulièrement situé entre le bouclier et la magnétosphère de la Terre, est obligé de couler autour de la magnétosphère de la Terre et est comprimé.

La surface externe imperméable de la magnétosphère, où la pression totale du vent solaire, résultant de la pression dynamique et des pressions thermiques et magnétiques, comprimé équilibre précisément toute la pression à l'intérieur de la magnétosphère, s'appelle la magnétopause. Comme représentée sur la Figure I.6, la magnétopause a une forme ovale et s'étire dans la direction opposée au Soleil, formant une longue queue ».

b) L'intérieur de la magnétosphère

Selon (J. De Keyser 2005), l'intérieur de la magnétosphère est fortement lié à l'ionosphère de la Terre. On peut facilement comprendre que la région interne, appelée plasmasphère, qui se compose d'un plasma dense et froid d'origine principalement ionosphérique, doit plus ou moins tourner avec la Terre. La plasmasphère est située sur les lignes terrestres fermées du champ magnétique. Sa limite externe s'appelle la plasmopause. La plasmopause est située en dehors de la plasmopause; il se trouve également sur les lignes fermées du champ. Elle est très fine et ne tourne pas avec la Terre. La queue de la magnétosphère est principalement constituée de deux lobes, de polarité magnétique opposée. Chaque lobe est l'extension magnétosphérique des lignes du champ magnétique provenant de l'ionosphère polaire. Les lobes sont séparés par le feuillet plasmique qui contient le plasma chaud. Le feuillet plasmique est une région très dynamique. Les changements dans le champ magnétique interplanétaire peuvent déclencher un comportement instable dans cette région (selon un processus connu sous le nom d'orage magnétosphérique). Le feuillet de plasma est situé sur les lignes du champ magnétique qui ont leur point d'ancrage ionosphérique dans l'ovale auroral; les particules chaudes du feuillet plasmique sont donc responsables de l'apparition des aurores boréales. Toute cette interaction magnétique donne lieu à différents courants qui circule dans la magnétosphère, nous y reviendrons en détail dans le chapitre II.

c) Les courants magnétosphériques et ionosphériques et la zone aurorale de couplage :

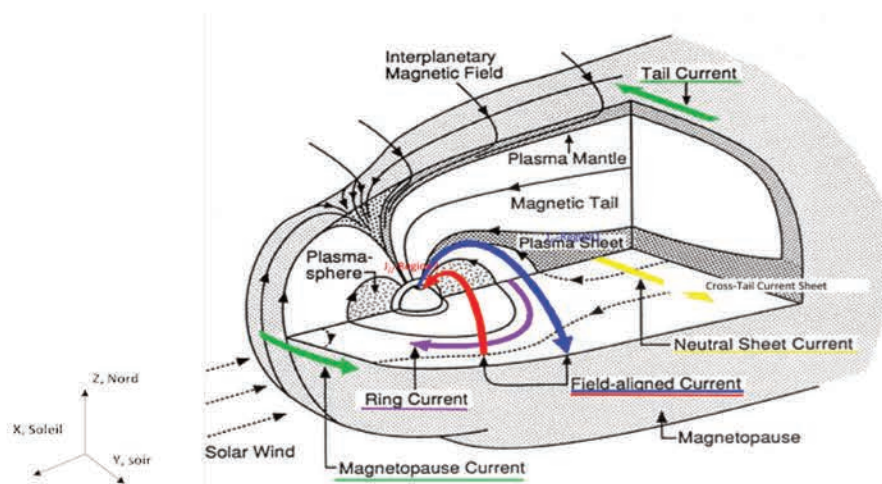


Figure I.7: Systèmes de courant électrique dans la magnétosphère (GEM source book 1989)

Les courants électriques circulant dans la magnétosphère sont représentés sur la figure I.7. À l'avant de la magnétosphère sont situés les courants de magnétopause appelés aussi courants Chapman Ferraro (en vert sur la figure I.7). Dans le plan équatorial de la magnétosphère à une distance de plusieurs rayons de la Terre circule le courant annulaire (violet dans la figure). Les courants de queue circulent dans la magnétopause à une distance de ~ 15 à 20 rayons de la Terre (en vert sur la figure) circulant dans le feuillet de plasma dans le plan équatorial de la magnétosphère. Les courants alignés, relient les

systèmes actuels ionosphériques et magnétosphériques, ils sont en bleu pour le courant dans l'ionosphère et rouge pour les courants circulant loin de l'ionosphère. Ils correspondent respectivement aux régions appelées région 1 et région 2 dans l'ionosphère. La zone aurorale est la zone la plus importante dans l'étude de la météorologie de l'espace, c'est une zone d'interaction directe avec le milieu interplanétaire Elle est le siège de différents phénomènes comme les précipitations de particules chargées, les électrojets auroraux, les courants alignés, le champ électrique de convection, le chauffage Joule etc...,- La figure I.8 présente les systèmes des courants électriques ionosphériques. Les électrojets auroraux sont présentés en rouge et en bleu, ils sont associés aux perturbations solaires. Les systèmes de courants réguliers associés aux radiations solaires sont représentés en violet (Sq) et en vert (Electrojet équatorial). Nous reviendrons sur ces courants dans le chapitre 2 sur la physique de l'ionosphère. L'ionosphère des moyennes et basses latitudes est couplée à l'ionosphère aurorale suivant des processus électrodynamiques que nous aborderons dans le chapitre II lors des études de cas.

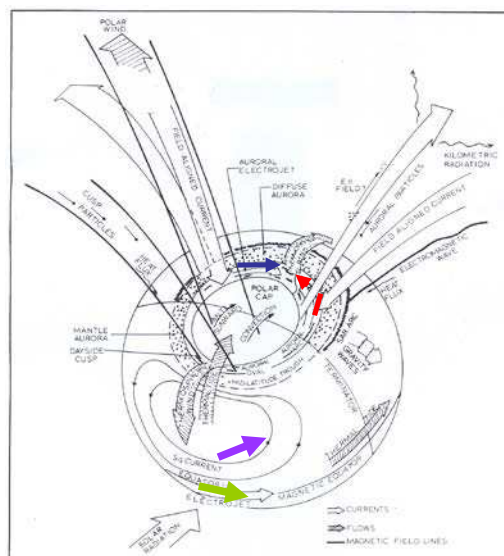


Figure I.8: Systèmes actuels des courants électriques ionosphériques (GEM source book 1989)

Cette figure illustre les différentes régions de la terre :

- La calotte polaire située aux latitudes supérieures à 75°N
- La zone aurorale située entre 65°N et 75°N
- La zone sub-aurorale aux latitudes comprises entre 55°N et 65°N
- Les moyennes latitudes entre 30°N et 55°N
- Les basses latitudes de 10°N à 30°N
- La zone équatoriale entre 0° N et 10°N

d) Orage magnétique

L'orage magnétique est causé par une compression de la magnétosphère due a un événement solaire (CME vent rapide etc.), Le premier effet de cette compression est une augmentation de l'intensité du courant Chapman Ferraro circulant sur la magnétopause

(en vert sur la figure I.8). Cette augmentation provoque une déviation de la composante horizontale Nord-sud du champ magnétique mesuré au sol (voir figure I.9), cette phase de compression est aussi appelée phase initiale de l'orage. Cette phase peut être initiée par un choc appelé *Storm Sudden Commencement*, c'est un déclenchement ou début soudain d'orage. Ensuite, l'intensité du courant annulaire (*ring current* en violet sur la figure I.8) croît, c'est la phase principale de l'orage. Ce courant circule dans le sens opposé au courant de magnétopause et produit un effet opposé : la variation de la composante horizontale nord-sud est maintenant négative. Ensuite, le courant annulaire diminue lentement durant parfois plusieurs jours, c'est la phase de recouvrement de l'orage. Les effets de ces phases peuvent être vus sur l'index Dst ci-dessous (l'index Dst sera présenté dans le chapitre III.)

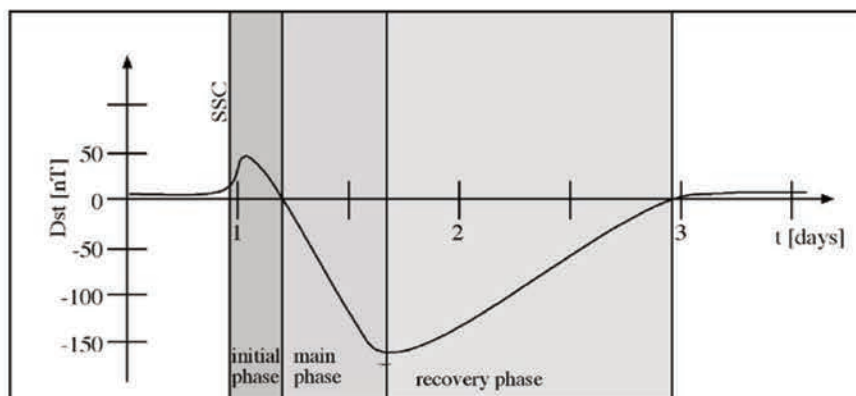


Figure I.9 : Phases d'un orage magnétique

e) Les dynamos dans le système Terre Soleil

Le système Terre soleil peut être abordé par le processus de la dynamo. En effet, au niveau du soleil, du milieu interplanétaire, de l'ionosphère et du noyau de la Terre, les mouvements de particules en présence d'un champ magnétique créent des courants électriques. Dans le tableau ci-dessous nous avons récapitulé les 4 grandes dynamos permanentes du système Terre Soleil.

Tableau I.1 : Principales dynamos du système terre soleil (Amory-Mazaudier, 2008)

Dynamo	Mouvement V m/s	Champ magnétique B en nT	Ordre de grandeur
Soleil	Soleil Rotation et convection	Soleil : 2 composantes Dipolaire Toroïdal = Taches	Rotation: ~ 7280km/h À l'équateur Composante dipolaire ~10 G Composante toroïdal ~3-5 KG (Taches)
Vent solaire Magnetosphere	Vent solaire	Interplanétaire -> Bi	Vitesse ~ [400km/s to 1000km/s] Bi ~ qq 10 nT
Vent de l'atmosphère Ionosphère	Atmosphere	Terrestre -> Bt	Vitesse ~ 100m/s Bt ~ qq 10 000 nT
Dynamo interne à la Terre	Noyau métallique	Terrestre -> Bt	Mesure indirecte basée sur le le champ magnétique terrestre et les variations séculaires de ce champ. Vitesse ~ qq km/année Bt ~ qq 10 000 nT

I.5. Conclusion :

Dans ce chapitre nous avons brièvement introduit les éléments utiles à notre étude. Nous avons mis en exergue le champ magnétique du soleil, en présentant en premier lieu son cycle toroïdale (multipolaire, cycle de taches) qui régit les radiations solaires, l'éruption solaire et les éjections de masse coronale. Ensuite nous avons introduit le cycle poloidal qui manage le vent solaire et qui est à l'origine des perturbations liées aux vents rapides. Par ailleurs nous avons introduit le champ magnétique terrestre car il nous permet de comprendre les phénomènes agissant dans le système soleil-terre car ils influencent le champ magnétique. Nous verrons dans le chapitre III comment les variations transitoires du champ magnétique terrestre sont utilisées pour définir des indices magnétiques essentiels à la caractérisation des perturbations magnétiques. En outre nous avons présenté brièvement la zone aurorale et les courants dans la magnétosphère et l'ionosphère qui seront détaillés au cours du chapitre II relatif à la physique de l'ionosphère.

Chapitre II : Physique de L'ionosphère

Ce chapitre présente les couches de l'atmosphère et de l'ionosphère ainsi que les équations physiques du milieu et les caractéristiques de l'ionosphère équatoriale. Nous nous appuyerons sur l'ouvrage de Rishbeth and Garriott (1969) et le livre Handbook of Atmospheric Electrodynamics (1995), et plus particulièrement sur le chapitre rédigé par A. Richmond.

II.1. Les couches de l'atmosphère et de l'ionosphère

II.1.1. L'atmosphère Terrestre

L'atmosphère désigne l'enveloppe gazeuse entourant la Terre solide. Les différentes couches de l'atmosphère sont déterminées à partir du profil des températures de l'atmosphère neutre. La température de l'atmosphère varie de 300 à 1500 degrés Kelvin. La figure II. 1 représente les différentes couches de l'atmosphère selon la variation de l'altitude et du gradient de la température et les couches de l'ionosphère en fonction de la densité électronique.

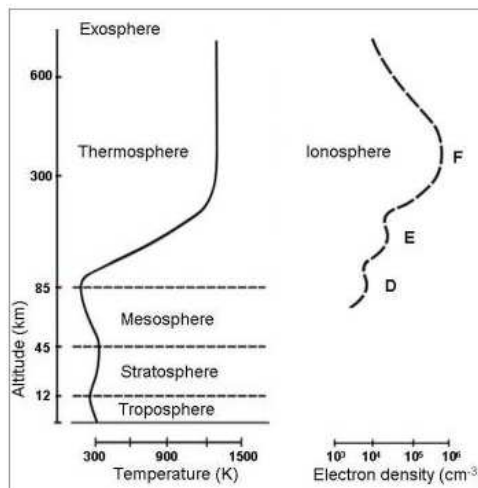


Figure II.1 : Couches de l'atmosphère et de l'ionosphère. Le Centre de Physique du Globe (CPG), Institut Royal Météorologique de Belgique. <http://dourbes.meteo.be/fr/> .

- Couche de l'atmosphère :
 - La troposphère, se situe entre 0 et 15km environ. Dans cette région on applique la notion de gradient de température adiabatique et sec. Il y a l'effet de serre avec les bandes d'absorptions troposphériques. C'est la région où se déroulent les phénomènes météorologiques.
 - La stratosphère, entre 15 et 50 km où s'exerce la chimie de l'oxygène par synthèse de l'ozone O₃, l'échauffement du gaz se fait par le rayonnement UV ($\lambda < 300\text{nm}$) et le rayonnement solaire est atténué d'un facteur e en fonction de la longueur d'onde.

- La mésosphère caractérisée par le rayonnement Infra Rouge du CO₂. Elle s'étend de 45 à 90 km environ. (et par le refroidissement par transition vibrationnelle soit par excitation radiative (relaxation collisionnelle ou radiative qui donne lieu à un bilan positif ou échauffement), ou par excitation collisionnelle (relaxation collisionnelle ou radiative par perte du rayonnement vers l'espace et un bilan négatif).
- La thermosphère dans laquelle se produit l'absorption directe du rayonnement UV ($\lambda < 200\text{nm}$), et la création de l'ionosphère (autour de 100 à 150 km Si $\lambda < 100\text{nm}$), est caractérisée par un échauffement très fort, puisque la rareté du CO₂ donne lieu à peu de refroidissement, au-dessus de 200-300km. Il n'y a plus de conduction. T devient constant.

- Hauteur d'échelle :

De façon générale, l'équation différentielle décrivant l'équilibre hydrostatique d'une atmosphère, s'écrit :

$$\frac{dP}{dz} = -\rho g \quad \text{Équation II.1}$$

où :

- P : la pression,
- z : l'altitude, choisie croissante « vers le haut » (le niveau zéro, $z = 0$, pouvant être choisi arbitrairement),
- ρ : la masse volumique,
- g : l'intensité locale de la pesanteur.

La loi des gaz parfaits s'écrit :

$$P = \frac{\rho RT}{M} \quad \text{Donc} \quad \rho = \frac{PM}{RT} \quad \text{Équation II.2}$$

avec :

- R : la constante des gaz parfaits,
- T : la température,
- M : la masse molaire.

En appliquant l'équation (II.1) dans l'équation (II.2), on obtient alors :

$$\frac{dP}{dz} = -\frac{PMg}{RT} \quad \text{Équation II.3}$$

Il s'agit de l'équation différentielle décrivant la variation de pression en fonction de l'altitude.

Localement, la température, la masse molaire de l'atmosphère (liée à sa composition chimique) et l'intensité de la gravité peuvent être considérées comme constantes avec l'altitude. En intégrant l'équation (II.3), on obtient alors :

$$P(z) = P_0 e^{\frac{-Mgz}{RT}} \quad \text{Equation II.4}$$

où P_0 est la pression à l'altitude $z = 0$

Dans les conditions du point d'étude, pour que P diminue d'un facteur $1/e$, il faudrait alors une variation d'altitude H telle que :

$$H = \frac{RT}{Mg} \quad \text{Equation II.5}$$

Cette hauteur H est la hauteur d'échelle au point considéré. Une remarque importante est que cette hauteur ne dépend pas de la pression ni de ses dérivés dans cette expression finale. La hauteur d'échelle est utilisée dans le modèle NeQuick2 (chapitre V, annexe 4)

II.1.2. Définition des couches de l'ionosphère.

L'ionosphère est la partie ionisée de l'atmosphère (figure II.1), elle est créée par la photo-ionisation. Elle est composée de 3 couches qui sont les couches D, E et F. Durant la journée les couches D, E, et F existent et durant la nuit seule la couche F est présente. La figure II.3, présente les couches de l'ionosphère durant le jour et la nuit. La courbe bleue est le profil de densité électronique dans la journée, et la courbe verte dans la nuit.

L'ionosphère terrestre peut être considérée comme un plasma (il répond aux quatre critères d'existence du plasma (Savoini, 2011). Le deuxième critère stipule que l'énergie potentielle d'interaction est beaucoup plus petite que l'énergie d'agitation thermique ($|U_{\text{int}}| \ll U_{\text{th}}^{16}$), cette inégalité signifie du point de vue thermodynamique que le plasma se rapproche d'un gaz parfait. On pourra donc utiliser la loi classique des gaz parfaits ($p = n k_B T$), pour définir la pression interne du plasma ionosphérique.

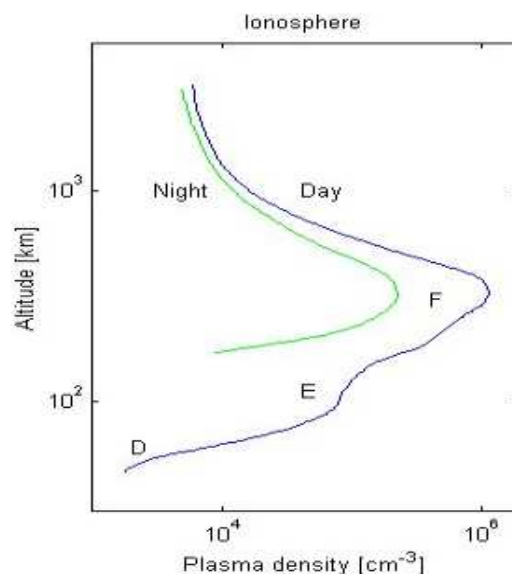


Figure II.2: Les couches de l'ionosphère de jour et de nuit. (Bauer, 1973)

« La couche D est très collisionnelle, les fréquences de collision (V_{en}) électrons-neutres et (V_{in}) ions-neutres γ sont très élevées, entraînant une forte absorption des ondes radioélectriques HF inférieures à 1 MHz. La recombinaison γ est très rapide, de sorte que cette couche ne subsiste pas la nuit lorsque la photo ionisation s'est arrêtée. La couche E est située entre 90 et 150km. Dans La région E, la somme des densités des ions positifs NO^+ et O_2^+ est approximativement égale à la densité électronique N_e , les collisions entre les neutres et les ions sont plus fréquentes que celles entre les neutres et les électrons et les ions et les électrons, les électrons sont beaucoup plus libres. La région F de l'ionosphère se situe entre 150 et 600km ou plus. Elle comporte deux sous-couches (F1 et F2) pendant le jour. La couche F1 (150-200km) est formée majoritairement d'ions positifs NO^+ et O_2^+ . La couche F2 (200-600km) qui est la seule à subsister la nuit, est composée d'ions O^+ formé à partir de l'ionisation de l'atome d'oxygène (O) par les rayons EUV de la gamme de 26 à 80nm. Dans la région F, la diffusion verticale des charges se fait de la couche E vers le haut de jour et vers le bas de nuit depuis la magnétosphère. Ce phénomène de diffusion γ maintient une densité électronique élevée à tout moment. On constate de faibles collisions entre les ions et les électrons, la région F est dominée par la diffusion des charges » (Lilensten et Blelly, 1999).

II.1.3. Modèle de Chapman

Le profil de la densité électronique en fonction de l'altitude peut être décrit en utilisant un profil Chapman (Kelley 2009). En supposant qu'il y a l'équilibre hydrostatique d'un élément de masse par rapport à la surface de la Terre et en considérant l'atmosphère comme un gaz parfait, une expression de la densité électronique peut être dérivée. L'expression finale pour un profil Chapman peut être écrite comme suit (Hargreaves, 1995):

$$N_e(h, \chi) = N_{e,0} e^{\frac{1}{2} \left(1 - \frac{h-h_{m,0}}{H} - \sec(\chi) e^{-\frac{h-h_{m,0}}{H}} \right)} \quad \text{Equation II.6}$$

où $N_{e,0} = \left(\frac{q_{m,0}}{\alpha} \right)^{\frac{1}{2}}$, $q_{m,0}$ est le taux d'ionisation maximum, α est le coefficient moyen de dissociation pour les ions moléculaires, $h_{m,0}$ est la hauteur référence, H est la hauteur d'échelle h et χ est l'angle zénithal.

La figure II.3 illustre la courbe du taux de production de l'ionisation qui dépend de 2 facteurs : 1) l'intensité du rayonnement solaire et 2) la matière à ioniser. La courbe de l'Intensité de la radiation ionisante croit en fonction de l'altitude, car certains rayonnements sont absorbés à différents niveaux de l'atmosphère. Les rayons UV et rayons X sont absorbés avant d'arriver au sol. Seuls les rayonnements visibles et Infra rouge arrivent au sol. La matière à ioniser diminue en fonction de l'altitude parce que les concentrations des atomes et des molécules diminuent avec l'altitude. La combinaison de ces deux facteurs fait qu'il existe un maximum à une altitude donnée.

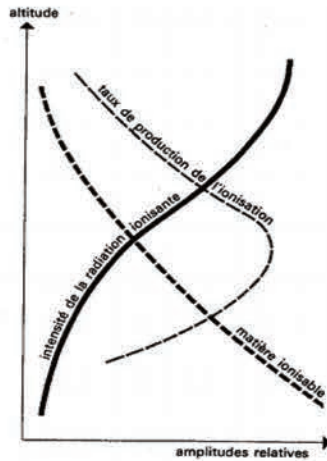


Figure II.3 : Modèle Chapman de la formation de l'ionosphère (Chapman, 1931).

II.1.4. Comparaison entre les compositions de l'atmosphère et de l'ionosphère

L'ionosphère est la partie partiellement ionisée de la haute atmosphère. Elle se situe au-dessus 70 km d'altitude et coïncide avec la mésosphère et la thermosphère, sa limite supérieure est mal définie et elle est décrite par le profil vertical de densité électronique en électron/cm³ (voir figure II.4).

Outre la photo ionisation, la densité électronique est soumise à des réactions chimiques (recombinaison, attachement etc..) que nous ne décrivons pas ici. Chapman (1931) a basé ses travaux sur la production et la perte électronique pour expliquer la formation et l'évolution des couches E et F1 de l'ionosphère

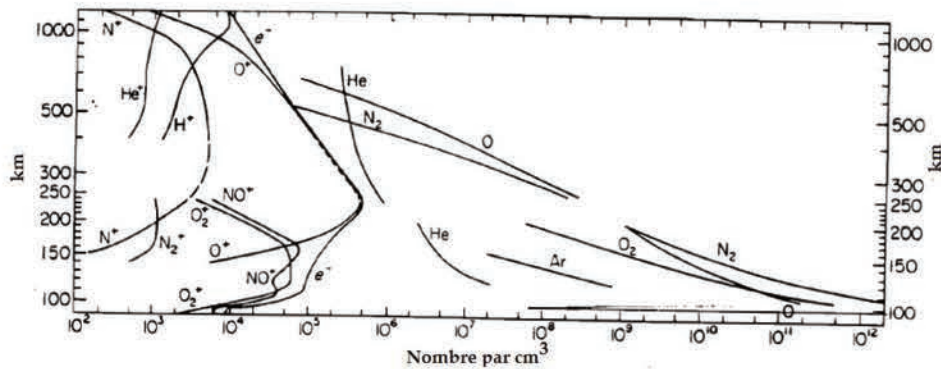


Figure II.4 : Profil en fonction de l'altitude des constituants ionisés et neutres (Rishbeth et Gariott, 1969).

II.2. Equations de base

II.2.1. Équation de continuité

L'équation de continuité concerne la variation de densité d'une particule. Elle comporte 3 termes : la production (P), les pertes (L) et le transport.

$$\frac{\partial N_r}{\partial t} = P(N_r) - L(N_r) - \vec{\nabla} \cdot (N_r \vec{V}_r) \quad \text{Équation II.7}$$

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

Dans la suite de ce travail nous étudierons l'ionisation totale appelé CET Contenu total en électrons (TEC Total Electronique Content). La variation CET est régie par l'équation II.1.1

II.2.2. Équation de mouvement :

Nous nous appuyons dans ce paragraphe sur l'article de Richmond (1995).

L'équation de mouvement pour état stationnaire est donnée par l'équation suivante :

$$\sum F = m \frac{d\vec{V}_r}{dt} = 0 \quad \text{Équation II.8 (Principe fondamental de la mécanique)}$$

où, m est la masse en kg, g est l'accélération en m/s^2 et V_r est la vitesse de la particule en m/s , l'unité des forces F est le Newton (N).

Les équations de mouvement pour les ions et les électrons sont les suivantes :

Pour les ions :

$$0 = m_i \vec{g} - \frac{1}{N_i} \vec{\nabla}(N_i k T_i) + e(\vec{E} + \vec{V}_i \wedge \vec{B}) - m_i \nu_{in}(\vec{V}_i - \vec{V}_n) - m_e \nu_{ei}(\vec{V}_i - \vec{V}_e) \quad \text{Équation II.9}$$

Pour les électrons:

$$0 = m_e \vec{g} - \frac{1}{N_e} \vec{\nabla}(N_e k T_e) - e(\vec{E} + \vec{V}_e \wedge \vec{B}) - m_e \nu_{en}(\vec{V}_e - \vec{V}_n) - m_e \nu_{ei}(\vec{V}_e - \vec{V}_i) \quad \text{Équation II.10}$$

Dans ces équations, les termes sont :

- La gravité de la particule chargée : $m\vec{g}$, m est la masse, g est l'accélération de la pesanteur.

- Le gradient de pression: $\frac{1}{N} \vec{\nabla}(NkT)$ Où N et T sont respectivement la concentration et la température de la particule chargée, et k , la constante de Boltzmann.

- La force de Laplace/Lorentz: $\pm e(\vec{E} + \vec{V}_n \times \vec{B})$

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

- La force de collision avec les particules neutres, traduit l'échange de quantité de mouvement dans le référentiel des neutres: $m v(\vec{V} - \vec{V}_n)$

Où m est la masse, \vec{V} est vitesse de la particule chargée et v : fréquence de collision avec les neutres, \vec{V}_n est la vitesse des neutres.

Le mouvement des particules ionisées est différent suivant la direction

Dans la direction perpendiculaire au champ magnétique terrestre on peut négliger la gravité et les gradients de pression devant les autres forces.

L'équation de mouvement II.2, pour les ions, se réduit à :

$$e(\vec{E} + \vec{V}_{i\perp} \wedge \vec{B}) = m_{i\perp} v_{in\perp} (\vec{V}_{i\perp} - \vec{V}_{n\perp}) \quad \text{Équation II.11}$$

Et pour les électrons à

$$e(\vec{E} + \vec{V}_{e\perp} \wedge \vec{B}) = 0 \quad \text{Équation II.12}$$

La gyrofréquence des électrons est : $\Omega_e = \frac{eB}{m_e}$

La gyrofréquence des ions est: $\Omega_i = \frac{eB}{m_i}$

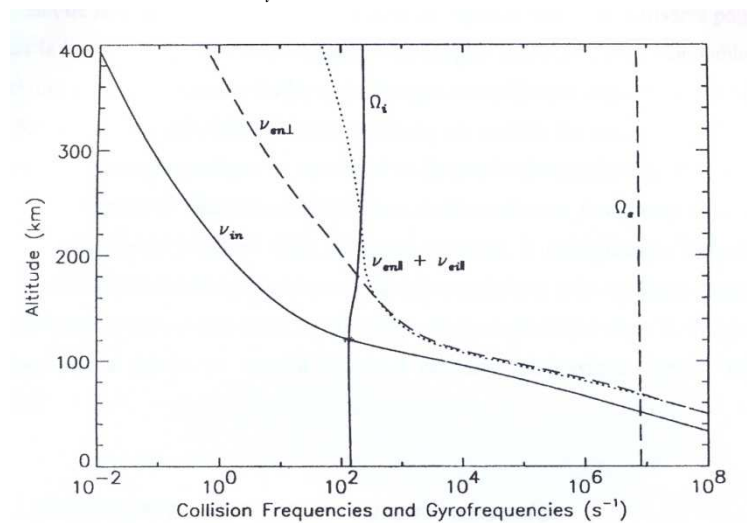


Figure II.5 : Fréquences de collision et Gyrofréquence (Handbook of Atmospheric Electrodynamics A. Richmond 1995)

La figure II.5 présente les profils des fréquences de collision entre les ions et neutres, les électrons et neutres et les gyrofréquences des ions et des électrons en fonction de l'altitude. Dans la région E, la gyrofréquence des ions est de l'ordre de grandeur des collisions entre les ions et les neutres ($\Omega_i \approx \nu_{in}$), la vitesse des ions dépend donc des collisions et de la gyrofréquence. Pour les électrons La gyrofréquence est très supérieure aux collisions entre les électrons et les neutres ($\Omega_e \gg \nu_{en}$), la vitesse des électrons dépend uniquement de la gyrofréquence.

$$\vec{V}_i \neq \vec{V}_e$$

Dans la région E circulent des Courants électriques. L'expression de la densité de courant électrique dans la région E de l'ionosphère est :

$$\vec{J} = N_e e (\vec{V}_i - \vec{V}_e) \quad \text{Équation II.12}$$

où, N_e est densité électronique (N/m^3), e la charge de l'électron en Coulomb, \vec{V}_i, \vec{V}_e sont les vitesses des ions et des électrons en m/s.

Dans la région F (au-dessus de 160km), $v_{en} \ll \Omega_e$ et $v_{in} \ll \Omega_i$; Les vitesses des ions et des électrons dans la direction perpendiculaires sont égales et sont uniquement dues à la force de Lorentz

$$\vec{V}_i = \vec{V}_e = \frac{\vec{E} \times \vec{B}}{B^2} \quad \text{Équation II.13}$$

La densité de courant électrique dans la région F est très faible.

Dans la direction parallèle les vitesses des ions et les électrons sont donnés par les expressions suivantes :

$$\vec{V}_{i||} = \vec{V}_{n||} + \vec{V}_{d||} \quad \text{Équation II.14}$$

$$\vec{V}_{e||} = \vec{V}_{n||} + \vec{V}_{d||} - \frac{\vec{J}_{||}}{N_e \cdot e} \quad \text{Équation II.15}$$

où : $\vec{V}_{n||}$ est la vitesse des neutres, $\vec{V}_{d||}$ est la vitesse de la diffusion ambipolaire sous l'influence du gradient de la pression et la gravité, $\vec{J}_{||}$ est le courant parallèle, N_e est la densité des électrons, e est la charge.

En dessous de 180km, la vitesse de diffusion ambipolaire est négligeable, on a donc:

$$\vec{V}_{i||} \cong \vec{V}_{n||} \quad \text{Équation II.16}$$

II.3. Particularités de l'ionosphère des basses latitudes :

II.3.1. La fontaine équatoriale et anomalie équatoriale :

La couche F équatoriale est caractérisée par des valeurs très élevées de la densité électronique avec des amplitudes prononcées, d'importants gradients de densité électronique qui provoquent des scintillations sur le signal GPS.

A l'équateur le champ magnétique est horizontal, la dérive en $E \times B$ du plasma ionosphérique (équation II.13) fait monter le plasma jusqu'aux altitudes de plus 700 km. Aux altitudes supérieures la gravité et les gradients de pression font diffuser le plasma le long du champ magnétique vers des latitudes plus basses. Ce mécanisme s'appelle la Fontaine équatoriale.

Les électrons redescendent à des latitudes comprises entre ± 10 et ± 20 degrés renforçant ainsi la densité électronique de ces latitudes et diminuant celle de l'équateur. Ce principe explique la formation de l'anomalie équatoriale (voir figure II.6).

Le profil des densités électroniques de l'ionosphère présente, à l'équateur magnétique, une allure différente des profils observés aux moyennes latitudes. Au cours de la journée il y a un champ électrique dirigé vers l'est dans la couche E équatoriale. Ce champ électrique est dû à la dynamo ionosphérique. Un effet croisé de ce champ électrique avec le champ magnétique terrestre horizontal engendre une dérive verticale ascendante (Bramley et Peart, 1964) appelée dérive Hall.

L'effet conjugué de cette dérive et de la diffusion ambipolaire (voir équation II.16) le long des lignes de force est à l'origine du phénomène de «fontaine équatoriale» qui produit les renforcements de l'ionisation aux tropiques.

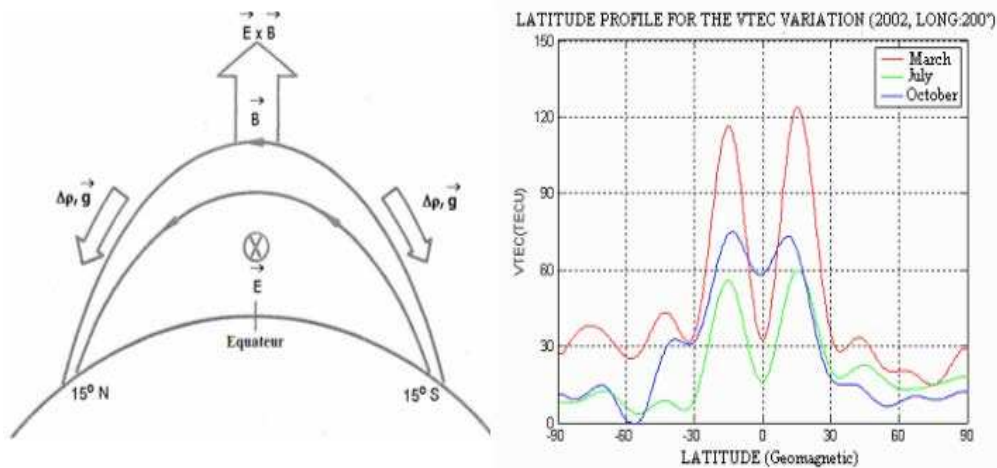


Figure II.6: la fontaine équatoriale, les crêtes et le creux d'ionisation (Hederson, 2005)

L'épaisseur de la couche F2 de l'ionosphère équatoriale présente, aux basses latitudes, une variation très spectaculaire et impressionnante : souvent la densité électronique à minuit est nettement plus élevée que celle de midi. Cela trouve son origine dans un processus photochimique prenant en compte la variation journalière de la température de l'atmosphère (Northon et Van Zandt, 1964). Seule, la diffusion verticale est négligeable car l'ionisation ne peut passer à travers les lignes de force du champ. Ce qui a pour effet d'affecter la distribution latitudinale de l'ionisation. De nombreux auteurs tels que Hirono et Maeda (1955) montrèrent que la dérive électromagnétique peut aussi influencer la variation diurne de la densité électronique.

L'asymétrie de la position des crêtes (Rajaram, 1977) serait causée par la composante méridionale du vent neutre (Rishbeth, 1972). Il convient néanmoins de souligner que la variation de la composition locale atmosphérique peut affecter la production ou la perte locale d'ionisation.

Pour les ions entre 90 et 160 km il y a les collisions avec les atomes neutres. La vitesse des ions est différente des vitesses des électrons ce qui donne lieu à une circulation de courant électrique. Au dessus de 160 km dans la direction parallèle au champ magnétique terrestre, il y a la vitesse de diffusion ambipolaire ($V_{||}$) ainsi que l'effet des vents neutres ($V_{n||}$), et pour les électrons il faut ajouter l'effet des courants alignés $J_{||}$ (voir les équations II.15, II.16).

Les vents neutres de jour en région E sont composés par les marées atmosphériques, les ondes de gravité qui se propagent depuis la stratosphère et la basse atmosphère et la composante locale liée au gradient de température (jour nuit).

A plus haute altitude, dans la région F, le processus à l'origine des courants méridionaux en région E, provoque l'anomalie équatoriale.

II.3.2. PRE : Pre Reversal Enhancement (après le coucher du soleil) :

Le 'Pre Reversal Enhancement' est une forte augmentation de la vitesse verticale dirigée vers le haut (produite par la dérive \mathbf{ExB} qui fait monter les couches ionosphériques le jour), il est observé après le coucher du soleil au niveau de la couche F2, entre 18.00 et 19.00 TL. Cette vitesse est due à un champ électrique dirigé vers l'Est le jour. La vitesse verticale est dirigée vers le bas, la nuit, car le champ électrique est alors dirigé vers l'ouest ce qui produit une descente de l'ionosphère vers les plus basses altitudes (voir figure II.7).

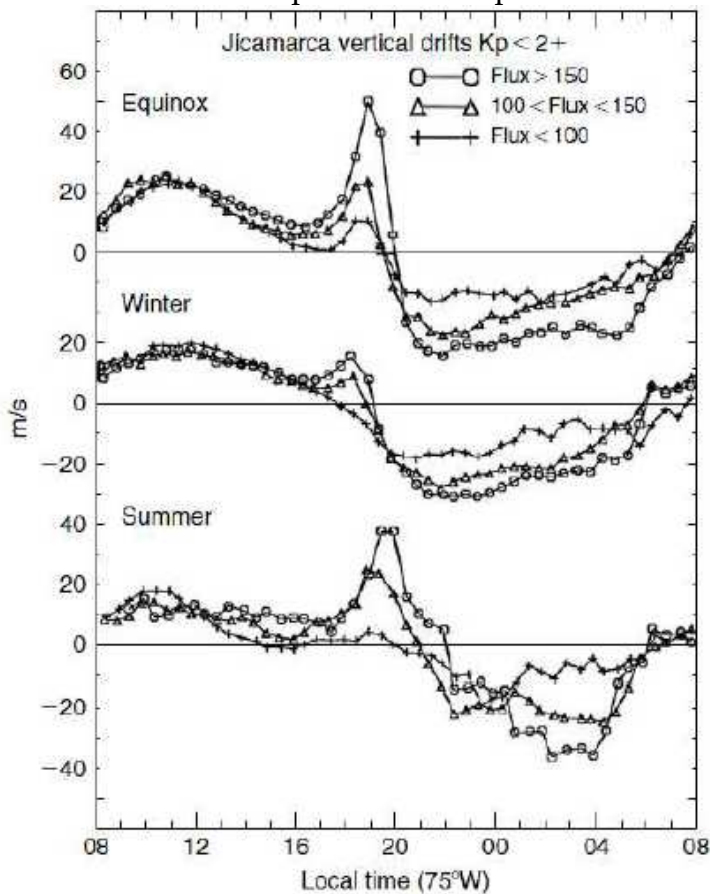


Figure II.7 : Vitesses verticales moyennes du plasma à Jicamarca (Pérou), pendant l'équinoxe (Mars-Avril, Septembre- Octobre), hiver (Mai-Août), été (Novembre- Février) pour 3 valeurs de flux solaire (Fejer et al., 1991).

II.3.3. Les bulles de Plasma :

Une bulle de Plasma est une région de faible densité de plasma qui apparaît dans l'ionosphère équatoriale après le coucher du soleil. (Kelley, 2009)

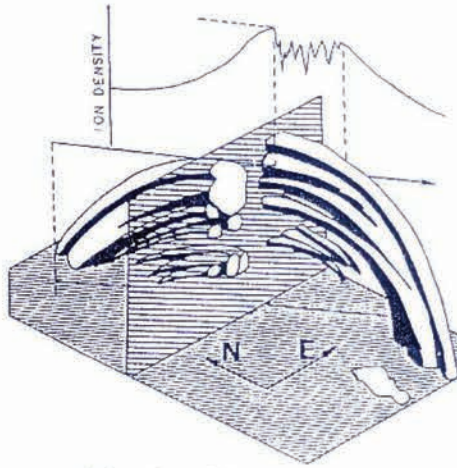


Figure II.8 : Bulle de plasma (région de faible densité du plasma) allongée le long de la ligne de champ géomagnétique (Young et al., 1984)

Les bulles de plasma, également appelés bulles équatoriales plasmatiques « equatorial plasma bubbles » (EPBs), sont des structures à grande échelle de faible densités qui apparaissent à la limite inférieure de la couche F (200 km) et s'étendent verticalement dans la partie supérieure de l'ionosphère. L'appellation bulles est due aussi au fait que ce phénomène ressemble à des bulles qui montent à travers une boisson gazeuse ou un liquide. Plusieurs techniques ont permis l'étude des bulles de plasma pendant les dernières décennies notamment : la rétrodiffusion radar VHF, l'analyse d'ionogramme, l'imagerie optique de luminescence, les sondages, les tirs de fusées, les mesures satellitaires et les fluctuations in-situ de phase de réseau GPS (Scintillations). La création des bulles de plasma est dû à l'instabilité de Rayleigh Taylor, le gradient de densité électronique donne lieu à diverses instabilités dans notamment les scintillations d'amplitude et de phase des émissions électromagnétiques qui traversent l'ionosphère des moyenne et basse latitudes après le coucher du soleil.

II.3.4. Courant Electrojet équatorial :

La circulation des courants électriques ionosphériques dans la région E (90-160 km) résulte de la conjugaison de deux effets dynamo dans l'environnement terrestre :

- un effet du champ magnétique, résultant du mouvement de l'atmosphère neutre à travers les lignes de force du champ magnétique terrestre dans la région dynamo ionosphérique, principalement durant les périodes de calme magnétiques.
- un effet d'entraînement dû à l'écoulement du vent solaire aux confins de la magnétosphère, où règne le champ magnétique interplanétaire, principalement durant les périodes magnétiquement perturbées.

La vitesse d'équilibre résultant de ces deux effets est le plus souvent différente pour les électrons et les ions. Cette différence de vitesse donne naissance à un courant électrique dans le circuit connectant le vent solaire, la magnétosphère, l'ionosphère et l'atmosphère.

Ceci contribue aux variations du champ magnétique terrestre observé au sol et à bord des satellites. L'électrojet équatorial (voir figure II.9) est une composante de ce circuit, il est très bien observé les jours de calmes magnétiques.

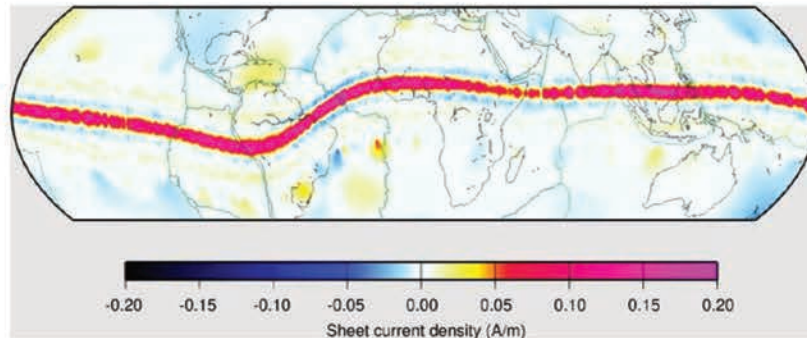


Figure II.9 : Electrojet équatorial, Courant électrique circulant le long de l'équateur magnétique Dirigé vers l'Est aux altitudes 105-110km (NOAA, NGDC).

Les observations montrent que l'amplitude de la composante horizontale H du champ magnétique terrestre en basse latitude, est plus grande que celle en moyenne latitude, figure II.10. On sait que ceci est dû à l'existence d'un système appelé l'électrojet équatorial, qui s'écoule vers l'est le long de l'équateur magnétique dans une bande de latitude d'environ $\pm 30^\circ$.

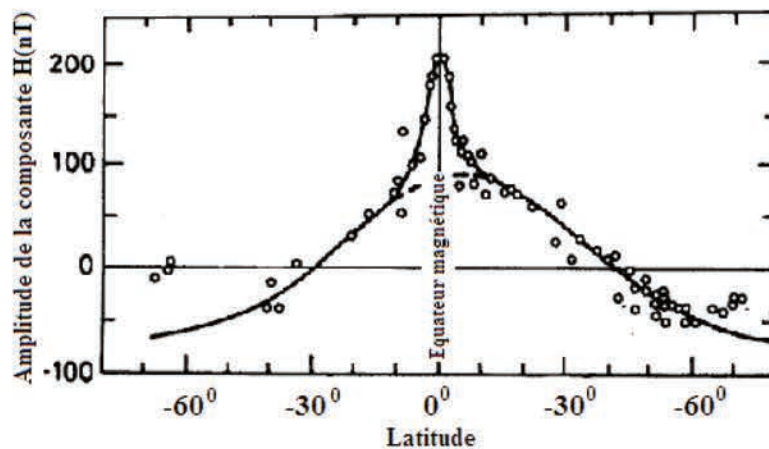


Figure II.10: Distribution de l'amplitude de la composante H(nT) en fonction des latitudes (Jacobs, 1990).

L'électrojet équatorial fait partie d'un circuit électrique qui connecte l'ionosphère et la magnétosphère.

II.4. Couplage électrodynamique entre les hautes et basses latitudes

Pendant les orages magnétiques, deux processus physiques principaux agissant à l'échelle planétaire peuvent être observés:

- La pénétration directe du champ électrique depuis la calotte polaire jusqu'à l'équateur, est à l'origine du système de courant équivalent DP2 [Nishida et al, 1966; Nishida 1968]. Le processus physique associé au DP2 est la Prompte Pénétration du Champ Electrique (PPEF) [Vasyliunas, 1970]. Le champ électrique est transmis à toutes les latitudes simultanément. Il y a simultanément des perturbations aux hautes et basses latitudes. La figure II.11 ci-dessous représente sur la gauche les variations du champ magnétique observées simultanément à toutes les latitudes, et sur la droite le système de courant équivalent DP2.

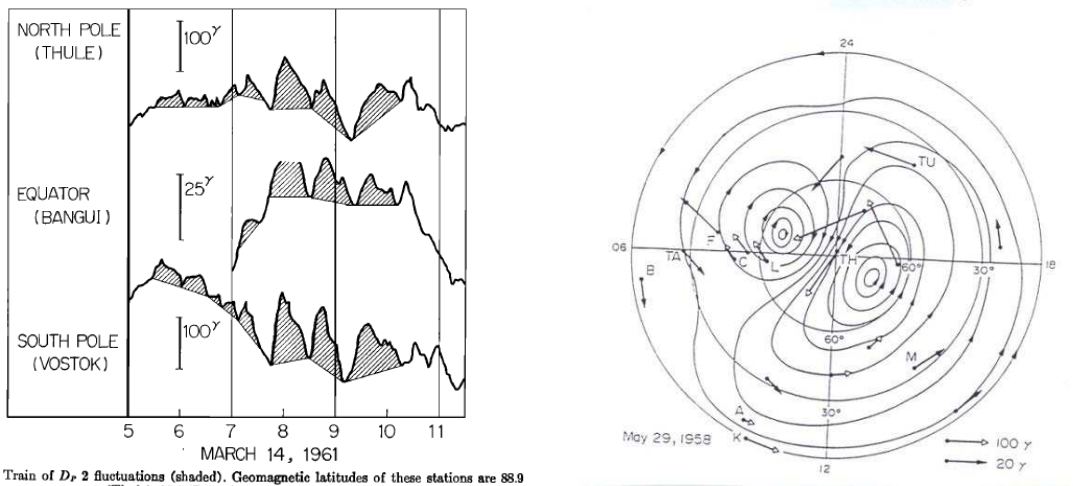


Fig. 1. Train of $D_p 2$ fluctuations (shaded). Geomagnetic latitudes of these stations are 88.9 (Thule), 05.0 (Bangui), and -89.1 (Vostok).

Figure .II.11 : Fluctuations géomagnétique DP2 et phénomène Magnétosphérique associées : PPEF (Nishida ,1966 ; 1968)

- La perturbation des vents neutres est principalement due au chauffage Joule auroral. durant un orage magnétique, les courants électriques auroraux transfèrent une grande quantité d'énergie thermique au gaz neutre via le Chauffage Joule $J \cdot E$ (J , densité de courant électrique; E , champ électrique). En outre, ils perturbent aussi les vents neutres par transfert d'impulsion via la force d'Ampère $J \times B$ (B , champ géomagnétique). Le chauffage Joule et la force dynamique d'entraînement, perturbent les vents thermosphérique et le champ de pression et produisent les ondes de gravité dans la région F (Testud et Vasseur, 1969; Richmond et Roble 1979). Ces vents thermosphériques s'étendent de la zone aurorale aux latitudes moyennes et basses [Mazaudier et Bernard, 1985; Mazaudier et al, 1985] avec un flux de retour aux altitudes de la région E- vers l'équateur magnétique, c'est ce qu'on appelle La cellule de Hadley. Cette cellule est représentée sur la figure II.12, pour différentes activités magnétiques, faible, modérée et forte. Ces vents transportent de l'ionisation et peuvent augmenter celle-ci dans les régions à faible perte. De jour hmF2, foF2, et le contenu électronique total (TEC) sont modifiés par les changements de la composition de l'atmosphère produits par les vents thermosphérique perturbés (Jones, 1971; Jones et Rishbeth, 1971; Volland, 1979).

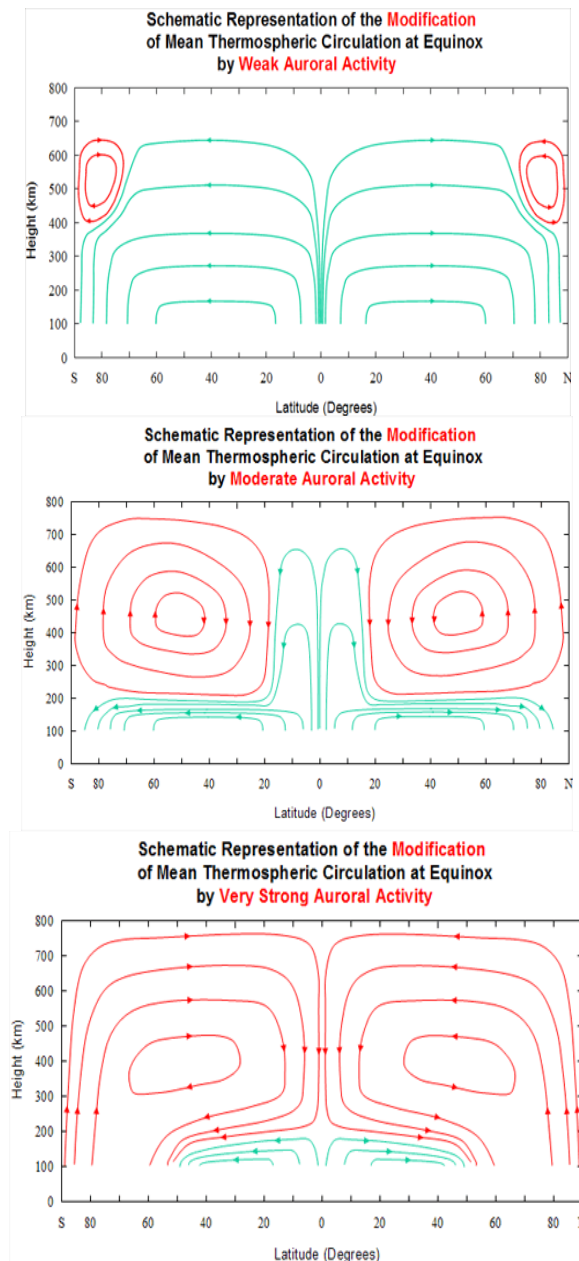


Figure II.12 : Cellule de Hadley entre le pôle et l'équateur (Robble, 1977)

Les vents thermosphériques mettent plusieurs heures pour se propager de la zone aurorale vers la zone équatoriale.

Blanc et Richmond (1980), ont modélisé, ce processus : l'action de la force de Coriolis sur les vents méridionaux dirigés vers le sud (cellule de Hadley) produit des mouvements zonaux vers l'ouest. Ces vents zonaux, avec la composante z du champ magnétique terrestre (dirigée vers le bas) produisent un courant électrique Pedersen dirigé vers l'équateur. Ce courant Pedersen accumule des charges positives à l'équateur jusqu'à ce qu'un champ électrique de polarisation s'établisse en direction opposée à celle la circulation du courant Pedersen. Ce champ électrique dirigé vers le pôle donne naissance à un courant électrique vers l'Ouest, qui cause la diminution de l'électrojet équatorial en s'opposant à la circulation régulière dirigée vers l'est. Ce processus physique a été nommé «perturbation dynamo ionosphérique » par Blanc et Richmond [1980]. La figure II.13

présente le champ électrique de la perturbation dynamo ionosphérique (figure du haut) qui est dirigé vers l'Ouest tout comme le courant électrique (figure du bas). Ce Champ électrique est nommé DDEF : Disturbance Dynamo Electric Field. Les champs et courants électriques circulent dans le sens opposé à la variation régulière, voir figure II.10.

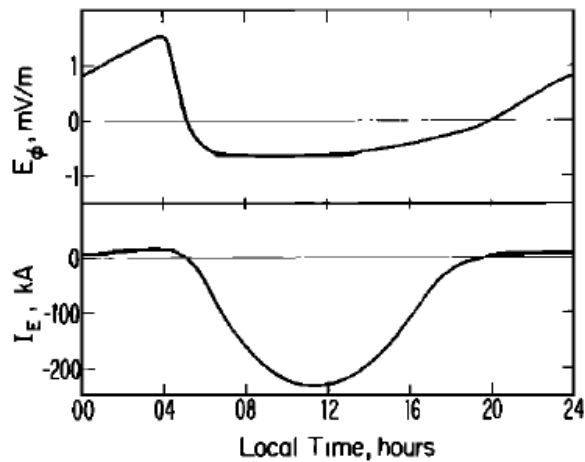


Figure II.13 : Champ électrique et courant électrique de la dynamo ionosphérique perturbée à l'équateur (Blanc et Richmond ,1980)

Mayaud, en 1982, a détecté le premier, l'existence d'une diminution, voire d'une disparition de l'électrojet équatorial les jours suivants un orage magnétique. Finalement Le Huy et Amory-Mazaudier (2005, 2008) ont extrait la perturbation magnétique prédite par la théorie de Blanc et Richmond (1980), et l'ont appelée Ddyn. Dans le chapitre IV concernant les études de cas, les caractéristiques des perturbations DP2 et Ddyn seront utilisées pour interpréter les observations. Le processus PPEF affecte simultanément toutes les latitudes, alors que le processus DDEF se propageant plus lentement affecte les différentes latitudes à des instants différents. En observant les données magnétiques on peut définir si l'un des champs électriques PPEF ou DDEF, ou les deux, affectent les observations.

II.5. Conclusion :

Dans ce chapitre nous avons présenté l'atmosphère, l'ionosphère et les équations régissant ces milieux. Nous avons détaillé les caractéristiques de l'ionosphère équatoriale dont nous aurons besoin dans le chapitre IV. En effet, dans le cadre de nos études de cas nous analyserons les variations de la fontaine équatoriale, de l'électrojet équatorial ainsi que l'existence des gradients de densité à l'équateur (bulles de plasma).

Chapitre III : Données et méthodologie

Dans ce chapitre, nous présentons les données utilisées dans notre étude :

- 1) les données des satellites pour connaître les événements solaires et les caractéristiques du vent solaire
- 2) les données GPS pour caractériser les variations de l'ionisation, principalement le Contenu Total en Electron : TEC
- 3) l'indice solaire R_{12} , pour caractériser la phase du cycle solaire.
- 4) les indices magnétiques.
- 5) Le traitement des données GPS

III.1. Données utilisées

III.1.1. Données Satellites

III.1.1.1. Satellite SOHO

La mission SOHO a pour objectif d'étudier la structure interne du Soleil, la chaleur de son atmosphère et les origines du Vent solaire. La sonde spatiale SOHO est le fruit d'une collaboration entre la NASA et l'ESA. Elle a été lancée le 2 décembre 1995. En fonctionnement depuis février 1996, et malgré une perte de contact de plusieurs mois, la mission se déroule remarquablement bien et elle est prolongée jusqu'en 2017. <http://sohowww.nascom.nasa.gov/>

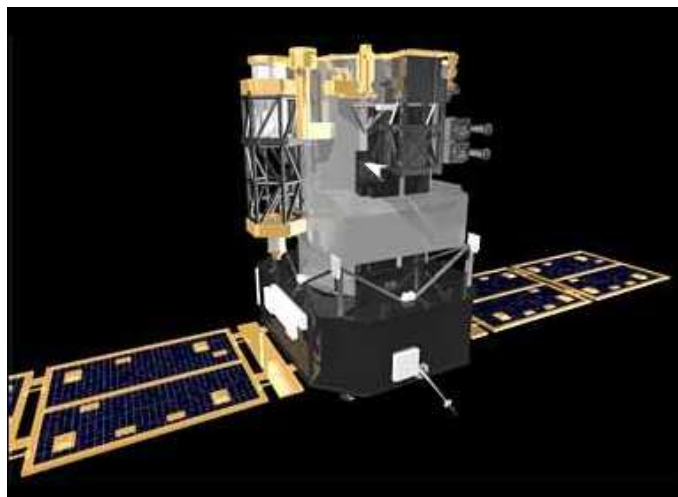


Figure III.1 : Aspect général de SOHO (Copyright ESA).

Véritable observatoire dédié au soleil, SOHO (figure III.1) est une plateforme sur laquelle sont placés douze instruments qui observent en permanence le Soleil, mesurent le rayonnement électromagnétique (du visible à l'extrême ultraviolet et aux rayons X, en spectroscopie et/ou imagerie), pour nous permettre d'anticiper les événements solaires qui nous intéressent à savoir les CME, trous coronaires ou les éruptions solaires (flares). Dans notre étude nous utiliserons les données de SOHO pour la détermination des dates de

CMEs ainsi que des éruptions solaires et des trous coronaux. Cette acquisition est possible à partir d'un catalogue obtenu grâce à LASCO (the Large Angle and Spectrometric Coronagraph) qui se trouve à bord et qui possède 3 télescopes.

III.1.1.2. Satellite ACE (sonde vent solaire) :

ACE ou « Advanced Composition Explorer » est un satellite scientifique du programme Explorer de l'agence spatiale américaine de la NASA (Figure III.2) qui a pour objectif d'étudier in-situ les particules d'origine solaire, interplanétaire, interstellaire et galactique. ACE a été lancé en 1997 et sa mission doit durer jusqu'en 2024. <http://www.swpc.noaa.gov/ace>



Figure III.1: Vue d'artiste d'ACE

ACE a permis de mieux connaître le vent solaire et a apporté des informations nouvelles sur l'héliosphère, région qui entoure notre système solaire.

Depuis janvier 1998 les données ACE relatives au vent solaire (Vitesse, pression, densité, etc.), et au champ magnétique interplanétaire (IMF) sont rendues publiques par la NOAA en temps réel ce qui permet d'anticiper environ une heure à l'avance les orages magnétiques sur la Terre.

III.1.1.3. Données Vent solaire

Depuis les mesures à bord des satellites en 1958, le vent solaire constitue le meilleur laboratoire d'étude de plasmas spatiaux. La mesure des différents paramètres du vent solaire (Vitesse, pression, densité, etc.) permettent de comprendre les différentes variabilités du soleil et les influences du champ magnétique solaire sur le champ magnétique terrestre. Les premières mesures du vent solaire datent seulement de 1962. Depuis cette date une base de données constituée à partir de la compilation de données prises à bord de plusieurs satellites est disponible et permet d'obtenir les différents paramètres du vent solaire (<http://www.swpc.noaa.gov/ace>)

III.1.2. Données GPS

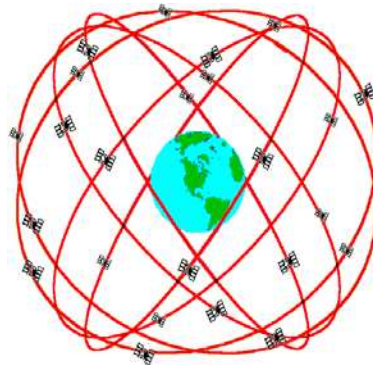


Figure III.3 Constellations des satellites GPS

Le Système de positionnement mondial (GPS, Global Positioning System) est un utilitaire qui appartient aux Etats-Unis et qui assure des services de positionnement, de navigation et de référence temporelle, appelé « services PNT » (positioning, navigation, and timing). Il se compose de trois segments : le segment spatial (Figure III.3), le segment de contrôle et le segment utilisateur (voir Annexe 1). L'Armée de l'Air des Etats-Unis assure le développement, l'entretien et le fonctionnement du segment spatial et du segment de contrôle. (<http://www.gps.gov/>).

III.1.2.1. Les stations utilisées

L'IGS ('International Global System') est une organisation internationale regroupant de nombreux laboratoires scientifiques qui est née vers 1993 avec les premiers satellites GPS. Elle a pour but de collecter les mesures d'observations de pseudo-distances et phases en différents lieux sur la Terre et de les traiter pour connaître les paramètres influant la trajectoire des satellites. C'est ainsi qu'est né le réseau géodésique de stations de mesures au sol qui comprend aujourd'hui plus de 400 points de mesures (Figure III.4).

Nous utiliserons principalement les stations du réseau IGS (segment utilisateur, Annexe 1). Les mesures journalières sont obtenues toutes les 30s <http://igsb.jpl.nasa.gov/network/netindex.html> .

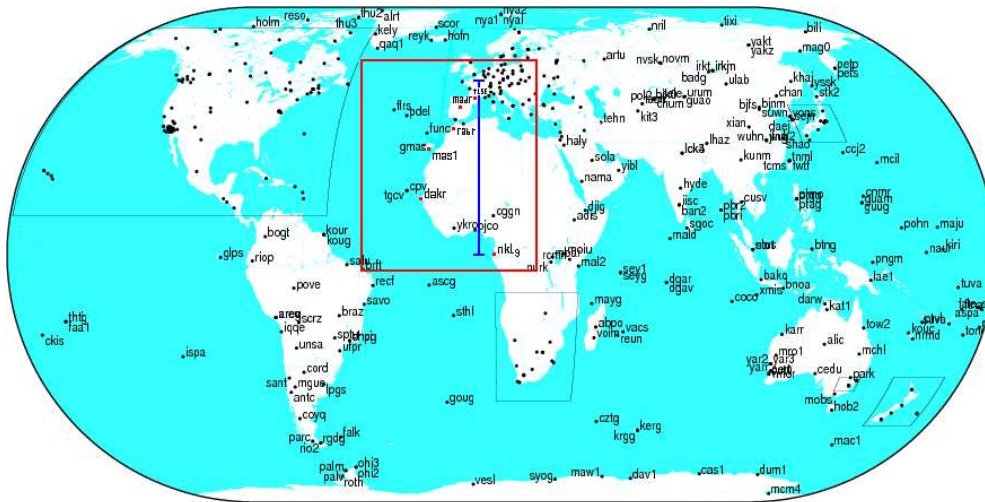


Figure III.4 réseau géodésique IGS du 01/01/2016

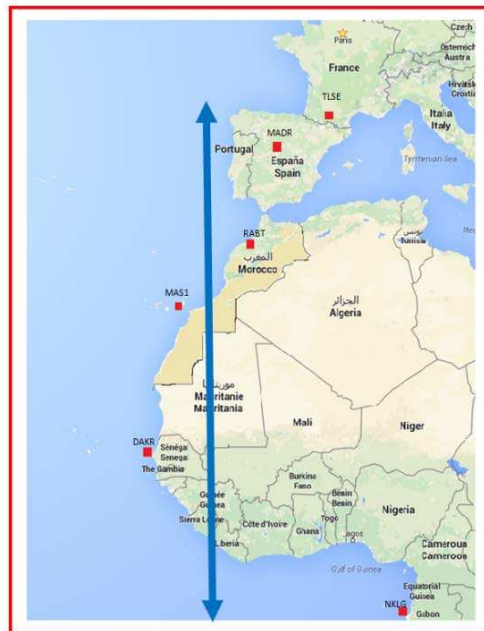


Figure III.5 stations GPS /IGS de l'étude

La figure III.5 représente les 6 stations GPS /IGS de l'étude. Ces stations sont situées sur une chaîne latitudinale de 50° reliant les moyennes et basses latitudes du secteur Europe Afrique, à des longitudes proches du temps universel TU.

Tableau III.1 : coordonnées des 6 stations utilisées dans notre étude

Site	ID	Pays	Coordonnées géographiques (degrés en décimal)			Données existantes
			Latitude (N est +)	Longitude (E est +)	Elevation (mètres)	
Toulouse	TLSE/TOUL	FRANCE	43.56	001.48 E	207.20	2000-2014
Madrid	MADR/MAD2	ESPAGNE	40.42	-004.25	829.50	2000-2014
Rabat	RABT	MAROC	33.99	-006.85	89.430	2001-2014
Maspalomas	MAS1	Grande Canarie Espagne	27.76	-015.63	197.30	2000-2014
Dakar	DAKR	SENEGAL	14.68	-017.46	46.18	2011-2014
Libreville	NKLG	GABON	0.35	-009.67	31.49	2000-2014

Nous utilisons aussi d'autres stations GPS secondaires spécialement dans les études de cas du chapitre VI.2 comme la station Onsala ONSA en Suède (57.39N, 011.92 E), et Dourbes DOUR en Belgique (50.05 N, 004.52 E)

III.1.2.2. Inventaire des données relatives aux stations GPS de l'étude données dans le tableau (III.1.1)

La figure III.6 représente le pourcentage d'existence des données GPS pour chaque année pour les stations de l'étude durant la période (2000-2014).

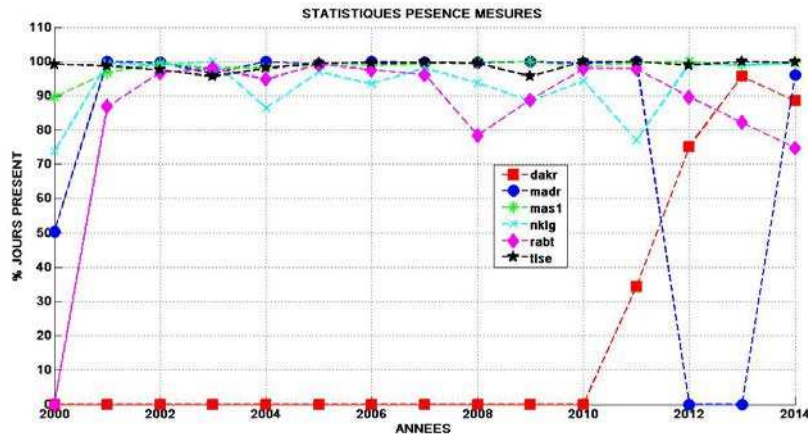


Figure III.6: Données disponibles

Pour la station DAKR, on constate que les mesures ont débuté après l'année 2010 et elles ont un pourcentage de plus de 70% du temps qu'après l'année 2012. Par contre pour les autres stations il existe des mesures sur toute la période avec des pourcentages généralement supérieurs à 80% cela nous permettra d'étudier les variations du VTEC sur cette période, sur les moyennes et basses latitudes dans le secteur Europe-Afrique. La seule limite reste l'absence des mesures sur la station DAKR de 2000 à 2010, l'utilisation de cette station est justifiée par le fait qu'elle demeure la seule station avec des mesures disponibles sur notre chaîne latitudinale et que cette station est sur la crête équatoriale.

Pour quantifier l'impact sur l'ionisation des moyennes et basses latitudes des différents événements solaires (éruptions solaires ('flare'), vents rapides associés aux trous coronaux, émissions de matière solaire (CME), etc.), on utilisera particulièrement le contenu Total Electronique (CET). Le TEC s'exprime en nombre d'électrons par mètre carré. L'échelle de correspondance est que 10^{16} électrons/m² sont équivalents à 1'unité TEC (tecu, u pour Unit). Il est proportionnel au nombre total d'électrons présents sur le trajet du signal GPS dans l'ionosphère.

III.1.3. L'indice solaire R12 :

L'activité solaire peut être représentée par le nombre de taches solaires (figure III.7).

En 1981, l'observatoire chargé de la détermination officielle du nombre de taches solaires a changé de Zurich, à l'Observatoire Royal de Belgique à Bruxelles. Le site du SIDC (à l'origine de l'Index Sunspot Data Center, récemment renommé Data Center Analysis), <http://sidc.oma.be>, est maintenant la source la plus officielle des données du nombre de taches solaires archivées. Mais il faut garder à l'esprit que le nombre de taches solaires est également régulièrement déterminé par d'autres institutions connues comme AAVSO qui est disponible à partir du National Geophysical Data Center, <http://www.ngdc.noaa.gov/ngdc.html>) et le Kislovodsk (disponible à partir de la page Web de l'observatoire Pulkovo, <http://www.gao.spb.ru>). Les amplitudes des cycles déterminées par ces autres centres peuvent varier jusqu'à 6 à 7% par rapport aux valeurs données par le SIDC. Les valeurs de la NOAA sont toujours plus faibles, tandis que les nombres Kislovodsk ne montrent aucune tendance systématique. La figure ci-dessous représente

l'évolution du nombre de taches solaires de 2000 à 2015 et les prédictions jusqu'en 2019. Les prédictions sont faites par la NOAA, l'International Space Environmental Services (ISES), et la NASA. La courbe en discontinue représente les valeurs mensuelles du nombre de taches, la courbe en bleu représente la valeur mensuelle lissée et celle en rouge représente le nombre de taches prédites (<http://www.swpc.noaa.gov/products/solar-cycle-progression>).

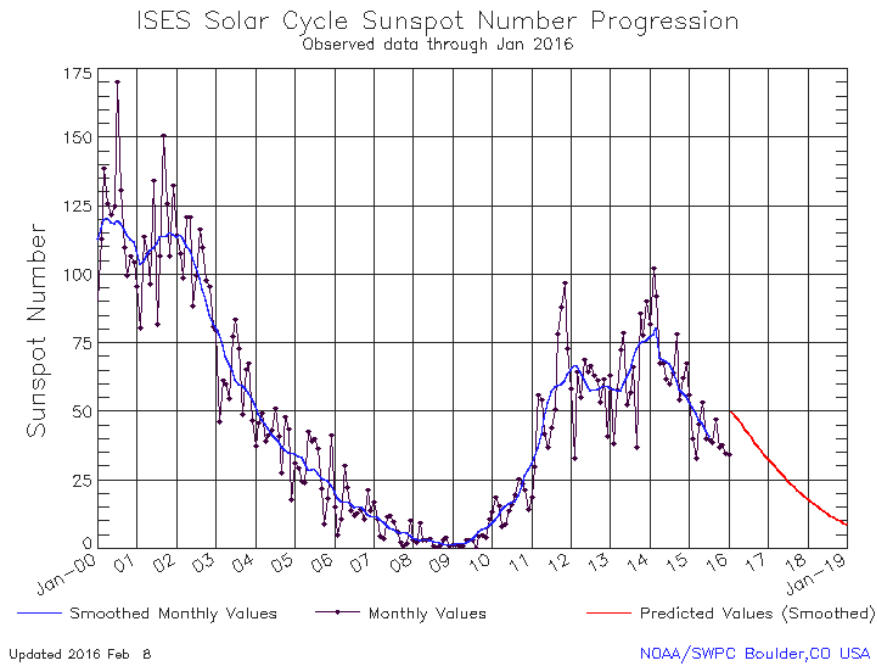


Figure III.7: progression du nombre de tache solaire mesuré de 2000 à 2015 et prédiction jusqu'en 2019.

L'Assemblée des radiocommunications de l'UIT, recommande l'utilisation de la moyenne glissante sur 12 mois du nombre de taches solaires R_{12} . Le lissage résultant de l'emploi de cette moyenne réduit en effet sensiblement les composantes dont la variation est compliquée et rapide, sans pour cela masquer la composante à variation lente. La définition de R_{12} est la suivante :

$$R_{12} = \frac{1}{12} \left[\sum_{k=n-5}^{n+5} R_k + \frac{1}{2}(R_{n+6} + R_{n-6}) \right] \quad \text{Équation III.1}$$

dans laquelle, R_k est la valeur moyenne du nombre journalier de taches solaires pour le mois k et R_{12} l'indice lissé pour le mois représenté par $k = n$.

L'utilisation de R_{12} , comme indice, présente les deux principaux inconvénients suivants:
 – la valeur la plus récente de R_{12} dont on puisse disposer se rapporte forcément à une période dont le mois central est au moins antérieur de 6 mois au moment actuel;

– R12 ne peut être utilisé pour prévoir les variations à plus court terme de l'activité solaire. R12 semble néanmoins le paramètre le plus utile pour les études et les prévisions à long terme concernant la couche F2.

III.1.4. Le sondage ionosphérique

Dans le chapitre II nous avons présenté les différentes couches de l'ionosphère. Pour définir l'altitude et l'état des couches, on utilise des ionosondes. L'ionosonde est un radar à haute fréquence qui envoie des impulsions verticales courtes (environ 100 microsecondes) d'ondes radio vers l'ionosphère. Selon la fréquence de transmission et les caractéristiques des couches au moment de la mesure, les impulsions sont réfléchies vers la terre. L'ionosonde mesure le temps écoulé entre la transmission et la réception des impulsions réfléchies. On en déduit l'altitude virtuelle de réflexion h' (voir la figure III.8) pour une couche ainsi que sa fréquence critique. Ces mesures se font sur différentes fréquences, généralement comprises entre 1 et 25 à 30MHz. Les données enregistrées constituent des "ionogrammes". Un ionogramme est présenté sur la figure III.9.

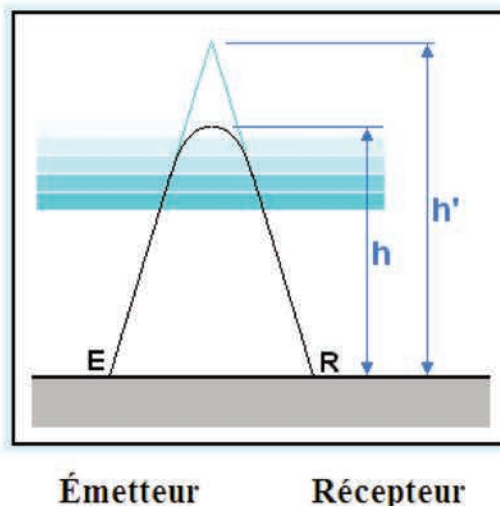


Figure III.8 : Le principe de la mesure de la hauteur virtuelle h' . Source <http://f5zv.pagesperso-orange.fr/RADIO/RM/RM10/RM10E01.html>

Les principaux paramètres déduits d'un ionogramme sont les suivants:

- Les hauteurs virtuelles des couches $h'F_2$, $h'E$ et $h'Es$ (couche sporadique)
- Les fréquences critiques des couches foF_2 , foF_1 , foE , $foEs$

La fréquence limite de réflexion s'appelle fréquence critique f_c . Elle correspond à la densité électronique maximale de la couche. On construit ainsi les tracés de l'altitude en fonction de f pour obtenir les ionogrammes (figure III.9). La fréquence émise se réfléchit lorsque la fréquence de l'onde est égale à la fréquence du plasma :

$$f_p = 8.96 \times 10^6 \sqrt{N_e}$$

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

$$h' = c \cdot \Delta t / 2 \quad \text{Équation III.2}$$

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

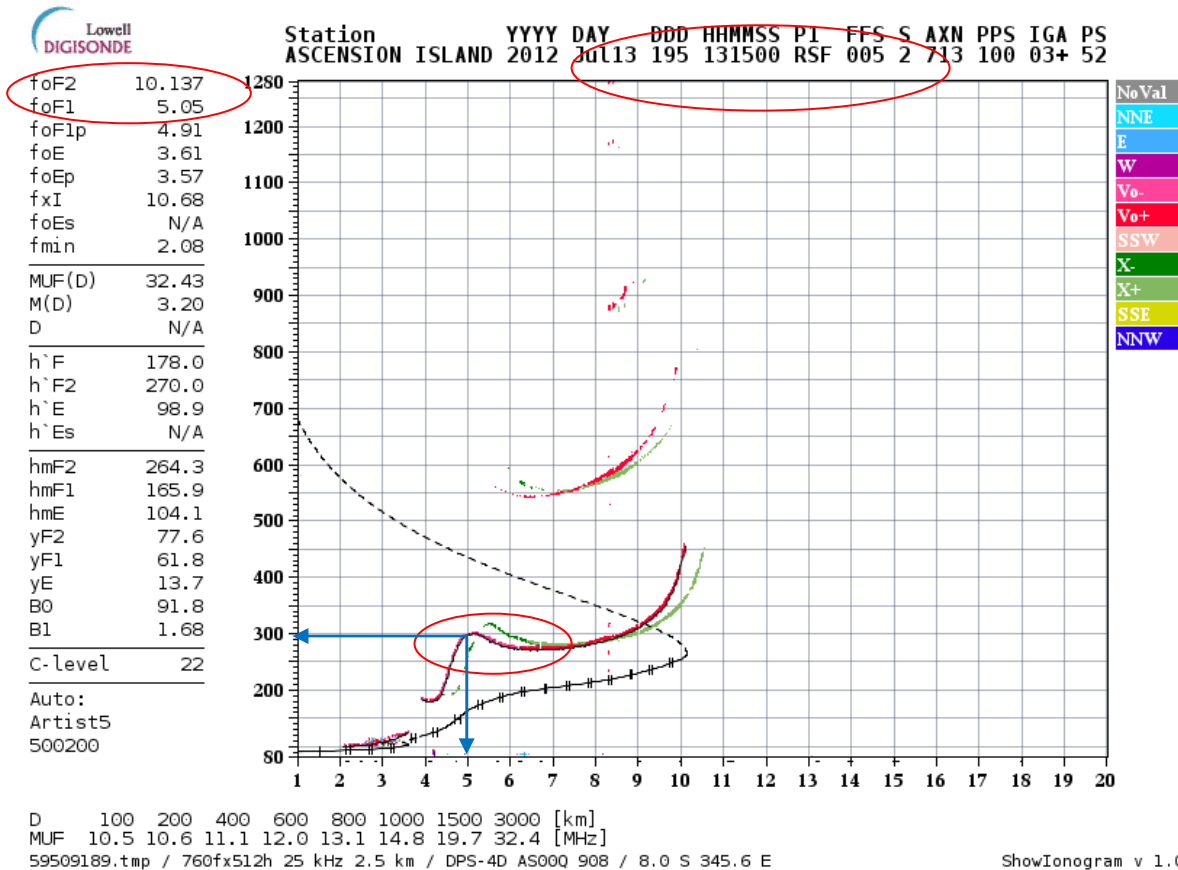


Figure III.9 : ionogramme de la station ASCENSION ISLAND 13.15UT le 13 juillet 2012.
<http://digisonde.com/stationlist.html>

La figure III.9 présente l'ionogramme de la station ASCENSION ISLAND à 13.15UT le 13 juillet 2012. Les valeurs des fréquences critiques sont notées en haut à gauche de l'ionogramme. Les fréquences sont présentées sur l'axe des abscisses et les hauteurs sur l'axe des ordonnées. On peut obtenir des ionogrammes avec un pas de temps variable (minute, 5, 10 ou 15 minutes), ils sont disponible sur le site web du Global Ionospheric Radio Observatory GIRO (<http://giro.uml.edu/>). L'ionogramme montre les variations des durées de trajet, c'est-à-dire des hauteurs virtuelles de réflexion en fonction de la fréquence. L'échelle des hauteurs de l'enregistrement est linéaire (de 0 à 800km), celle des fréquences explorées s'étend habituellement entre 1 à 20 MHz, ce qui permet généralement de mesurer les paramètres des différentes couches ionosphériques. Sur l'ionogramme de la figure III.9, nous avons noté la fréquence critique foF1 qui est de 5.05 MHz et la hauteur virtuelle de la couche F1, h`F1 (de jour) qui est de 290 Km. Cette

technique permet d'obtenir des informations uniquement dans les régions où la densité électronique croît en fonction de l'altitude.

III.1.5. Les données magnétiques

III.1.5.1. Champ magnétique terrestre :

Les composantes du champ magnétique terrestre sont :

H: Composante horizontale

D: déclinaison, l'angle entre l'horizontale avec le méridien géographique

I : Inclinaison magnétique, l'angle du vecteur B avec l'horizontale. Elle est positive au pôle nord et négative au pôle sud.

$$F = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$$

$$\tan I = \frac{z}{H}$$

$$x = H \cos D$$

$$y = H \sin D$$

$$z = F \cos I$$

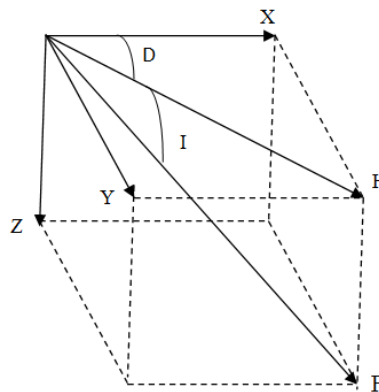


Figure III.10 : Composante du champ magnétique terrestre

III.1.5.2. Les Réseaux de magnétomètres :

Nous allons utiliser trois réseaux de magnétomètres dans notre étude (voir annexe 3).

- Le réseau INTERMAGNET "International Real-time Magnetic Observatory Network".
- Le réseau AMBER "African Meridian B-Field Education and Research".
- Le réseau IMAGE "International Monitor for Auroral Geomagnetic Effects".

III.1.5.3. Les indices géomagnétiques :

a) Service International des Indices Géomagnétiques ISGI :

Nous ne présenterons que les indices utilisés. Les indices magnétiques sont des indicateurs des perturbations magnétiques .

Les indices K, Kp/Ap quantifient la perturbation magnétique planétaire moyenne.

Les indices AU et AL permettent de connaître l'intensité des électrojets auroraux.

L'indice AE (AU + AL) permet d'estimer l'énergie transmise à la magnétosphère durant les périodes perturbées magnétiquement.

Les indices Dst, Hsym et Asym permettent de connaître l'intensité des courants de la magnétosphère (courant Chapman Ferraro et courant annulaire), et ainsi de déterminer les différentes phases d'un orage magnétique. (voir chapitre I).

Les différents indices sont disponibles sur les sites web respective de ISGI http://isgi.unistra.fr/geomagnetic_indices.php et du IAGA International Association of Geomagnetism and Aeronomy <https://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vdat/> .

b) Indice K et indice A

Les perturbations de la composante horizontale du champ magnétique permettent de définir des indices magnétiques. Sur la figure III.11 ci-dessous la perturbation magnétique est déterminée toutes les 3 heures par la valeur de a . La valeur de a en nano teslas donne l'indice A, et la valeur de a sur une échelle de 1 à 9 donne l'indice K.

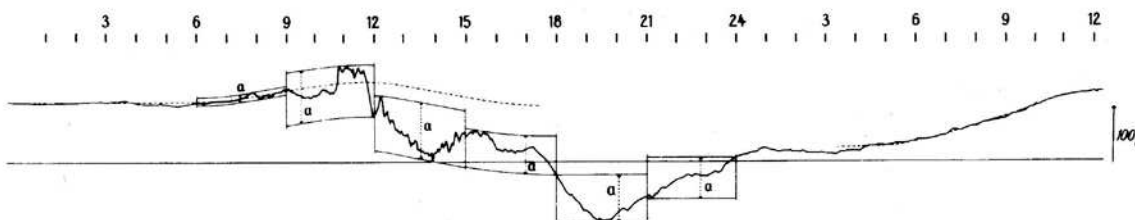


Figure III.11 : Variations de la composante horizontale H observée à l'observatoire de Guam (Mayaud 1980)

Le label K vient du mot allemand Kennziffer qui signifie « chiffre caractéristique ». L'indice Kp a été présenté comme un indice magnétique par Bartels en 1949. Les deux K et Kp ont été officiellement adoptés par l'Association internationale pour le magnétisme terrestre et l'électricité IATME, qui devint en 1951 l'Association internationale pour le géomagnétisme et l'aéronomie, AIGA. La série de Kp a été étendue rétrospectivement jusqu'à 1932 au cours de la période subséquente. L'indice Kp est une moyenne pondérée de plusieurs indices K à partir d'un réseau d'observatoires géomagnétiques. Il indique l'activité globale des orages géomagnétiques. Les indices K sont définitifs au bout de 3 heures. Les écarts positifs et négatifs maximum pendant cette période de 3 heures sont additionnés pour déterminer la fluctuation maximale totale (l'indice K donc).

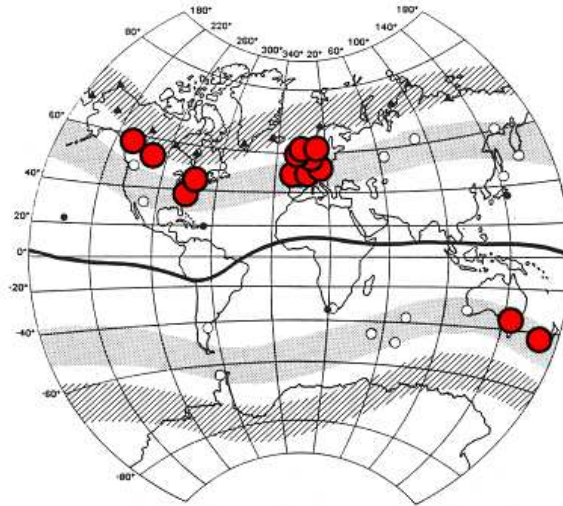


Figure III.12: Observatoires pour mesurer les indices K_p , A_p (9 dans l'hémisphère nord, 2 dans l'hémisphère sud)

Bartels,(1957) a présenté un schéma musical pour une présentation visuelle des indices planétaires. Ce schéma musical (figures III.13 et III.14), montre les valeurs du K_p et permet une connaissance rapide de l'activité qui est donnée par la longueur et la largeur des symboles. La répétition de périodes perturbées peut être clairement identifiée sur les différentes rotations solaires. La clé du schéma musical est la suivante:

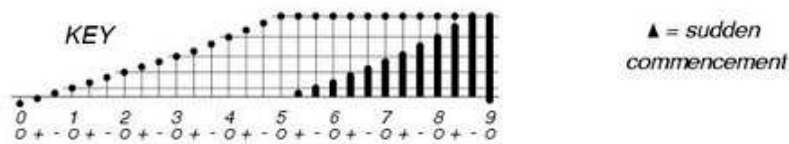


Figure III.13 : Clé du schéma musical de Bartels

De 1949 à 1996, l'indice K_p a été calculé à l'Institut für Geophysik de l'Université de Göttingen, en Allemagne. Depuis 1997, les indices K , K_p et A_p et PC sont calculés à l'observatoire géomagnétique Adolf Schmidt à Niemegek . Trois laboratoires le GFZ de Potsdam, le Centre allemand de recherche et le Centre Helmholtz, produisent ces indices.

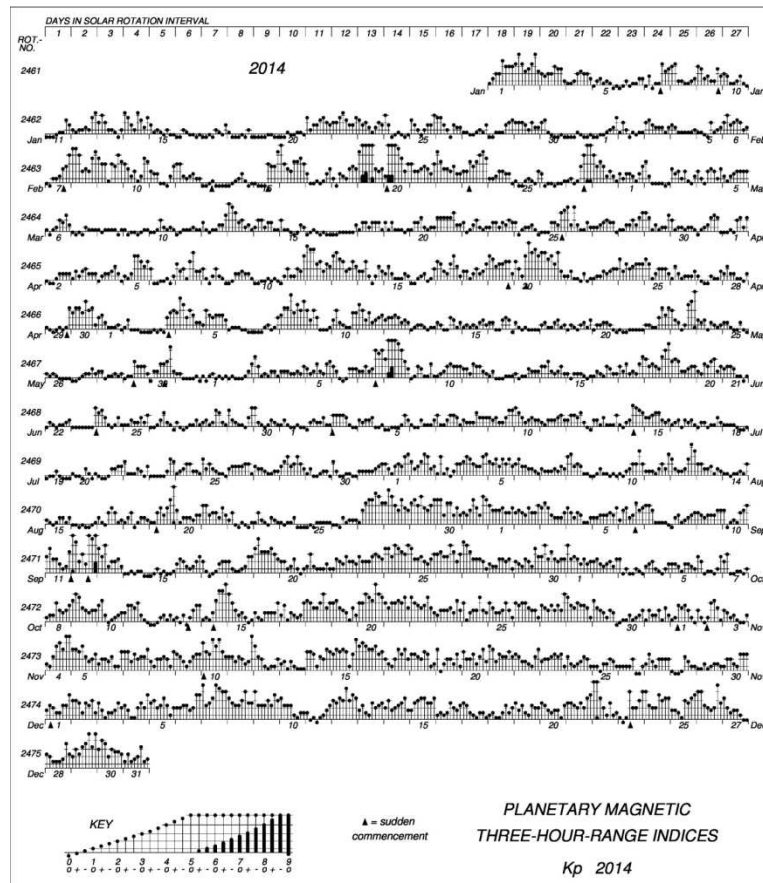


Figure III.14 : Diagramme musical de l'année 2014

Les Résolutions # 5 et # 6 IAGA-97 reconnaissent la valeur de la préservation de l'unicité des indices officiels de l'AIGA et l'importance des indices de l'activité géomagnétique pour la caractérisation et la prévision d'un large éventail de phénomènes géomagnétiques.

c) Indices AU, AL, AO et AE

Les indices magnétiques auroraux AU (U : upper) et AL(L :Lower) sont utilisés pour analyser les électrojets auroraux circulant dans l'ionosphère. Ils sont enregistrés à partir de plusieurs stations situées en longitude variable à des latitudes aurorales. Les stations utilisées sont représentées sur la figure II.15

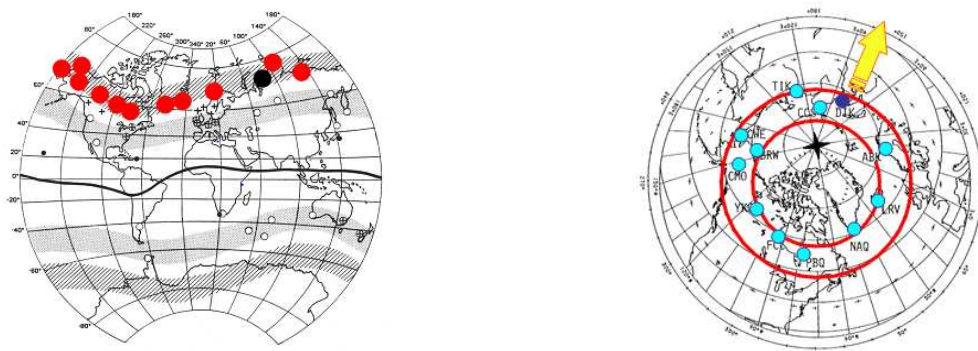


Figure III.15: Observatoires pour la mesure des Indices AU/AL.

Pour calculer les indices AU et AL, les composantes H des stations aurorales sont superposées, l'enveloppe supérieure donne l'indice AL électrojet Est, L'enveloppe inférieure donne l'indice AU électrojet Ouest.

$AE = (AU+AL) / 2$ et $A0 = (AU-AL) / 2$. (Menvielle et al., 2008) Équation III.3.

d) Indices Dst, Hsym

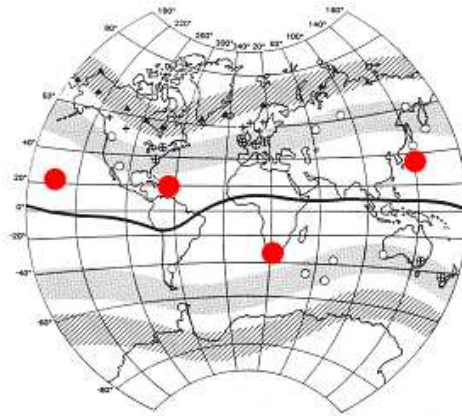


Figure III.16 : Observatoire pour le calcul de l'indice DST

“Le Dst est calculé à partir des valeurs minute de quatre observatoires de basses latitudes. Les observatoires sont suffisamment distants des électrojets auroraux et de l'électrojet équatorial.

Les valeurs locales du Dst sont calculées dans chaque observatoire à chaque instant. Les contributions du champ principal, du champ d'aimantation et de la variation solaire régulière S_R sont retirées de la composante H mesurée. La variation locale du Dst est la valeur résiduelle D normalisée au dipôle équatorial.

Pour chaque intervalle horaire UT, le Dst est la moyenne des valeurs horaires Dst des quatre observatoires sélectionnés” (Menvielle et al., 2008).

L'indice HSYM que nous utilisons est équivalent au Dst et a une résolution de 1 minute.

e) Orage à début brusque « Storm Sudden Commencement » SSC

L'orage à début brusque (SSC : *Storm Sudden Commencement*) (voir figure I.9) qui touche toutes les latitudes, plus intense pendant les maxima du cycle solaire et suivant les éruptions solaires (chromosphériques) de quelques dizaines d'heures, il est accompagné d'une intense émission de rayons ultraviolets affectant les couches ionosphériques D et E, s'ajoutant à des averses de protons rapides ;

Longtemps considéré comme début brusque d'un orage magnétique, la définition du SSC a changé depuis les travaux de Mayaud (IAGA Bulletin 33 : "A Hundred Years Series of Geomagnetic Data, 1868-1967. Indices aa and storm sudden commencements).

Aujourd'hui, un SSC correspond à un changement brusque suivi d'un orage magnétique ou d'une augmentation de l'activité magnétique qui dure moins d'une heure. La connaissance exacte des dates de SSC permet une meilleure estimation de la signature magnétique des différentes éruptions solaires dans le milieu interplanétaire et dans l'environnement proche de la Terre.

Potentiel de la calotte polaire PC Nord et PC Sud : (voir figure I.8 chapitre I)

Les indices PC représentent des variations magnétiques de la calotte polaire. Les indices de PC sont dérivés de mesures géomagnétiques basées au sol dans les calottes polaires nord et sud. L'indice PCN est basée sur les données de Thulé (Qaanaaq) dans le nord du Groenland alors que l'indice de PCS est basée sur les données de Vostok en Antarctique. Les indices de PC caractérisent l'apport d'énergie du vent solaire à la magnétosphère. Ainsi, les indices PC peuvent être utilisés pour surveiller les activités magnétiques aurorales. Ils peuvent également être utilisés pour calculer les potentiels de la calotte polaire, ainsi que le chauffage Joule des particules de la haute atmosphère.

III.2. Modèles utilisés pour la comparaison avec les données et l'interprétation :

Dans ce chapitre nous présentons les modèles qu'on a utilisés pour l'interprétation de nos données ainsi que pour la comparaison avec, nos résultats (voir annexes 4,5 et 6).

III.2.1. Modèle NeQuick (annexe 4)

Le modèle NeQuick a été développé à partir d'un modèle de profileur par DiGiovanni et Radicella (1990) au Laboratoire d'Aéronomie et Radiopropagation (maintenant T / ICT4D Laboratory) du Centre international Abdus Salam de physique théorique (ICTP) à Trieste (Italie), avec la collaboration de l'Institut de géophysique, astrophysique et de la météorologie de l'Université de Graz (Autriche).

Principalement utilisé pour l'application de propagation trans-ionosphérique, NeQuick fournit un modèle empirique rapide de l'ionosphère. La dernière version, NeQuick2 (Nava et al., 2008) est utilisée comme option par défaut dans le modèle IRI pour générer le côté supérieur de l'ionosphère.

III.2.2. Modèle CODG/IONEX (annexe 5)

En mai 1998, l'IGS a créé le Groupe de travail de l'ionosphère (Feltens et Schaer, 1998), et peu après cinq centres informatique différents qui ont commencé la mise à disposition de plusieurs produits ionosphériques dérivés des données GPS. Ils fournissent principalement le contenu électronique total vertical (VTEC) et des biais de code différentiel (DCB) pour chaque satellite et de nombreux récepteurs au sol du réseau. Pour faire des comparaisons et des échanges possibles, ils ont le format IONEX (ionosphère Plan Exchange) format standard (Schaer et al., 1998) . Les cinq centres différents qui offrent actuellement des cartes VTEC faites à partir des stations IGS sont : le Jet

Propulsion Laboratory (JPL) (Manucci et al., 1998) , l'Agence spatiale européenne (ESA) (Feltens, 1998), Centre d'Orbit Détermination en Europe « Centre for Orbit Determination in Europe » (CODE) (Schaer, 1999), Universidad Politecnica de Cataluna (UPC) (Hernandez-Pajares et al., 1999), et l'(EMR) « Energy Mines and Resources » du Canada.

La codification du modèle IONEX et les explications concernant le traitement qui fournit les valeurs du VTEC ainsi que les cartes GIM ont été approfondies dans l'annexe 5.

III.2.3. Model IGRF (Annexe 6)

Le champ géomagnétique international de référence (IGRF) est un modèle mathématique décrivant la partie interne du champ magnétique de la Terre ainsi que sa variation annuelle séculaire sur les 5 prochaines années. Au niveau du sol et au voisinage extérieur de la Terre, le champ magnétique est défini à partir du potentiel scalaire V (voir l'annexe 6).

III.3. Traitement original des données GPS

Le modèle original que nous avons utilisé pour traitements des données GPS pour le calcul du VTEC ainsi que pour le calcul de l'indice ROTI a été fait par le Docteur Rolland Fleury en 2011 il porte le nom de VTEC_RF, les codes de post-traitement quant à eux ont été développé au cours de cette thèse en étroite collaboration avec ce dernier.

III.3.1. Traitements GPS VTEC

Le fonctionnement du GPS a été présenté dans l'annexe 1. A partir des signaux GPS nous avons deux types de mesures : (1) les mesures de code et (2) les mesures de phase intégrée.

Les codes émis par le satellite GPS s à l'instant t^s sont reçus par le récepteur r au temps t_r . La différence de temps correspond au temps de parcours entre le satellite et le récepteur. Pour obtenir la distance parcourue, il faut multiplier par la vitesse de groupe. Or celle-ci est inconnue et variable puisque l'indice de réfraction des milieux traversés évolue en fonction de l'altitude. On fait l'hypothèse qu'elle est à la vitesse de la lumière c et on peut alors calculer une distance équivalente appelée pseudo-distance (« pseudo-range » en anglais) selon la l'équation (III.4)

$$P_r^s = c(t_r - t_s) \quad \text{Équation (III.4)}$$

La pseudo-distance est la somme de plusieurs contributions ainsi que la formalise la relation (III.5) (Hofmann-Wellenfof , Lichtenegger et al., 1992).

$$P_r^s(f) = \rho_r^s + c.b_r(f) - c.b^s(f) + T_r^s + I_r^s(f) + \alpha_r^s(f) \quad \text{Équation (III.5)}$$

où

- ρ_r^s est la distance géométrique entre le satellite et le récepteur,
- $c.b_r$ est le biais système du récepteur et de son horloge,
- $c.b^s$ est le biais système du satellite et de son horloge,
- T_r^s est le retard troposphérique,
- I_r^s est le retard ionosphérique,
- α_r^s résume les autres contributions (effet relativiste, multi trajets, ...).

Plusieurs de ces termes dépendent de la fréquence f . On suppose que les deux biais systèmes sont constants sur quelques jours.

La longueur de chemin de phase permet de disposer de la seconde équation d'observations (III.6) :

$$L_r^s(f) = \rho_r^s + c.b_r(f) - c.b^s(f) + T_r^s - I_r^s(f) + \lambda.B_r^s + \alpha_r^s(f) \quad \text{Équation (III.6)}$$

Où :

- λ est la longueur d'onde,
- B_r^s est la constante de phase proportionnelle à la constante d'ambiguïté N_r^s exprimée en nombre entier de cycles.

Dans le cas pratique, cette constante doit être déterminée pour chaque passage de satellite et chaque fréquence. Nous verrons dans la suite que des discontinuités peuvent apparaître dans le suivi de la phase provoquant des sauts de phase ('cycle slip'). Cette rupture indique une nouvelle constante d'ambiguïté à déterminer.

Nous remarquons aussi que le terme ionosphérique est identique dans ces deux relations mais de signe contraire. Il dépend de la fréquence parce que l'ionosphère est un milieu dispersif en fréquence : Son indice de réfraction est inversement proportionnel au carré de la fréquence. Au premier ordre, l'allongement du trajet ionosphérique est proportionnel au nombre total d'électrons présents sur le trajet. Cette quantité est le contenu total électronique oblique que nous noterons STEC dans toute la suite de notre texte correspondant à son sigle en anglais ('Slant Total Electron Content').

$$I_r^s(f) = \frac{a.STEC}{f^2} \quad \text{Équation (III.7)}$$

- a est une constante égale à 40,3.

Pour tenir compte de la formulation (4), les concepteurs du système GPS ont choisis d'émettre les signaux sur 2 fréquences notées f_1 et f_2 .

On simplifie les équations (III.4) et (III.5) en posant :

$$\rho_r^{ls} = \rho_r^s + \text{biais_horloges} + T_r^s$$

et

$$\xi = \left(\frac{f_1}{f_2} \right)^2$$

Nous obtenons le système des 4 équations suivantes :

$$P_{r,1}^s = \rho_r^{1s} + I_r^s + c.(b_{r,1} - b^{s,1}) \quad \text{Équation (III.8)}$$

$$P_{r,2}^s = \rho_r^{1s} + \xi.I_r^s + c.(b_{r,2} - b^{s,2}) \quad \text{Équation (III.9)}$$

$$L_{r,1}^s = \rho_r^{1s} - I_r^s + c.(b_{r,1} - b^{s,1}) + \lambda_1.B_{r,1}^s \quad \text{Équation (III.10)}$$

$$L_{r,2}^s = \rho_r^{1s} - \xi.I_r^s + c.(b_{r,2} - b^{s,2}) + \lambda_2.B_{r,2}^s \quad \text{Équation (III.11)}$$

où l'indice 1 est relatif à la fréquence f1 et l'indice 2 à la fréquence f2.

Les deux variables b sont relatives au biais du récepteur (indice r) et au biais satellite (exposants).

Les termes résiduels ont été omis par simplification bien qu'ils soient plus important pour les pseudo-distances que pour la phase. Les deux observations P et L sont exprimées en longueurs.

On voit qu'il a plusieurs façons de déterminer le terme ionosphérique :

- à partir des mesures de pseudo-distances à condition de connaître les biais satellites et récepteurs,
- à partir des mesures de phase mais il est alors nécessaire de déterminer les deux constantes d'ambiguïtés et de s'assurer qu'il n'y a pas de sauts de phase au cours des différentes époques enregistrées,
- à partir de mesures mono fréquences, en prenant en compte que le terme ionosphérique est de signe opposé entre la pseudo-distance et la phase. Cependant, les mesures de pseudo-distances sont plus bruitées et le TEC calculé est toujours une quantité relative car la constante d'ambiguïté de phase reste bien inconnue.

Dans la suite de ce développement, nous allons nous attacher à présenter la première solution avec les problèmes de biais à résoudre.

En posant la différence entre les équations (III.9) et (III.8), on fait apparaître le terme ionosphérique au second membre :

$$P_{r,2}^s - P_{r,1}^s = (\xi - 1).I_r^s + c.(b_{r,2} - b_{r,1}) - c.(b^{s,2} - b^{s,1}) \quad \text{Équation (III.12)}$$

L'équation (III.12) permet de montrer que la différence de chemin de groupe entre les 2 fréquences est directement proportionnelle au TEC. Cependant, il reste deux termes

additifs liés au biais différentiels sur le récepteur et le satellite qui empêche la détermination en échelle absolue.

Les biais satellites sont publiés quotidiennement par les organismes internationaux des Centres d'Analyse (ACs) qui traitent du positionnement : Citons, le « Center for Orbit Determination in Europe (CODE)» (voir annexe 5) par l'université de Berne (Suisse) ; le « Jet Propulsion Laboratory' (JPL) et le « Crustal Dynamics Data Information System » (CDDIS) aux USA, l' « European Space Agency' (ESA) en Allemagne et le 'Technical University of Catalonia' (UPC) en Espagne.. Les valeurs sont publiés sous l'acronyme 'DCB' pour 'Differential Code Biases'. Nous avons décidé de retenir celui calculé par CODE (<ftp://ftp.unibe.ch/aiub/CODE/>) et un exemple de valeurs en ns (colonne 2) est donné sur le tableau III.2 :

Tableau III.2: Valeurs des biais satellites GPS le 31/12/2014 fournis par CODE

DIFFERENTIAL CODE BIASES			START OF AUX DATA
G01	-8.243	0.012	PRN / BIAS / RMS
G02	8.447	0.012	PRN / BIAS / RMS
G03	-5.877	0.012	PRN / BIAS / RMS
G04	-0.546	0.012	PRN / BIAS / RMS
G05	2.198	0.012	PRN / BIAS / RMS
G06	-7.584	0.012	PRN / BIAS / RMS
G07	2.540	0.011	PRN / BIAS / RMS
G08	-1.545	0.016	PRN / BIAS / RMS
G09	-5.160	0.012	PRN / BIAS / RMS
G10	-2.914	0.012	PRN / BIAS / RMS
G11	2.901	0.012	PRN / BIAS / RMS
G12	3.087	0.012	PRN / BIAS / RMS
G13	2.549	0.012	PRN / BIAS / RMS
G14	1.273	0.012	PRN / BIAS / RMS
G15	2.104	0.012	PRN / BIAS / RMS
G16	1.911	0.012	PRN / BIAS / RMS
G17	2.291	0.012	PRN / BIAS / RMS
G18	2.460	0.012	PRN / BIAS / RMS
G19	4.964	0.012	PRN / BIAS / RMS
G20	0.596	0.012	PRN / BIAS / RMS
G21	2.662	0.012	PRN / BIAS / RMS
G22	6.519	0.012	PRN / BIAS / RMS
G23	8.349	0.011	PRN / BIAS / RMS
G24	-6.506	0.012	PRN / BIAS / RMS
G25	-8.339	0.012	PRN / BIAS / RMS
G26	-0.721	0.012	PRN / BIAS / RMS
G27	-5.789	0.012	PRN / BIAS / RMS
G28	2.119	0.011	PRN / BIAS / RMS
G29	1.824	0.012	PRN / BIAS / RMS
G30	-6.973	0.012	PRN / BIAS / RMS
G31	3.979	0.012	PRN / BIAS / RMS
G32	-2.577	0.012	PRN / BIAS / RMS

Mentionnons que les valeurs sont obtenues avec l'hypothèse supplémentaire que la somme des 32 biais est égale à 0. On note une grande variabilité des valeurs pour la

constellation actuelle. Sachant qu'une nano seconde vaut 2.85 tecu , ces biais sont dans un intervalle de ± 24 tecu, ce qui n'est pas négligeable et doit donc être impérativement pris en compte dans le calcul du TEC.

De la même façon, les biais récepteur des stations du réseau IGS (voir annexe 5) sont publiés quotidiennement. Malheureusement, toutes les stations utilisées dans notre travail ne sont pas toutes dans ce réseau et le biais récepteur peut également atteindre une dizaine de nano secondes. De nombreuses publications scientifiques traitent de ce problème en utilisant un réseau de stations. Dans cette étude, nous sommes dans le cas d'une station unique aussi nous avons limité notre recherche à cette approche particulière. Il existe deux grosses tendances.

La plus courante est de modéliser le TEC vertical autour de la station, sous la forme d'un développement polynomial spatial en latitude et longitude centré sur les coordonnées de la station. Une régression moindres-carrés sur une période donnée (24 heures par exemple) permet d'estimer les coefficients multiplicateurs du modèle et le biais du récepteur qui a été rajouté comme inconnue au système d'équations. C'est ce qu'on appelle le modèle régional (Lanyi et Roth, 1988), (Warnant, 1977), (Arikan, Nayir et al., 2008). Cette méthode donne souvent des valeurs correctes à l'exception de certains jours et en particulier ceux lors d'orages magnétiques où la valeur obtenue n'est pas dans la continuité des jours encadrants. Il faudrait pouvoir tester la valeur du résidu de la régression mais celui-ci dépend du nombre de mesures journalières. Nous n'avons donc pas de référence pour juger de la pertinence de la régression.

Une seconde approche est celle proposée par (Ma et Maruyama, 2003). Elle consiste à minimiser la variance du VTEC en prenant en compte l'ensemble des mesures disponibles sur une période (24h dans notre cas). Pour éviter les régions à fort gradient et les valeurs de contenu entachées d'erreurs en présence de multi trajets, un seuil sur l'angle d'élévation est généralement initié (typiquement 30-40°). La variance est calculée par chaque valeur d'une série de biais récepteur couvrant l'échelle des valeurs possibles (par exemple de -100 tecu à +100 tecu par pas de 1 tecu). La valeur retenue est celle qui donne la variance la plus faible. Cette méthode nécessite un temps de calcul un peu plus long que la précédente tout en restant dans des ordres de grandeur réalistes (quelques minutes). Elle suppose surtout que le minimum est bien identifié ce qui est bien souvent le cas. Cependant, toujours en présence de forts gradients, on peut observer plusieurs minima relatifs sur la plage des valeurs explorées et le critère du choix de la valeur la plus basse n'est pas obligatoirement le bon.

Les deux méthodes proposées répondent à notre problème avec quelques exceptions qu'il est difficile d'identifier a priori. Aussi, nous avons choisi une troisième méthode plus robuste mais certainement moins performante en terme de précision et d'originalité des résultats. Elle consiste à calculer le contenu oblique à chaque point de mesures à l'aide des cartes GIM proposées par CODE et décrites dans l'annexe 5. La grille de ces cartes est plus grande que nos mesures ponctuelles aussi il est nécessaire d'interpoler dans le temps et

dans l'espace. Cette approche permet de bien obtenir des valeurs de TEC calibrées par le modèle CODE. L'ajustement des STEC se fait sur tous les points d'une journée. Cela signifie que la tendance journalière résultantes ne peut pas trop s'écarter de la tendance du modèle puisque les 2 valeurs moyennes sont identiques (mais avec un nombre différent de mesures). Le second défaut de la méthode est qu'elle peut conduire à des valeurs de TEC négatives lorsque les valeurs sur les cartes GIM sont faibles. Sur la Figure III.17, nous avons tracé la variation interpolée du VTEC CODG (en vert) et celle du VTEC calculée à partir des mesures RINEX en trait rouge pour la station de RABT. On voit que le meilleur échantillonnage avec le pas de 30s des fichiers RINEX permet d'identifier des variations de courtes périodes qui sont lissées dans le modèle CODG. Ceci est particulièrement visible sur la figure de gauche avec des variations non négligeables entre 12.00 TU et 18.00 TU et la nuit. La figure de droite correspond à une variation du VTEC lors d'un jour situé au minimum du cycle solaire aussi les valeurs calculées sont faibles, le maximum fourni par CODG est de 20 tecu et le minimum est de 4 tecu. Cependant notre modélisation restitue une variation journalière avec une amplitude plus forte que celle du modèle. Le maximum atteint 30 tecu aussi les valeurs de nuit sont en moyenne plus faibles et sont négatives entre 01.00 et 03.00 TU, ce qui n'est pas physiquement acceptable. Une alternative au traitement actuel serait de faire l'ajustement, non pas sur toute la journée mais sur une période d'heures de nuit où les valeurs du VTEC sont les plus faibles. Les mesures des données RINEX (voir annexe 5) sont toutes en temps universel aussi il faut les positionner en heures locales pour se placer dans cette option.

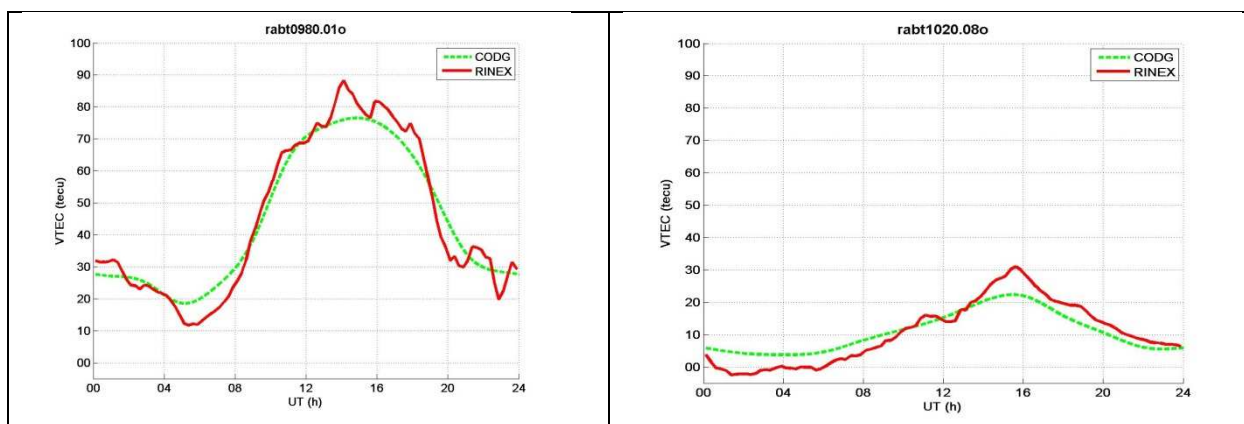


Figure III.17 : Variations du VTEC le 06/04/2001 (gauche) et 12/04/2008 (gauche) à RABT

Cette procédure d'ajustement était intéressante lorsque les cartes GIM étaient fournies au pas de 2h. Depuis octobre 2014, le pas des cartes est maintenant de 1h et les résultats obtenus par le traitement mono-station sont moins pertinents parce qu'ils se rapprochent encore plus de l'évolution diurne du modèle CODG.

Après avoir introduit les valeurs des biais satellites et récepteur dans l'équation (III.12), nous disposons de mesures de contenu oblique vue sous différents angles d'élévation selon le temps et la position du satellite. Or, le paramètre physique cherché est le contenu vertical de l'ionosphère. La dernière étape consiste donc de passer de valeurs obliques à des valeurs verticales. La méthode usuelle repose sur le modèle de couche fine ('thin-

shell'). On suppose que tous les électrons de l'ionosphère soient concentrés dans une couche d'épaisseur infinitésimale à une altitude choisie. Dans ce cas, le trajet satellite-station coupe cette altitude aux coordonnées du point de Pierce, Figure III.18) (Schaer, 1999).

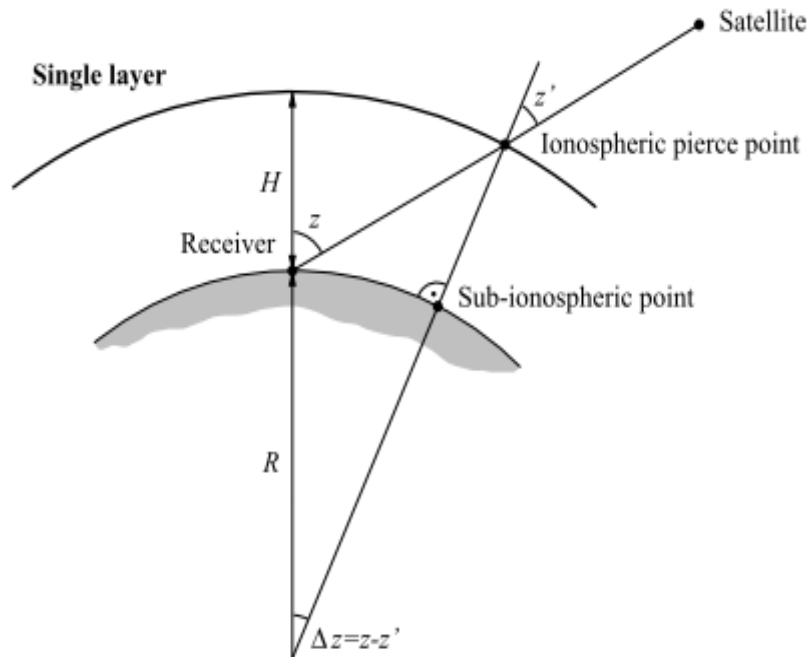


Figure III.18: conditions géométriques entre le TEC oblique et le TEC vertical

On peut appliquer les conditions géométriques entre le segment vertical et le segment oblique qui permet de définir une fonction F de passage entre ces 2 situations ('mapping function') :

$$F(z) = \frac{1}{\cos z'} = \frac{1}{\sqrt{1 - \sin^2 z'}} \quad \text{Équation (III.13)}$$

Avec :

$$\sin z' = \frac{R_T}{R_T + h_m} \cos z \quad \text{Équation (III.14)}$$

Où

R_T est le rayon terrestre,

z est l'angle zénithal complémentaire de l'angle d'élévation,

h_m est la hauteur de référence de l'ionosphère et donc celle du point de Pierce.

Du fait de la forme du profil d'ionisation croissant jusqu'au maximum dans la région F2 (variable selon l'heure et la position géographique) et décroissant ensuite jusqu'à l'altitude du satellite, il faut choisir une valeur d'altitude de référence un peu au-dessus de ce maximum. Les valeurs couramment utilisées sont comprise entre 350 et 450 km. Nous avons fait le choix de prendre 420 km qui est un bon compromis.

En introduisant l'angle d'élévation dans la relation (III.13), on aboutit à la relation finale (III.15) entre les TEC oblique et vertical :

$$STEC = VTEC \sqrt{1 - \left[\frac{R_T}{R_T + h_m} \cos(E) \right]^2} \quad \text{Équation (III.15)}$$

A ce stade de notre algorithme, nous disposons de valeurs de VTEC pour chaque point de Pierce et chaque instant de mesures des fichiers RINEX. Nous sommes intéressés par la valeur du VTEC à cette verticale de la station. Pour cette position spécifique (élévation égale à 90°), le nombre de mesures n'est généralement pas très important et très variable dans le temps. Aussi, nous avons opté sur une régression pondérée par l'angle d'élévation (avec un seuil de 25°) sur un intervalle de temps pris égal à 15 mn. Plus l'angle sera faible et donc le point positionné éloigné de la verticale, plus la mesure n'interviendra que partiellement dans la détermination du VTEC à la verticale. Cette option nous permet d'avoir toujours une valeur de VTEC si le un nombre de points disponible dans la période est supérieur à une limite fixée. La Figure III.19 illustre le résultat pour MAS1, le 17/01/2012. Dans ce cas particulier, on observe des évolutions temporelles avec de forts gradients pendant les heures de jour traduit certainement des points situés au sud de la station et se rapprochant de la crête équatoriale nord. On suppose aussi que les points au nord de la station ont des VTEC plus faibles, aussi le VTEC vertical estimé en bleu apparait visuellement sur des niveaux corrects et est donc un bon compromis.

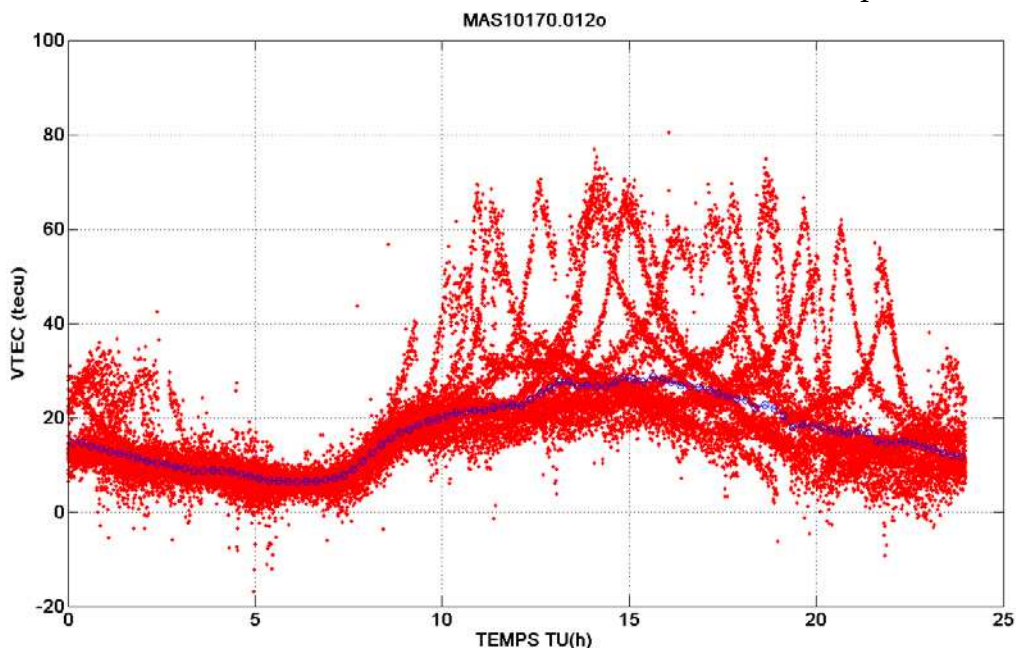


Figure III.19: VTEC en fonction de l'heure TU avec les mesures en points rouge et le VTEC vertical estimé en trait bleu.

Le logiciel développé sous Matlab permet de traiter une année de mesures en une seule exécution (annexe 2). A partir des fichiers VTEC résultats journaliers, nous avons développé 3 scripts de post-traitement et de visualisation :

- Le premier consiste à calculer des médianes mensuelles à des fins de comparaison avec les modèles physiques qui font intervenir des paramètres médians du profil d'ionisation (IRI, NeQuick). La Figure III.20 donne un exemple de graphe produit pour la station de NKLK en septembre 2014. Chaque mesure est représentée par un

symbole « rond bleu » dans le repère VTEC/heure TU. A chaque instant, Il est alors possible de chiffrer la plage de variation du VTEC au cours des différentes heures du mois. La médiane est affichée par un symbole 'rond rouge'. Le logiciel calcule également l'écart-type qui est reporté autour de l'axe 5 tecu pour une meilleure visibilité. Outre la variation diurne, cette représentation permet d'identifier des phénomènes particuliers. Dans le cas présent, nous notons une remontée du VTEC de 20 tu environ et qui correspond à une augmentation du VTEC sur les heures qui suivent le coucher du Soleil sur certaines stations équatoriales.

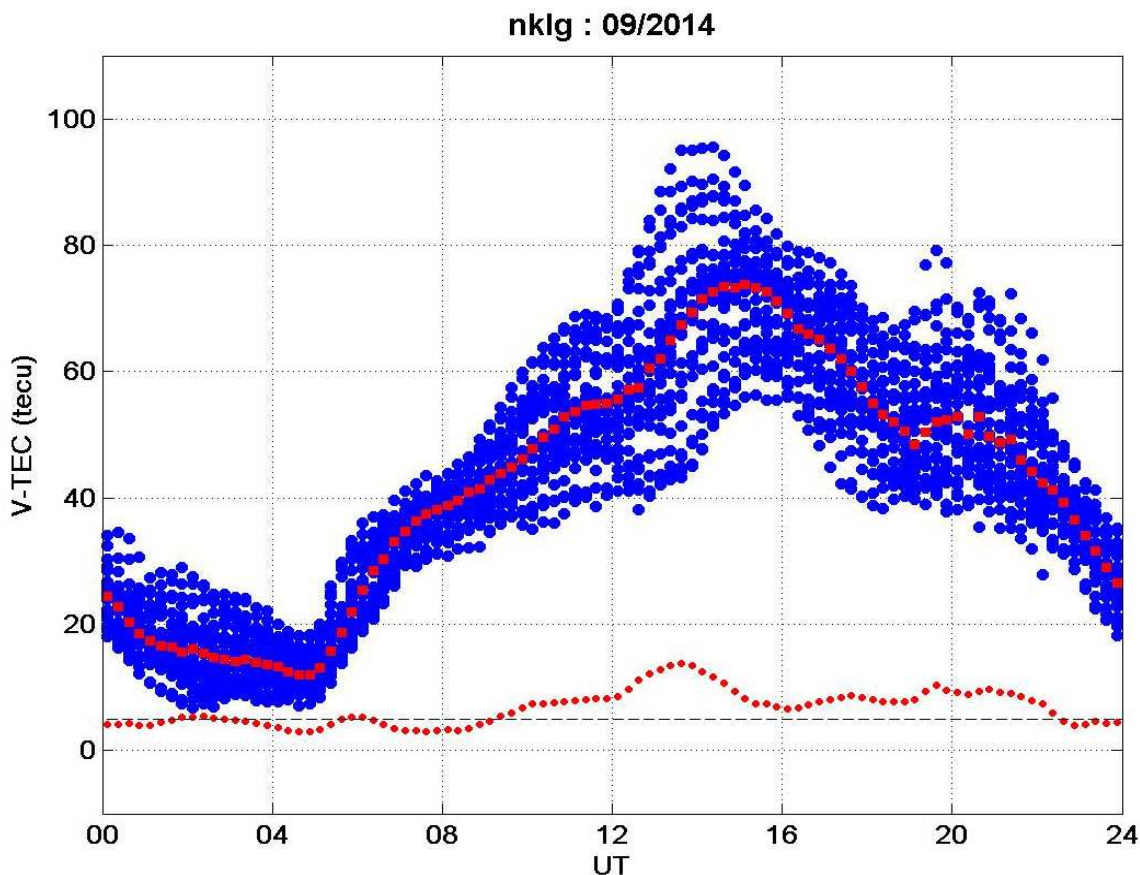


Figure III.20: Représentation des VTEC journaliers, de la médiane, de l'écart-type en fonction de l'heure TU pour NKLG en septembre 2014

- La seconde visualisation consiste à tracer les mesures en fonction du temps. Elle permet de suivre l'évolution diurne journalière sur 1 mois (Figure III.21). Pour donner des éléments d'interprétation, nous avons superposé la variation horaire de l'indice magnétique Dst (voir Chapitre III.1). Le but de ce graphique est d'observer visuellement les jours qui s'écartent d'une tendance moyenne (en positif et en négatif) et de les associer aux orages magnétiques identifiés par une diminution de l'indice magnétique. Dans le cas présent, le VTEC est très fort le 12 aout avec une faible perturbation magnétique. Le fort orage du 17 aout entraine une diminution du VTEC les 2 jours suivants et le TEC augmente ensuite régulièrement chaque jour pour conduire à la plus forte valeur du mois le 23 aout.

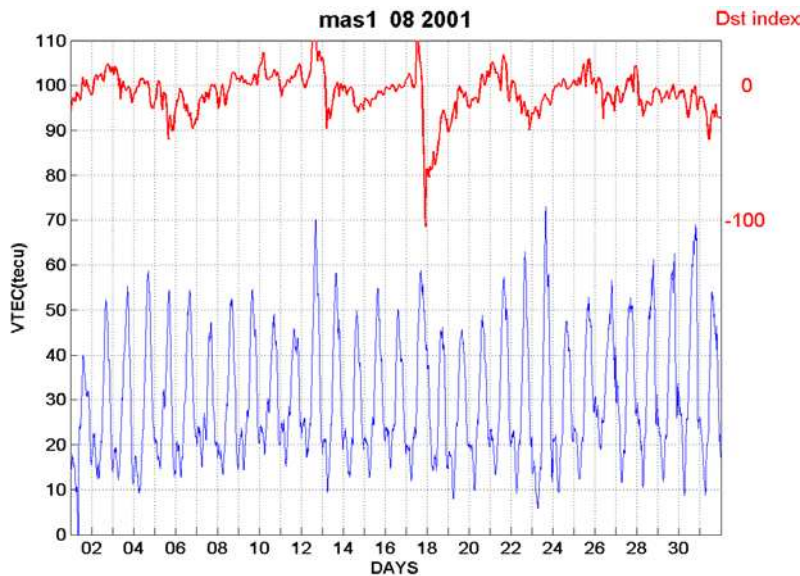


Figure III.21 : variation diurne (couleur bleue) du VTEC en aout 2001 à MAS1 et variation horaire de l'indice magnétique Dst (couleur rouge).

La troisième représentation est permet de visualiser les variations saisonnière et diurne du TEC. Pour cela, nous avons opté pour un graphique 3D où le VTEC est traduit suivant une échelle de couleur. L'axe des abscisses est le jour avec uniquement une indication du premier jour du mois et l'axe des ordonnées est l'heure TU. Un exemple de résultat est proposé sur la Figure III.22 relative à NKLG en 2003. Les deux maximums de jour sur les équinoxes sont identifiables, centrés sur 15.00 TU, celui de printemps étant nettement plus fort que celui d'automne. La variation saisonnière n'est pas uniforme présentant une succession de fortes et moyennes valeurs. Le minimum est situé sur le solstice d'été (juillet). On devine une variabilité journalière en examinant la longueur des lignes rouges verticales correspondant au niveau 80 tecu. La remontée du TEC après le coucher du soleil est également souvent présente aux équinoxes mais ce n'est pas quotidien. En revanche, la nuit, la variabilité est plus régulière avec toujours des valeurs plus fortes aux équinoxes

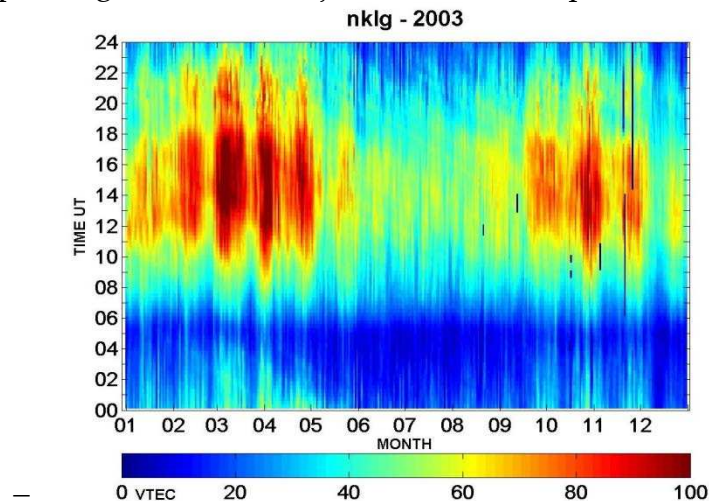


Figure III.22: Visualisation 3D du VTEC suivant une échelle de couleur dans le repère (temps/jours) pour NKLG en 2003.

Une comparaison des différentes années permet de quantifier l'influence du cycle solaire (Figure III.23).

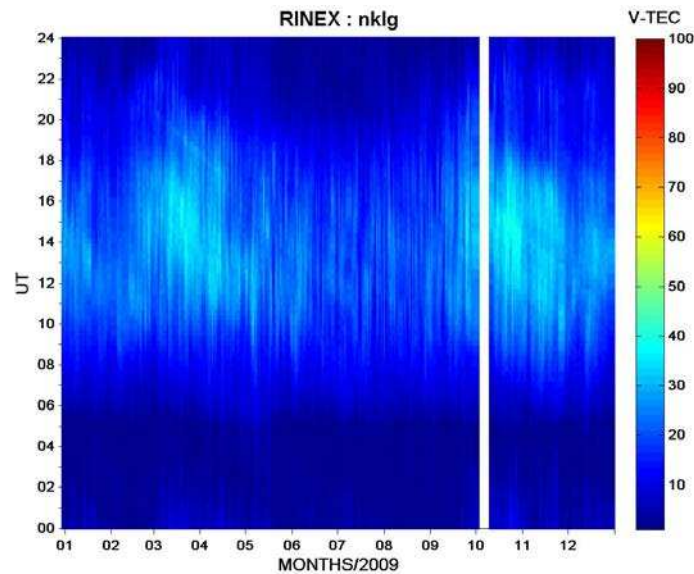


Figure III.23: Visualisation 3D du VTEC suivant une échelle de couleur dans le repère (temps/jours) pour NKLG en 2009.

III.3.2. Traitements indice de scintillations GPS /ROTI et GPS/S4 :

Le phénomène de scintillation ionosphérique consiste en la variation rapide, inférieure à la seconde, de l'amplitude et de phase des signaux électromagnétiques émis par les satellites GPS. Son origine est (1) soit un milieu est irrégulier et constitué de nombreuses bulles de plasma de différentes tailles (2) soit que le rayon traverse un fort gradient d'ionisation variable dans le temps. Ce phénomène a été observé dès les premières mesures de signaux satellites dans la gamme 20/40 MHz dans les années 1960. L'indice de scintillation SI est alors calculé à partir de la puissance maximale P_{max} et de la puissance minimale P_{min} par intervalles de temps (relevés manuels) selon la formule

$$SI = \frac{P_{max} - P_{min}}{P_{max} + P_{min}} \quad \text{Équation (III.16)}$$

L'indice S4 a ensuite été calculé par logiciel sur des mesures brutes numérisées. Il quantifie l'écart-type de l'intensité du signal I normalisé à la puissance moyenne.

$$S4^2 = \frac{\langle I^2 \rangle - \langle I \rangle^2}{\langle I \rangle^2} \quad \text{Équation (III.17)}$$

Aarons (1982) propose une relation entre SI et S4.

A partir des mesures de phase des signaux GPS, la communauté scientifique a établi l'indice sigma_phi qui est l'écart-type des fluctuations de phase Φ sur une période d'analyse fixée.

$$\sigma_{\phi} = \sqrt{\langle \Phi^2 \rangle - \langle \Phi \rangle^2} \quad (\text{III.18})$$

Ces 2 indices de scintillation ont été mis en œuvre par le constructeur (Novatel ,1977) sur ses scintillateurs GSV avec une période d'analyse de 1 mn et constituent depuis la référence pour tous les constructeurs proposant ce produit GNSS.

A partir des mesures brutes de phase toutes les 30 s (et maintenant de 1s pour certaines stations), il est possible de visualiser des variations rapides du TEC oblique (STEC) et donc avec une origine ionosphérique. C'est ainsi qu'est né l'indice ROTI « Rate of change Of TEC » qui s'exprime en tecu/mn.

Nous calculons d'abord l'indice de ROT en unités de tecu / mn comme suit:

$$ROT = \frac{STEC_{k+1} - STEC_k}{time_{k+1} - time_k} * 60 \quad \text{Équation (III.19)}$$

Où STEC est le contenu oblique relatif calculé à partir des mesures de phase sur les 2 fréquences pour chaque passage de satellite GPS en visibilité, k et k+1 sont 2 instants (time) consécutifs de mesures du STEC.

L'indice ROTI est l'écart-type des variations de l'indice ROT sur une période qui reste à définir (Pi et al., 1997).

$$ROTI = \sqrt{\langle ROT^2 \rangle - \langle ROT \rangle^2} \quad \text{Équation (III20)}$$

L'indice ROTI reprend la définition de l'indice sigma_phi mais est spécifique des variations de phase apportées par la traversée de l'ionosphère.

Dans notre cas particulier, nous utilisons les fichiers RINEX (voir annexe 5) avec des mesures cadencées toutes les 30s. Pour avoir un nombre suffisant de points afin de calculer une variance, nous avons opté pour une fenêtre d'analyse de 10mn donc 20 points maximum. Cependant nous faisons le calcul toutes les 30s pour éviter des variations trop rapides de l'indice même si nous concevons que 2 valeurs consécutives de l'indice ROTI sont très corrélées du fait d'utiliser 19 points en commun.

Pour illustrer notre démarche, nous présentons sur la figure III.24 un exemple de variations de l'indice ROTI (en tecu/mn) au cours de la journée du 11 décembre 2013 pour la station de NKLG. L'heure est exprimée en temps universel comme dans les fichiers RINEX. Nous observons des valeurs faibles jusqu'à 20 TU, heure à laquelle où certains passages présentes de plus forts niveaux. Nous avons fixé un seuil de 1 tecu/mn comme limite basse de la présence de scintillation de phase sur les mesures du STEC.

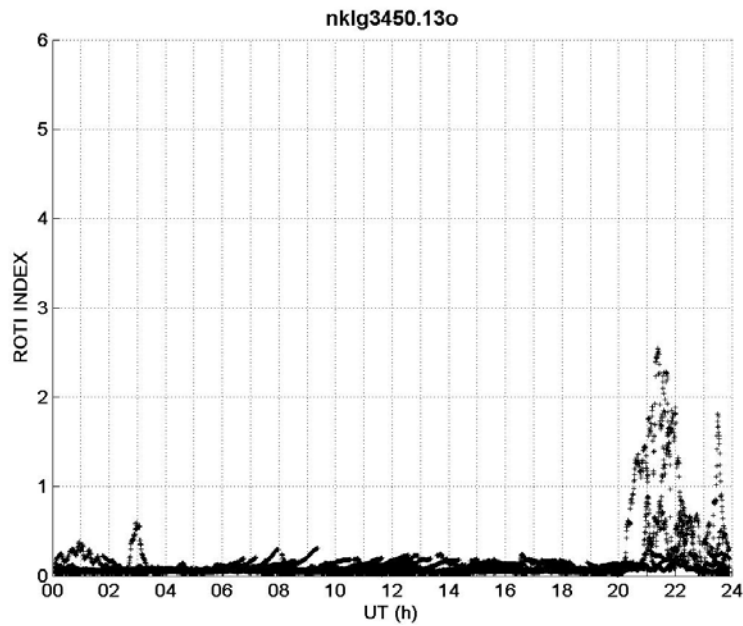


Figure III.24 Variations de l'indice ROTI le 11 décembre 2013 pour la station de NKLK

Cette approche du calcul de l'indice ROTI nous permet d'étudier la morphologie de la scintillation ionosphérique à partir du grand nombre de fichiers RINEX disponibles. Les mesures de l'indice S4 sont actuellement spécifiques de quelques organismes et surtout les mesures ne sont pas publiées ni archivées comme le sont les fichiers RINEX à l'IGS. Pour notre travail, Fleury (communication privée, 2016) nous a fourni sous forme de graphe, un exemple de 6 mois mesures (juillet-décembre 2013) de l'indice S4 effectuées au Cap Vert (Figure III.25).

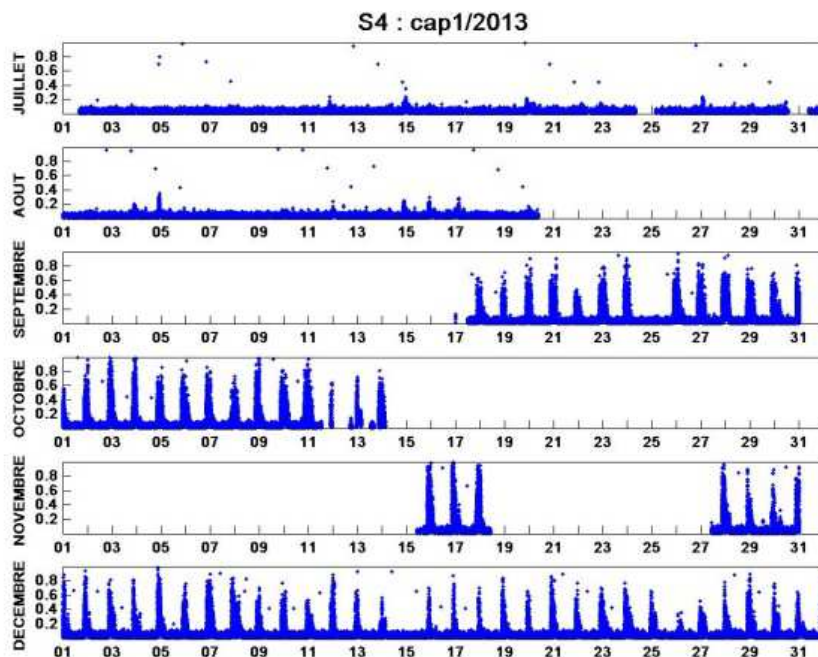


Figure III.25 : Variations de l'indice S4 journalier pour la station du Cap Vert entre juillet et décembre 2013.

Les nombreux jours sans mesures sont liés à une absence de surveillance locale en particulier après les coupures du réseau électrique ou après des coupures du réseau Internet. Cependant, on peut noter des faibles valeurs en juillet et août (été) et de fortes valeurs sur les 4 derniers mois avec quelques jours sans forts indices (25/09 et 15/12). A partir des fichiers RINEX de la station de DAKR (Sénégal, donc très proche) nous présentons les variations de l'indice ROTI sur la même période (Figure III.26). Les variations de l'indice magnétique K_p tracées en rouge seront analysées dans le chapitre IV. Il y a de nouveau quelques jours sans mesures (trait noir continu sur l'axe des abscisses).

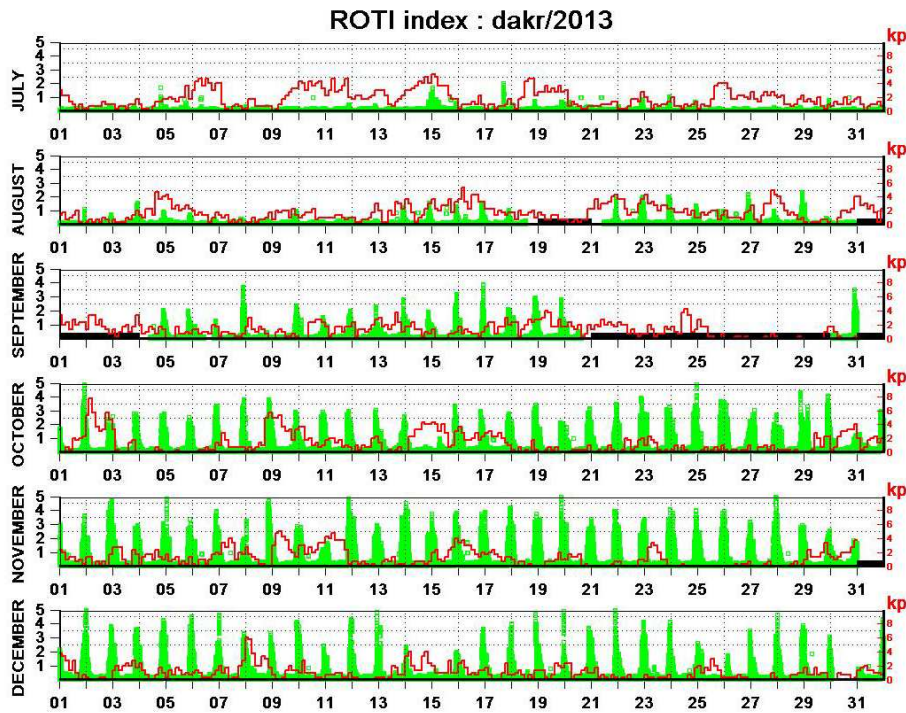


Figure III.26 : Variations de l'indice ROTI journalier entre juillet et décembre 2013 à la station de DAKR (courbes en vert). Les variations de l'indice magnétique K_p sont tracées en rouge.

La corrélation entre les 2 indices S4 et ROTI est très forte. On a de nouveau des faibles indices l'été et de forts indices sur les 3 derniers mois. L'absence d'un fort indice le 15 décembre comme les jours encadrant, est également confirmée sur la phase.

En rappelant que les indices de scintillation S4 et σ_{ϕ} ne sont pas disponibles, nous utiliserons l'indice ROTI pour observer et quantifier la présence de scintillation d'origine ionosphérique dans la suite de notre travail.

Chapitre IV : Résultats et analyse des données GPS

Dans ce chapitre nous présentons l'analyse des données : variations régulières et variations irrégulières du Contenu Total en Electron (TEC) dues aux perturbations solaires.

IV.1. Variations régulières [2000-2014]

IV.1.1. Les données analysées

Notre domaine d'étude est le comportement de l'ionosphère aux moyennes et basses latitude. Pour cela, nous avons retenu les 6 stations présentées au chapitre III.1). Le tableau III.1 donnent les coordonnées géographiques des stations étudiées dont la latitude varie de 44°N pour Toulouse(France) à 0.35°N pour Libreville (Gabon) avec des longitudes entre 1.48°E et 17.5°O.

Parfois des données manquent d'une station à l'autre et pendant des périodes différentes, c'est pour cela que nous utilisons plusieurs stations de moyennes latitudes TLSE (Toulouse) et MADR (Madrid), situées au nord les stations de MAS1(Maspalomas) et RABT (Rabat), afin d'avoir la meilleure couverture temporelle possible. Les stations de latitude équatoriale, DAKR (Dakar) et NKLG (Libreville), sont utilisées pour représenter la variabilité de l'ionosphère dans cette zone d'étude. Malgré des manques de données nous allons effectuer tous les traitements pour toutes les 6 stations.

Dans notre étude nous faisons une étude morphologique et statistique pour définir la variabilité de l'ionosphère et pouvoir la modéliser.

Nous avons expliqué au chapitre III la méthode pour calculer le contenu total électronique vertical (VTEC) à partir des mesures de pseudo-distance contenues dans les fichiers RINEX journaliers des 6 stations (Komjathy et al., 2002). A titre d'illustration, nous présentons sur la figure IV.1 la variation temporelle du paramètre VTEC en fonction des différents jours des années 2007 et 2014 pour la station de MAS1.

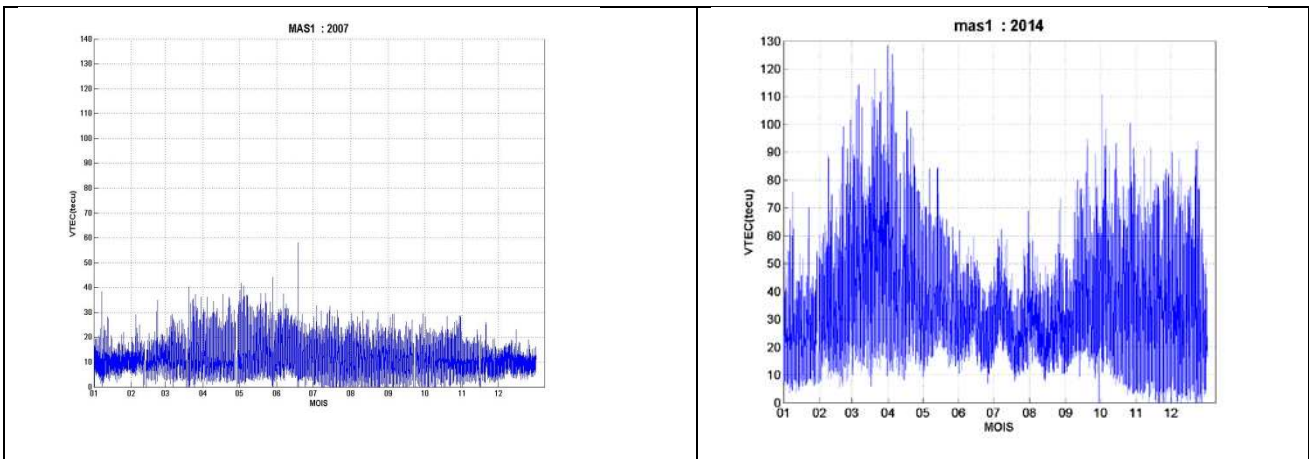


Figure IV.1: VTEC fonction des jours du en 2007 (gauche de 0 à 130 tecu) et 2014 (droite de 0 à 140 tecu) pour MAS1.

Pour MAS1 en 2007, les valeurs sont faibles, comprises entre 0 et 30 tecu. 2007 est une année de minimum solaire. Les valeurs maximums oscillent en fonction des mois et quelques valeurs dépassent 10 tecu fin octobre 2007. Ce comportement est plus marqué en 2014, année de maximum solaire, avec des valeurs comprises entre 0 et 130 tecu ; il y a un minimum relatif entre juin et octobre et des valeurs très différentes d'un jour à l'autre au cours d'un mois. On a dans ces représentations des périodes liées à la variation diurne, à la saison et au cycle solaire, que nous nous proposons maintenant d'analyser plus en détails selon les différentes stations.

Dans le domaine ionosphérique, certains chercheurs ont pris l'habitude de calculer des médianes mensuelles à partir des valeurs sur les différents jours d'un mois donné. Cela permet dans un premier temps de s'affranchir des variations d'un jour sur l'autre qui, comme on le verra par la suite sont surtout liées à l'activité magnétique. On dispose donc de séries temporelles beaucoup plus lissées qui permettent de mieux dégager les cycles étudiés et c'est cette voie que nous présentons maintenant.

La figure IV.2 présente, pour exemple, le rapport du VTEC médian jour et nuit pour les deux stations MAS1 et RABT (basse latitude) pour les 15 années de l'étude de 2000 à 2014. L'axe des abscisses représente les mois entre 2000 et 2014 (panneau du bas), l'axe des Y représente le rapport jour/nuit (voir chapitre III.3 sur les trainements GPS) sur lequel nous reviendrons pour caractériser les variations diurne dans la suite de l'analyse. Nous constatons qu'il existe une grande similitude entre les deux stations pour les deux périodes choisies. Il y a quelques cas différents en 2006, 2007 et 2008 qui sont dus soit au manque de donnée à RABT ou bien à la différence d'heure local entre les deux stations ($LT(RABT) = UT$, $LT(MAS1) = UT - 45\text{min}$). Ce rapport est établi mensuellement. Ce rapport nous permet de comparer les comportements de 2 stations, et ainsi de remplacer une station par une autre station, si les données manquent dans une station.

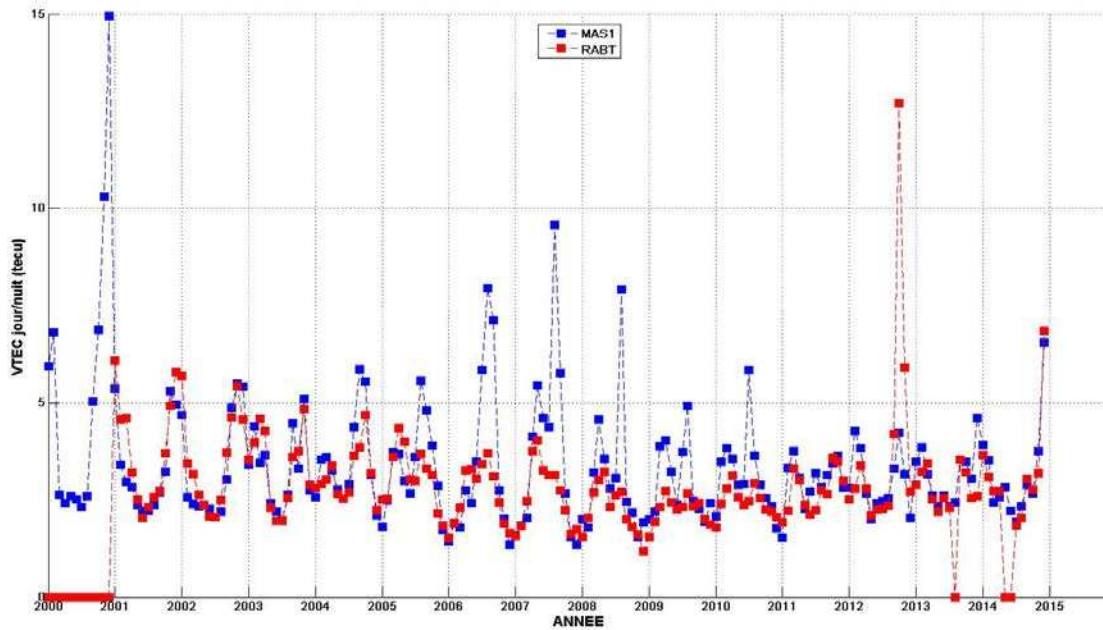
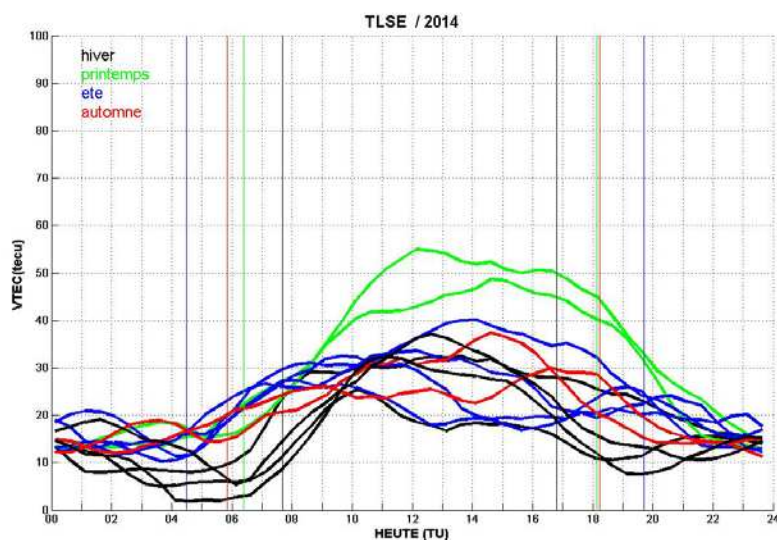


Figure IV.2 : Variation du rapport VTEC jour/nuit pour les stations MAS1 et RABT (basses latitudes) de 2000 à 2014.

IV.1.2. Variation diurne :

Nous présentons les médianes mensuelles des 3 stations de TLSE (moyennes latitudes), RABT (basses latitudes), DAKR (latitudes équatoriales) pour l'année 2014 sur la figure IV.3. Tous les mois ont été classés selon la saison avec une couleur différente. Le trait vertical de couleur représente les heures du lever et coucher du Soleil pour les 3 stations et les mois de janvier (noir), mars (vert), juin (bleu) et septembre (rouge). Ce sont les heures au sol sachant qu'il faudrait les calculer en altitude, dans la région F2 : le décalage est de plusieurs dizaines de minutes mais reste inférieure à 1 h.



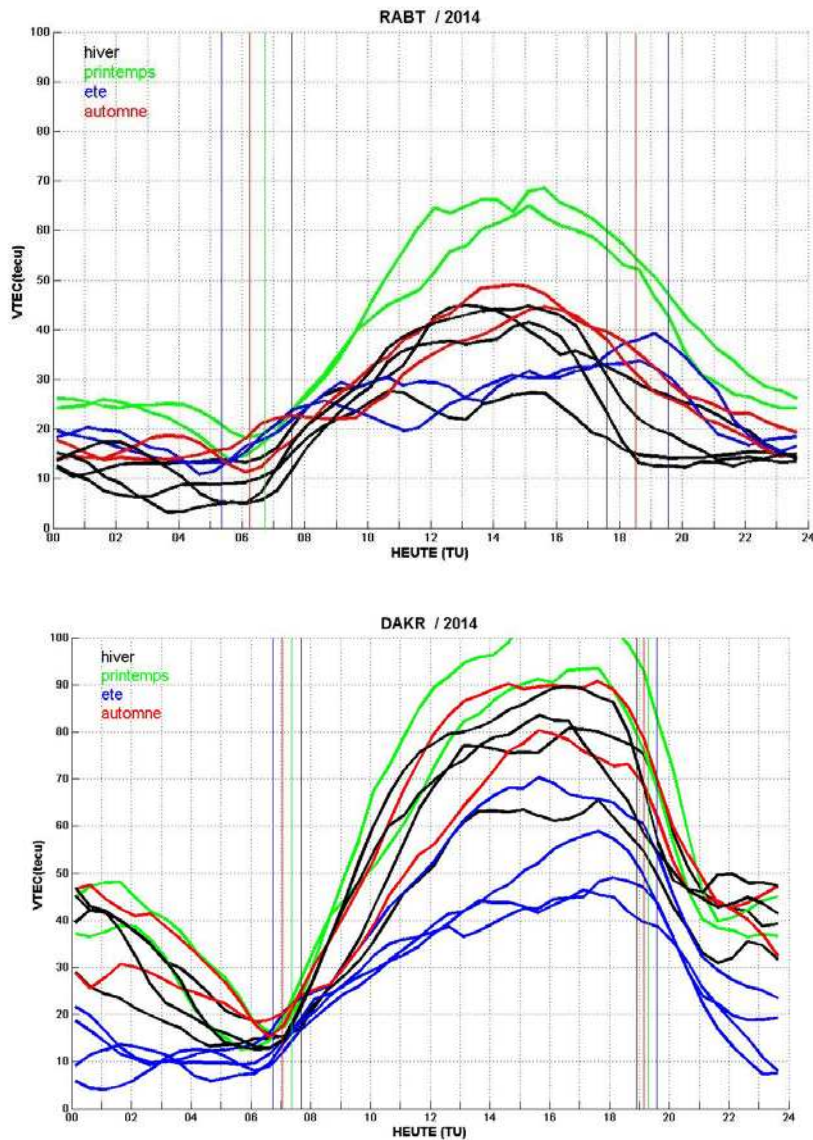


Figure IV.3 variations diurnes médianes en 2014 à TLSE, RABT et DAKR

Dans les 3 stations TLSE, RABT et DKR (figure IV.3), le VTEC suit la variation diurne du soleil. Il décroît lentement pendant la nuit, passe par un minimum avant le lever du soleil. La transition nuit/jour est moins visible pour la station de TLSE. L'accroissement de l'ionisation est assez rapide pour atteindre un maximum autour de 15.00TL. La décroissance est plus rapide que la croissance du matin. La position du coucher du soleil est peu marquée durant la période de décroissance du VTEC. Cette morphologie confirme l'équation de continuité exposée au paragraphe 2. Au lever du soleil, le terme de production c'est-à-dire la création d'électrons libre sous l'action du rayonnement EUV, UV et rayons X est immédiate et rapide. L'heure du maximum diurne est décalée de 2 heures environ par rapport à la position maximums le du soleil.

Après le coucher du soleil, le terme de production disparaît mais une ionisation se

maintient sous l'action des mouvements de l'ionisation et des constantes de temps régissant la disparition de celle-ci par recombinaison ou attachement (voir chapitre II). L'évolution diurne de la station DAKR présente une particularité l'hiver avec une remontée de quelques unités à une dizaine de tecu après 21 TL, conduisant à un maximum vers 23 TL. Ce phénomène est également présent à TLSE sur 2 des 4 mois d'hiver. Ce maximum est créé par la forte dérive verticale en ExB (PRE), après le coucher du soleil (chapitre II.3). Ce phénomène est à l'origine des scintillations du signal GPS.

Pour quantifier l'amplitude de la variation diurne, nous avons calculé un VTEC moyen de jour aux 3 instants 14, 15 et 15.30 TU (vers le maximum de VTEC) et de nuit à 03, 04 et 05 TU (vers le minimum de VTEC). Nous avons fait le rapport entre les 2 valeurs obtenues, en utilisant le même traitement pour l'obtention des figures IV.1. L'évolution de ce rapport pour les 15 années de l'étude (2000-2014) est présentée sur la figure IV.4. Chaque station est présentée par un carré de couleur différente, pour 3 des stations choisies. Malgré leur décalage en latitude, l'amplitude des 2 stations de MADR et MAS1 est proche et suit une évolution semblable selon les différents mois. Le rapport est compris entre 1.5 et 4 avec une valeur moyenne de 2.5. Il est un peu plus faible pour la première position (laquelle), typique des moyennes latitudes. L'effet saisonnier avec des valeurs plus fortes l'hiver sera commenté dans le paragraphe suivant.

Pour la station équatoriale de NKLG, située près de la crête sud de la fontaine équatoriale, les chiffres calculés sont d'un ordre de grandeur 2 fois plus forts, compris entre 4 et 16. L'ionisation importante provoquée par la position du Soleil au plus proche de la terre est la cause directe de cette différence jour/nuit. De plus, on voit que la notion de saison n'existe plus dans cette région du globe puisque la variation temporelle n'est plus périodique.

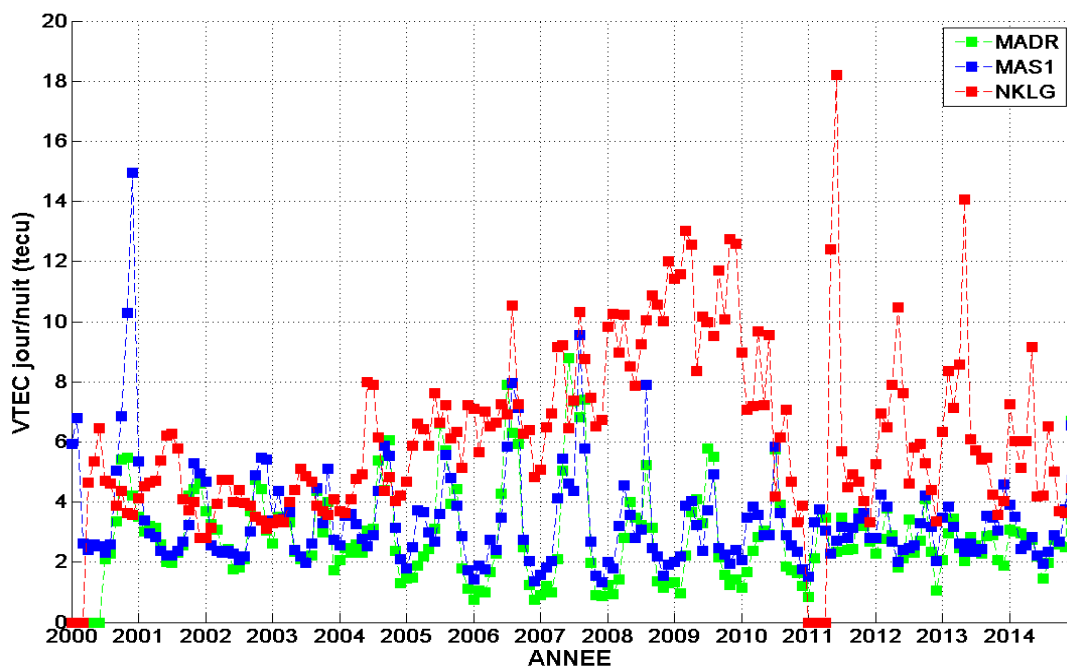


Figure IV.4 : rapport mensuel VTEC jour/nuit pour 3 stations entre 2000 et 2014

On peut parfois observer des variations rapides d'un mois sur l'autre sur les valeurs médianes, car nous faisons le rapport sur 2 périodes horaires identiques quel que soit le mois alors que la position des maxima et des minima ne se produit pas aux mêmes heures. Le rapport maximum sur minimum aurait été trop sensible à la valeur absolue du VTEC et aurait certainement donné une variabilité encore plus forte. Il faut aussi mentionner que l'activité magnétique est loin d'être constante d'un mois sur l'autre et que les médianes proposées prennent en compte cette variabilité magnétique. (PB des valeurs médianes)

IV.1.3. Variation saisonnière

Dans notre étude nous avons classifié les saisons en saisons géomagnétiques (Lloyd, H. 1861), été : mai juin juillet août, hiver : novembre décembre janvier, février et équinoxe Mars Avril, ainsi que Septembre et Octobre (Pham et al., 2011). La figure IV.3 présente les médianes VTEC de l'année 2014 dans les 3 stations de TLSE, RABT et DAKR. Sur cette figure le bleu représente l'été, le noir l'hiver. Le printemps est en vert et l'automne en rouge. Nous avons aussi représenté les heures de lever et coucher du soleil au sol pendant les équinoxes et les solstices. Nous constatons qu'il y a une différence de comportement du VTEC selon les saisons et selon les latitudes. Pour la station de moyenne latitude TLSE nous constatons que les plus fortes valeurs de VTEC sont mesurées pendant les deux mois de l'équinoxe du printemps qui sont situées entre 10 et 55 tecu après le lever et avant le coucher du soleil, les plus faibles valeurs sont constatées pendant les saisons d'été et d'hiver. Pour RABT on constate un vrai contraste entre les saisons mais toujours la même tendance c'est-à-dire le maximum de VTEC pendant les équinoxes et le minimum pendant l'hiver et l'été. On constate que les valeurs maximum de VTEC à RABT sont plus fortes que celles TLSE pour toute les saisons. DAKR la station équatoriale quant à elle présente des valeurs extrêmement fortes allant de 19 tecu à 120 tecu entre le lever et coucher du soleil et selon les saisons. Les valeurs sont plus fortes en équinoxe et plus faibles en hiver et en été. La différence des valeurs minimums et maximums des trois stations peut être expliquée par leur latitude. Plus on s'approche de l'équateur plus les valeurs de VTEC sont fortes.

La figure IV.5 représente l'évolution 2D du VTEC médian entre 2009 et 2014 aux 3 stations de MADR, MAS1 et NKLG. Les années de 2009 à 2014 sont en abscisse et les heures de 00 à 24 h sont en ordonnée. Pour représenter l'évolution diurne en même temps que saisonnière du VTEC, nous utilisons la couleur dont l'échelle est représentée à droite de la figure. Nous constatons que les valeurs de nuit sont toujours plus faibles pour les 3 stations et les valeurs du jour sont plus fortes que celles de nuit. Les valeurs maximums sont relevées pendant l'équinoxe du printemps et les minimums pendant les mois d'hiver. Ceci conforte notre analyse de la figure IV.4. Nous constatons que le VTEC varie d'année en année périodiquement. Il augmente au fil des années depuis 2009 jusqu'à 2014. Cette augmentation est caractéristique de la variation du cycle de taches solaires. Zoundi et al., 2013 ont trouvé les mêmes résultats aux niveaux de la station GPS de Ouagadougou

située dans la région de l'anomalie équatoriale, en traitant notamment la variation saisonnière du VTEC .

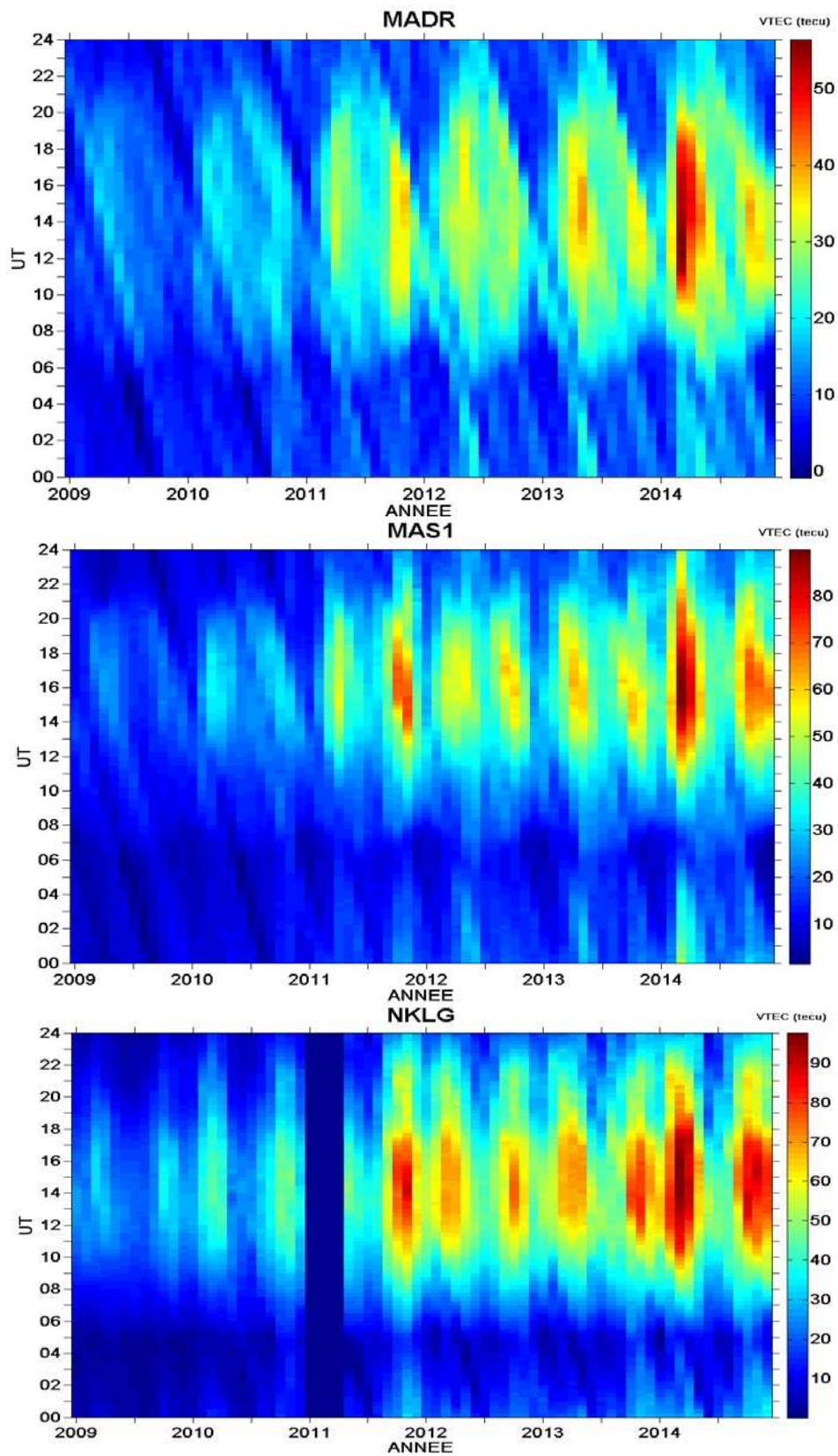


Figure IV.5 : évolution du VTEC médian entre 2009 et 2014 aux 3 stations de MADR, MAS1 et NKLG.

L'asymétrie entre les équinoxes et les solstices qui est observée dans la variation saisonnière est créée par différents mécanismes. Les trois mécanismes invoqués pour expliquer une telle asymétrie sont respectivement : l'hypothèse axiale (Triskova, 1989 et Cliver et al, 2001), l'effet Russell Mac Pherron (RM 1973), dû à la composante Bz du champ magnétique interplanétaire (Russell et McPherron, 1973 et l'hypothèse d'équinoxe (Chaman Lal 1996; Cliver et al, 2002).

En ce qui concerne la couche F2 et donc le VTEC, le changement de comportement de l'ionosphère par l'asymétrie d'équinoxe et celle d'hiver peut être expliqué selon différents mécanismes. Le premier mécanisme qui est responsable de cette asymétrie, selon Rishbeth et Setty 1961, et Rishbeth et Mueller Wodarg 2006, est la variation saisonnière du rapport oxygène azote dans l'atmosphère (O / N2). Le deuxième mécanisme est la distance Soleil-Terre, l'hypothèse d'équinoxe de Yonezawa (1959) et Rishbeth et al. (2000). Enfin la dernière cause présumée de l'asymétrie d'équinoxe et de celle de l'hiver sont les marées atmosphériques venant de la basse thermosphère (Zou et al., 2000).

IV.1.4. Variation en fonction de l'activité solaire

Pour illustrer visuellement la variation solaire, nous avons reporté les valeurs des VTEC horaire de MAS1 selon le code couleur de l'échelle droite de la figure IV.6 avec l'heure TU en ordonnée et le mois en abscisse entre 2000 et 2014. Sous chaque mois de janvier, nous avons noté l'année. On observe une succession de valeurs fortes en couleur rouge (> 80 tecu) sur les parties droites et gauches de la figure. Les valeurs du maximum vers 16 TU, décroissent rapidement de l'année 2000 jusqu'à l'année 2006. Elles sont à peu près stables entre 2006 et 2010 et elles réaugmentent de nouveau avec cependant des niveaux plus faibles. Par contre, en fin de nuit (vers 05TU) la couleur reste assez homogène autour du bleu foncé pendant ces 15 ans de mesures.

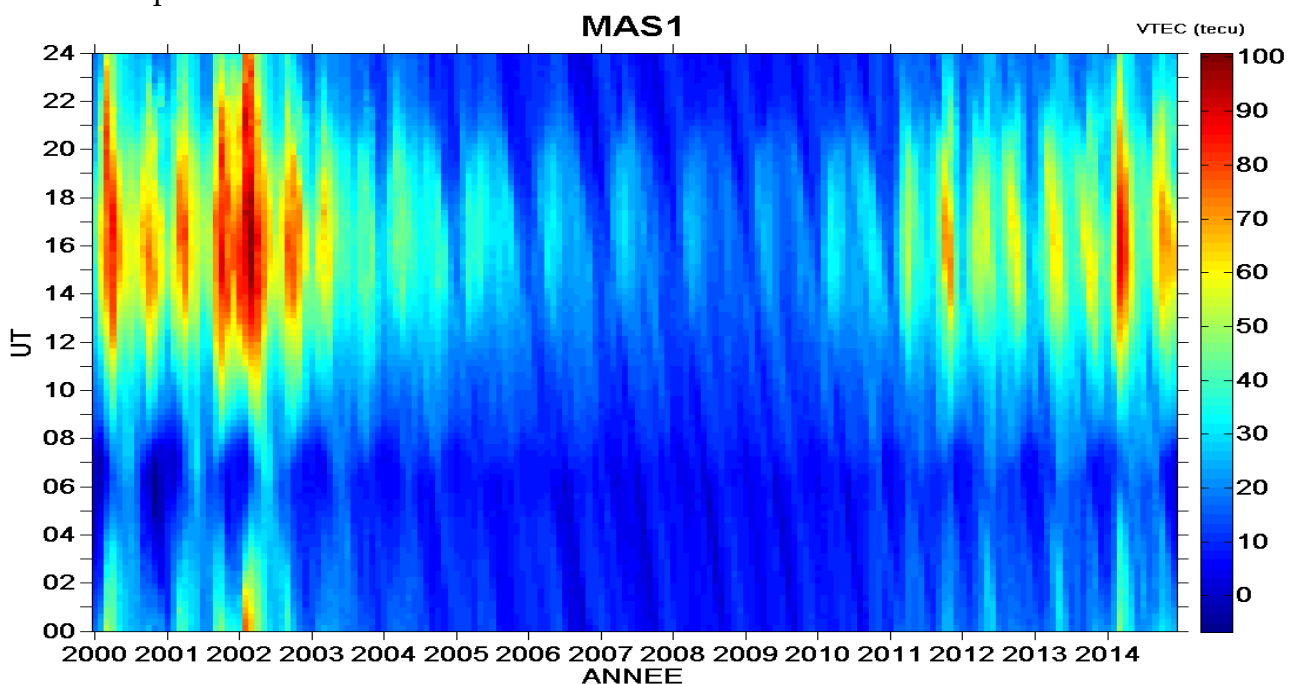


Figure IV.6 : évolution du VTEC médian de 2000 à 2014 pour la station MAS1.

Cette période 2000-2014 couvre 2 parties de cycles solaires. Comme nous l'avons exposé au paragraphe III.2.2, c'est l'indice solaire R12 que nous avons choisi pour suivre la variation solaire. Sur la figure IV.6, concernant la station de MAS1, nous avons noté une différence de comportement entre le jour et la nuit et donc nous avons choisi de retenir 2 heures typiques : 14TU pour illustrer le jour et 04TU pour la nuit. La représentation est donnée sur la figure IV.7. Les années 2000 et 2001 correspondent à celles du maximum du cycle 23 (double pic). L'indice décroît ensuite assez rapidement jusqu'à un minimum proche de 0 en janvier 2009. Nous basculons alors dans le cycle 24 avec un premier maximum vers 70 au début de 2012 et un second maximum plus élevé (80) vers mars 2014. Ce que l'on peut également noter est qu'une valeur inférieure à 20 constitue le minimum du cycle solaire et donc les 4 années de 2006 à 2009 compris couvrent cette période (Zerbo et al., 2012).

Les valeurs du VTEC de jour (courbe rouge) suivent grossièrement la tendance du cycle solaire. Elles sont plus fortes lors des 2 maximums des cycles solaires. Le maximum du cycle 23 est plus fort que le maximum du cycle 24. L'effet saisonnier avec un maximum prononcé aux équinoxes fait que la variation temporelle de VTEC est moins lissée que celle du R12. On note aussi que la valeur extrême est située au printemps 2002 alors que le cycle décroît. Le VTEC est quasi-constant durant les 4 années du minimum du cycle 23.

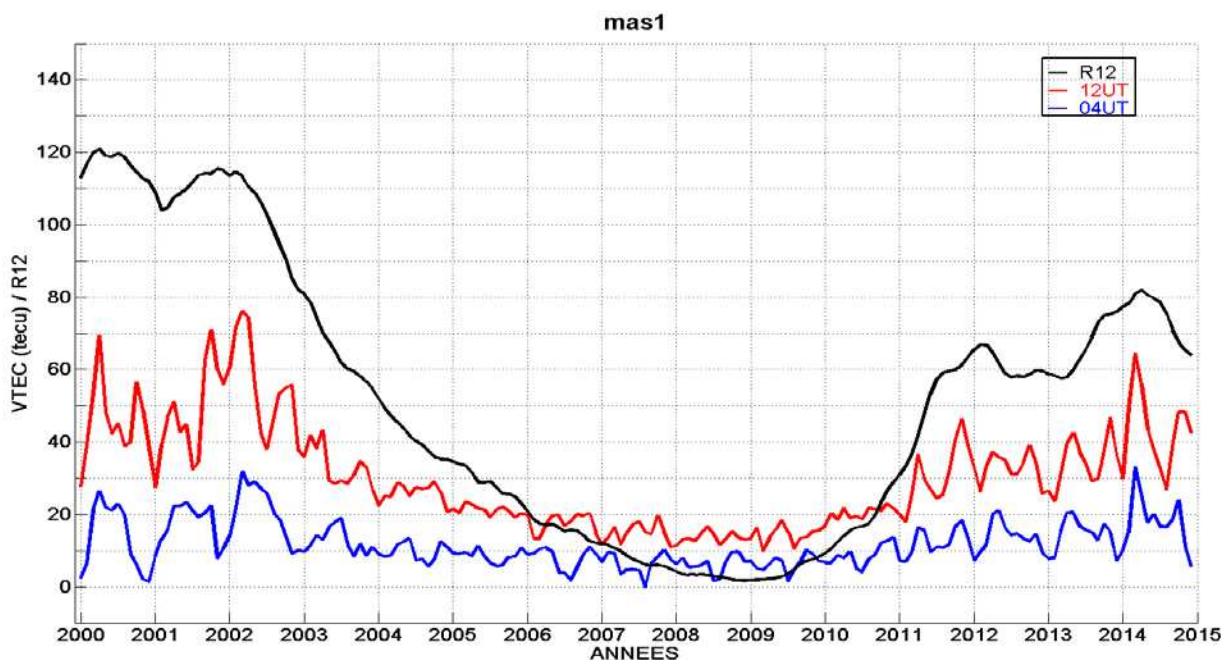


Figure IV.7 : variations du VTEC mensuel de MAS1 à 12UT et à 04UT et de l'indice d'activité solaire R12 entre 2000 à 2014

Ayant mis en évidence une relation entre la variation de l'indice R12 et celle du VTEC, nous allons la traduire mathématiquement à l'aide d'une régression linéaire entre ces 2 variables.

Le choix du degré de la régression repose sur 2 critères :

- nous ne cherchons pas la loi optimale qui minimise l'erreur résiduelle, mais plutôt une relation robuste qui évite des pentes trop fortes rendant très instables les solutions,
- les travaux synthétisés à l'IUT sur les relations entre le maximum d'ionisation de la couche F2 et l'activité solaire indiquent que le degré 1 est suffisant pour relier ces 2 quantités (Recommandation UIT-R P.371-7).

Nous avons donc créé 2 classes de période, la première couvrant de 2000 à 2008 (maximum du cycle 23, phase descendante cycle 23 et minimum solaire) et la seconde période de 2009 à 2014 (phase montante cycle 24 et maximum du cycle 24). Un exemple de résultat est présenté sur la figure IV.8. Les VTEC du cycle 23 sont en points rouges et ceux du cycle 24 en points bleus. Les 2 droites de régression du VTEC en fonction de l'indice R12 sont aussi présentées. Les 2 coefficients de la régression sont reportés sur cette figure. La première observation est que les 2 droites de régression sont quasi-identiques sur les 2 heures présentées. La deuxième observation est que la dispersion autour des régressions augmente avec l'indice solaire et ceci est bien dû à la variation saisonnière qui est très forte au maximum solaire et qui n'est pas prise en compte dans cette analyse. La troisième observation est que l'ordonnée à l'origine (pour R12=0) et la pente sont plus fortes de jour que de nuit ce qui est la traduction de nos analyses diurnes avec une variabilité plus forte de jour. Au chapitre IV.1.1 on avait proposé le chiffre moyen de 2.5 et ici on trouve un rapport d'ordonnée à l'origine de 2.4 et une pente de jour 3 fois plus forte que celle de nuit.

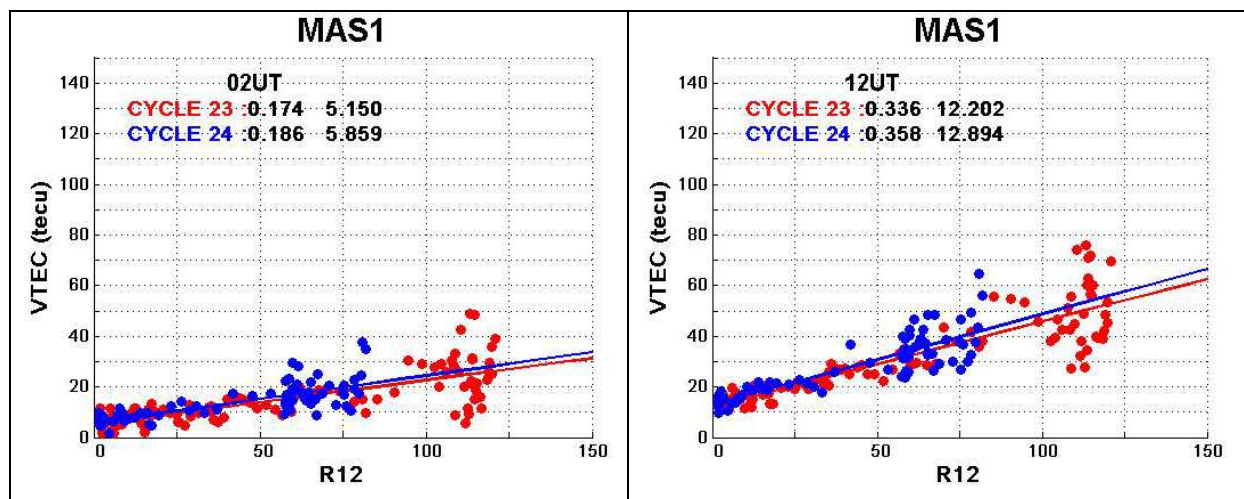


Figure IV.8 : mesures et droites de régression linéaire entre le VTEC médian à 12 UT et 02 UT de la station MAS1 et l'indice d'activité solaire R12.

Nous constatons qu'il faut aussi prendre en compte la variation diurne. Dans le Tableau IV.1 nous avons reporté la pente (coefficient a) et l'ordonnée à l'origine (coefficient b) pour toutes les heures rondes et pour les 2 cycles solaires. Ce tableau généralise les observations précédentes :

Les coefficients sont très proches selon le cycle. Il n’y a donc pas lieu de séparer phase descendante et phase montante pour la variation du VTEC en fonction de l’activité solaire. Les valeurs minimales sont observées à 06 UT c’est-à-dire juste avant le lever du soleil et les valeurs maximales à 16 UT c’est-à-dire 2 heures après le passage du soleil au zénith (ou méridien du lieu). L’ionosphère réagit très rapidement dès le lever du soleil avec un terme de production qui apparait. Elle continue de s’ioniser pendant quelques heures après la position du Soleil au maximum de production.

Tableau IV.1 : valeurs des coefficients de régression (a est la pente de la régression et b la valeur de l’ordonnée à l’origine) pour les heures rondes du VTEC de la station de MAS1 en fonction de l’indice solaire R12.

		Cycle Solaire			
		23		24	
Heure UT	Coefficient	a	b	a	b
	00	0.247	4.282	0.235	6.002
	01	0.208	4.772	0.204	6.005
	02	0.174	5.190	0.186	5.859
	03	0.138	5.624	0.169	5.756
	04	0.103	5.844	0.144	5.641
	05	0.080	5.538	0.113	5.586
	06	0.071	5.170	0.095	5.615
	07	0.075	6.728	0.101	7.192
	08	0.109	8.702	0.143	9.157
	09	0.162	9.699	0.189	10.058
	10	0.215	10.268	0.229	10.976
	11	0.277	10.965	0.291	11.814
	12	0.336	12.894	0.358	12.894
	13	0.391	13.658	0.415	14.695
	14	0.437	14.829	0.465	15.831
	15	0.462	15.792	0.505	16.145
	16	0.466	16.139	0.510	16.371
	17	0.448	15.936	0.491	15.858
	18	0.421	14.624	0.451	15.320
	19	0.391	12.777	0.412	13.877
	20	0.374	9.863	0.384	11.889
	21	0.363	6.241	0.358	8.584
	22	0.328	4.409	0.308	6.810
23	0.287	3.980	0.264	6.222	

Les résultats de nos traitements pour la station de MADR sont très proches de ceux obtenus pour MAS1 aussi nous ne discutons que des coefficients calculés pour 2 heures particulières dans le tableau IV.2. Pour un indice solaire nul, la valeur du VTEC de MADR est légèrement inférieure de 1 à 4 tecu et les pentes sont avec un pourcentage légèrement plus faible. Il est donc possible de reprendre nos résultats de MAS1 pour modéliser le comportement de MADR.

Tableau IV.2: valeurs des coefficients de régression (a est la pente de la régression et b la valeur de l'ordonnée à l'origine) pour 2 heures particulières (12UT et 02UT) du VTEC aux 3 stations retenues en fonction de l'indice solaire R12.

STATIONS	Cycle solaire	12UT				02UT			
		23		24		23		24	
		a	b	a	b	a	b	a	b
MADR		0.325	8.394	0.278	10.049	0.096	4.822	0.092	5.442
MAS1		0.336	12.202	0.358	12.894	0.174	5.150	0.186	5.859
NKLG		0.581	24.719	0.539	22.939	0.226	3.042	0.176	2.524

Sur la station équatoriale de NKLG, on sait déjà que l'amplitude diurne est nettement plus accentuée et que l'ionisation est plus forte d'un facteur 1.5/2.0.

La figure IV.9 confirme les fortes valeurs du VTEC jour aux maximums des 2 cycles solaires avec une forte variation saisonnière. L'ionisation diminue avec le cycle mais reste supérieure en faible activité solaire par rapport aux moyennes latitudes. Les coefficients de la régression linéaire confirment le facteur 2 sur la pente et l'ordonnée à l'origine. De nuit, l'évolution du VTEC est beaucoup plus proche de celle des moyennes latitudes.

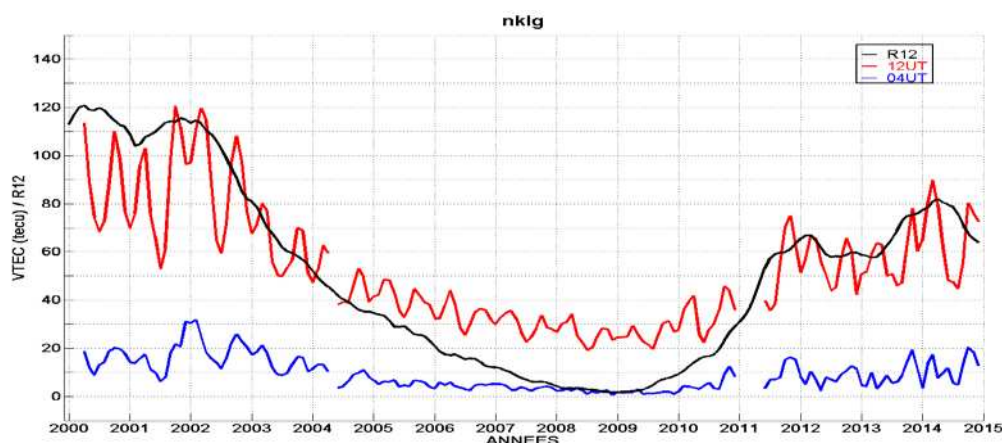


Figure IV.9 : variations du VTEC mensuel de NKLG à 12UT et à 02UT et de l'indice d'activité solaire R12 entre 2000 à 2014

Notre travail vient enrichir, les travaux d'autre chercheurs qui ont étudié la variation régulière de la densité électronique en fonction du flux solaire en Afrique. Ils ont trouvé que la variation de l'ionisations a des variations régulières diurne, saisonnière et en fonction du cycle de taches solaires.

Ouattara et al ., 2012a ont fait l'étude des variations régulière de la densité électronique de deux stations situées dans l'anomalie équatoriale ouest-africaine, en traitant les données FoF2 à Ouagadougou et à Dakar sur les trois cycles solaire 20,21 et 22. Shimeis et al., (2014), a utilisé les données GPS de trois stations africaine Alexandrie, Rabat et Libreville. Elle a comparé les deux stations GPS ayant la même moyenne latitude (RABT et ALEX) et des longitudes différentes, et ainsi caractériser l'effet la variation en longitude. En utilisant une troisième station, NKLG, se trouvant sur la crête équatoriale sud de l'anomalie

équatoriale, elle a caractérisé les variations en fonction de la latitude. Rappelons ici que ces trois stations sont les seules à avoir une couverture de données GPS sur un cycle solaire. Enfin Ouattara et al., (2012b) ont utilisé les données de l'ionosonde de Ouagadougou pour caractériser les variations de la fréquence critique FoF2 de 1966 à 1998. Nous allons dans la suite du travail présenté un modèle que nous avons développé qui porte le nom de VTEC_RF_mod qui va nous permettre de prédire les valeurs du VTEC en fonction de l'indice solaire R12.

IV.1.5. Prédiction de la variation régulière du VTEC médian de 2015 à 2020.

A l'aide des coefficients des variations saisonnières (paragraphe IV.1.2) et cycle solaire (paragraphe IV.1.3), nous disposons de la variation diurne médiane du VTEC à MAS1. Ces valeurs sont paramétrées par l'indice solaire R12. Nous utilisons les prévisions fournies par le service de la NOAA aux Etats-Unis, <ftp://ftp.swpc.noaa.gov/pub/weekly/Predict.txt>. Le résultat est donné sur la figure IV.10 avec le VTEC en bleu et l'indice R12 mensuel reporté par des points de couleur noire. Les coefficients de la variation saisonnière ont été indépendamment calculés heure par heure et amènent quelques ruptures d'évolution temporelle. Cependant, on identifie bien la variation annuelle avec des maximums de jour présents sur les équinoxes de printemps et d'automne. A partir de la mi-2017, le contenu vertical passera rarement au-dessus du seuil de 40 tecu.

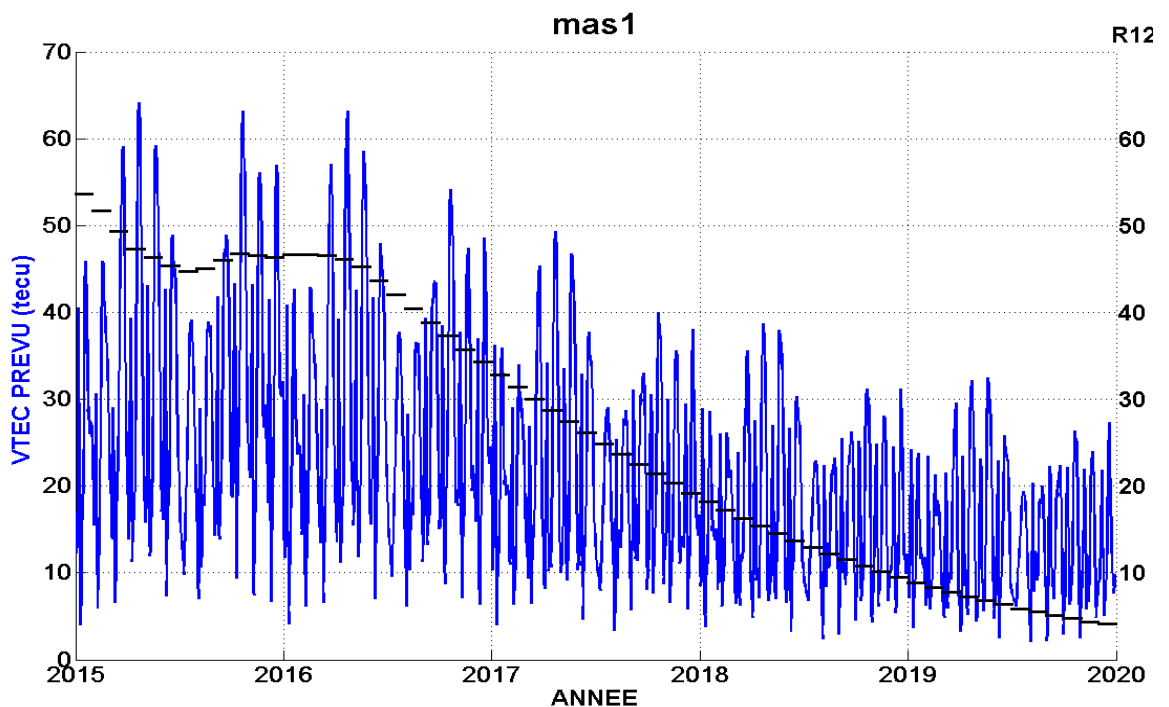


Figure IV.10: VTEC horaire, médian, prévu pour MAS1 sur la fin du cycle 24 avec le modèle VTEC_RF_mod

Pour vérifier les résultats obtenus avec le modèle nous avons comparé le VTEC médian prévu par le modèle de la station MAS1 pour l'année 2015 et le VTEC médian mesuré pour cette station pour la même année. Le résultat est visible sur la Figure IV.11 si dessous.

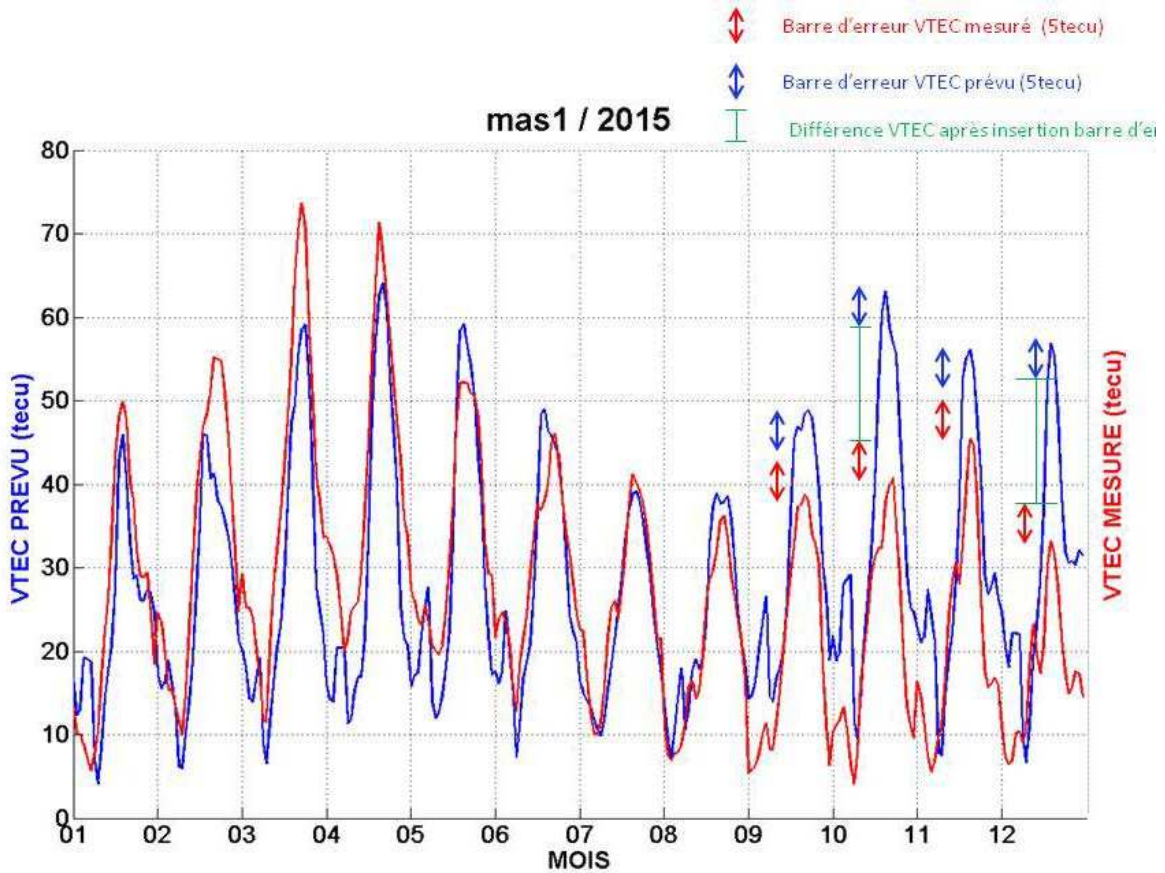


Figure IV.11: VTEC médian prévu et mesuré des stations MAS1 pour l'année 2015

La figure IV.11 présente le VTEC médian prévu pour l'année 2015 en bleu, les médianes de MAS1 mesurées en 2015 en rouge. A gauche de la figure on trouve l'échelle des valeurs du VTEC en tecu. Nous avons ajouté une barre d'erreur de 5 tecu pour les valeurs des médianes calculées avec le logiciel VTEC_RF ainsi que pour les valeurs prévues par notre modèle (grâce à la prévision de R12 de la NOAA). Nous constatons que pour les mois de janvier à août 2015, les courbes sont quasiment identiques excepté pour le mois de mars pour lequel on a une différence de 10tecu entre les maximums, les minimums étant quasiment identiques. Pour les mois de janvier à aout [excepté le mois de mars] la valeur de la différence varie pour les maximums et les minimums entre 0tecu et 5tecu .Si on inclut la barre d'erreur au mois de mars qui est de 5tecu+5tecu = 10tecu nous pourrions dire que même pour ce mois, les courbes se rapprochent énormément. Il y a donc 8 mois pour lesquels le VTEC mesuré et le VTEC prévu sont en bon accord.

Concernant les 4 mois restant [septembre-décembre] en appliquant de nouveau les barres d'erreur nous constatons que pour le mois de septembre et de novembre qu'il reste un écart de 2 à 3tecu entre le VTEC prévu et les VTEC calculé avec le logiciel tec_not_igs,

Durant 10 mois pour cette année 2015 le VTEC mesuré est très proche du VTEC prévu avec le modèle .

Pour les mois d'octobre et de décembre, même après avoir appliqué les barres d'erreur nous avons une différence de 12tecu entre les maximums du mois d'octobre et de 15 tecu entre les maximums du mois de décembre. Les minimums quant à eux sont proches lorsque l'on prend en compte les barres d'erreur. Pour expliquer ce résultat concernant les mois d'octobre et de décembre nous avons comparé l'activité solaire de l'année 2015 par rapport aux années précédentes, et nous avons trouvé que l'activité solaire en 2015 est dans la fourchette 40-50. Dans le passé, en 2004 on avait à peu près cet ordre de grandeur on peut donc comparer les VTEC de 2004 et ceux de 2015.

- le VTEC en 2004, pour octobre varie entre 09 et 30 et pour décembre, il varie entre 10 et 35, ceci entre le jour et la nuit

- le VTEC en 2015, pour octobre varie entre 10 et 40 et pour décembre il varie entre 10 et 30, ceci entre le jour et la nuit.

Il semble donc que pour l'hiver 2015 les valeurs données par la prévision de la NOAA surestiment l'ionisation, d'où la différence importante entre le VTEC mesuré et le VTEC prévu pour les mois octobre et décembre 2015.

Pour récapituler les résultats :

- 7 mois quasi identique (Janvier, février, avril, mai, juin, juillet et août)
- 3 mois très conformes en appliquant la barre d'erreur de 10 tecu (5tecu mesuré et 5 tecu prévus).
- Deux mois octobre et décembre pour lesquels la différence entre les valeurs maximales différent de 13 tecu en prenant en compte la barre d'erreur. Nous pouvons expliquer ce résultat par le fait que la prévision de l'activité solaire (indice R12) pour cette période était beaucoup plus forte que la réalité.

Nous avons donc pour l'année 2015:

- 10 mois très similaires pour les valeurs VTEC prévues par la NOAA et les valeurs VTEC mesurées soit 85 % des résultats
- 2 mois avec des écarts de 13tecu à 15 tecu entre les valeurs maximums les prévues et mesurées et des valeurs minimums les similaires.

Ceci est très satisfaisant car le modèle utilisé pour la prévision du VTEC est rudimentaire. Cela signifie que l'on a bien maîtrisé les cycles de l'ionisation (diurne, saison, solaire).

IV.2. : Etude de la variation perturbée de l'ionosphère

IV.2.1. Introduction :

Ce chapitre est consacré à l'étude de l'impact d'évènements solaires sur l'ionosphère des moyennes et basses latitudes. Dans un premier temps, nous avons retenu deux classes d'évènements solaires : (1) les éjections de masse coronale appelées « Coronal Mass Ejection » en anglais et identifiées par le sigle CME et (2) les vents solaires rapides issus de

trous coronaux (High Speed Solar Wind « HSSW »). Ces évènements sont décrits dans le chapitre I. L'arrivée de ce nuage de particules au voisinage de la terre va impacter le champ magnétique terrestre et le degré d'ionisation de l'ionosphère.

Nous allons décrire les critères de sélection qui nous ont permis d'isoler respectivement 96 et 48 cas dans ces deux classes parmi tous les évènements observés entre 2000 et 2014.

Nous avons fait le choix au départ de commencer par la présentation d'un nombre limité de cas, afin de faire une analyse fine de l'évolution temporelle de l'ionosphère. Elle viendra compléter l'analyse décrite dans nos 3 publications, Azzouzi et al. (2015), Azzouzi et al. (2016) et Migoya-Orue et al. (2016). Une interprétation avec le soutien de modèles théoriques viendra valider nos observations.

Ensuite, nous allons poursuivre notre étude par une analyse statistique sur l'ensemble des cas simples retenus (les 98 CME et 46 HSSW). Enfin nous allons étendre l'analyse statistique de la variabilité de l'ionosphère sur toute la période de l'étude [2000,2014], en se focalisant uniquement sur la séquence temporelle de la variabilité du VTEC.

Nous allons conclure notre étude en mettant l'accent sur la réponse du VTEC face à des situations complexes d'évènements solaires successifs qui n'ont pas été retenus dans notre première analyse avec un exemple pour les CME et un autre pour les HSSW.

IV.2.2. Critère de sélection des cas d'études:

a. Etude des perturbations due à l'arrivée d'une CME :

Pour étudier spécifiquement les conséquences de l'arrivée d'une CME au voisinage de la Terre, nous avons été amené à définir une grille de critères contraignants qui sont résumés dans le tableau IV.2 et que nous allons expliciter.

Tableau IV.3 : Listes de valeurs des critères de sélection d'une CME isolée

Cycle	23 (max et phase descendante) et 24 (max)
Evènement solaire	CME
Condition 1	SSC
Condition 2	Dst (SYM-H) évolution classique
Condition 3 Jour calmes avant et après l'orage	2 jours $K_p < 3$ avant orage $K_p \geq 6$ le jour de l'orage 2 jours $K_p < 3$ après orage
Condition 4 Durée orage magnétique	1 jour (24heures) minimum
Condition 5 vent solaire	$V_p > 600\text{km/s}$
Condition 6 Composante B_z du champ magnétique interplanétaire	$B_z < 0$

- Le premier critère est lié à la disposition de mesures de VTEC obtenues à l'aide du système GPS. Les premières mesures datent de 1996 mais avec un nombre limité de

satellites opérationnels et très peu de récepteurs installés en Europe. Nous avons borné entre les années 2000 et 2015 qui, rappelons-le, correspondent au maximum du cycle 23, à la partie décroissante de ce cycle avec le minimum autour de 2008 et la phase croissante du cycle 24.

- La deuxième condition est que l'évènement solaire est du type CME. Pour cela, nous avons utilisé la liste établie par les scientifiques de la NASA et disponible sur le site http://cdaw.gsfc.nasa.gov/CME_list/.
- Le troisième critère est lié à l'arrivée du nuage de particules solaires au voisinage de la Terre. Celui-ci se déplace à plusieurs centaines de km/s et donc crée une onde de choc en amont du nuage. L'arrivée de cette onde au voisinage de la magnétosphère crée une vibration qui se traduit par une brusque impulsion sur l'enregistrement des composantes du champ magnétique terrestre. C'est le début brusque encore appelé « Sudden Storm Commencement » en anglais et noté SSC en abrégé. La liste des SSC est établie par l'IAGA et disponible sur le net (voir chapitre III.1) .
- Pour s'assurer que l'impact se situe à un niveau fort, nous utilisons l'indice magnétique tri-horaire Kp. Le jour du SSC correspond au premier jour de l'orage magnétique. Nous recherchons des situations où l'indice Kp est au moins une fois supérieur ou égal à 6 au cours de cette journée. Les cas sont validés par une évolution temporelle typique des indices équatoriaux : soit l'indice horaire Dst (voir chapitre III.1) soit l'indice SYM-H mesuré toutes les minutes (voir chapitre III.1). En fait on veut surtout une phase principale rapide et profonde : ceci sera plus explicité au paragraphe IV.1.2.
- Le critère suivant nous permet de sélectionner les CME isolées dans le temps. Pour cela, nous recherchons des situations magnétiques calmes en amont et en aval de ce jour. Un jour calme est identifié par l'indice magnétique Kp inférieur à 3. Nous demandons que les 2 jours qui précèdent le jour de l'orage soient des jours calmes. De la même façon, l'orage sera terminé lorsqu' on aura trouvé deux jours calmes consécutifs après le jour de l'orage.
- La présence d'un SSC et donc d'une onde de choc impose des vitesses importantes du vent solaire. IL faut que la vitesse mesurée par le satellite ACE dépasse le seuil de 600 km/s.
- Enfin, le dernier critère est lié à l'orientation de la composante Bz du champ magnétique interplanétaire également mesurée par le satellite ACE. Il faut que cette composante s'oriente vers le sud c'est-à-dire corresponde à des valeurs négatives d'une manière rapide après le SSC. Cela signifie que le vent solaire contient une partir du champ magnétique solaire et que donc on est bien dans l'analyse de l'impact de la CME au voisinage de la Terre.

En appliquant tous ces critères, nous avons isolé 98 cas de CME (voir annexe 10). A ce stade de notre présentation, il faut aussi rappeler que le nombre de CME est beaucoup plus important mais du fait d'une présence rapprochée dans le temps, on est dans des situations complexes plus difficilement interprétables. Ce nombre de cas sur ces 14 années traduit l'importance de l'étude de climatologie des relations Soleil-Terre pour le suivi de l'évolution de l'ionosphère et de ses conséquences sur les systèmes opérationnels. En

appliquant les critères de sélection que nous venons de présenter, il reste 12 cas. Dans ce manuscrit, nous avons fait le choix arbitraire d'analyser 3 cas correspondant à des situations typiques dans le cycle solaire :

- 1 cas dans les années du maximum du cycle 23 soit de 2000 à 2003.
- 1 cas au cours de la phase de décroissance du cycle 23 entre 2004 et 2008.
- 1 cas dans les années du maximum du cycle 24 soit entre 2009 et 2014.

Quelques paramètres pertinents mesurés sur les critères pour ces trois cas sont donnés dans le tableau IV.4.

Tableau IV.4 Valeurs de certains critères pour l'étude de l'impact d'une CME isolée.

DATE	18/09/2000	16/05/2005	15/07/2012
cycle solaire	23	23	24
Phase du cycle solaire	max	phase descendante	max
Saison	Equinoxe	Eté	Eté
Evènement solaire	CME le 16/09/2000 vitesse estimée 1336km/s	CME le 13/05/2005 vitesse estimée 1689km/s	CME le 12/07/2012 à 16.48.05 TU
Date et heure du SSC	SSC le 17/09/2000 à 14.28 TU	SSC le 15/05/2005 à 02.39 TU	SSC le 14/07/2012 à 18h09 TU
Vp max	900 km/s	1000 km/s	850 km/s
SYM-H min	-200 nT	-250 nT	-120 nT

b. Etude des Perturbations liées à des vents rapides produits par des trous coronaux de 2000 à 2014 :

Pour sélectionner les 3 cas d'étude nous avons utilisé les paramètres solaires (voir chapitre III) et pris les cas qui avaient l'indice Kp élevé en utilisant le diagramme annuel musical (voir chapitre III). Le Tableau IV.5 ci-dessous récapitule les critères.

Tableau VI.5 : récapitulatif des critères de sélection des 3 jours d'études vent rapide /trous coronaux pour la période de 2000 à 2014.

Cycle	23 (max et phase descendante) et 24 (max)
Evènement solaire	Trous coronaux
Condition 1	SSC non
Condition 2	Dst (SYM-H) réaction classique (pas très fort mais la perturbation dure plusieurs jours)
Condition 3 Jours calme s avant le Jour de l'orage et après le jour de l'orage	2jours $Kp < 3$ avant orage $Kp \geq 6$ le jour J 2jours $Kp < 3$ après orage
Condition 4 Durée orage	Plusieurs jours
Condition 5 vent solaire	La vitesse du vent solaire Vp doit être supérieure à 500 Km/s le jour J et le vent rapide doit durer quelque jour.
Condition 6 Composante Bz du champ magnétique interplanétaire	Bz doit osciller au moins 2 jours entre des valeurs négatives.

Avec ces critères nous avons sélectionné 46 cas (voir annexe 10) de 2000 à 2014 de vents rapides. Parmi ces 46 cas, 14 cas correspondent à nos critères. Finalement nous avons extrait trois cas pour notre étude. Le choix d'avoir des jours calmes avant l'orage magnétique permet de sélectionner un état initial non perturbé.

Les 3 jours sélectionnés sont dans le tableau IV.6 ci-dessous.

Tableau VI.6 : Récapitulation de la sélection des jours d'étude de 2000 à 2014. Vent solaire rapide & Trous coronaux

DATE	24 /10/2002	14/04/2006	08/12/2013
Cycle	23	23	24
Phase du cycle solaire	max	phase descendante	max
Saison	Equinoxe	Eté	Hiver
Evènement solaire	Trou coronal	Trou coronal	Trou coronal
Début orage	le 23/10/2002 à 02.15 TU	Le 13/04/2006 à 13.20 TU	Le 07/12/2013 à 23.35TU
Vp max	800 km/s	730Km/s	650km/s
SYM-H min	-90	-105	-70

a) représentativité des cas sélectionnés :

Dans les paragraphes IV.2.1.a et IV.2.1.b, nous avons sélectionnées des cas de CME et vent rapide correspondant à des critères particuliers.

Pour les cas de CME étudiées, nous avons sélectionné uniquement les CME qui répondaient aux trois critères essentiels suivants :

- un seul SSC,
- deux jours calmes avant,
- deux jours calmes après.

Avec ces critères, sur 497 SSC nous n'avons sélectionné que 98 CME. Il y donc 364 CME qui peuvent avoir 1 ou plusieurs SSC et qui ne répondent pas aux critères concernant les jours calmes avant et après. Ces 98 CME représentent 27% des cas.

Sur les 132 cas vent rapide nous avons choisi 46 cas, soit 35 % des cas.

Ces cas répondent aux quatre critères essentiels suivants :

- $Kp \geq 6$,
- $Vp \geq 500$ km/s,
- deux jours calmes avant,
- pas de CME ni de SSC avant.

Nous voyons que les critères choisis éliminent plus de 70% des cas de CME et 65% des cas de vent rapide. Avant d'établir des statistiques sur ces cas sélectionnés nous présenterons un cas de CME et un cas de vent rapide afin de faire une analyse complète et chronologique de l'évolution de l'ionosphère et comparer les résultats avec les quatre cas de CME et vent rapide restant ainsi qu'avec les cas dans nos 3 publications.

IV.2.3. Etude de cas : Effet d'une Ejection de Masse Coronale (CME & SSC du 15/07/2012) sur l'environnement spatial terrestre

a) Soleil

Identification de la CME

Sur le site web de la NASA http://cdaw.gsfc.nasa.gov/CME_list/halo/halo.html, On trouve que la seule CME qui correspond à l'événement du 15/07/2012 est celle du 12/07/2012, nous constatons aussi l'existence d'une CME le 11/07/2012, son décalage de 24 heures avec la CME du 12/07 pourra perturber les données initiales du déclenchement de l'orage magnétique. Le tableau IV.7 récapitule les caractéristiques des CME.

Tableau IV.7 : date et heure des CME pouvant être à l'origine de l'orage magnétique du 14/07/2012

Date de la CME	Heure TU	Vitesse apparente [km/s]
2012/07/11	01:25:27	379
2012/07/12	16:48:05	885

Origine et propagation de la CME

La figure IV.12 montre l'évolution de la tache solaire AR 1520. Avec la rotation du soleil cette tache se retrouve face à la terre à partir du 06 juillet 2012, elle sera par la suite à l'origine d'une éruption solaire de classe X et d'une Ejection de Masse coronal (CME) durant la journée du 12 juillet 2012.



Figure IV.12 évolution de la tache Solaire AR 1520 du 06 au 10 Juillet 2012.

La figure IV.13 montre un sursaut du Rayonnement X (RX) observé par le satellite GOES-15 pour les longueurs d'onde allant de 0.1 à 0.8 nm du 11 au 13 juillet 2012. Le 12 juillet à 16.50.58 TU, il y a un sursaut de RX de 10^{-6} à 10^{-4} W/m² CME.

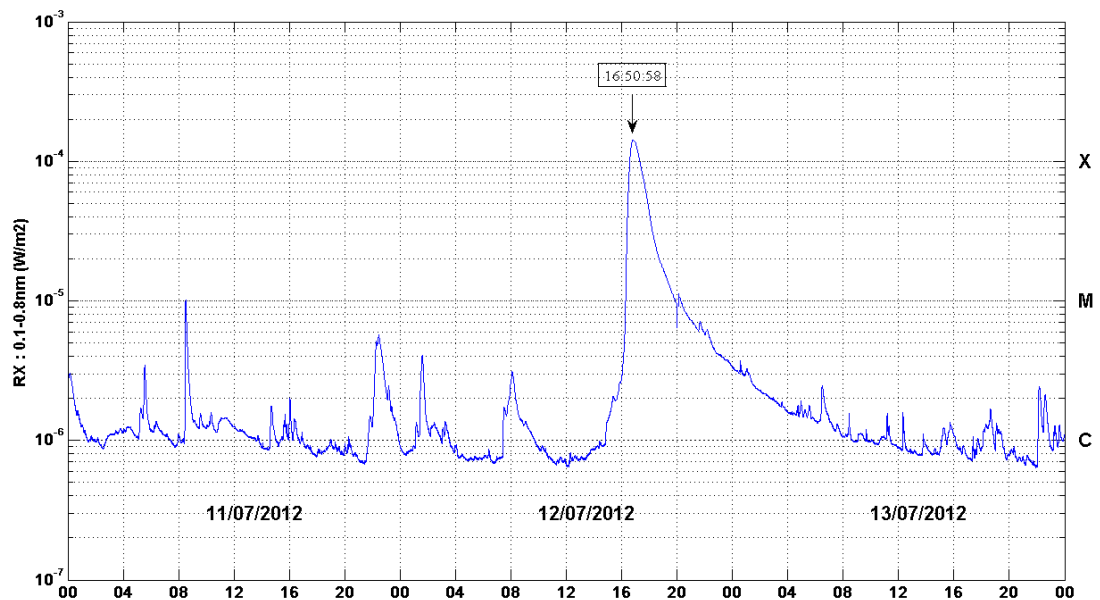


Figure IV.13 sursaut RX du satellite GOES-15 du 11 au 13 juillet 2012

La figure IV.14 combine deux séries d'observations du soleil faite à 12h45 TU par Solar Dynamics Observatory (SDO), le 12 Juillet 2012. Ceci donne une image du soleil peu de temps avant le déclenchement de l'éruption de classe X vers 16h11TU. L'image intègre la lumière dans la longueur d'onde 171 Angstrom, ce qui montre les protubérances géantes de matière solaire recouvrant la surface solaire sur la région du centre actif 1520 d'où l'éruption solaire est originaire.

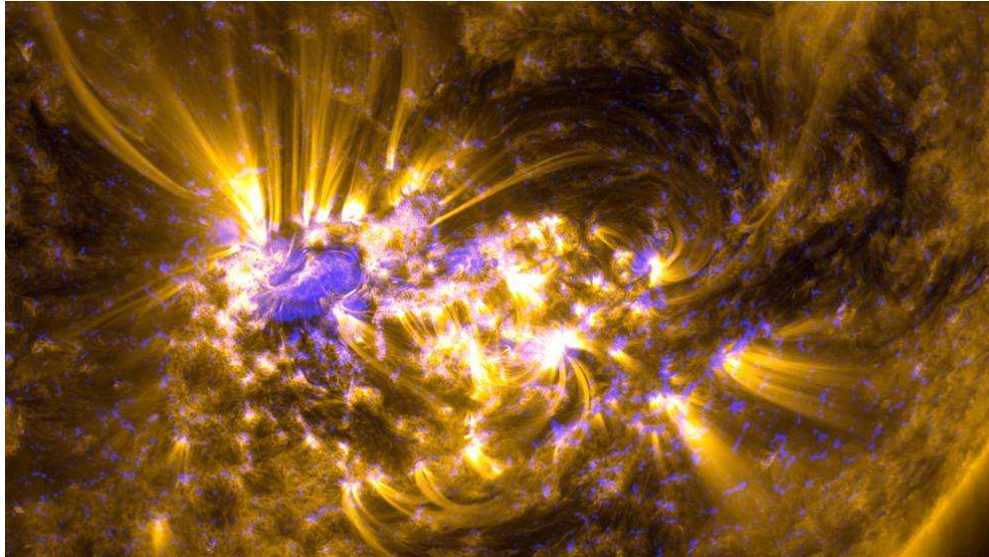


Figure IV.14 Combinaison temporelle colorée entre deux observations SDO le 12 juillet 2012.
Crédit : NASA / SDO / AIA

Simulation de la propagation et de l'heure d'arrivée de la CME : 'CDPP Propagation Tool' :

La CME est éjectée le 12 Juillet à 16:48:05TU avec une vitesse évaluée à 885 km/s. A partir des données, en utilisant les outils en ligne développés par le Centre des Données de la Physique des Plasmas (CDPP) : Propagation Tool et AMDA, nous avons estimé le moment d'impact sur la magnétosphère terrestre le 14 juillet à 15:45:24 TU. En appliquant une incertitude sur la mesure de la vitesse de 5% (+/- 44.25 km/s), on obtient un temps d'arrivée minimum de 14:31:15TU et maximum de 19:13:41TU le 14 juillet 2012.

Pour la CME qui a été éjectée le 11 Juillet à 01:25:27TU avec une vitesse évaluée à 379 km/s, nous avons estimé le moment d'impact sur la magnétosphère terrestre le 15 juillet à 15:04:09 TU. La CME du 12 juillet qui est beaucoup plus forte et qui a une vitesse nettement supérieure à la CME du 11 juillet l'a absorbé. A la fin nous avons un seul effet celui de l'arrivée de la CME émise le 12 juillet, et cette arrivée est prévue le 14 juillet entre 14.31 TU et 19.13TU, selon nos calculs.

b) Près de la terre : vent solaire magnétosphère et zone aurorale

Nous avons vue l'origine de la CME qui n'est autre que la tache solaire AR1520 , cette tache à donnée lieu à un solar flare de classe X et une CME le 12 Juillet à 16:48:05TU. Quand elle arrive à la Terre, la CME va comprimer la magnétosphère terrestre. La magnétosphère est d'autant plus comprimée que la pression exercée par le vent solaire est forte.

Sur la figure IV.15 sont représentées en fonction de l'heure : (a) la vitesse du vent solaire V_p en km / s, (b) la composante B_z du champ magnétique interplanétaire en nT, (c) le potentiel de la calotte polaire nord PCN en (mV/m), ((d) les indices magnétiques auroraux AU et AL et (e) l'indice magnétique équatorial SYM-H en (nT).

Sur la courbe du haut, nous constatons une augmentation de la vitesse du vent solaire V_p de 200 à 750 km/s à 18.09 TU le 14 juillet. La composante B_z du champ magnétique interplanétaire IMF a une excursion négative à 18.09 TU, puis elle devient positive et ensuite redevient négative vers 024.00TU le 14 juillet (00.00TU le 15). La composante reste négative jusqu'à 18.00TU le 16 juillet. Pendant cette période, il y a un orage magnétique (voir chapitre I). Le vent solaire transmet l'énergie au système magnétosphère-thermosphère-ionosphère. Il transmet le champ électrique $E_y = -V_x B_z$ créé par la dynamo vent solaire magnétosphère. L'indice SYM-H nous indique les phases de cet orage magnétique. La phase initiale est caractérisée par une augmentation de l'indice SYM-H de 0 à 40 nT vers 18.09TU. C'est la phase de compression de l'orage durant laquelle les courants Chapman Ferraro de la magnétopause augmentent. Ces courants dirigés vers l'Est produisent une déviation magnétique vers le nord SYM-H >0. Après cette phase de compression, vient la phase principale l'indice SYM-H est fortement négatif et atteint la valeur de -120nT le 15 juillet vers 10.00TU. Durant cette phase il y a le développement du courant annulaire, dans le plan équatorial de la magnétosphère. Ce courant est dirigé vers l'Ouest. Ensuite vient la phase de recouvrement de l'orage qui dure jusqu'au 20 juillet. Les indices AU et AL représentent les électrojets auroraux. L'électrojet Est augmente de 0 à 500 nT. L'électrojet Ouest augmente de 0 à -1400 nT. L'ionosphère des moyennes et basses latitudes est couplée électro dynamiquement à ces électrojets auroraux.

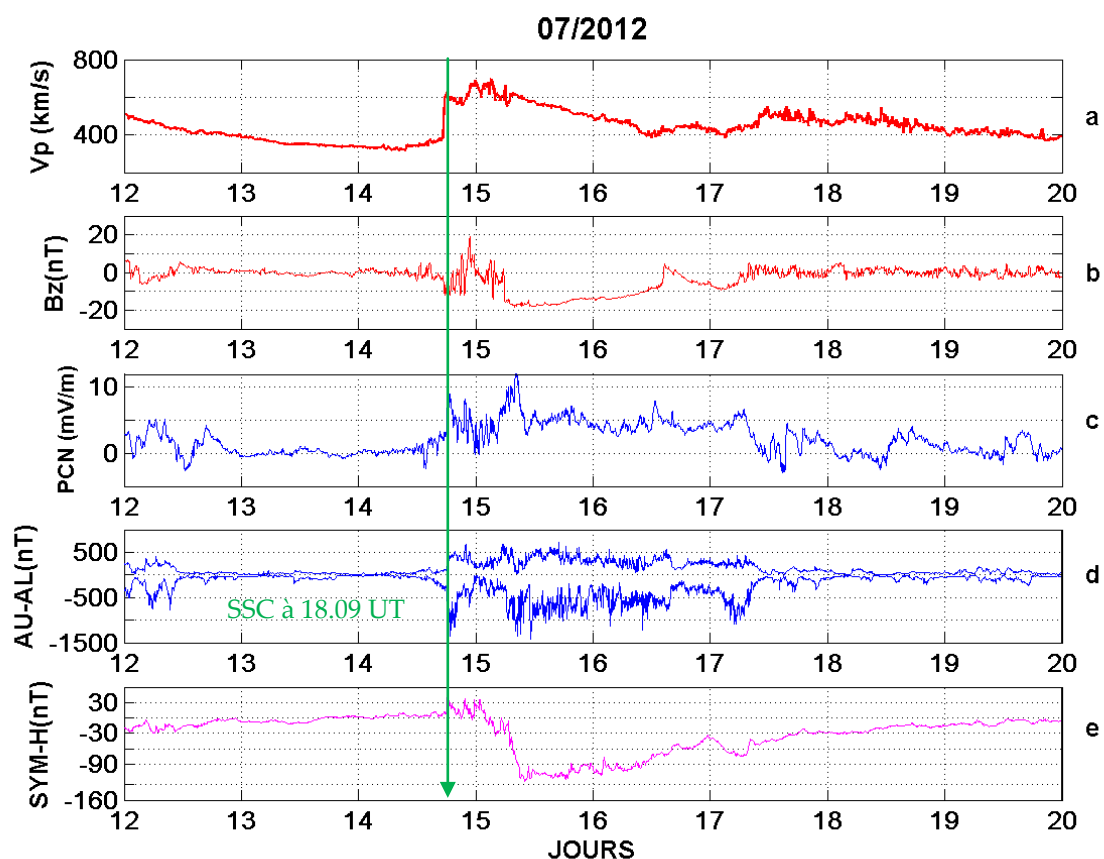


Figure IV.15 : Paramètres du vent solaire et indices magnétiques du mois de juillet 2012

Le potentiel de la calotte polaire PCN est aussi synchrone avec cette perturbation magnétique il est égal à 0 en période calme magnétique et atteint une valeur de 10mV la journée du 14 juillet à partir de 18.09TU, qui est l'heure du début de l'orage magnétique. Cette heure de 18.09 TU es dans l'intervalle de temps que l'on avait estimé avec l'outil de la CDPD qui est de 14:31:15TU à 19:13:41TU.

Caractérisation de l'impact

La figure IV.16 ci-dessous représente les valeurs des paramètres V_p , B_z et PCN du 14 et 15 juillet 2012. On voit très bien la brusque augmentation de la vitesse du plasma avec l'arrivée de la perturbation au voisinage du satellite ACE avec la composante du champ magnétique interplanétaire (B_z) très négative (-5.5 puis -10.1 nT); notons que cette composante était déjà légèrement négative quelques heures avant l'arrivée de la perturbation à 17.36TU. Sur l'indice PCN, on observe une perturbation qui s'intensifie vers 18.09TU, 33 minutes plus tard. Le satellite ACE est positionné au point de Lagrange. Un calcul permet de justifier cet intervalle de temps :

$33 \text{ (mn)} * 60 * 885 \text{ (km/s)}$ en moyenne est égal à 1 752 300 km, cela est assez proche de la réalité car $L1$ est égal 1 492 000 Km. Pour le résultat au point de Lagrange, la vitesse réelle du déplacement du vent solaire aurait du être égale à 754km/s, cette grandeur correspond à 15% de la vitesse estimé.

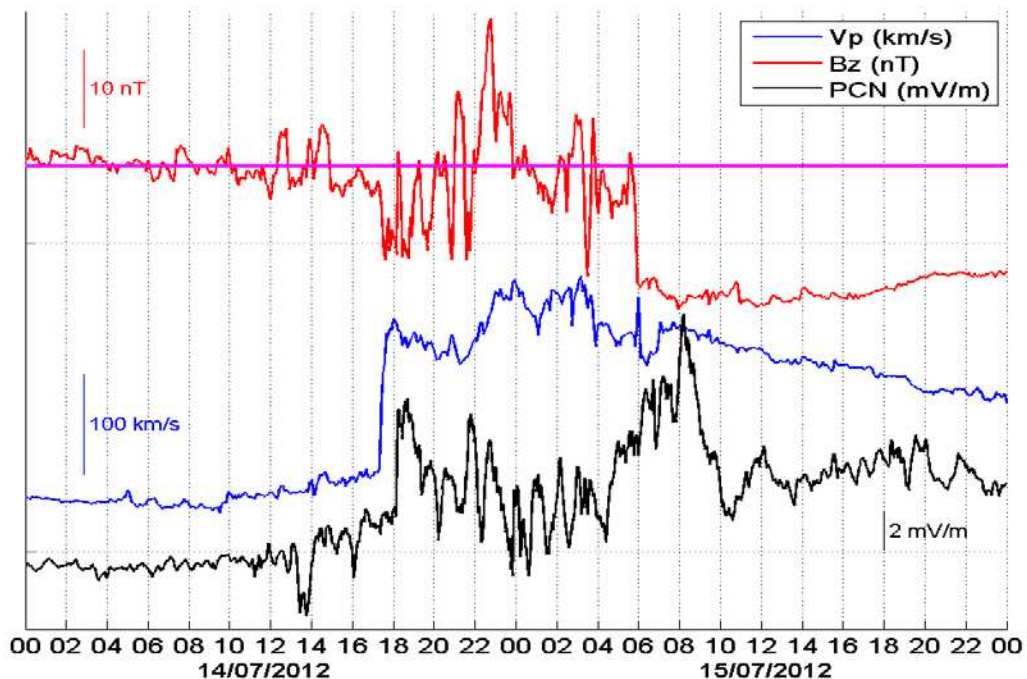


Figure IV.16 V_p B_z et PCN lors de l'impact sur la magnétosphère 14 et 15 Juillet 2012

L'impact de cet évènement solaire à 18.09TU correspond bien à l'heure du SSC annoncé 18.10TU.

La figure IV.17 représente l'évolution du SYM-H, du PCN et de la dérivée de SYM-H par rapport au temps, du 14 au 16 juillet 2012. Le 14 juillet à 18.09 TU, l'indice SYM-H augmente de 50nT ce qui correspond à la phase initiale de l'orage, le PCN augmente brutalement de 5 mV/m, la perturbation du SYM-H continue avec la phase de compression de l'orage. Ensuite, durant la phase principale de l'orage SYM-H diminue jusqu'à une valeur de -120nT le 15 juillet à 08.20TU. En même temps le PCN reste perturbé et oscille entre 0 et 4mV/m et atteint la valeur maximale de 13mV/m à 08.20TU. Durant la phase de recouvrement de l'orage qui correspond a une lente remontée vers zéro du SYM-H, l'indice PCN reste stable et il reste proche de zéro. Nous constatons aussi que le $d(\text{SYM-H})/dt$ qui représente la variabilité du SYM-H est très corrélé avec le PCN. Le PCN réagit à la variation du SYM-H et non à sa valeur.

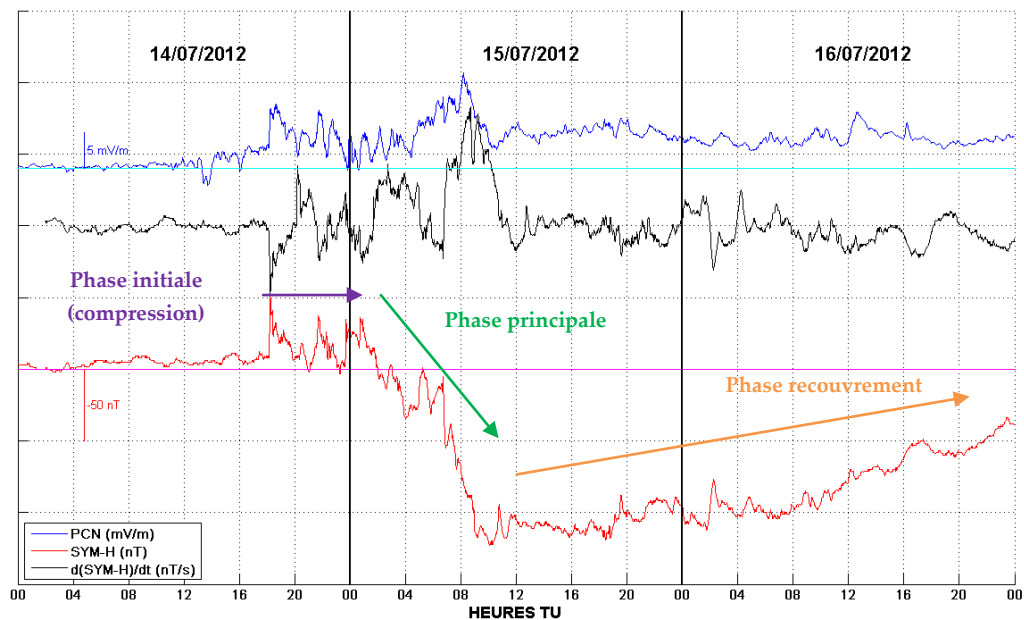


Figure IV.17 Potentiel sur la calotte polaire PCN, SYM-H et $d(\text{SYM-H})/dt$ du 14 au 16 juillet 2012 au cours de l'orage

c) Magnétisme Terrestre

La figure IV.18 représente la variation temporelle de la composante X du champ magnétique terrestre durant la journée du 14 juillet, relevée par les magnétomètres du réseau IMAGE des hautes latitudes. Il y a une mesure faite toutes les 10 secondes. Nous constatons une première variation vers 18.09TU qui correspond à l'impact de la CME sur la magnétosphère. On voit pour la CME une réponse nette dans les données des magnétomètres le 14 juillet 2012 vers 18.09 TU.

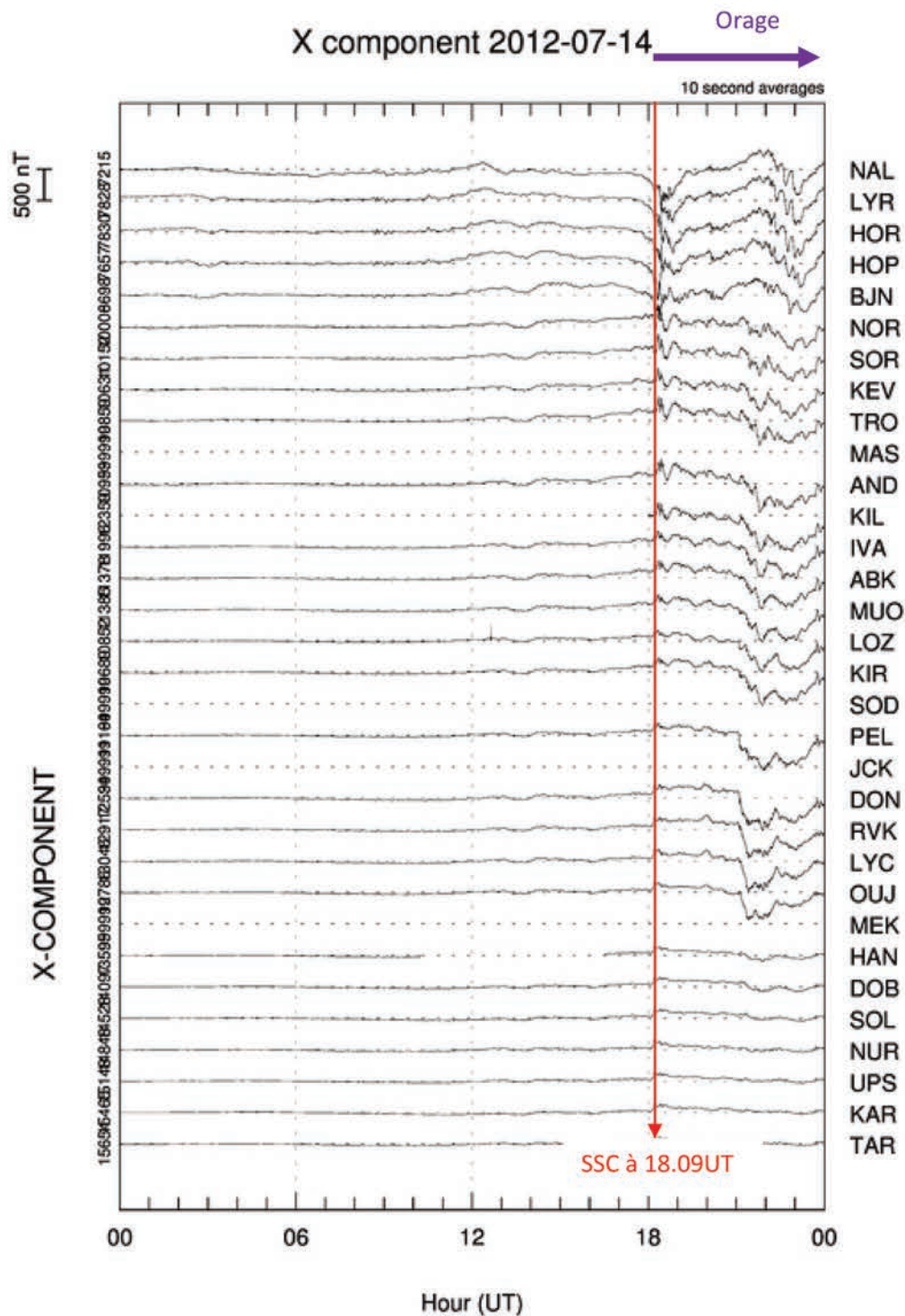


Figure IV. 18 : Composante X du champ magnétique terrestre le 14 juillet 2012 faite par les magnétomètres du réseau IMAGE. (Voir chapitre III.1)

La figure IV.19 représente les valeurs du K_p (voir chapitre III) qui donne une estimation de l'activité planétaire. Les trois classes utilisées pour déterminer les orages magnétiques sont les suivantes :

- **$K_p < 2$: Vert** (basses activités magnétiques)
- **$2 < K_p < 5$: Bleu** (les cas moyens)
- **$K_p \geq 5$: Rouge** (activités magnétiques relativement fortes).

Nous constatons que Kp augmente le 14 juillet et est maximum le 15 juillet. Il est supérieur à 7 le 15/07/2012 qui est un jour très perturbé magnétiquement. La période des 12 et 13 juillet, qui précède l'arrivée de la CME, est une période calme magnétiquement. La période du 18 au 20 juillet est aussi une période calme.

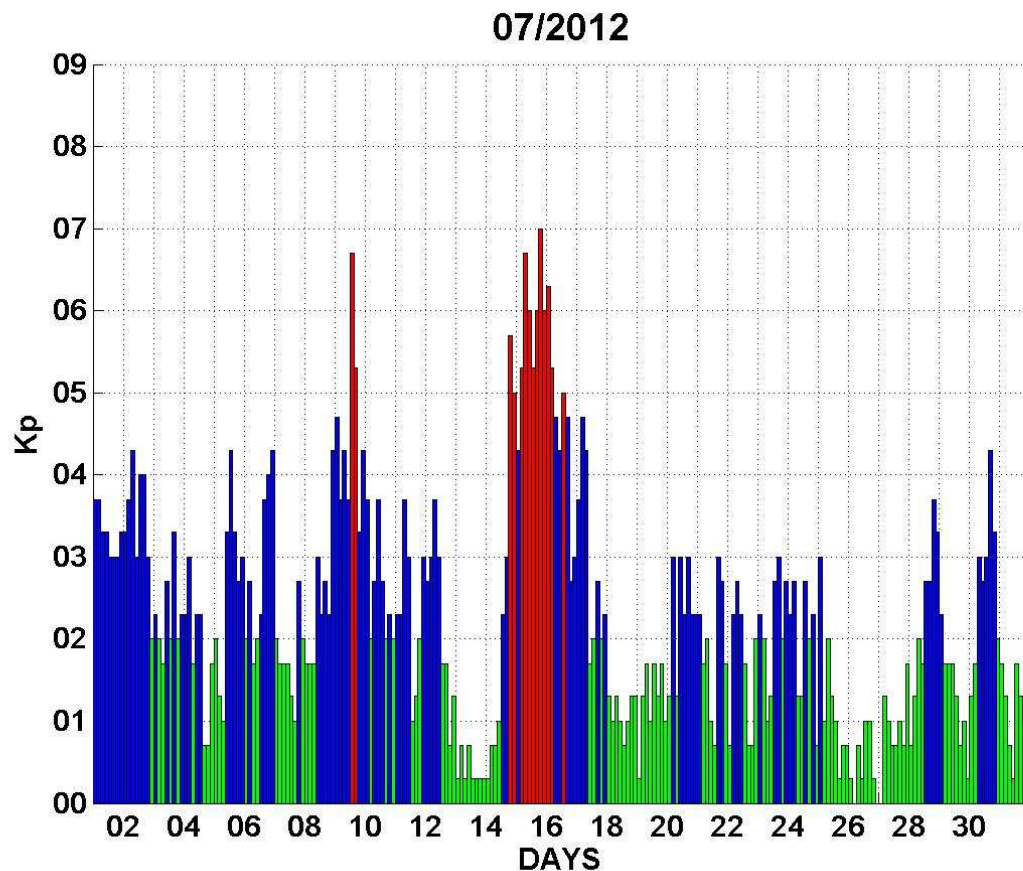


Figure IV.19 Indice Kp mois de Juillet 2012

d) Ionosphère

La figure IV.20 représente les valeurs de VTEC journalier pour les 8 stations GPS de l'étude pour le mois de juillet. A gauche de chaque figure on trouve l'échelle des valeurs du VTEC en tecu. La figure représente aussi les valeurs de l'indice magnétique DST en nT avec l'échelle à droite de la figure et en rouge. Nous constatons pour les stations GPS de moyennes latitudes TLSE, MADR, RABT, MAS1, DOUR une valeur de VTEC max inférieur de 10 tecu le 15 juillet par rapport à la valeur du 14 juillet. Pour la station de RABT nous relevons une valeur VTEC maximale égale à 40tecu la journée du 14 juillet et une valeur de 32 tecu la journée du 15 juillet. Pour les stations équatoriales DAKR et NKLG nous constatons une augmentation de la valeur maximale du VTEC la journée du 15 juillet par rapport au 14 juillet. Pour les stations NKLG le VTEC est passé de 43 tecu le 14 juillet à 54 tecu le 15 juillet 2012.

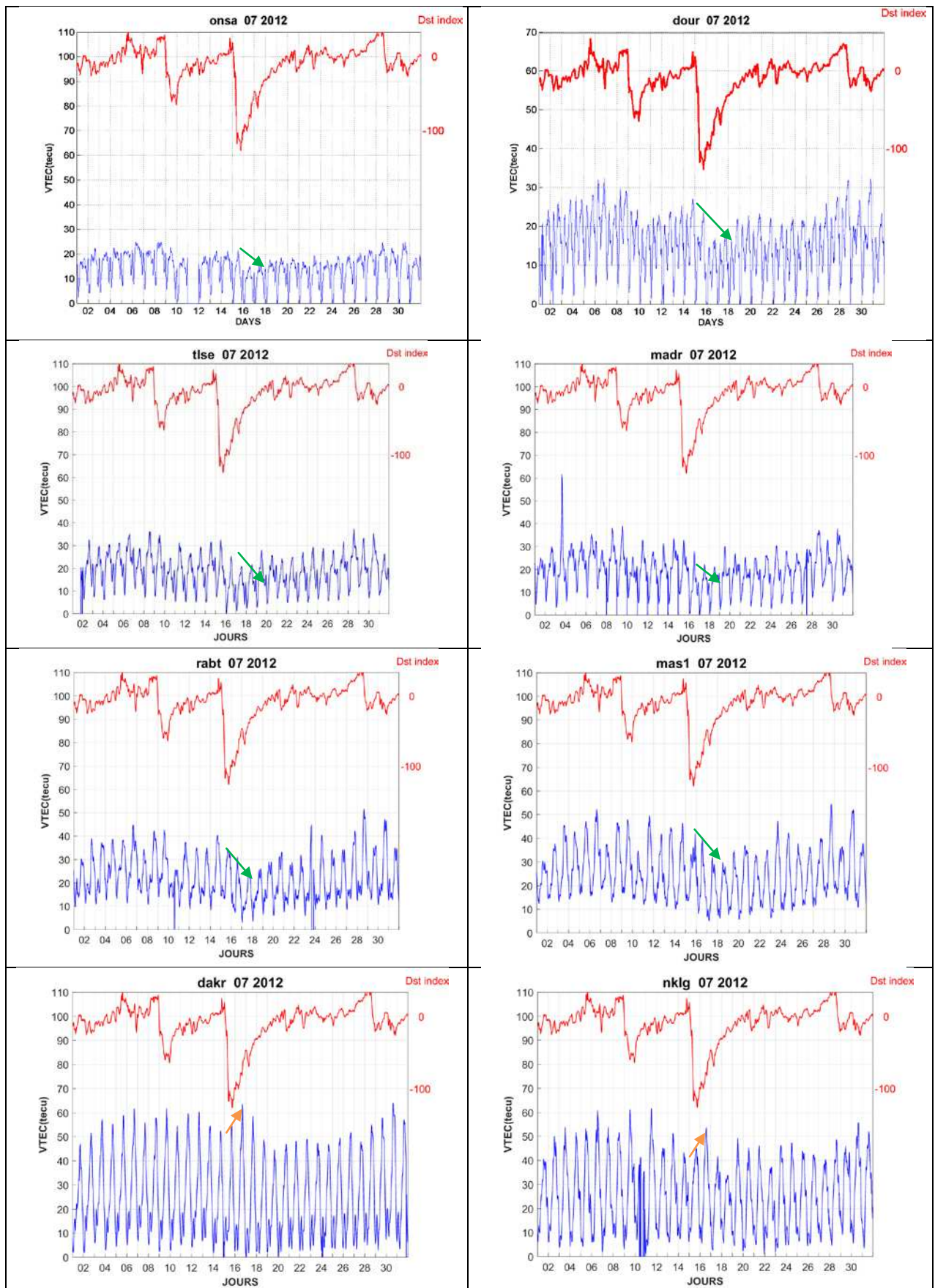


Figure IV.20 : Courbes de VTEC et du Dst pour le mois de juillet 2012 pour les 8 Stations GPS de l'étude en haute moyenne et basse latitudes

Des études sur les variations du TEC, pour le même évènement ont été faites par Akala et al. (2013) à l'équateur magnétique en Afrique, et par Chakraborty et al. (2015) à l'équateur en Asie. Ils ont trouvé une variation positive du TEC associée à cette CME.

Tesema et al. (2015) ont étudié l'impact de cet évènement sur une chaîne latitudinale centrée sur l'Afrique de l'Est. Ils ont trouvé une augmentation du TEC durant la phase principale de l'orage aux latitudes équatoriales et une diminution aux moyennes latitudes. Les variations du TEC sont interprétées à l'aide des données du rapport O/N₂.

Kander (2016) a étudié la réponse du TEC dans une station des moyennes latitudes pour une quinzaine d'orages, dont celui du 14 au 18 juillet 2012. Kander (2016) trouve une déplétion du TEC aux moyennes latitudes.

Pour la station aurorale ONSA, la réponse est similaire à celle des moyennes latitudes.

Nous constatons donc une réponse négative à l'orage pour les hautes et moyennes latitudes et une réponse positive pour les latitudes équatoriales. Cet orage étant un orage d'été la réponse logique sera une réponse fortement négative du VTEC. Mannuci et al. (2015) ont étudié la variation du TEC, en zone aurorale, pour cet évènement. Ils ont trouvé une variation du TEC négative en zone aurorale.

Nous constatons aussi une forte ionisation la nuit du 15 au 16 juillet spécialement aux basses latitudes et latitudes équatoriales, puisqu'on a la valeur du VTEC la plus haute du mois durant cette nuit. Ceci est expliqué peut être par l'effet dynamo de cet orage (voir La figure 12 qui représente la foF2 du 12 au 16 juillet 2012)

Le tableau IV.8 résume la variation du VTEC avec des ordres de grandeur pour les différentes stations GPS classées en fonction de leur latitude.

*Tableau IV.8 : Variation du VTEC sur la chaîne latitudinale des stations GPS de l'Etude.
(Voir chapitre III.1)*

Stations GPS	Région	Variation du VTEC
ONSA	Latitudes aurorales	VTEC faible 12-20 Juillet avec fluctuations, diminue le 15 juillet ~ -10 TECU
DOUR	Latitudes sub-aurorales	VTEC faible 12-20 Juillet avec fluctuations, diminue le 15 juillet ~ -10 TECU
TLSE	moyennes latitudes	VTEC faible 12-20 Juillet 2012 avec fluctuations, augmente le 14 juillet ~ +8 TECU et puis diminue le 15 juillet ~ -9 TECU
MADR	moyennes latitudes	VTEC faible 12-20 Juillet avec fluctuations, augmente le 14 juillet ~ +5 TECU et puis diminue le 15 juillet ~ -9 TECU
RABT	moyennes latitudes	VTEC faible 12-20 Juillet avec fluctuations, augmente le 14 juillet ~ +8 TECU et puis diminue le 15 juillet ~ -10 TECU
MAS1	moyennes latitudes	VTEC faible 12-20 Juillet avec fluctuations, augmente le 14 juillet ~ +9 TECU et puis diminue le 15 juillet ~ -10 TECU
DAKR	Basse latitudes	VTEC diminue le 14 juillet ~ -15 TECU et augmente puis le 15 juillet ~ +15 TECU
NKLG	Latitudes équatoriales	VTEC diminue le 14 juillet ~ -15 TECU et augmente puis le 15 juillet ~ +15 TECU

e) Comparaison avec les modèles théoriques :

Le phénomène de réponse positive et négative à l'orage selon la latitude a été expliqué par Lu et al. 2015. L'orage magnétique provoque des variations des transports d'ionisation et, et ceci influence l'ionisation totale. Les apports énergétiques impulsifs de la magnétosphère par précipitation aurorale et chauffage Joule génèrent des perturbations atmosphériques et ionosphériques itinérantes (TAD et TID) qui se propagent à partir de la zone aurorale vers les basses latitudes. La simulation de Lu et al. Montre que les phases de tempêtes positives sont principalement causées par un renforcement de la précipitation aurorale aux hautes latitudes et par les TID aux moyennes et basses latitudes. Les changements de composition et notamment l'augmentation du rapport N_2/O est la principale cause des tempêtes négatives. (Voir figure III.21)

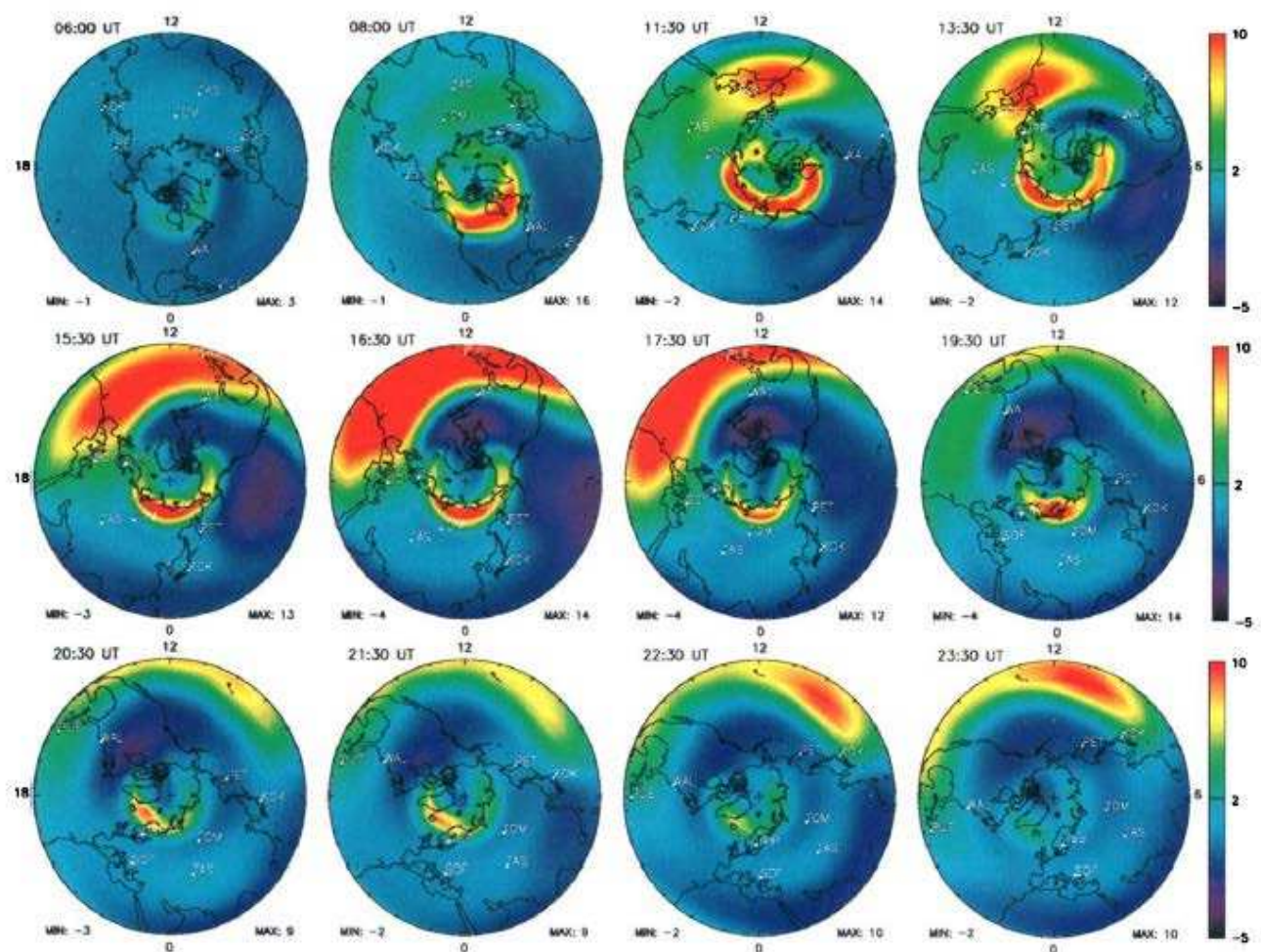


Figure IV.21 Variation du ΔTEC calculée par rapport au jour calme de 0600 à 2330 TU, le 10 Janvier 1997 a partir du modèle TIEGCM.

La figure IV.21 montre une série de cartes de ΔTEC calculée par rapport au jour calme de 0600 à 2330 TU, le 10 Janvier 1997. Avant la phase principale de l'orage à 0600 TU, TEC

augmente très faiblement d'environ 2 tecu, sur la zone aurorale. Pendant l'orage, le TEC augmente de façon spectaculaire dans la zone aurorale de plus de 10 tecu. Après 13.30 TU, le TEC dans la région aurorale diminue progressivement jusqu' à 19.00 TU quand un autre sous-orage modéré a lieu. À la fin de la journée la variation du TEC en zone aurorale redevient normale.

En plus des changements de TEC sur la zone aurorale, il y a des changements aux moyennes et basses latitudes du TEC qui sont plus complexes. Les deux types de variations augmentation et diminution du TEC existent.

Une zone de l'augmentation de TEC est apparue dans la région des latitudes moyennes de 0800-1730 TU non seulement intensifiée en grandeur mais aussi étendue spatialement. La zone de diminution du TEC aux latitudes moyennes est déplacée vers l'ouest et vers l'équateur. A 19.30 TU l'augmentation du TEC est considérablement réduite et n'est vue qu'aux basses latitudes. À la fin de la simulation, le même jour (10 janvier 1997), le TEC a encore augmenté aux basses latitudes dans le secteur avant midi, mais l'augmentation du TEC est nettement inférieure à celle des premières heures. Une région de diminution de TEC a évolué d'abord en début de matinée jusqu'au méridien de la zone aurorale après le début du premier sous-orage majeur à 0800 TU.

Alors que l'orage progresse, la zone de diminution des TEC évolue progressivement vers la région jour avec la rotation de la Terre. A 17.30 TU une zone de diminution du TEC bien développé a été trouvée centrée à 55 °aux moyennes latitudes, près du méridien de midi, heure locale. Ensuite, la zone de diminution est restée dans le secteur après midi et progressivement disparaît localement, au lieu de s'étendre côté nuit avec la co-rotation. À la fin de la journée, le TEC est presque à sa valeur de initiale à des latitudes moyennes côté jour ainsi que dans la région polaire.

Nos observations sont bien expliquées par la simulation numérique de Lu et al., 2001 Fuller-Rowell et al., 1996, ont montré que les orages positifs étaient plus courants pendant l'hiver et les orages négatifs plus courants durant l'été. Ceci confirme nos résultats puisque notre cas est un cas d'été.

Pour conclure les simulations montrent qu'on observe un ΔTEC négatif aux moyennes latitudes, et un ΔTEC positif aux basses latitudes

f) autres cas de CME

Dans différents articles donnés en annexes 7, 8 et 9, nous avons étudié des éjections de masse coronales.

Dans l'article 1 nous avons étudié les réponses de VTEC aux deux CME du 2 et 8 octobre 2013. Dans l'article 2, nous avons étudié la réponse de VTEC à une CME le 8 octobre 2012.

Dans ce paragraphe nous avons détaillé l'étude de la CME du 14 juillet 2012, qui était parmi nos 3 cas sélectionnés. Les autres cas étant des CME percutant la magnétosphère les 18 septembre 2000 et 16 mai 2005.

Dans le tableau IV.9 qui suit nous allons récapituler les caractéristiques de 6 CME, afin d'en dégager les points communs. Nous comparerons les mêmes paramètres que ceux utilisés pour l'étude détaillée du 14 juillet.

Le tableau IV.9 ci-dessous récapitule les caractéristiques des différentes CME et des orages magnétiques qu'elles provoquent.

Tableau VI.9 : récapitulatif des cas d'étude

DATE	18 /09/2000	16/05/2005	15/07/2012	08/10/2012 Articles 2 et 3 annexes 8 et 9	02 et 08 octobre 2013 Article 1 annexe 7
Cycle	23	23	24	24	24
Phase du cycle solaire	max	Phase descendante	max	max	max
Saison	Equinoxe	Eté	Eté	Equinoxe	Equinoxe
Evènement solaire	CME départ le 16/09/2000 Vitesse=1336km/s 05:18:14 TU	CME 13/05/2005 vitesse 1689km/s à 17:12:05 TU	CME Le 12/07/2012 vitesse 885km/s à 16.48.05 TU	CME le 05/10/2012 vitesse 650 km/s à 05:06 :22 TU	CME le 29/09/2013 vitesse 1179 km/s à 22:12:05 et le 06/10/2013 vitesse 567km/s à 14:43:22 TU
Heure SSC	SSC le 17/09/2000 à 14.28 TU	SSC le 15/05/2005 à 02.39 TU	SSC le 14/07/2012 à 18.09 TU	SSC le 08/10/2012 à 05.16 TU	SSC le 02/10 à 01.55 TU et le 08/10 à 20.55 TU
Vp max	900 km/s	1000 km/s	850 km/s	550km/s	600 km/s et 650 km/s
SYM-H min	-200 nT	-250 nT	-120 nT	-115 nT	-80 nT et -75nT
Bz min	-39nT	-42nT	-20 nT	-15 nT	-25nT et -27 nT
Variation VTEC haute latitude	$\Delta \text{TEC} \leq 0$	$\Delta \text{TEC} \leq 0$	$\Delta \text{TEC} \leq 0$	$\Delta \text{TEC} \geq 0$	$\Delta \text{TEC} \geq 0$
Variation VTEC Moyenne latitude	$\Delta \text{TEC} \leq 0$	$\Delta \text{TEC} \leq 0$	$\Delta \text{TEC} \leq 0$	$\Delta \text{TEC} \leq 0$	$\Delta \text{TEC} \leq 0$
Variation VTEC Basse latitude	$\Delta \text{TEC} \geq 0$	$\Delta \text{TEC} \geq 0$	$\Delta \text{TEC} \geq 0$	$\Delta \text{TEC} \geq 0$	$\Delta \text{TEC} \leq 0$

g) Conclusion:

Dans les différents cas d'étude nous avons constaté une réponse négative du VTEC aux orages engendrés par des CME, aux moyennes latitudes. Dans tous ces cas le $\Delta \text{TEC} \leq 0$, le premier jour qui suit l'orage comme un impact direct de l'orage magnétique sur l'ionosphère des moyennes latitudes. Pour les latitudes aurorales et équatoriales le processus est plus complexe et nous avons des réactions différentes et peut-être des fois inattendues en fonction de la saison de la force de l'orage et en fonction de l'état initial de l'ionosphère avant le déclenchement de l'orage magnétique. Ces résultats sont bien expliqués par les simulations numériques.

IV.2.4. Etude de Cas : Effet d'un vent solaire rapide associé à un trou coronal (HSSW du 07/12/2013) sur l'environnement spatial terrestre

Dans ce paragraphe, nous présentons la perturbation de l'ionosphère terrestre due à un vent solaire rapide associé à un trou coronal solaire. Nous avons choisi d'analyser spécifiquement le jet de vent solaire rapide du 07 décembre 2013. Les données disponibles permettent le suivi de cet événement

a) Le soleil :

Les trous coronaux sont des lignes de champ magnétique ouvertes vers l'espace interplanétaire, qui laisse s'échapper du plasma chaud avec une vitesse du vent solaire rapide ($V_p > 450\text{km/s}$). Un trou coronal est défini par le déficit d'émission de rayonnement X, EUV et onde radio. Ils sont liés au champ poloidal et plus nombreux lors du minimum de tache solaire.

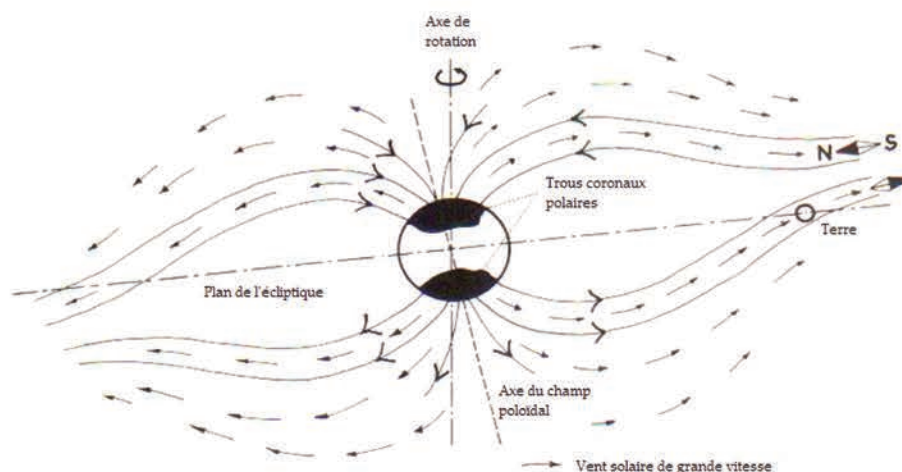


Figure IV.22 : Figure de Legrand (CNRS-INAG, 1984) présentant un vent rapide s'échappant d'un trou coronal

Selon le site web spaceweather.com un trou coronal le 06/12/2013 donne lieu à un vent solaire rapide qui a pour vitesse moyenne le 8 décembre 532.7 km/sec. Ce vent solaire rapide impacte la terre la nuit du 07 /08 décembre 2013.

La figure IV.23 présente à gauche, le trou coronal observé le 6 décembre avec une prévision de perturbation, et à droite, la confirmation que le vent rapide a perturbé l'environnement terrestre.

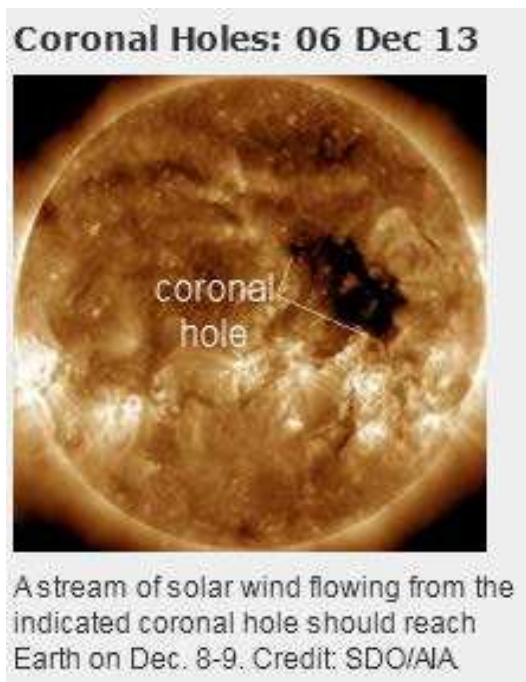


Figure IV.23: Evolution d'un trou coronal du 06/12/2013 et le 08/12/2013 (SDO/AIA) spaceweather.com.

b) Près de la terre : vent solaire magnétosphère et zone aurorale

Sur la figure IV. 24 sont représentées en fonction de l'heure : (a) la vitesse du vent solaire V_p en km / s, (b) la composante B_z du champ magnétique interplanétaire en nT, (c) le potentiel de la calotte polaire nord PCN en (mV/m), (d) les indices magnétiques auroraux AU et AL et (e) l'indice magnétique équatorial SYM-H en (nT).

Sur la courbe du haut, nous constatons une augmentation de la vitesse du vent solaire V_p de 300km à 20.20 TU le 07 décembre 2013 à 650 km/s le 8 décembre vers 10.00 TU, cette augmentation s'est faite en différentes étapes comme nous le verrons ultérieurement sur la figure IV.25.

La composante B_z du champ magnétique interplanétaire IMF a une excursion négative à 20.20 TU le 7 décembre, puis elle devient positive et ensuite redevient négative vers 02.00 TU le 08 décembre. On constate une augmentation de l'indice H_{sym} de 0 à 30 nT vers 20.20TU ensuite l'indice SYM-H devient fortement négatif et atteint la valeur de -90 nT le 08 décembre vers 08.10TU.

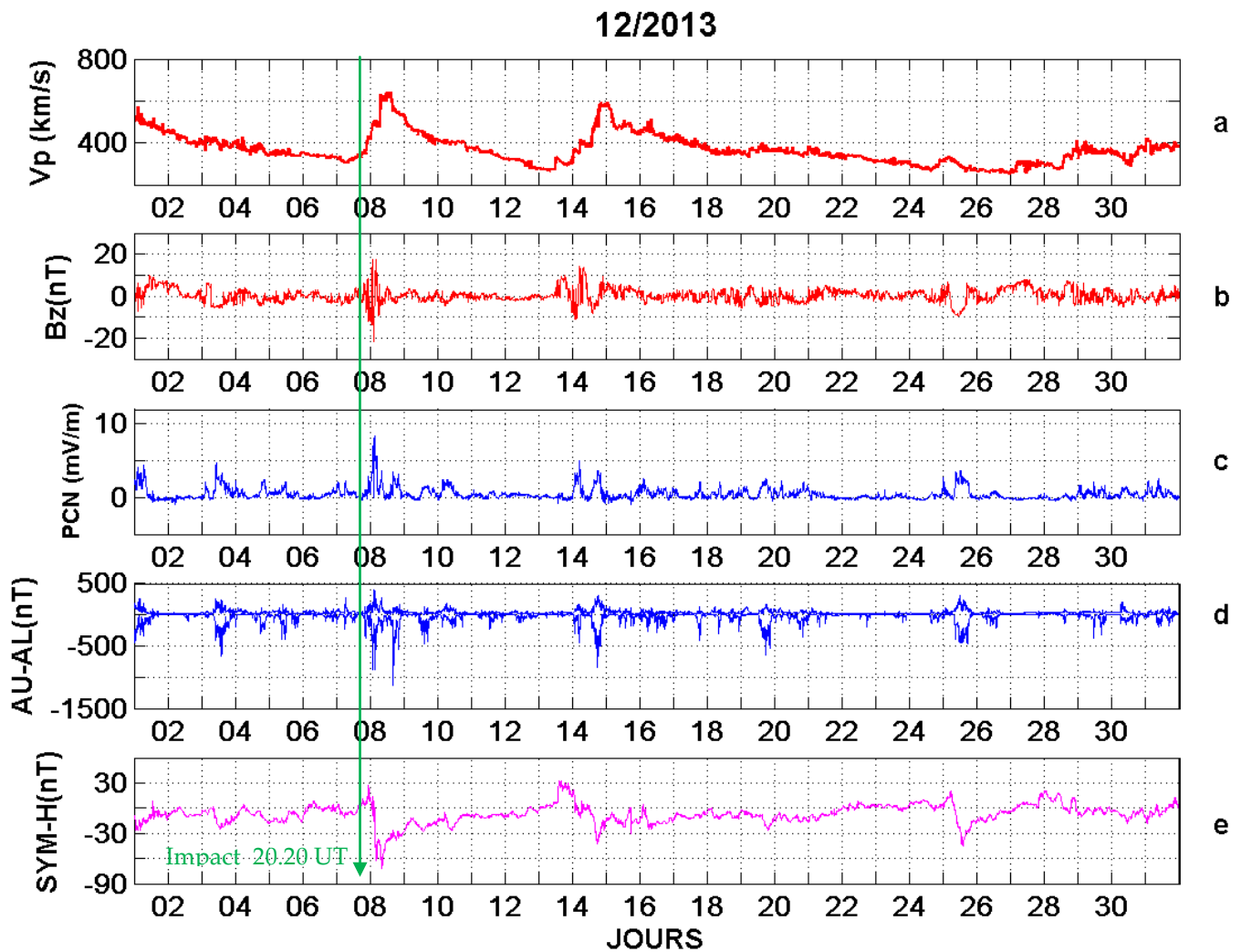


Figure IV. 24 : Paramètres du vent solaire et indices magnétiques du mois de Décembre 2013

Ensuite, l'indice SYM-H augmente lentement durant les 8, 9, 10, 11, 12 et 13 décembre. Cette variation de SYM-H est typique d'un orage magnétique nous identifions clairement toutes les phases de l'orage (voir chapitre I). Le 08 Décembre 2013 vers 02.10 TU, l'électrojet Est (indice AU) augmente de 0 à 300 nT. L'électrojet Ouest (indice AL) augmente de 0 à 1000 nT. Le potentiel de la calotte polaire PCN est aussi synchrone avec cette perturbation magnétique il est égal à 0 en période calme magnétique et atteint une valeur de 08mV/m la journée du 07 décembre à partir de 04.20 TU, qui est l'heure du début de l'orage magnétique.

c) Caractérisation de l'impact

L'impact de cet évènement solaire à 20.20 TU

La figure IV. 25 représente l'évolution du SYM-H, du PCN et de la dérivée de Hsym par rapport au temps, du 07 au 09 décembre 2013. Le 07 décembre à 20.20 TU, l'indice SYM-H augmente de 25nT ce qui correspond à la phase initiale de l'orage, le PCN augmente brutalement de 5 mV/m, la perturbation du SYM-H continue avec la phase de compression de l'orage. Ensuite, durant la phase principale de l'orage SYM-H diminue jusqu'à une valeur de -90nT le 08 décembre à 04.20TU. Simultanément, le PCN reste perturbé et oscille entre 0 et 4mV/m et atteint la valeur maximale de 08 mV/m à 04.20 TU. Durant la phase de recouvrement de l'orage qui correspond à une lente remontée vers zéro du SYM-H. L'indice PCN reste stable et il reste proche de zéro. Nous constatons aussi que le $dSYM-H/dt$ qui représente la variabilité du SYM-H est très corrélé avec le PCN. Le PCN réagit à la variation du Hsym et non à sa valeur.

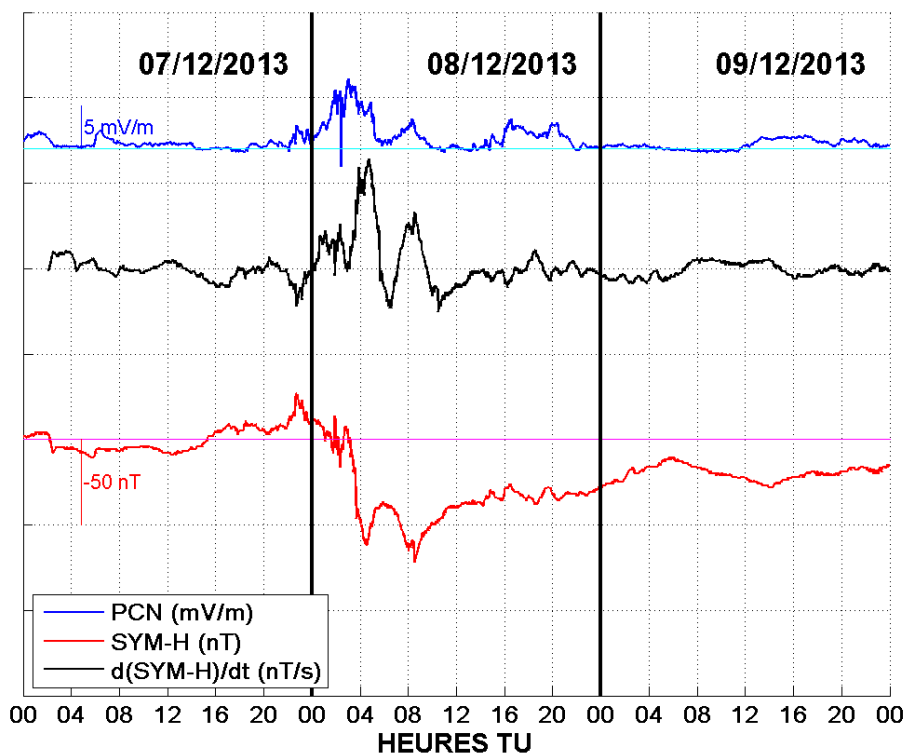


Figure IV.25 Potentiel sur la calotte polaire PCN, SYM-H et $d(SYM-H)/dt$ du 07 au 09 Décembre 2013 au cours de l'orage

d) Magnétisme Terrestre (variations des indices AE et Kp durant la période)

La figure IV.26 représente de haut en bas , l'évolution de la vitesse du vent solaire V_p (km/s), Composante B_z (nT) du champ magnétique interplanétaire IMF, l'indice magnétique de l'activité auroral AE (nT) et indice magnétique K_p (échelle de 0 à 9) du 07 au 11 Décembre 2013, les traits verticaux pointillés correspondent à 12.00TU et les traits verticaux en vert correspondent à 15.00TU, pour tous les jours pour cette période. Les deux barres en couleur rouge magenta sur la courbe AE correspondent aux valeurs de 200 et 300 gammas (nT).

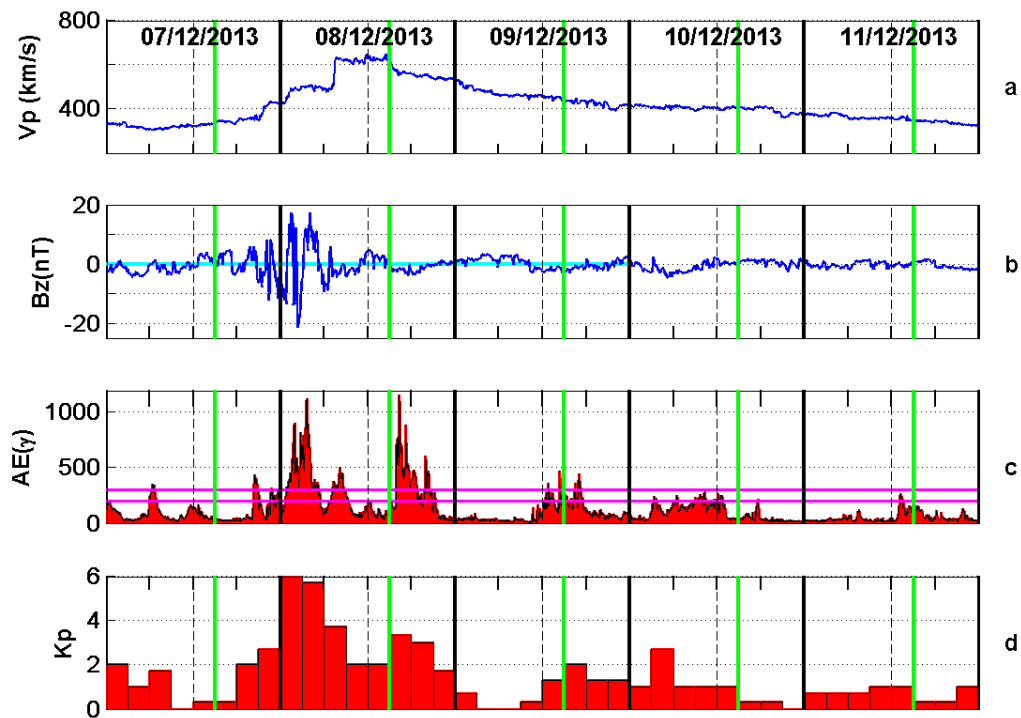


Figure IV.26 Vitesse du vent solaire V_p (km/s), Composante B_z du champ magnétique interplanétaire IMF, indice magnétique de l'activité auroral AE et indice magnétique K_p du 07 au 11 Décembre 2013.

La vitesse du vent solaire augmente progressivement en palier à partir du 07 décembre à 20.20 TU pour atteindre une vitesse de 300 km/s, en suite le 08 décembre à 02.40TU la vitesse atteint 480km/s et continue à augmenter pour atteindre la vitesse maximale de 640km/s le 08 décembre à 07.40 TU ,la vitesse reste constante jusqu'à 14.20 TU le même jour ,ensuite la vitesse du vent solaire diminue progressivement à partir du 08 décembre à 16.100 TU mais reste supérieure à 350 km/s tout au long de la journée du 09 et du 10 décembre. Le comportement de la vitesse du vent solaire est typique du vent solaire rapide due à un trou coronal ,la vitesse augmente progressivement et reste supérieure à la normale pendant deux à trois jours après l'orage, ce qui favorise le chauffage joule au niveau de la zone aurorale et qui peut causer la perturbation dynamo du champ électrique DDEF (voir chapitre II).

La composante B_z (nT) du champ magnétique interplanétaire IMF quant à elle oscille entre valeur positive et négative du 07 au 08 décembre. Elle devient négative à 20.20 TU le 7 décembre et atteint la valeur de -15nT vers 22.00 TU, puis elle devient positive et ensuite, redevient négative vers 02.00 TU le 08 décembre et atteint la valeur minimale de -30nT, et oscille ensuite vers une valeur positive maximale de 15nT le même jour à 04.20 TU et une valeur négative de -21nT vers 06.00TU pour atteindre une nouvelle valeur négative de -10nT vers 08.00 TU.

L'indice AE (Auroral Electrojet AU + AL) caractérise l'intensité des électrojets auroraux qui s'écoulent dans l'ionosphère aurorale le long de l'oval auroral (voir chapitre III.1).

L'indice AE augmente la nuit du 07/08 décembre 2013 et attend la valeur de 320nT le 07 à 20.20 TU, ensuite il atteint la valeur maximale de 1100nT le 08 décembre vers 02.00 TU, ensuite diminue à une valeur minimale à 04.20 TU de 900 nT et augmente après pour atteindre une valeur de 500nT vers 06.00TU. Il diminue ensuite jusqu'à 90nT vers 11.00TU. Entre 13.00 TU et 15.00 TU le 08 décembre la valeur d'AE est inférieure à 300nT. Le 09 décembre, l'indice AE présente des valeurs supérieures à 300nT entre 13.00UT et 15.00UT, il atteint la valeur de 310nT vers 13.10 TU et 500 nT à 15.00 UT mais ΔAE ne reste jamais supérieure à 300nT pendant 4 heures durant cette journée.

Le 10 décembre les valeurs de AE sont inférieures à 300nT toute la journée.

Nous constatons aussi qu'il existe une correspondance entre l'augmentation des valeurs d'AE et le fait que le B_z soit négatif, chaque fois que le B_z est négatif les valeurs d'AE augmentent même pour de faibles valeurs de B_z . Par exemple le 9 décembre 2013 la valeur de B_z est seulement de quelques nT en dessous du 0 (-9 nT comme valeur minimale) et l'indice AE atteint des valeurs supérieures à 300nT.

La dernière courbe de la figure Représente les valeurs du K_p (voir chapitre III). Nous constatons que K_p augmente le 07 décembre et il est maximum le 08 décembre. Il est supérieur à 6 le 08/07/2013 qui est un jour très perturbé magnétiquement. Les périodes des 07 et 09 décembre, qui précèdent et suivent l'arrivée du vent rapide, sont des périodes de calme magnétiquement. La période du 10 au 12 décembre est aussi une période calme.

e) Ionosphère

1. VTEC :

La figure IV.27 Représente les valeurs de VTEC journalier pour les 7 stations GPS de l'étude pour le mois de décembre 2013. A gauche de chaque figure en trouve l'échelle des valeurs du VTEC en tecu. La figure représente aussi les valeurs de l'indice magnétique DST en nT avec l'échelle à droite de la figure et en rouge.

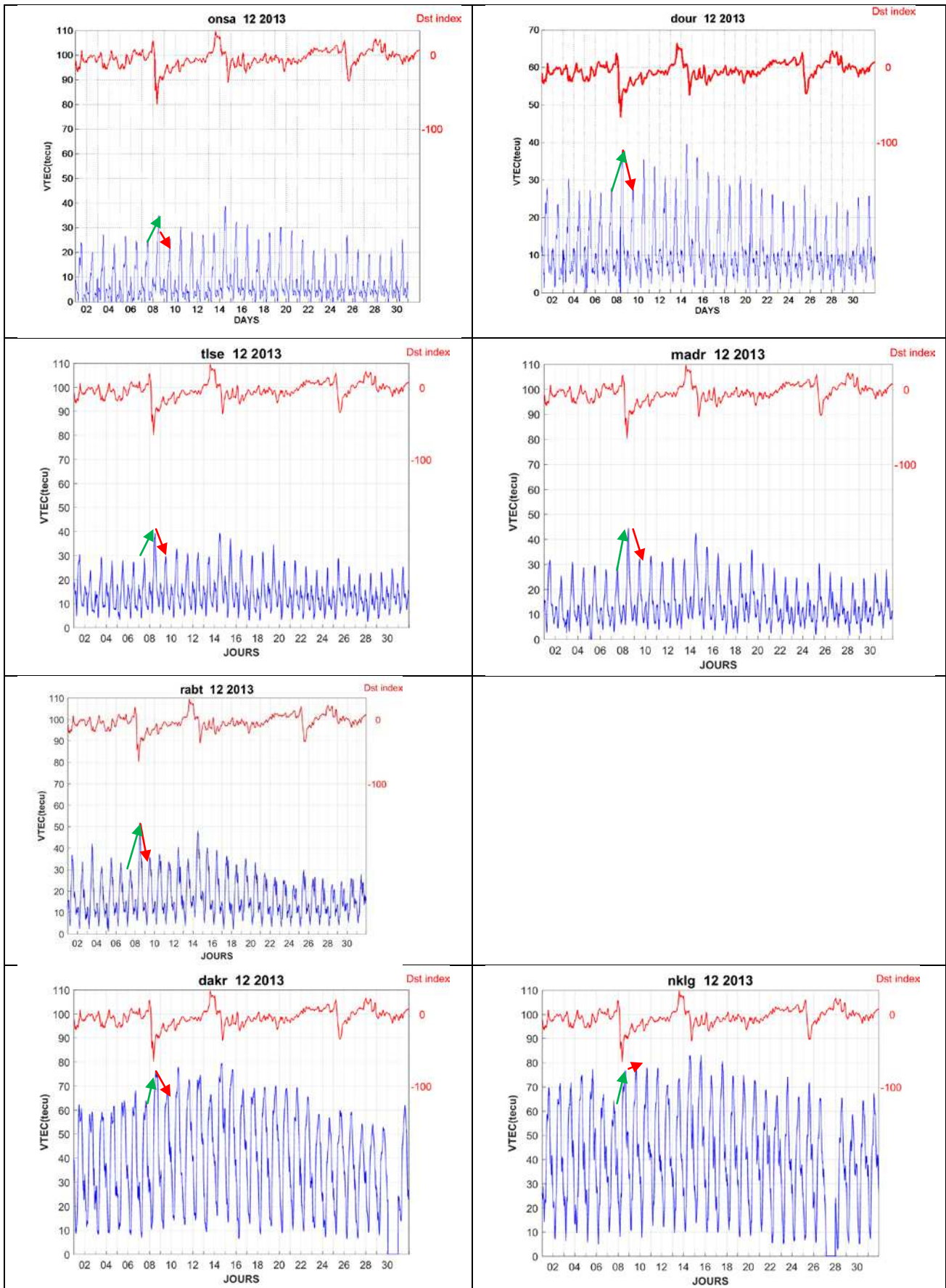


Figure IV. 27 Courbes de VTEC et du Dst pour le mois de décembre 2013 pour les 7 Stations GPS de l'étude en haute moyenne et basse latitudes (mas1 pas de donnée du 04 au 10 décembre 2013)

Nous constatons pour les stations GPS de moyennes latitudes TLSE, MADR, RABT, DOUR une valeur de VTEC maximale supérieure de 10 tecu le 08 décembre par rapport à la valeur du 07 décembre. Pour la station de RABT nous relevons une valeur VTEC maximale égale à 30tecu la journée du 07 décembre et une valeur de 50 tecu la journée du 08 décembre. Pour les stations équatoriales DAKR et NKLG nous constatons une augmentation de la valeur maximale du VTEC la journée du 08 décembre par rapport au 07 décembre. Pour la station de NKLG le VTEC s'est accru de 65 tecu le 07 décembre à 80 tecu le 08 décembre 2013 .

Pour la station aurorale ONSA, la réponse est similaire à celle des moyennes latitudes. Nous constatons donc une réponse Positive à l'orage pour les hautes et moyennes latitudes et une réponse positive pour les latitudes équatoriales.

Nous constatons aussi une forte baisse du VTEC la journée du 09 décembre par rapport au 08 pour les 7 stations.

Le tableau IV.10 résume la variation du VTEC avec des ordres de grandeur pour les différentes stations GPS classées en fonction de leur latitude.

Tableau IV. 10 : Variation du VTEC sur la chaine latitudinal des stations GPS de l'Etude

Stations GPS	Région	Variation du VTEC
ONSA	latitudes aurorales	VTEC est faible 09-14 décembre avec des fluctuations VTEC augmente le 08 décembre ~ +10 TECU
DOUR	latitudes sub-aurorales	VTEC est faible 09-14 décembre avec des fluctuations VTEC augmente le 08 décembre ~ +10 TECU
TLSE	moyennes latitudes	VTEC est faible 09-14 décembre 2012 avec des fluctuations VTEC augmente le 08 décembre ~ +8 TECU VTEC diminue le 09 décembre ~ -9 TECU
MADR	moyennes latitudes	VTEC est faible 09-14 décembre avec des fluctuations VTEC augmente le 08 décembre ~ +5 TECU VTEC diminue le 09 décembre ~ -9 TECU
RABT	moyennes latitudes	VTEC est faible 09-14 Décembre avec des fluctuations VTEC augmente le 08 décembre ~ +8 TECU VTEC diminue le 09 décembre ~ -10 TECU
DAKR	basses latitudes	VTEC augmente le 08 décembre ~ +15 TECU VTEC diminue le 09 décembre ~ -15 TECU
NKLG	latitudes équatoriales	VTEC augmente le 08 décembre ~ +15 TECU VTEC diminue le 09 décembre ~ -15 TECU

2. L'ionosonde d'Ascension Islands :

La figure IV.28 présente les ionogrammes d'Ascension Islands du 07 au 10 décembre à 21.45 TU (comme exemple) .On observe l'absence de F diffus le 09 décembre par rapport aux 3 autres jours.

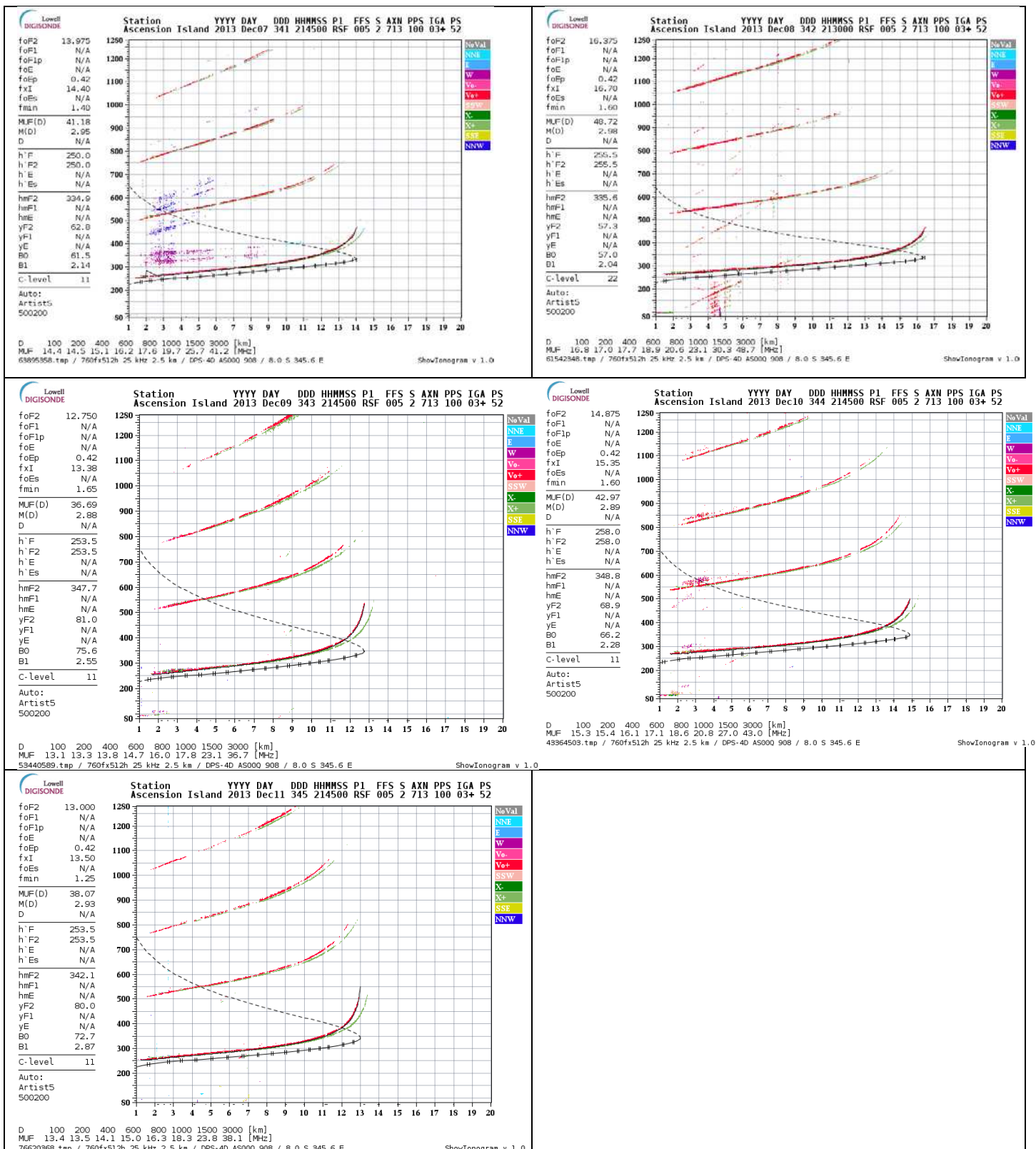


Figure IV.28 ionogrammes d'Ascension du 07 au 11 décembre à 21.45

Pour mieux interpréter l'absence ou la présence de F diffus, durant la période du 07 au 11 décembre nous avons fait le suivie de ce phénomène pour tous les jours de 19.00TU à 04.00TU. Ceci est présenté sur le tableau IV.2, et nous avons constaté ce qui suit :

- 07/12 le F diffus existe à partir de 20:45 TL avec un décalage de -1h /TU, il devient intense après minuit
- 08/02 : il y a un peu de F diffus entre 23TL et 24TL
- 09/12 : le F diffus F existe entre 01TU et 03TU, et n'est plus présent ensuite, il démarre plus tard et après minuit
- 10/12 : le F diffus est observé à partir de 23:30TU, il est intense entre 00:30 et 02TU
- 11/12 : Il n'y a pas de F diffus

Le tableau IV.11 ci-dessous résume toutes ces observations en prenant les ionogrammes toutes les 15 minutes.

Tableau IV.11 Analyse de la diffusion F diffus dans station d'Ascension Islands du 7 au 11

Ionogrammes d'Ascension Islands (ASC)																					
Jour		07/12/2013				08/12/2013				09/12/2013				10/12/2013				11/12/2013			
Heure TU	min	00	15	30	45	00	15	30	45	00	15	30	45	00	15	30	45	00	15	30	45
19		N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N
20		N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N
21		N	N	N	DN ₀	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N
22		DN ₀	DN ₀	DN ₀	DN ₀	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N
23		DN ₀	DN ₀	DN ₀	DN ₀	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N
00		DN ₀	DN ₀	DN ₀	DN ₀	DN ₀	DN ₀	DN ₀	DN ₀	N	N	N	N	N	N	DN ₀	DN ₀	N	N	N	N
01		D ₀	D ₀	D ₀	D ₀	N	N	N	N	N	N	N	N	DN ₀	DN ₀	D ₀	D ₀	N	N	N	N
02		D ₀	D ₀	D ₀	D ₀	N	N	N	N	DN ₀	DN ₀	DN ₀	DN ₀	D ₀	D ₀	D ₀	D ₀	N	N	N	N
03		D ₀	D ₀	D ₀	D ₀	N	N	N	N	D ₀	D ₀	DN ₀	DN ₀	D ₀	DN ₀	DN ₀	DN ₀	N	N	N	N
04		D ₀	D ₀	D ₀	D ₀	N	N	N	N	DN ₀	N	N	N	DN ₀	DN ₀	DN ₀	DN ₀	N	N	N	N
Conclusion		Diffusion débute 21.45 TU Intense 01.00-04.45 TU				Diffusion débute 21.45 TU Fin 01.45TU				Diffusion débute 02.00 TU Fin 04.15TU Intense 03.00-03.15 TU				Diffusion débute 00.30 TU Fin 04.45				Pas de Spread F			
Légende		N = NOW pas de Diffusion DN ₀ = Spread F avec profile D ₀ = Spread F sans le profil (+violent)																			

Pour résumer nos observations, nous constatons que le F diffus existe plutôt-après minuit durant cette période, alors qu'en général au niveau de la station d'Ascension, en octobre par exemple, il est présent avant minuit (22.00TL). Le 11 décembre il n'y a pas de F diffus. Peut être que le F diffus à Ascension dans ce cas-là est lié à l'extension de la SAA(Anomale Sud atlantique), et non à l'orage magnétique dans ce cas particulier puisque la station ASC n'est pas très loin du SAA.

Pour poursuivre notre raisonnement nous avons étudié les hauteurs virtuelles h'F2 à 4 MHz (base de la couche) observées à la station d'Ascension Islands du 07 au 11 décembre. Elles sont reproduites sur la figure IV.29 ci-dessous. Le comportement commun à tous les jours est une élévation de la hauteur virtuelle de 17.00 UT à 21.00 UT pour atteindre une valeur maximale entre 260 km et 320 km selon le jour, et de 04.00TU à 07.00TU pour atteindre une valeur maximale entre 260 km et 340 km.

Le 09 décembre, h'F2 augmente jusqu'à une valeur max de 300km à 17.00 TU, puis baisse brusquement et se stabilise à une hauteur entre 260 et 280 km d'altitude entre 18.00 TU et 21.00 TU.

La nuit du 08 au 09 l'observation de F diffus débute à 21.45 TU et se termine très tôt vers 01.45TU. Et la nuit du 10 au 11 la diffusion démarre très tard vers 00.30 TU .Ceci peut expliquer en partie le profil différent de ces deux nuits par rapport à cette période.

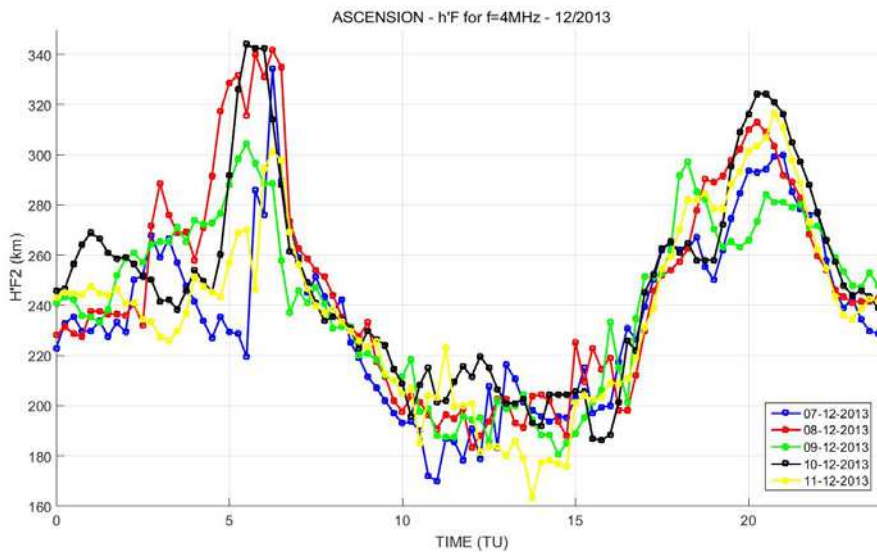


Figure IV.29 : Hauteur virtuelle h'F2 à 4 MHz (base de la couche) du 07 au 11 Décembre 2013

La figure IV.30 représente la Vitesse de dérive verticale $V_z = d'h'F/dt$ station d'Ascension Islands du 07 au 11 Décembre 2013, calculée de la façon suivante :

$$V_z = d h'F \text{ (toute les 15 min)}/dt \text{ (15 min)}$$

$$V_z = d h'F(\text{km}) * 1000 / (15 * 60 \text{ s}) = d h'F * 1.11 \text{ (m/s)}$$

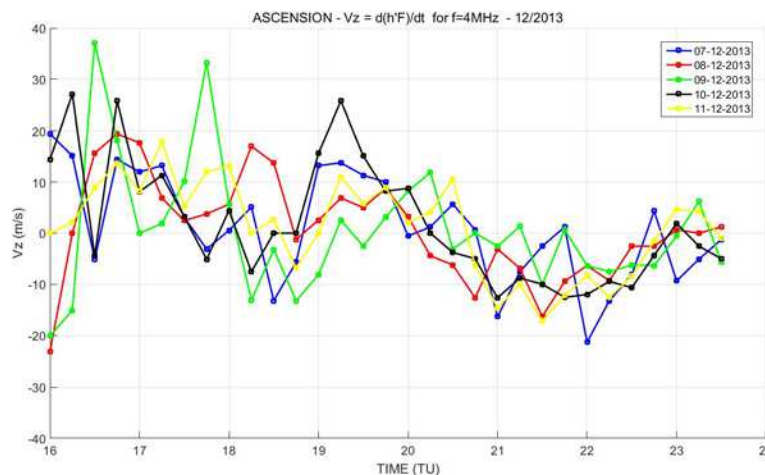


Figure IV.30 Vitesse de dérive verticale $V_z = d'h'F/dt$ station d'Ascension Islands du 07

Le tableau IV.12 donne les valeurs des vitesses verticales pour la période critique du moment du PRE. Nous constatons que le 9 et le 11 décembre la vitesse est négative ou nulle à 18.45 TL et 19.00 TL. Nous voyons que pour les autres jours que la vitesse verticale est positive et supérieure à 5m/s à 19.00TU. A 18.45 TU, la vitesse est négative le 7 décembre, nulle le 10 décembre, et inférieure à 5m/s le 8 décembre. Ces trois jours montrent bien c'est à 19.00 TU l'heure critique du changement.

Tableau IV.12 : vitesse verticales déduits des observations

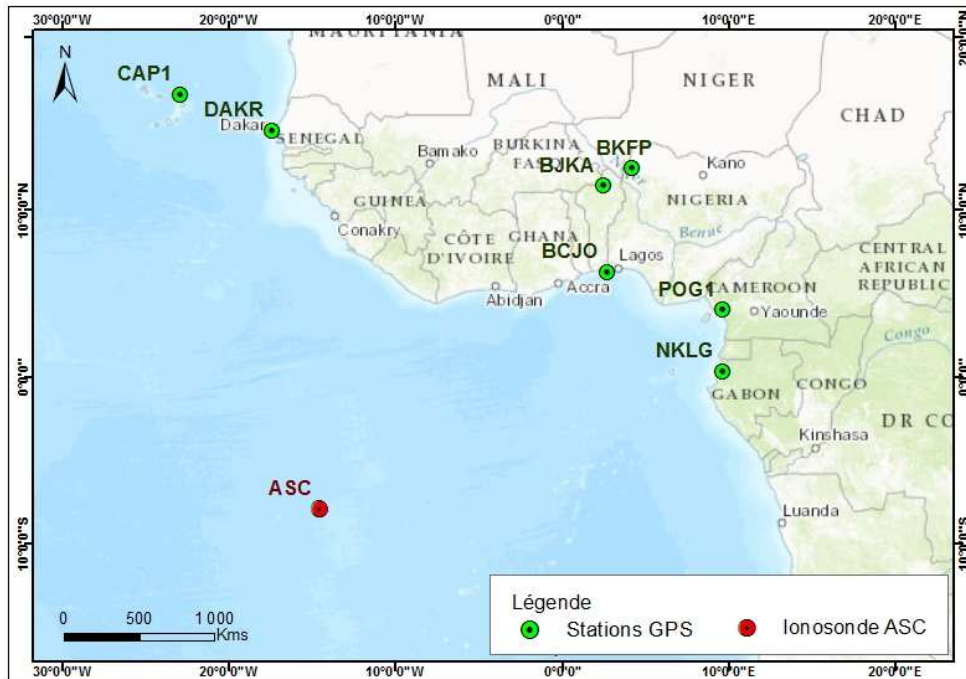
Jours décembre 2013	Heure TU				
	18h30	18h45	19h00	19h15	19h30
07	-13.21	-5.66	13.21	13.76	11.32
08	-1.22	2.55	6.88	5.00	8.77
09	-3.22	-13.21	-8.10	2.55	-2.55
10	0.00	0.00	15.65	25.75	15.10
11	2.66	-6.77	0.00	10.99	5.77

Selon les éphémérides :

<http://www.ephemeride.com/calendrier/solaire/19/?act=CHGVILLE> , l'heure du coucher de soleil à la station d'Ascension Islands pour le mois de décembre se situe entre 19.00 et 19.15 TU. Donc le PRE qui est un peu avant le coucher du soleil devrait commencer vers 18.45TU. Pour tous les jours la vitesse maximale lors du coucher du soleil se trouve à 19.15 TU, les 07 et 10 décembre ont la plus grande vitesse de dérive verticale, le 08 et le 11décembre la vitesse est faible mais supérieure à 5m/s. Le 09 la vitesse est très faible et inférieure à 5m/s. Carter et al. 2005 ont montré à l'aide du modèle TIEGCM que la vitesse verticale Vz doit être plus grande que 5 m / s, pour les jours où on a des bulles de plasma EPB, et inférieure à 5m/s pour les jours sans EPB, et ceci au moment du PRE. Donc on peut conclure que le 09 décembre, le fait qu'il n'y a pas de bulle de plasma, ou qu'elles sont très faibles est dû à la faible vitesse verticale de montée de la couche au moment du PRE.

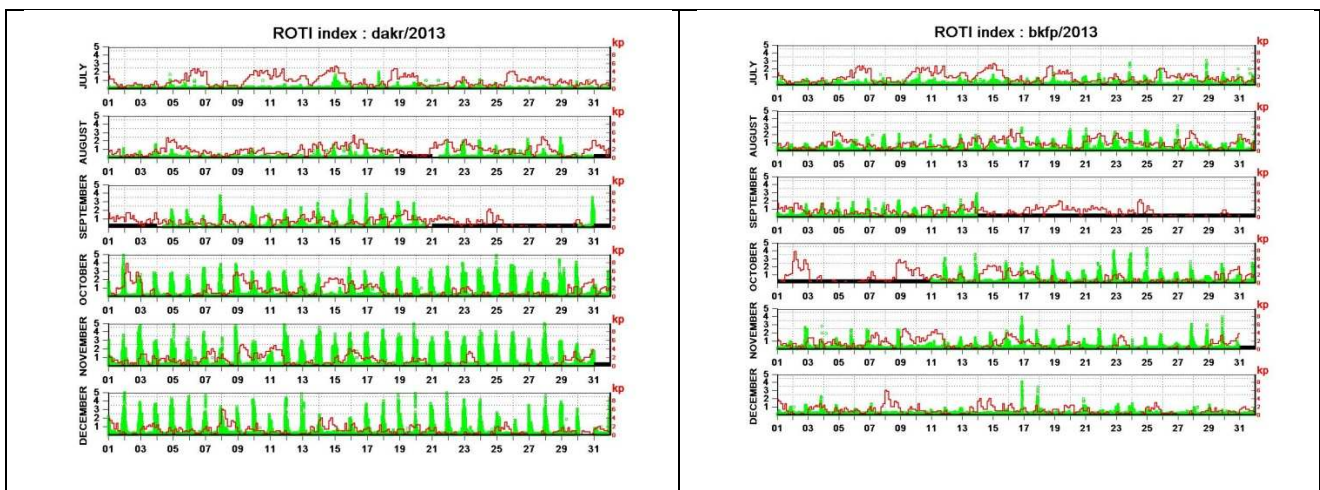
3. Indice ROTI :

L'indice ROTI est un proxy de l'indice de scintillations (voir chapitre III.).Nous avons calculé l'indice de ROTI en unités de TECU / min .L'indice ROTI est calculé chaque 30s, en prenant l'écart-type de ROT sur une période de 10 minutes et avec un minimum de 10 points, on a aussi utilisé l'indice S4 qui représente la scintillation d'amplitude alors que l'indice ROTI traduit de la scintillation de phase (le TEC est calculé sur les mesures de phase). Le ROTI et le S4 sont d'utilisé pour obtenir des informations d'irrégularités dans le F-région. La figure IV.31 présente la position des stations utilisées pour les indices ROTI et S4.



La figure IV.31 représente une carte de l'Afrique de l'Ouest avec la position des stations utilisées.

La figure IV.32 représente les indices ROTI des 6 derniers mois de 2013 pour BCJO (Cotonou/ Bénin), BJKFA (nord Bénin), BKFP (nord Nigéria), DAKR (Sénégal) et NKLG (Gabon) l'indice ROTI est en vert. Pour les stations de CAP1 et POG1, pour les des 6 derniers mois de 2013, nous avons présenté l'indice S4 en bleu. Toutes les stations sont situées en Afrique de l'Ouest, Sur chaque panneau sont superposés les indices Kp (ligne rouge) avec l'échelle (0 à 9), et le ROTI avec l'échelle de couleur verte variant de 1 à 6 TECU / min. Sur les deux deniers panneaux l'indice S4 en bleu qui varie entre 0 et 1.



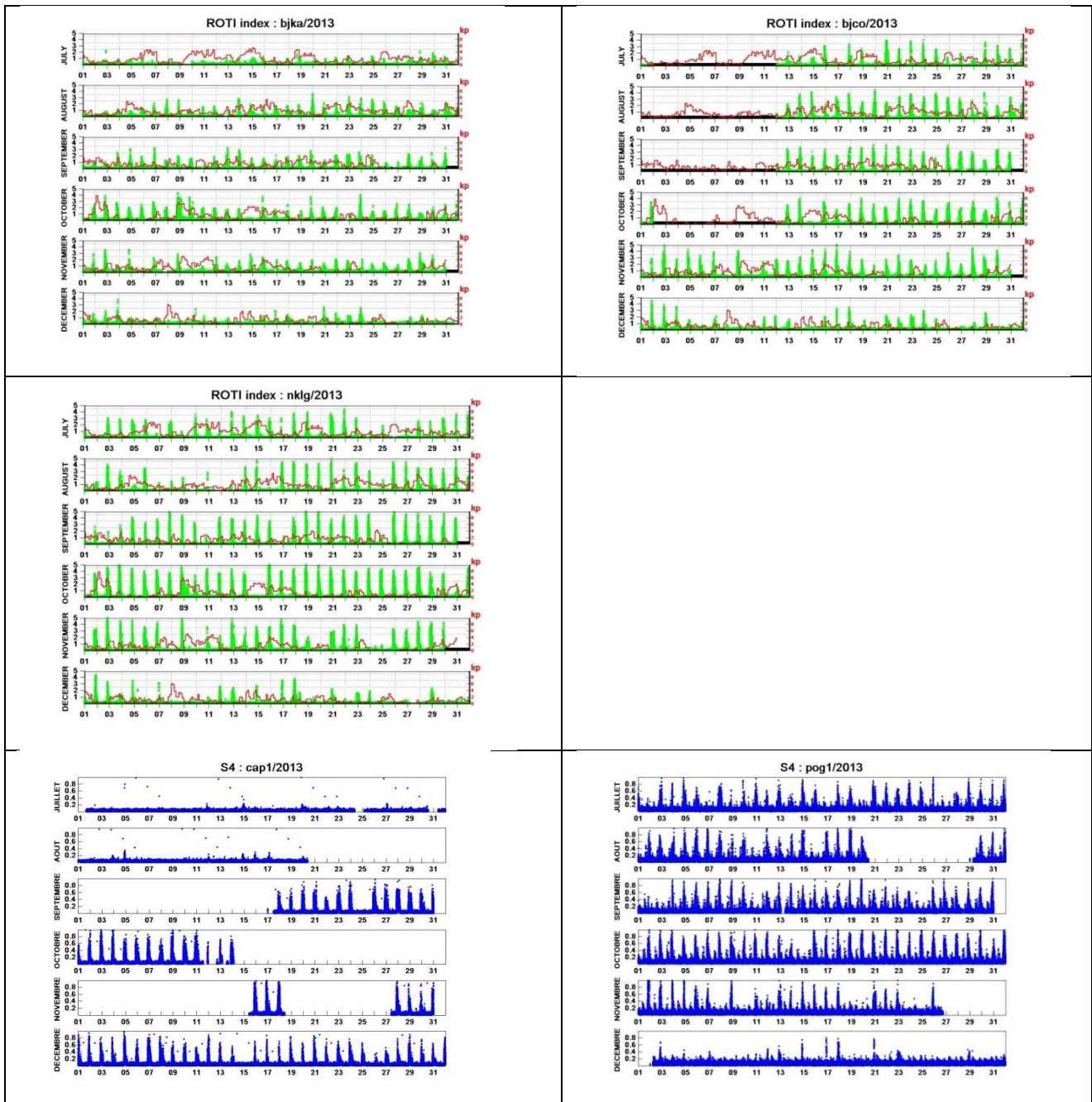


Figure IV.32 : indices ROTI et K_p pour BJCO (Cotonou), BJKA (nord Bénin), BKFP (nord Nigéria), DAKR et NKLG et indice S4 pour CAP1 et POG1

En décembre, l'indice ROTI est très faible en Afrique centrale (NKLG/Gabon, BJCO/Nigéria) et les jours avec scintillations sont plutôt rares. Le tableau IV.13 résume l'existence des scintillations et leur amplitude pour tous les jours et toutes les stations ainsi que l'existence du F diffus au niveau de la station d'Ascension. Ce qu'on peut conclure c'est qu'il n'existe pas de corrélation entre ces deux phénomènes pour le mois de décembre ceci reste une particularité pour ce mois pour lequel les scintillations ne sont pas régulières et ne sont pas conformes aux autres mois de l'année.

Si nous comparons ces résultats à ceux des articles 1 et 2 (Azzouzi et al., 2015 ; Azzouzi et al., 2016) correspondant à des cas d'équinoxe, la situation est très différente. Dans les 2

articles, l'indice ROTI est régulier (quotidien) et fort sur l'Afrique de l'ouest et l'Afrique centrale en octobre sauf pour les cas du 13 octobre 2012 et du 14 octobre 2013, car une perturbation vient modifier cette tendance.

Le tableau IV.13 présente un résumé de l'existence des scintillations et F diffus du 07 au 11 décembre 2013 pour l'ouest de l'Afrique. Nous constatons que pour les stations DAKR, POG1 et CAP1 les scintillations existe tout les jours et pour BKFP les scintillations n'existe pas toute cette période, le caractère commun à ces stations c'est qu'elle reste inchangée pendant cette période. Par contre pour NKLG les scintillations apparaissent le 11 et pour BCJO elles disparaissent le 08 et le 09 (les jours de l'orage et le suivant), à ASC contrairement à NKLG le F-diffus disparaît le 11, et apparaît très en retard la nuit du 09 au 10. Il faut signaler qu'ASC et NKLG sont deux stations qui sont situées dans l'hémisphère sud. Ceci peut être expliqué par l'asymétrie nord/sud et par la SAA (Koch et al., 2005).

En Afrique de l'ouest pour la station DAKR la scintillation est quotidiennement présente ce qui peut être due à un effet de bordure de la SAA Amérique; le F diffus de ASC, qui est à la même longitude que DAKR, devrait vérifier cette présence. Ce n'est pas le cas, lors de l'orage du 7-9 décembre, il n'y a aucune modification de ce schéma à DAKR. Les variations de l'indice ROTI sont localisées avant minuit, il n'y a pas de grandes variations après minuit LT.

Tableau IV. 13 scintillations et F diffus du 07 au 11 décembre 2013 pour l'ouest de l'Afrique.

Stations ID	Pays	Coordonnées géographiques		Amplitude ROTI (TECU/min de 0 à 6) /S4 (de 0 à 1) (Décembre 2013)					Jours avec Scintillation ROTI ≥ 1.5
		Latitude (N est +)	Longitude (E est +)	07	08	09	10	11	
DAKR	Dakar SENEGAL	14.68	-017.46	3	1.5	3	2	4	Tous les jours
NKLG	Libreville GABON	00.35	009.67	0	0	0	0	2.5	11/12/2013
BKFP	NIGERIA	12.46	004.22	0	0	0	0	1.0	Néant
BCJO	BENIN	06.31	002.72	1.5	0	0	2.0	2.0	07 10 et 11
BJKA	BENIN	11.43	002.54	0	0	0	0	0	Néant
POG1	CAMEROUN	04.05	009.70	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	Tous les jours
CAP1	CAP VERT	16.74	-022.95	0.8	0.8	0.6	0.6	0.4	Tous les jours
Stations ID	Pays	Coordonnées géographiques		Spread F oui ou non (Décembre 2013)					Amplitude du Spread F
		Latitude (N est +)	Longitude (E est +)	07	08	09	10	11	
ASC	Ascension	- 07.95	-014.50	Oui	Oui	Oui	Oui	Non	- Le 07/12 le à partir de 20:45 intense après minuit - le 08/02 : faible entre 23.00et 24.00 - 09/12 : de 01TU à 03TU - le 10/12 : à partir de 23:30, intense de 00:30 à 02.00 - le 11/12 : pas de spread-F

f) Interprétation et discussion

La figure IV. 33 présente des observations dérivées du Satellite ROCSAT-1 de la variation longitudinale de la montée verticale de la couche du plasma en fonction des saisons pour les périodes de calmes magnétiquement ayant un indice Kp faible <3 (Fejer et al., 2008a). Pour notre secteur de longitude 0-30° nous constatons que la vitesse de dérive est entre 40 et 45 m/s pour les équinoxes et entre 20 et 25 m/s pendant l'hiver et l'été. Les vitesses de dérive sont nettement plus fortes en équinoxe d'où l'existence de forte scintillations pendant cette saison. Nous constatons aussi que les valeurs de Vz sont les plus fortes dans notre secteur de longitude durant l'été.

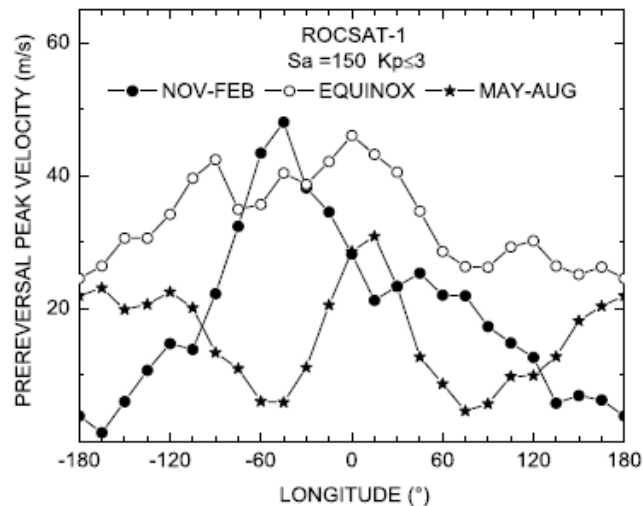


Figure IV.33 : vitesse verticale dérivées de ROCSAT (Fejer et al., 2008a)

Fejer et al. 2008b ont aussi construit un modèle empirique de la vitesse verticale du plasma ($E \times B$) en utilisant 6 années du satellite ROCSAT pour les périodes magnétiques perturbées. Ils ont classées les données en fonction de l'indice magnétique AE avec différents critères pour évaluer l'effet de la PPEF et DDEF (voir chapitre II), Fejer and Scherliess (1995).

Tableau IV.14 : Tableau des critères

Perturbation magnétique	AE jour calme	AE choisie	ΔAE	Moyenne AE
PPEF	140 nT	1 heure située après 3 heures de calme magnétique suivie d'un $\Delta AE > 125 \text{ nT}$	$\Delta AE \geq 125 \text{ nT}$	$AE < 300 \text{ nT}$ $\langle AE \rangle = 240 \text{ nT}$
DDEF	140 nT	$AE \geq 200 \text{ nT}$ pendant 4 heures et ceci 2 à 4 heures avant l'observation aux basses latitudes + $\Delta AE > 125 \text{ nT}$	$\odot AE \geq 200 \text{ nT}$	$AE \geq 300 \text{ nT}$ $\langle AE \rangle = 380 \text{ nT}$

La figure IV.34 montre l'heure locale et la dépendance saisonnière de la moyenne longitudinale de l'effet de la prompte pénétration du champ électrique de la convection magnétosphérique sur les dérives verticales de plasma due à l'activité géomagnétique normalisée suivant les critères du tableau IV.5. Pendant les périodes calmes, la moyenne de l'indice AE jour calme est d'environ 140 nT, et son augmentation moyenne- d'environ

240 nT pour ce processus. Ce critère de regroupement est identique à celui utilisé par Fejer et Scherliess [1995]. Nous constatons que la perturbation du V_z est négative le matin entre 00.00 et 07.00 TL. Elle est positive à partir de 07.00 TL et elle est maximale avant le coucher du soleil entre 18.30 et 19.00 TL l'heure du PRE. Ceci implique que la prompte pénétration, PPEF, a pour effet d'augmenter la vitesse de dérive V_z positive, lors du coucher du soleil avant le PRE et ainsi faire monter la couche ionosphérique plus vite.

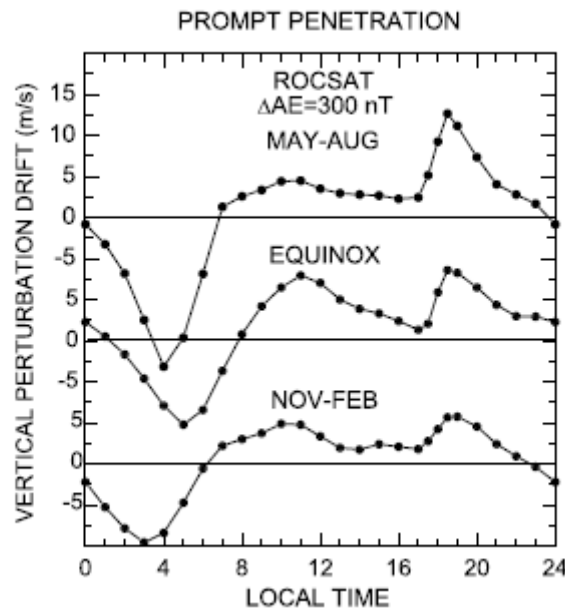


Figure IV.34 Observations dérivé du Satellite ROCSAT-1 présentant la variation de la montée verticale du plasma en fonction des saisons et des valeurs de l'indice magnétique

AE pour les promptes pénétrations PPEF (figure de Fejer et al., 2008b).

La prompte pénétration du champ électrique (PPEF, Vasyliunas, 1970) depuis la calotte polaire jusqu'à l'équateur est à l'origine du système de courant équivalent DP2 [Nishida et al, 1966; Nishida 1968]; Il y a simultanément des perturbations aux hautes et basses latitudes.

La figure IV.35 présente les variations de la vitesse verticale du plasma en fonction des saisons et de l'heure locale lors d'une perturbation dynamo DDEF en fonction AE, voir le tableau IV.5 pour les critères concernant la DDEF.

Nous constatons que la perturbation du V_z est positive le matin entre 00.00 et 07.00 TL elle est négative à partir de 07.00 TL à 18.00 TL pour l'hiver et l'été et positive pour les équinoxes. La perturbation de V_z est négative et minimale avant le coucher du soleil entre 18.30 et 19.00 TL, à l'heure du PRE, et ceci pour toutes les saisons. Ceci implique que la DDEF a pour effet de diminuer la vitesse de dérive V_z lors du coucher du soleil avant le PRE. Et si cette vitesse due à la DDEF est supérieure à la vitesse régulière due au champ électrique régulier, alors la couche ne monte pas, et ce fait peut inhiber les scintillations.

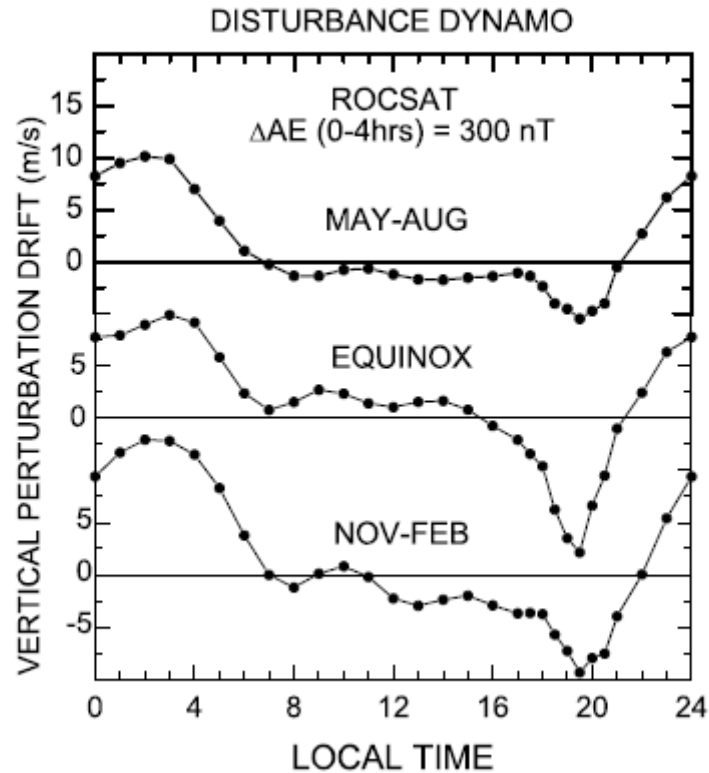


Figure IV.35 Observations dérivées du Satellite ROCSAT-1 présentant la variation de la montée verticale du plasma en fonction des saisons et des valeurs de l'indice magnétique AE pour les perturbations dynamo DDEF (Fejer et al ., 2008b)

Lors de l'orage magnétique on peut avoir une perturbation des vents neutres due au chauffage Joule auroral, qui peut atteindre les latitudes équatoriales en plusieurs heures et qui peut durer plusieurs jours suivant la quantité d'énergie Joule transmise, on appelle cette perturbation, la Perturbation Dynamo du Champ Electrique « DDEF »

Sur la figure IV.36, concernant le 9 décembre l'indice AE est supérieur à 300nT de 12.00 TU à 16.00 TU (cette période correspond à un temps se situant 4 heures avant l'heure du PRE 19.00 TU = 18.25 TL) mais il présente des fluctuations ce qui ne garantit pas la condition de $AE \geq 300$ nT (condition Fejer 2008b) pour au moins 4 heures mais qui peut tout de même donner lieu à des perturbations dynamo DDEF faibles.

Les figures IV. 36a et IV.36b sont similaires à la figure IV.26 et présentent les deux cas des articles : le 13 octobre 2012 et le 14 octobre 2013.

Le 13 octobre 2012 à partir de 11.00 TU et le 14 octobre 2013 à partir de 10.00 TU, le AE (proxy du chauffage Joule) est fort et peut créer une perturbation des vents neutres qui pourrait en 2 à 3 heures atteindre la zone équatoriale avant le coucher du soleil vers 18.00 TU, comme pour les cas du 09 décembre 2013.

On observe aussi pour ces jours l'absence de F diffus à l'équateur et dans les cas des 13 et 14 octobre pas de scintillation (Azzouzi et al 2015), (Migoya et al 2016). Ces observations correspondent au modèle de Fejer (2008b). Le processus DDEF ajoute une dérive verticale

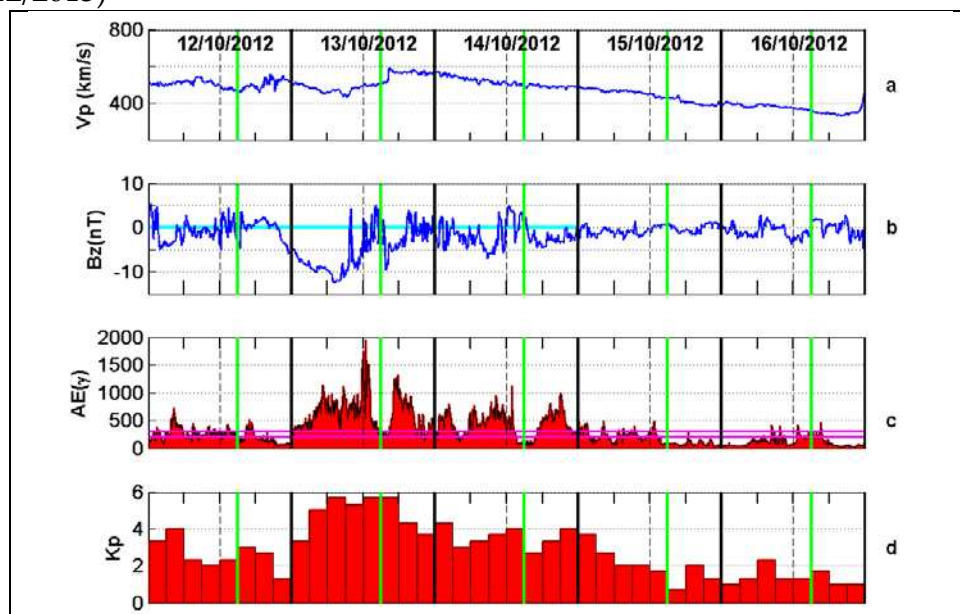
négative à l'heure du PRE qui s'oppose à la dérive verticale positive régulière et ainsi empêche la couche de monter normalement.

Nous voyons sur les hauteurs virtuelles $h'F$ que pour le 09 décembre 2013 la couche F tarde à monter et le F diffus commence en retard à 02.00TU. Donc il y a bien du F diffus, des scintillations et la montée de la couche F la nuit du 09 au 10 décembre 2013. Ces effets sont très atténués et retardés suite à l'existence d'une faible perturbation DDEF la nuit du 9 décembre. Pour les cas des 13 octobre 2012 et 14 octobre 2013 (voir articles), sous l'influence de la DDEF, la couche ne monte pas.

Pour le cas du 08 décembre 2013, nous avons un indice AE très faible jusqu'à 16.00 TU. L'indice AE est inférieur à 200nT et on observe du F-diffus cette nuit-là ; la couche F a pu monter normalement la nuit du 8 au 9 décembre. Ceci est représenté sur la figure IV.7 Ce cas correspond aussi au modèle de Fejer (2008b).

Concernant le 11 décembre 2013, sur la figure IV.4 l'indice AE ne dépasse pas 200 nT toute la journée donc ce jour ne réalise pas les conditions de Fejer (2008b) pour avoir une perturbation DDEF, mais pourtant il n'existe pas de F diffus toute la nuit du 11 au 12. Ceci peut être expliqué par la SAA.

(Rolland va faire un zoom sur le VTEC de NKLG pour voir si oui ou non on a une bulle EPB le 11/12/2013)



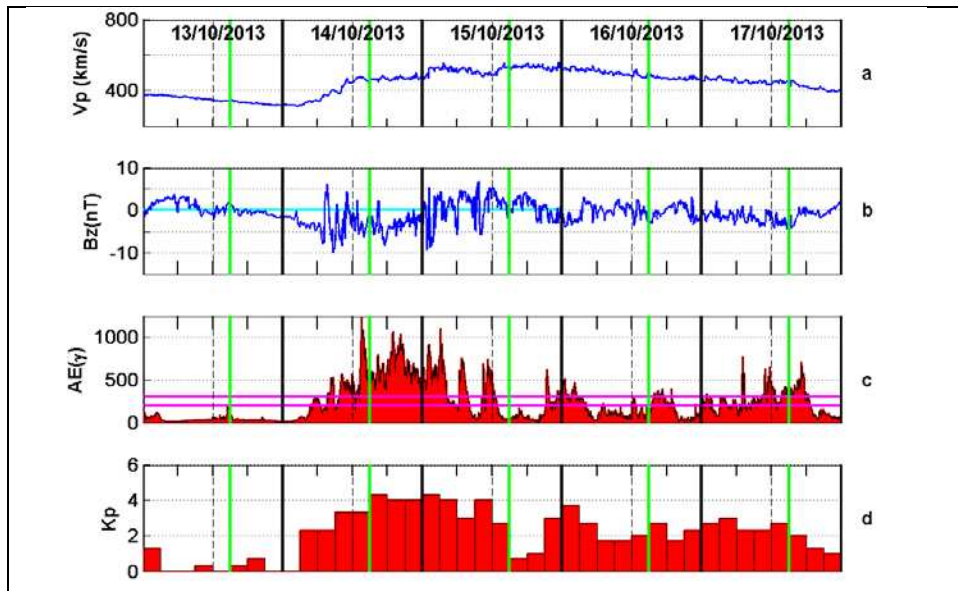


Figure IV. 36a et IV.36b Indice magnétique AE les 13 octobre 2012 et 14 octobre 2013

Le tableau IV.15 récapitule le VTEC pour les 3 cas de Vent rapide choisis et les cas des deux articles 1 et 2. Nous constatons que les paramètres géomagnétiques sont très similaires entre les 5 dates excepté pour l'indice AE, qui est un paramètres déterminant pour l'existence ou non de la perturbation DDEF et l'inhibition ou non des scintillations. On constate aussi que la variation du VTEC est toujours positive le jour qui suit l'orage magnétique pour toutes les latitudes et pour toutes les dates. Ceci est un résultat très intéressant de notre étude de cas, ce qui nous permettra de prédire en général une réaction positive aux orages due à des vents rapides et des trous coronaux le jour qui suit l'orage magnétique ($\Delta \text{TEC} \geq 0$).

Tableau IV.15 récapitulatif des cas d'étude

DATE	24 /10/2002	14/04/2006	08/12/2013	13/10/2012 Article 2 et 3 annexe XX	14 octobre 2013 Article 1 annexe XX
Cycle	23	23	24	24	24
Phase du cycle solaire	max	Phase descendante	max	max	max
Saison	Equinoxe	Eté	Eté	Equinoxe	Equinoxe
Evènement solaire	Trous coronal	Trous coronal	Trous coronal	Trous coronal	Trous coronal
Début orage	le 23/10/2002 à 02.15 TU	Le 13/04/2006 à 13.20 TU	Le 07/12/2013 à 23.35 TU	le 08/10/2012 à 05.16 TU	le 02/10/2013 à 01.55 TU
Vp max	800 km/s	730Km/s	650km/s	600 km/s	km/s
Hsym min	-90 nT	-105 nT	-70 nT	-62 nT	- 58 nT
AE	850 nT à 19.00 TU AE \geq 300 nT plus de 4 heure avant 19.00TU	1400 nT à 19.00 TU AE \geq 300 nT plus de 4 heure avant 19.00TU	AE inferieur à 200 nT entre 13.00 et 16.00 TU.	1300 nT à 19.00 TU AE \geq 300 nT plus de 4 heure avant 19.00TU	1000 nT à 19.00 TU AE \geq 300 nT plus de 4 heure avant 19.00TU
Variation VTEC haute latitude	$\Delta \text{TEC} \geq 0$	$\Delta \text{TEC} \geq 0$	$\Delta \text{TEC} \geq 0$	$\Delta \text{TEC} \geq 0$	$\Delta \text{TEC} \geq 0$
Variation VTEC Moyenne latitude	$\Delta \text{TEC} \geq 0$	$\Delta \text{TEC} \geq 0$	$\Delta \text{TEC} \geq 0$	$\Delta \text{TEC} \geq 0$	$\Delta \text{TEC} \geq 0$
Variation VTEC Basse latitude	$\Delta \text{TEC} \geq 0$	$\Delta \text{TEC} \geq 0$	$\Delta \text{TEC} \geq 0$	$\Delta \text{TEC} \geq 0$	$\Delta \text{TEC} \geq 0$

g) Conclusion :

En situation non perturbée magnétiquement, le champ électrique vers l'est croit fortement lors du PRE avant de s'orienter vers l'Ouest après le coucher du Soleil (PRE=Pre Reversal Enhancement); il provoque la montée en altitude de la couche. De petites structures inhomogènes présentes dans la couche E s'élèvent également (jusqu'à 1000 km) en grossissant. (Voir chapitre II).

Lors d'événements solaires, ce système est modifié par la création d'un champ électrique contraire dirigé vers l'ouest au moment du PRE (DDEF= Perturbation Dynamo Electric Field). Ce champ perturbé stoppe la montée de la couche, l'altitude de la base de la couche F2 reste stable. Les bulles sous-ionisées ne sont plus présentes dans la couche F et elles ne montent pas. Il faut des conditions favorables d'intensité du champ électrique et d'heure locale. Le modèle empirique de Fejer et al 2008b, qui classe les données en fonction de l'indice AE, a permis de comprendre le cas choisi ainsi que les 2 cas des articles.

IV.2.5. Etude Statistique : Généralisation sur les cas sélectionnés

Notre travail est inspiré de Mendillo et al. 2006 qui utilise le TEC Faraday pour étudier les orages magnétiques passés en synthétisant le VTEC sur ces périodes, et ouvre des perspectives de travail pour l'avenir sur cette thématique. Nous avons aussi suivi avec intérêt les travaux de Buonsanto et al. 1999 qui à revisiter un grand nombre d'orages magnétiques.

a) Cas d'une CME :

Nous allons généraliser notre étude sur les 96 cas de CME sélectionnés (voir annexe 10) entre 2000 à 2014 et comparer nos résultats avec les prévisions théoriques de Fuller-Rowell et al., 1996. Pour la suite du travail nous allons nous focaliser sur l'ionosphère des moyennes latitudes et proche de la crête équatoriale nord. Elle est bien représentée par les 2 stations GPS de RABT et MAS1 qui sont assez proches en distance. Cependant, nous avons fait le choix de la station de MAS1 à cause d'une meilleure qualité des mesures et d'une meilleure série temporelle.

Conformément à des études Wautelet et al., 2013 et Fuller Rowell et al., 1996, nous avons tracé l'ensemble des évolutions temporelles des 96 Δ VTEC suivant deux présentations :

- en heures locales constantes et localisant la date du SSC comme date du premier jour de l'orage (figure IV.38a),

- en heures d'orages en prenant l'heure arrondie du SSC comme heure 0 (figure IV.7b).

Nous observons un grand nuage de point pour les valeurs de VTEC comprises entre [-20tecu, +20tecu], et presque autant de valeurs de VTEC $|\Delta VTEC| \geq 20$ tecu avec toutefois une légère prédominance des Δ VTEC négatifs. Nous constatons aussi une très nette diminution des effets des orages à partir du deuxième jour. Ceci est en accord avec nos études de cas des orages avec une origine CME qui sont des orages 'flash' qui durent deux

à trois jours maximum. Lors de l'étude de cas CME (voir paragraphe IV.2.1) nous avons trouvé le $\Delta VTEC \leq 0$ pour les moyennes latitudes le jour qui suit l'orage magnétique, mais nous avons précisé au début de ce chapitre qu'il existait sûrement plusieurs cas qui ne suivaient pas cette règle (voir chapitre IV.2.2) et nous allons donner l'exemple de l'orage du 24 novembre 2001 dans le paragraphe IV.2.5.

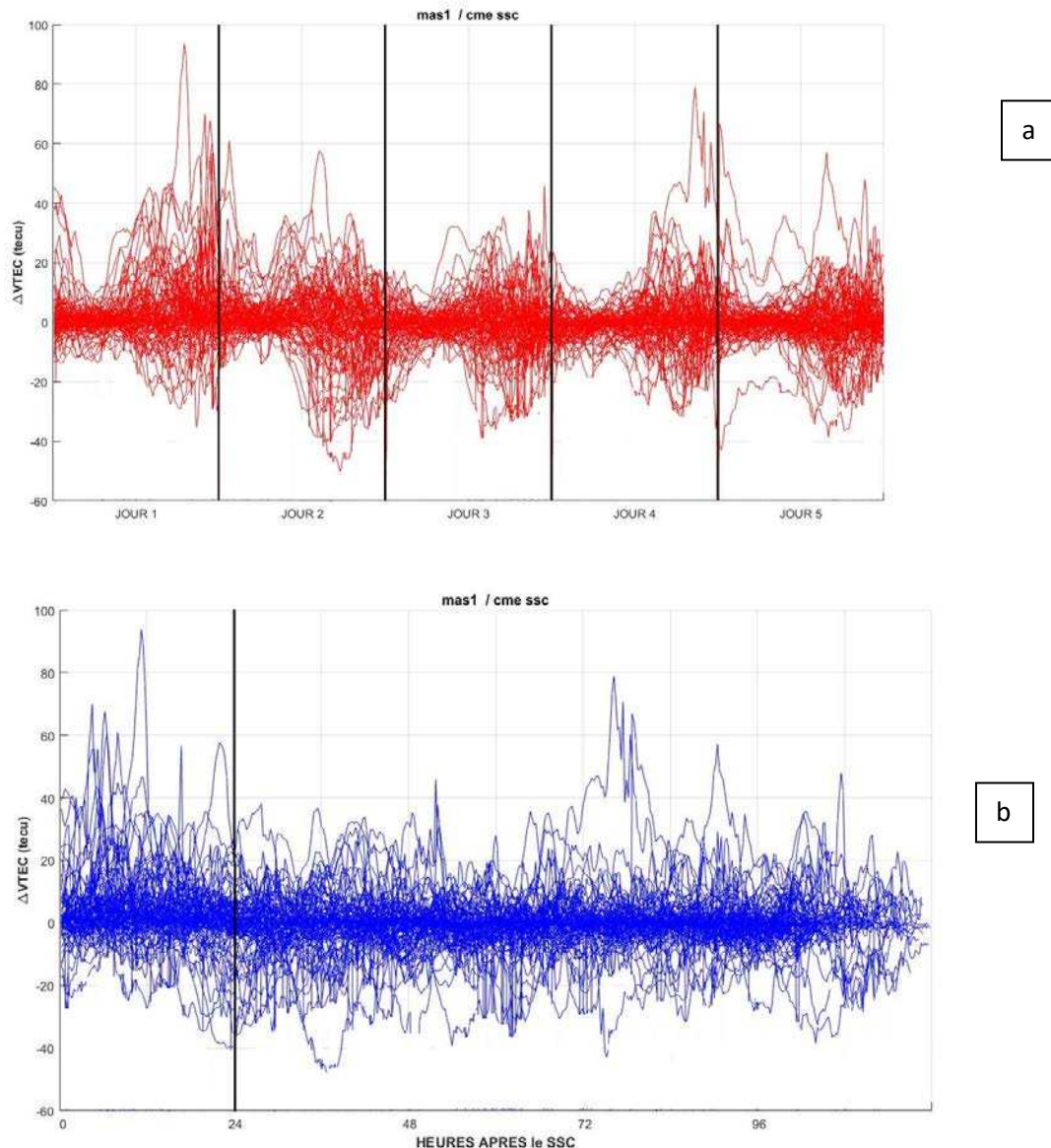


Figure IV.37 : Les variations du $\Delta VTEC$ par rapport à la médiane mensuelle des 5 jours qui suivent les orages magnétiques des quatre vingt dix-huit cas de CME/SSC sélectionnés : a) le $\Delta VTEC$ superposé en jours avec le premier jour de l'orage contenant le SSC b) le $\Delta VTEC$ calculé depuis le moment du SSC comme heure 0 de référence.

Du fait de cette difficulté d'interprétation, il nous semble nécessaire de faire de nouvelles classes dans les cas simples de CME et ce en se basant sur les travaux de Fuller-Rowell et al., 1996. Fuller Rowell et al., 1996 ont fait des simulations numériques pour étudier la réponse saisonnière de la thermosphère et de l'ionosphère à un orage magnétique. La

source perturbée a été modélisée par un accroissement du champ électrique de la convection magnétosphérique et des précipitations aurorales, avec la même amplitude de perturbation pour les régions polaires des hémisphères d'été et d'hiver. Les auteurs ont aussi simulé un début d'orage à 12.00UT, ayant une durée de 12 heures avec la même évolution temporelle pour les deux hémisphères. Sur la figure IV.8 est représentée l'évolution simulée de l'indice magnétique Ap durant l'orage.

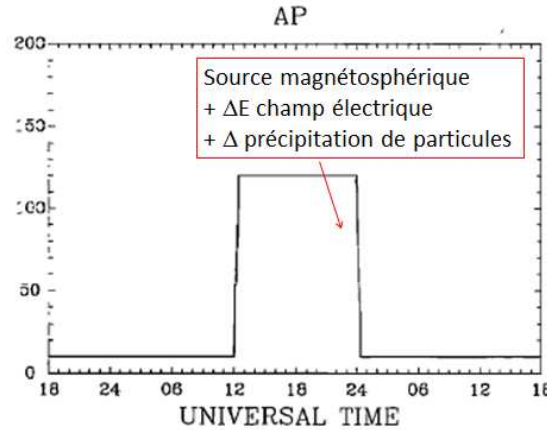


Figure IV.38 évolution de l'indice Ap

On appelle «J la densité de courant, B l'intensité du champ magnétique et E celle du champ électrique. Si les sources magnétosphériques (champ électrique et précipitations) sont les mêmes dans les deux hémisphères, l'énergie effective par transfert de moment $J \times B$ et chauffage Joule $J \cdot E$ ne sont pas les mêmes. En effet, dans l'hémisphère d'été le rayonnement solaire produit une conductivité qui accroît le chauffage Joule de plus de 50% par rapport à l'hémisphère d'hiver. Le terme $J \times B$ est limité, et il est du même ordre de grandeur dans l'hémisphère d'été et l'hémisphère d'hiver.

Le terme $J \times B$ correspond à l'impulsion de mouvement donnée par les ions à l'atmosphère neutre. Le terme $J \cdot E$ produit une expansion de l'atmosphère avec un transport de masse moléculaire du pôle vers l'équateur

L'effet saisonnier principal est dû à la circulation des vents dominants de l'hémisphère d'été vers l'hémisphère d'hiver transportant un 'renflement' de masse moléculaire de la région polaire d'été vers les moyennes et basses latitudes. Dans l'hémisphère d'hiver 'le renflement' de masse moléculaire est confiné aux hautes latitudes par la circulation du vent de l'hémisphère d'été vers l'hémisphère d'hiver. Ceci est représenté sur la figure IV.39.

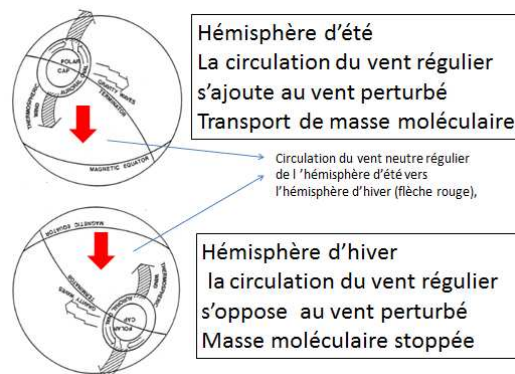


Figure IV.39 circulation du vent neutre en fonction des hémisphères hiver /été

Le changement de composition dû au surplus de masse moléculaire a un effet direct sur l'ionosphère des moyennes et basses latitudes. Les régions d'accroissement de la masse moléculaire moyenne ont une plus grande proportion d'espèces moléculaires, qui hâtent la recombinaison des ions. Dans ces régions, prédominantes dans l'hémisphère d'été, la densité des ions décroît au pic de la région F2, ce qui caractérise un orage négatif.

Au contraire les régions où la masse moléculaire moyenne décroît, correspondent à une baisse de la recombinaison des ions. Ceci est plus communément observé aux moyennes latitudes de l'hémisphère d'hiver où on observe des orages positifs.

La figure IV.41 extraite de Fuller Rowell et al., 1996, présente la réponse de l'ionosphère à l'orage magnétique simulé, pour les moyennes latitudes des deux hémisphères hiver /été, la courbe (Q) représente les valeurs de la moyenne sur les jours calme (issu de la variation diurne) de NmF2 et la courbe (S) présente les valeurs pendant l'orage magnétique.

Nous constatons que pour l'hémisphère d'été, les valeurs lors de l'orage sont plus faibles que la moyenne des jours calmes, et pour l'hémisphère l'hiver nous constatons l'inverse, c'est-à-dire que les valeurs pendant l'orage magnétique sont plus fortes que la moyenne des jours calmes. Cela correspond à une réponse positive l'hiver et négative l'été. Prolss et al., 1980 ont travaillé, à l'aide de mesures satellites, sur les modifications de composition de neutres entraînant des orages négatifs. Risbeth et al., 1991, et Field et al., 1998 ont travaillé à l'aide du modèle CTIP (Coupled Thermospheric Ionospheric Model) pour reproduire les mesures NmF2 et O/N2 et expliquer l'existence d'orages magnétiques négatifs l'été.

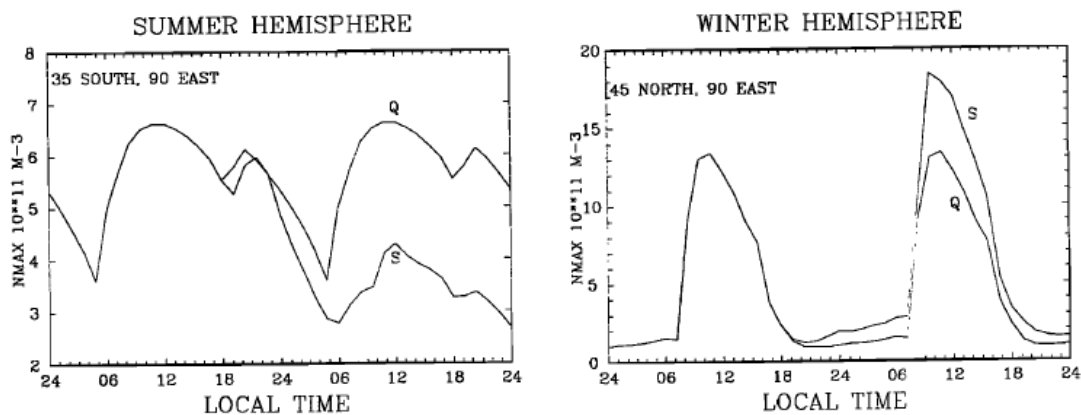


Figure 3, (continued)

Figure IV.40 variation de l'ionisation dans les hémisphères hiver /été

La figure IV.41 présente la variation du VTEC les 5 jours qui suivent l'orage magnétique pour les 96 cas de CME/SSC, pour la figure IV.8/a c'est les cas d'été (avec les équinoxes) et pour la figure IV.8/ b ce sont les cas d'hiver. Le Δ VTEC a été calculé depuis l'instant SSC et durant les 120 heures qui suivent l'événement et ceci par rapport aux médianes mensuelles. Nous avons retenu la partie des Δ VTEC supérieure à 15tecu pour les événements qui se passent le matin de 00.00 à 15.00 UT.

Nous constatons pour les orages d'hiver/matin figure IV.37b une réponse positive pour la station de MAS1 tandis que pour les orages d'été (figure IV.37a) la tendance est équilibrée entre les valeurs positives et négatives.

Notre résultat est identique à celui de Fuller-Rowell et al. 1996 pour les orages d'hiver mais ne correspond pas aux résultats de Fuller Rowell et al., pour les cas d'été.

Nous pouvons expliquer ce résultat par le fait que dans sa simulation Fuller-Rowell et al. 1996 ne prend en compte qu'un seul mécanisme, le transport de masse moléculaire et la recombinaison avec les particules ionisées qui fait varier la densité électronique lors d'un orage. Dans le chapitre II nous avons présenté deux autres mécanismes qui agissent sur le champ électrique qui sont la PPEF et la DDEF, Ces champs électriques peuvent aussi modifier l'ionisation. Shimeis et al., 2012 ont fait une étude sur une variation perturbée engendrée par une CME en avril 2010. Ils ont observé une variation du VTEC positive au début de l'orage, due à la PPEF, et une variation négative de VTEC les jours suivants l'orage due à la DDEF (voir chapitre II). La simulation de Fuller-Rowell et al. 1996 n'incluant pas les variations du champ électrique causé par les PPEF et les DDEF ne peut donc pas prévoir leurs effets. Ce qui explique l'existence d'orage d'été positifs que nous avons constaté sur la figure IV.2 11, qui seraient dus à la PPEF.

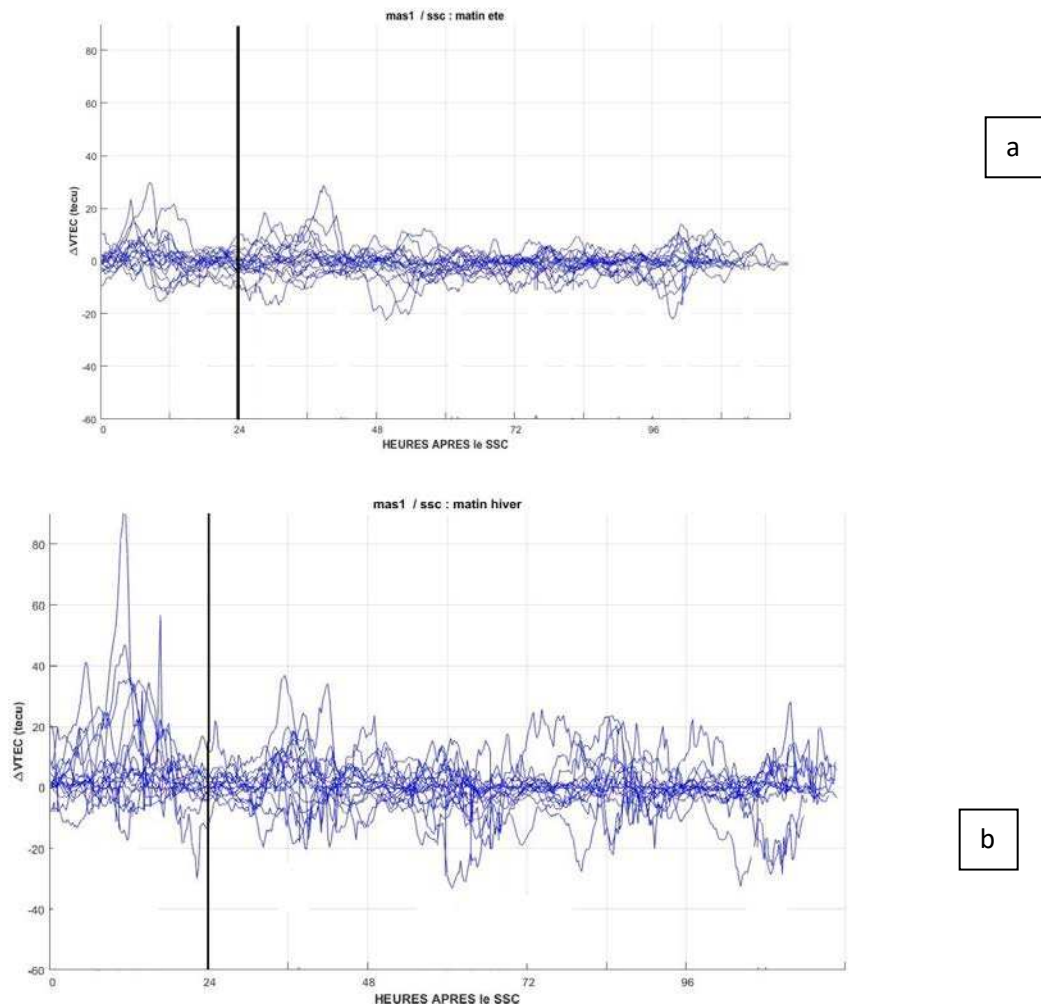


Figure IV.41 Les variations du $\Delta VTEC$ par rapport à la médiane mensuelle des 5 jours qui suivent les orages magnétiques des cas de CME/SSC sélectionnés le $\Delta VTEC$ calculé depuis le moment du SSC comme heure 0 de référence pendant les matinées de 00.00 UT à 15.00 UT pour la station mas1. (a) pour les orages d'été et (b) pour les orages d'hiver.

b) Cas Vent rapide :

La figure IV.42 présente Les variations du $\Delta VTEC$ par rapport à la médiane mensuelle des 5 jours qui suivent les orages magnétiques des quarante-six cas de vent rapide sélectionnés. Le $\Delta VTEC$ est superposé en jours avec le premier jour de l'orage contenant le SSC, puisque dans ce cas de classe, nous n'avons pas de marqueur d'instant initial. Nous constatons un grand nuage de points entre les valeurs de $\Delta VTEC$ entre $[-20\text{tecu}, +20\text{tecu}]$, et un nombre équivalent de valeurs de $VTEC$, pour les $|\Delta VTEC| \geq 20 \text{ tecu}$. Toutefois on a plus de réaction positive que de réaction négative avec une prédominance des $\Delta VTEC$ positifs le 1^{er} jour qui suit l'orage. Nous constatons aussi que la tendance du $\Delta VTEC$ reste positive même les autres jours qui suivent l'orage magnétique ce qui correspond bien aux orages magnétique avec une origine d'un vent rapide associé à des trous coronaux. Ils peuvent durer plusieurs jours et causer des réactions retardées dans l'ionosphère équatoriale dues au chauffage Joule aux hautes latitudes.

Lors de l'étude des cas de vent solaire (voir paragraphe IV.2.2) nous avons trouvé le $\Delta VTEC \geq 0$ pour les moyennes latitudes le jour qui suit l'orage magnétique, mais nous avons précisé au début de ce chapitre qu'il existe sûrement plusieurs cas qui ne suivent pas cette règle et nous allons donner l'exemple de l'orage du 24 octobre 2002 dans le paragraphe IV.2.5.

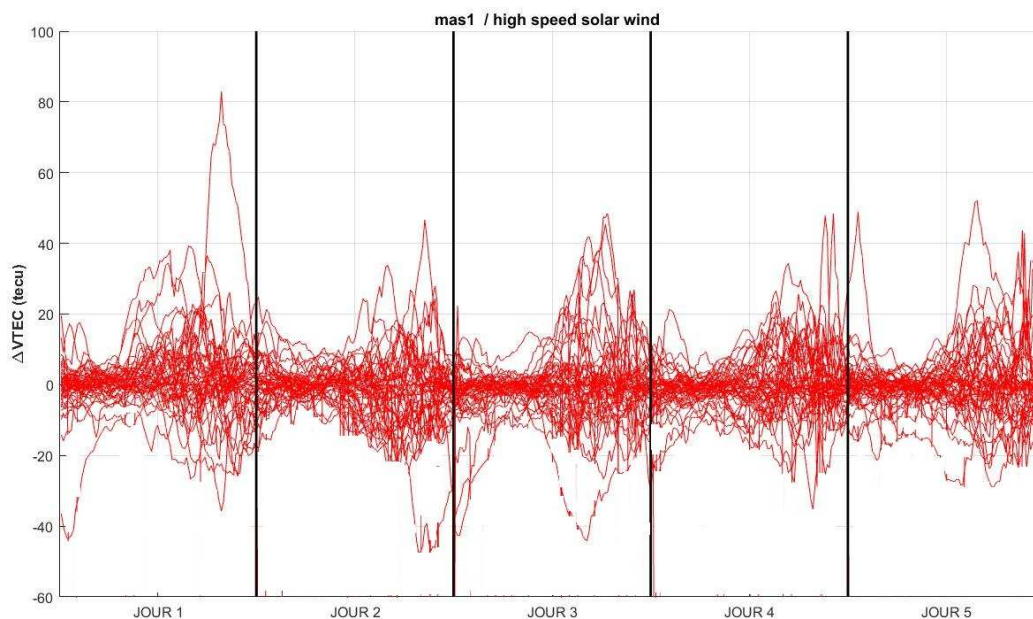


Figure IV.42 : $\Delta VTEC$ par rapport à la médiane mensuelle des 5 jours qui suivent les orages magnétiques des 46 cas de vent rapide sélectionnés, $\Delta VTEC$ est calculé à partir du jour qui suit l'orage magnétique.

Nos études de cas nous ont permis d'établir que les perturbations du TEC, $\Delta VTEC$, sont toujours positives aux latitudes équatoriales. Pour les moyennes latitudes les variations de $\Delta VTEC$ sont négatives lors des orages magnétiques dus aux CME, et positives pour les orages magnétiques dus aux vents solaires rapides associés aux trous coronaux.

Notre étude statistique sur la variabilité du VTEC en période orageuse, avec tous les cas sélectionnés (98 CME et 46 HSSW) ne nous a pas permis d'établir une vraie tendance ou comportement de l'ionosphère. Nous allons par la suite étudier la variabilité de l'ionosphère, en nous basant juste sur les variations non régulières du VTEC afin de pouvoir étudier toute la période de 2000 à 2014, sans classification pour n'exclure aucun orage de cette période.

c) Etude de la variation perturbée de 2000 à 2014 :

Dans ce paragraphe nous allons étudier la variabilité de l'ionosphère, en nous basant juste sur les variations non régulières du VTEC de 2000 à 2014.

Avant d'étudier l'impact des perturbations magnétique sur le VTEC nous allons dénombrer les orages magnétiques sur notre période d'étude de 2000 à 2014. La figure VI.44 présente la valeur de l'indice magnétique A_p journalier (en rouge) et l'indice de l'activité solaire R_{12} mensuelle (en bleu) de 2000 à 2014. Nous constatons que pour les années du maximum du cycle solaire 23 c'est-à-dire 2000 à 2003 le nombre de jours avec des $A_p \geq 25$ est entre 36 à 53 jours. Ce qui est un nombre extrêmement conséquent. Par contre pendant les périodes de faible activité solaire le nombre de jours avec des $A_p \geq 25$ est aléatoire il peut être de l'ordre de 44 en 2005 et 0 en 2009. On n'est donc jamais à l'abri d'un fort orage magnétique même pendant les périodes de faible activité solaire. Zerbo et al., 2013 ont expliqué le nombre d'orage maximum observé durant l'année 2003. L'année 2003 est une année exceptionnelle qui comprend 114 jours perturbés. C'est l'année la plus perturbée depuis plus d'un siècle. Pendant l'année 2013, il y a eu le renversement du champ solaire dipolaire qui est resté bloqué durant un an face à la terre avant de se retourner complètement. Tout au long de cette année, il y a eu des trous coronaux équatoriaux d'où s'échappaient des vents solaires rapides (voir chapitre I). Pour les années de 2000 à 2002 qui correspondent au maximum des taches solaire pour le cycle 23, il ya 53 jours perturbés en 2000, 36 en 2001, et 39 en 2002. Ces jours perturbés sont liés aux éruptions solaires qui sont maximum durant le maximum de taches solaires.- Zerbo et al, 2013 ont aussi observé que l'année 2009 est la plus calme depuis 1901, pas de CME et pas de vent rapides et donc 0 jours perturbés.

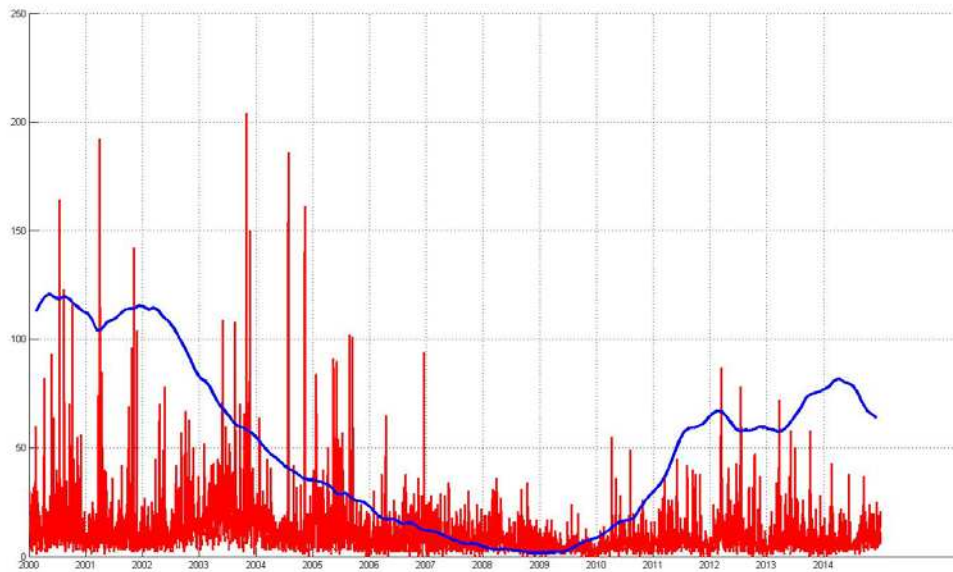


Figure IV.43 : Les valeurs du Ap journalier et R_{12} mensuel entre 2000 à 2014

En comptant aussi le nombre de jours sur la période d'étude, nous découvrons que sur les 15 années d'étude de 2000 à 2014 il y a eu 358 jours avec un indice magnétique Ap supérieur à 25. Le tableau IV.16 donne le nombre de jours par année avec les valeurs d'Ap qui sont supérieures à 25, et le pourcentage que représente ce nombre de jours dans l'année, ainsi que le nombre de SSC.

Tableau IV.16 : Statistique du nombre de jours avec des $Ap \geq 25$ qui est un signe d'orage magnétique significatif.

Année	Nombre Jour $Ap \geq 25$	% par rapport au nombre jour de l'année	Nombre SSC
2000	53	14.5%	43
2001	36	9.9%	43
2002	39	10.7%	37
2003	114	31.2%	13
2004	32	8.8%	26
2005	44	12.1%	26
2006	19	5.2%	19
2007	7	1.9%	14
2008	7	1.9%	22
2009	0	0.0%	20
2010	7	1.9%	16
2011	17	4.7%	35
2012	23	6.3%	31
2013	15	4.1%	24
2014	5	1.4%	30

Pour extraire la réaction de l'ionosphère aux orages magnétique nous allons tout d'abord dénombrer le phénomène de variation perturbée sur la période d'étude en conservant le choix de la station MAS1 de 2000 à 2014. La figure IV.44 représente les écarts journaliers du VTEC par rapport à la médiane mensuelle c'est-à-dire vis-à-vis de la tendance du VTEC pendant ce mois. La courbe en rouge représente le nombre de jours par mois avec un VTEC inférieur à 25% de la médiane mensuelle, la deuxième courbe en bleu représente le nombre de jours par mois avec un écart de VTEC supérieur à 25% de la médiane mensuelle.

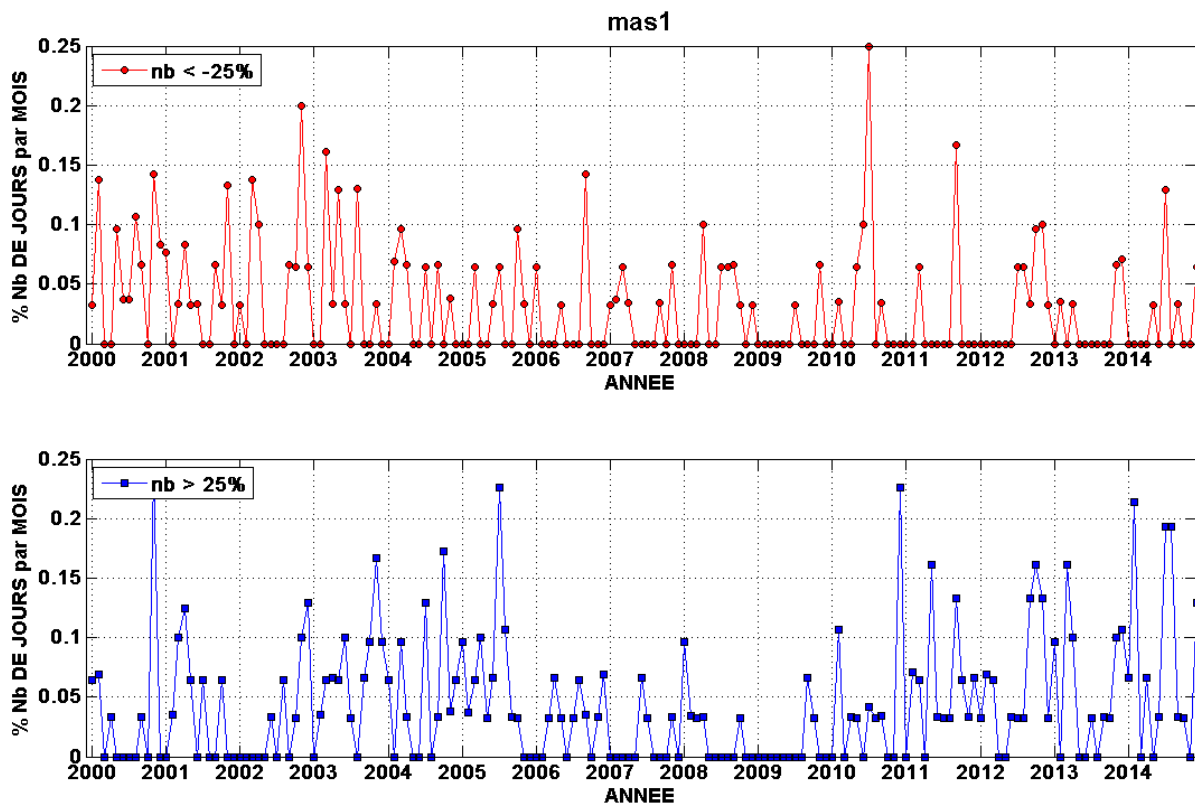


Figure IV.44 Pourcentage de l'écart u VTEC par rapport à la médiane mensuelle.

Méthode suivie :

Nous allons utiliser les quatre-vingt-seize valeurs de VTEC journalière (avec un pas de 15 mn) soit en médiane mensuelle soit en séquence journalière. Si on a plus de 90 valeurs sur la série, on calcule la somme des VTEC. Pour ce faire on dispose d'une valeur mensuelle et d'une valeur journalière. On calcule le pourcentage d'écart par rapport à la médiane. La valeur du pourcentage VTEC qu'on choisi pour notre sélection est la suivante :

Pourcentage des valeurs de VTEC (écarts journaliers par rapport à la médiane mensuelle) et égale à la somme journalière moins la somme médiane le tous multiplier par 100 et divisé par la somme médiane.

On dégage trois classes selon la valeur du pourcentage:

- supérieur à +25% :
- inférieur à -25%
- entre +25 et -25%

On fait le comptage du nombre de jours uniquement dans les 2 premières classes extrêmes à savoir supérieur à +25% et inférieur à -25%. Ensuite on normalise le résultat sur le nombre de jours traités dans le mois (il est différent de 28, 30 ou 31 à cause des mesures manquantes). Notre calcul reporte ces 2 pourcentages (+ et -) en fonction des mois avec une échelle des abscisses (X) référencée en année. Sur la figure IV.11, on distingue bien une première ligne horizontale égale à 1 jour ($1/30=0.033$) et une seconde à 2 (0.066). Ensuite, les marqueurs sont plus dispersés et moins présents et se sont les points qui sont intéressants, car ils constituent des mois à fortes variations (+ et -).

Nous exposons les résultats du comptage sur le Tableau IV.17. Nous avons regroupé les 4 mois (novembre, décembre, janvier, février) pour la saison hiver, les 2 mois mars, avril pour l'équinoxe de printemps, les 4 mois mai, juin, juillet, août pour l'été et enfin les 2 mois de septembre et octobre pour l'équinoxe d'automne. Sur ce tableau et pour chaque case (saison) le premier chiffre correspond au nombre de jours > +25%, le second chiffre au nombre de jours < -25%. Les cases sont sans couleur si la différence entre le nombre de jours positifs et le nombre de jours négatifs est supérieure à 1. Elles sont en rouge si c'est l'écart positif qui domine, et en bleu si c'est l'écart négatif qui domine. Ce choix de couleurs complémentaires permet de visualiser la réaction moyenne de l'ionosphère selon les années :

Tableau IV.17: regroupement du nombre de jours avec des pourcentages d'écart de VTEC supérieur à 25% ou inférieur à -25% par saison (nombre de mois).

	Hiver(4)	Printemps(2)	Eté(4)	Automne(2)
2000	9 8	1 0	0 8	1 2
2001	1 6	6 3	4 2	2 3
2002	7 9	0 7	3 0	1 4
2003	9 1	4 6	6 8	5 0
2004	5 3	4 5	4 2	6 2
2005	4 1	5 2	13 3	2 3
2006	2 2	3 0	4 1	1 4
2007	1 4	0 3	3 0	0 1
2008	4 1	2 3	0 4	1 3
2009	0 2	0 0	0 1	3 0
2010	10 1	1 0	3 1	1 1
2011	5 0	2 2	8 0	6 5
2012	8 4	2 0	3 5	9 4
2013	9 5	8 1	1 0	2 0
2014	12 2	2 0	13 5	2 1

Nous constatons que sur la est positive en hiver (8R,2B), équilibrée au printemps (2R,2B), de nouveau positive en été(6R,2B) et plutôt positive à l'automne (4R,2B). En comparant ces chiffres en fonction du cycle solaire nous constatons que pour le maximum du cycle 23 (2000-2003) c'est équilibré (4R, 4B), pour le minimum du cycle 24 (2005-2009) c'est plutôt

positif (6R, 4B) et pour le maximum du cycle 24 (2011-2014), c'est tout le temps positif (7R, 0B).

La variabilité perturbée est bel et bien existante pour la station de MAS1. Sur les 15 années de mesure, nous avons trouvé 232 jours avec un écart de ©VTEC supé
jours avec un écart inférieur à -25% soit une somme de 364 jours (donc 1 année) où la variation journalière du VTEC s'écarte notablement de la variation diurne de la médiane.

Conclusion :

Nous constatons la difficulté de pouvoir faire des statistiques sur la réponse de l'ionosphère aux orages magnétiques, cela est dû au faible nombre de cas existants pour notre période d'étude, l'échantillon n'est pas assez important. D'autre part, il existe de nombreux paramètres qui influencent ces résultats, comme :

- L'intensité du cycle solaire qui est très différente entre les cycles 23 et 24
- l'état initial de l'ionosphère au démarrage d'un orage magnétique
- la saison
- l'heure locale de la station au moment de l'impact initial de l'orage

Grâce à l'étude de cas par cas avec des états initiaux simples nous avons pu extraire des tendances et des classes d'événements solaires. Nous préconisons donc l'étude cas par cas pour les données réelles du VTEC pour comprendre l'influence des orages magnétiques et pouvoir interpréter par le couplage électrodynamique entre les hautes et basses latitudes. Nous allons dans la suite de l'étude présenter deux cas non sélectionnés, le cas d'un orage magnétique dû à une CME et le cas d'un orage magnétique dû à un HSSW qui sont tout à fait en dehors des cas que nous avons analysés dans le chapitre IV.2.2 et IV.2.3, et pour lesquels l'ionosphère a une réaction complexe plus difficilement interprétable.

IV.2.6. Exemple de cas d'orage magnétique non sélectionnés :

a) Cas CME : Cas du 18 au 31 juillet 2004

Pour illustrer la complexité dans les relations Soleil-Terre, nous avons choisi la période de fin juillet 2004 située dans la phase descendante du cycle solaire 23, environ 3 années après le maximum. Nous nous sommes focalisé sur la région solaire NOAA AR 0652 qui a transité sur la surface visible du Soleil entre le 18 et le 31 juillet 2004, soit une durée de 14 jours correspondant à la demi-rotation complète de 27 jours. C'est une région très complexe qui a été à l'origine de nombreuses éruptions solaires et d'éjections de particules traduite par CME. Nous avons essayé de faire le lien entre ces 2 phénomènes et pour cela vous disposons :

- de la liste des événements solaires en rayonnement X, tenue par le NOAA (<http://www.ngdc.noaa.gov/stp/space-weather/solar-data/solar-features/solar-flares/x-rays/goes/xrs/>). Les sursauts sont mesurés par le satellite GOES.
- de la liste des CME tenue par la NASA (http://cdaw.gsfc.nasa.gov/CME_list/UNIVERSAL/2004_07/univ2004_07.html). Le

catalogue est établi manuellement à partir du coronographe LASCO à bord de la sonde SOHO ('Solar and Heliospheric Observatory').

Pour les sursauts RX, nous avons sélectionné 16 évènements ayant un niveau supérieur à M1.0 dans la classification NOAA. Il existe de nombreux autres sursauts de classe C donc d'un niveau 10 fois plus faible puisque l'échelle est logarithmique. Nous avons noté une incertitude sur la latitude sur le Soleil qui oscille entre N04 et N10, ce qui nous semble trop important pour couvrir la même région.

Nous avons volontairement affiché toutes les CME en n'éliminant que celles notées douteuses. Le catalogue contient 36 évènements. Le récapitulatif des évènements est donné dans le tableau IV.18.

Tableau IV. 18 : liste des évènements solaires RX et CME) pour la région 0652 de juillet 2004.

JOUR	position	début	importance	Début CME	Impact TERRE
19				01 :54	
19				09 :30	
20				00 :54	
20				04 :30	
20	N10E35	12 :22	M8.6	13 :31	OUI
20				22 :06	
21				06 :06	
22	N03E17	00 :14	M9.1	01 :31	non
22				07 :31	possible
22				08 :30	possible
22				11 :54	
22	N04E04	22 :40	M1.6	23 :54	non
23				07 :31	possible
23				16 :06	OUI
23	N04W08	17 :07	M2.2	17 :54	possible
23				17 :31	
24				00 :54	
24				01 :54	
24	N09W20	06 :01	M1.0		
24				11 :30	
24				23 :54	
25	N10W30	05 :39	M7.1	06 :54	
25				13 :31	
25	N04W30	13 :37	M2.2	14 :54	OUI
26				00 :30	
26	N04W39	13 :37	M2.2		
26	N04W46	17 :23	M1.1		
26	N04W53	23 :46	M1.1	27/00 :30	
27	N04W54	05 :41	M1.1	06 :06	
27				12 :30	
27				14 :06	
27				15 :54	
27				16 :06	
27	N10W65	19 :59	M1.5		
27				23 :30	
28				14 :06	
28				15 :54	
28				22 :06	
28				23 :30	
28	N10W83	23 :45			
29				09 :30	

Même si certaines CME sont liées à des éruptions mineures, l'exercice montre la difficulté d'ajuster les deux listes de données et de faire un lien direct entre une éruption solaire et une CME sachant que certaines CME ne sont pas liées à des éruptions. Dans la dernière colonne, nous avons essayé de traduire la CME en impact sur la Terre avec une réponse positive si un halo est observé sur 360° de visibilité du coronographe. Cette répartition indique que le nuage émis dans toutes les directions et donc nous avons une forte probabilité de l'observer sur Terre. Lorsque le Halo est partiel, nous avons écrit le mot « possible ».

Dans notre tableau, il existe 3 CME pouvant impacter 'environnement terrestre :

- celle du 20/07 en lien avec un fort sursaut RX,
- celle du 23/07 qui nous n'avons pas relié à une éruption majeure,
- celle du 25/07 relié à une éruption non exceptionnelle.

A contrario, les 2 autres fortes éruptions du 22 et du 25/07 n'ont pu être reliées à une CME. Pour suivre l'évolution spatio-temporelle de ces événements, nous avons repris les mesures des paramètres du vent interplanétaire faites par le satellite ACE et fournies par la base de données Omniweb (<http://omniweb.gsfc.nasa.gov/>). La figure IV.45 donne l'évolution du champ magnétique interplanétaire moyen, la composante B_z , la vitesse du plasma et la pression entre le 21 et le 31 juillet 2004. Les mesures sont cadencées à la minute.

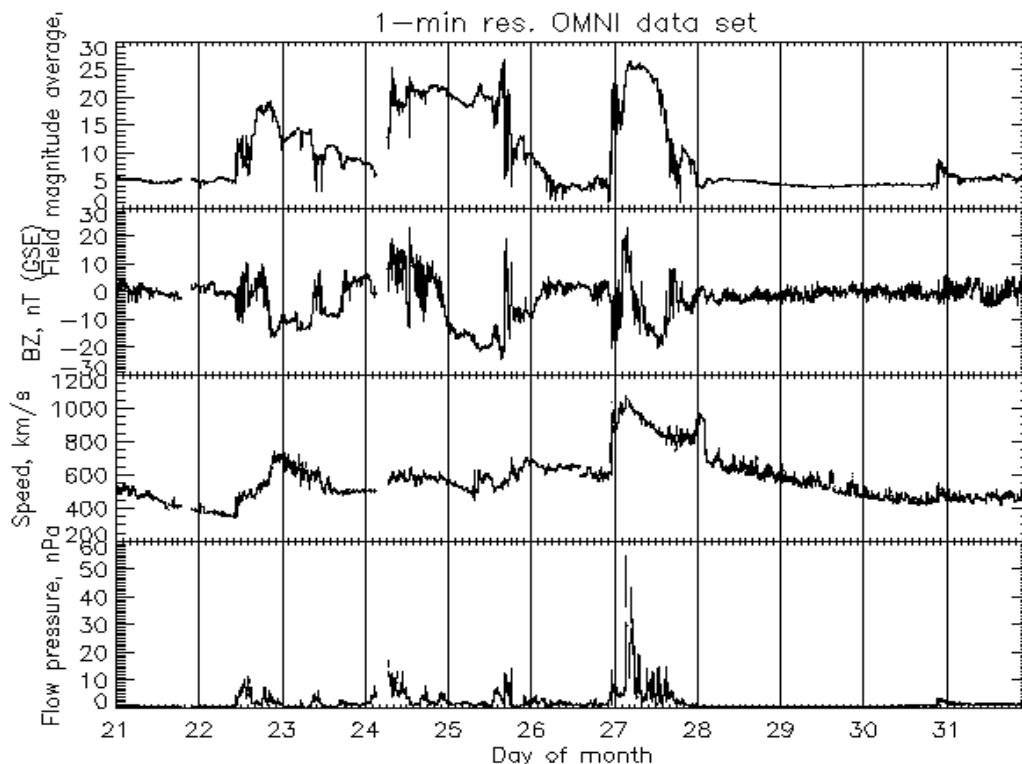


Figure VI.45 : mesures du vent interplanétaire : avec respectivement de la courbe supérieure à la courbe inférieure, le champ magnétique, la composante B_z , la vitesse et la pression (graphes Omniweb).

On peut identifier 3 événements particulier :

- le premier, le 22/07 vers 10h. Il pourrait correspondre avec la sélection de la CME du 20/07. L'augmentation de la vitesse à 700 km/s en fin de journée du 22 n'est pas liée avec une variation du champ magnétique ni de pression et ne correspondrait pas à un événement particulier ;
- un second le 24/07, vers 03 TU, avec une heure incertaine du fait d'une coupure dans l'acquisition des mesures. La vitesse est stabilisée autour de 600 km/s. Par contre, le champ magnétique du plasma est important (> 20 nT) et se poursuit jusqu'au 25/07, 16TU. Cet événement traduirait la seconde CME. La petite variation de pression indiquerait un événement imbriqué en fin de période ;
- la vitesse du plasma reste régulière et forte le 26/07 pour augmenter très nettement jusqu'à plus de 1000 km/s à partir de 23TU. La variation de pression et l'intensité du champ magnétique côtoient aussi de très forts niveaux. Nous associons cette rupture au passage de la 3ème CME du 25/07. Le phénomène dure toute la journée du 27/07 et ensuite on n'a plus de variations notables des paramètres du vent.

Si nos hypothèses de lien entre les CME détectées sur le Soleil et leur impact sur le vent solaire sont correctes, nous arrivons à des intervalles de temps moyen respectivement de 44.5h, 11h et 34h. L'échelle de valeurs du premier et troisième cas est logique au vu de l'augmentation observée de la vitesse du plasma. Par contre, la faible valeur du second cas rend l'association douteuse mais nous n'avons trouvé d'autres possibilités raisonnables.

Une fois que nous avons essayé d'assurer le suivi des perturbations solaires, nous nous intéressons à l'impact sur le magnétisme terrestre. Pour cela, nous utilisons la composante B_z du champ interplanétaire de la figure 1 et des indices magnétiques AE et SYM/H que nous avons également isolé sur la figure IV.46 à partir des graphes Omniweb.

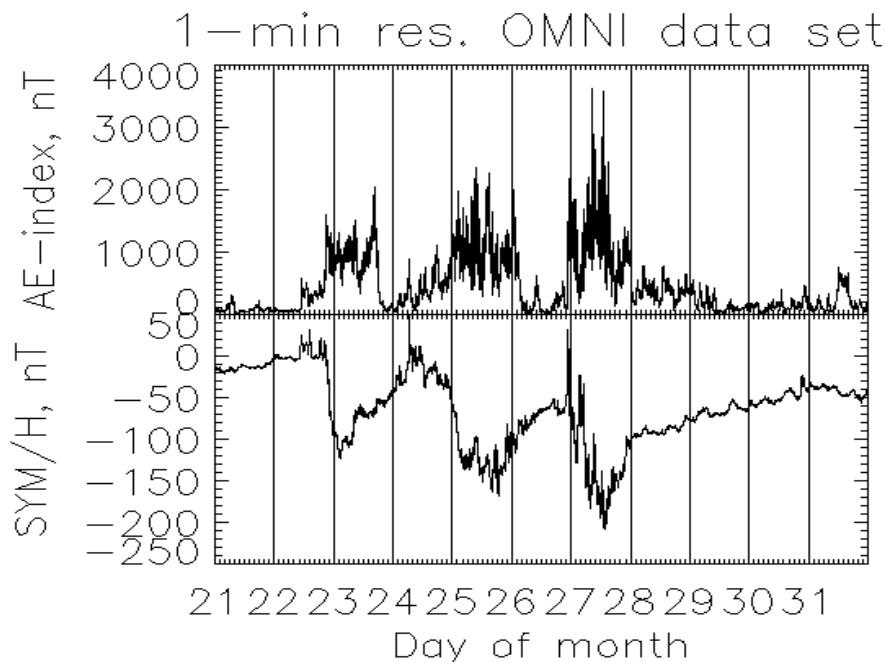


Figure IV.46 : indices magnétiques AE et SYM/H pour la période 21-31/07/2004 (graphes Omniweb).

Ce qui remarquable sur l'évolution des 3 indices est de nouveau l'identification de 3 périodes distinctes qui sont déjà décrites dans les variations du vent solaire. Pour le premier événement, nous voyons une phase initiale assez longue et une légère augmentation de l'indice auroral. La phase principale débute le 22 peu avant minuit et l'indice AE est alors supérieur à 1000 gammas. Cet orage a été déclenché par une orientation de la composante B_z vers le sud qui s'est produite quelques heures auparavant avec une durée d'une dizaine d'heures.

En dépit d'une brusque variation des paramètres du vent solaire au début de nuit du 24/07, la perturbation magnétique n'apparaît que vers minuit le 25/07 et est plus graduelle. Elle est de nouveau très corrélée avec le B_z négatif toute la journée du 25/07.

Enfin, le troisième orage semble coupé en 2 parties, une première très courte avec B_z orienté vers le sud autour de minuit le 27/07 et une seconde phase vers 06 TU. Entre les 2 instants, la composante B_z s'est orientée vers le nord. Cette troisième perturbation est la plus violente avec des valeurs extrêmes de 3000 gammas pour l'indice AE et -2000 gammas pour l'indice SYM/H. De telles valeurs classent l'orage comme une perturbation exceptionnelle. L'orage est court, il se termine le 28/07 dans la zone aurorale et est nettement plus lent aux latitudes équatoriales avec une situation par encore normale le 31/07.

Dans le dernier paragraphe, nous nous attachons à suivre l'évolution de l'ionosphère à ces 3 vagues successives de perturbations d'origine solaire. En l'absence de mesures continues pour certaines stations, nous présentons l'évolution diurne de MADR (moyenne latitude) et MAS1 (transition moyenne/basse latitudes) sur les figures IV.47 et IV.48 respectivement. Durant la longue phase initiale du premier orage qui a lieu pendant les heures de jour, l'ionosphère a la même réaction de celle qu'on a peut observer sur les cas simples au paragraphe IV.2.2, à savoir une phase positive : elle est de +5 tecu à MADR et +15 tecu à MAS1. Le second jour de l'orage (donc le 23/07), les 2 stations présentent une phase négative importante typique du schéma pour la saison été : -5 tecu à MADR et -15 tecu pour MAS1. Le fait que les chiffres (positif/négatif) sont inversés aux 2 stations est à notre avis du pur hasard.

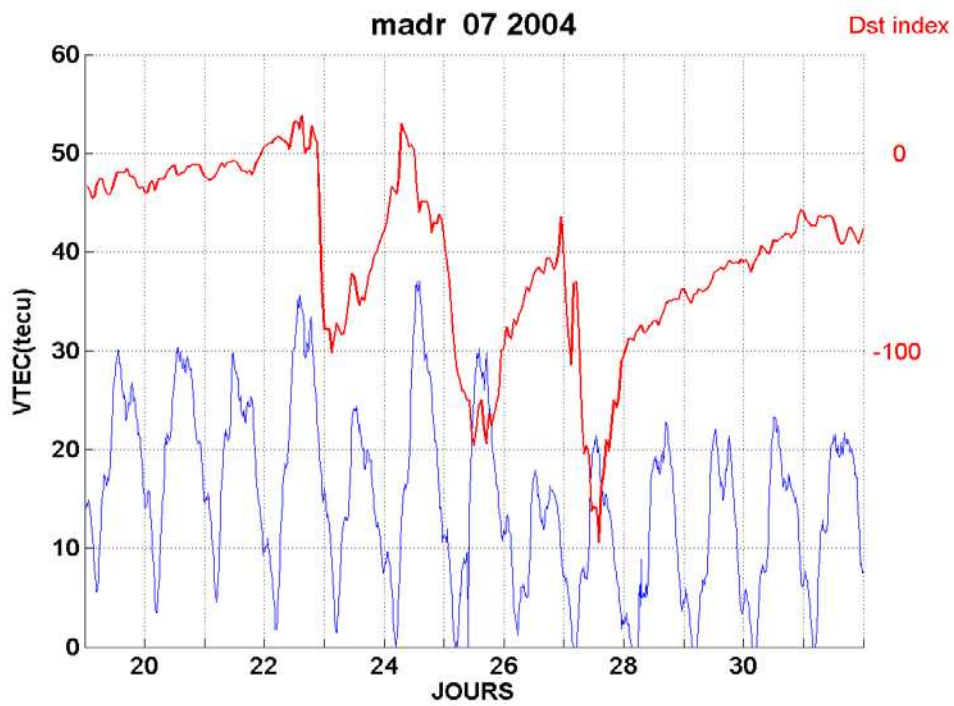


Figure IV.47 : évolution de VTEC du 19 au 31 juillet 2004 à MADR et évolution de l'indice magnétique Dst.

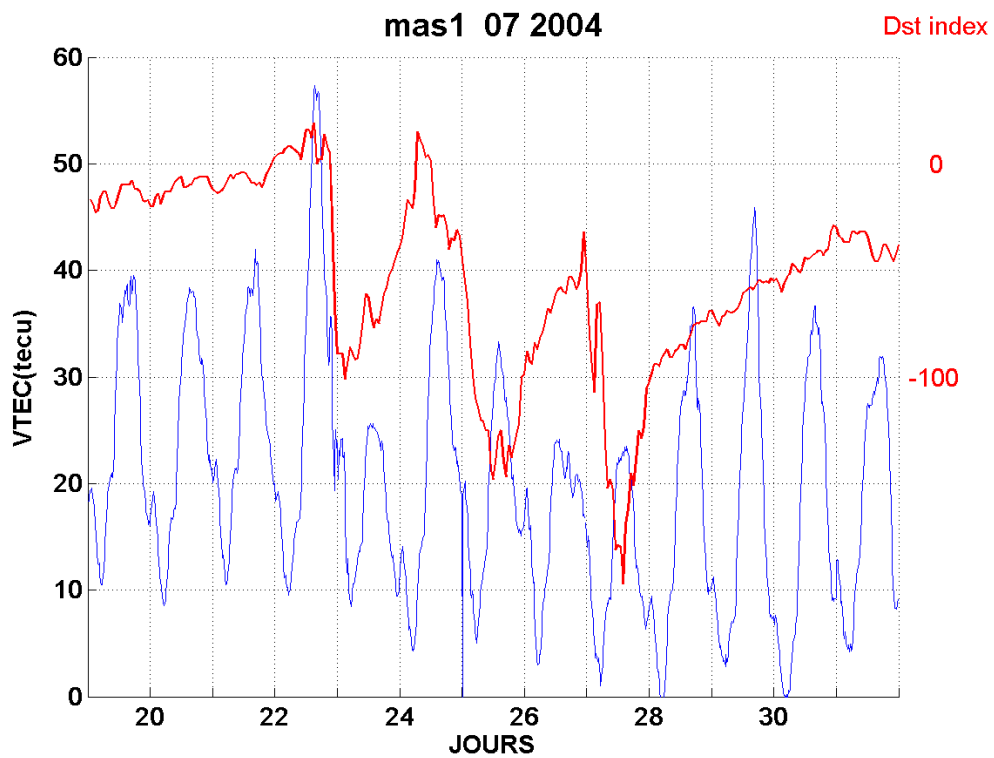


Figure IV.48 : évolution de VTEC du 19 au 31 juillet 2004 à MAS1 et évolution de l'indice magnétique Dst.

Arrive la seconde perturbation qui est plus progressive sur l'indice magnétique équatorial Dst avec la phase principale déclenchée dans la nuit du 24 au 25. Le 24, le VTEC est de nouveau positif à MADR (+7 tecu) mais ne retrouve son niveau calme à MAS1 (0 tecu). On note qu'avec cette réaction différente, on a pratiquement le même niveau absolu d'ionisation aux 2 stations (environ 37-40 tecu). Lors de la phase principale de ce second orage (qui est plus forte que la première), on ne note plus la décroissance du premier orage. On reste sur des niveaux calmes ou légèrement inférieurs. Le lendemain (donc le 27/07) constitue la journée la plus faiblement ionisée du mois : le VTEC vaut 20 tecu de jour aux 2 stations soit une baisse de -33% et -50 % alors qu'on est dans la phase magnétique de recouvrement.

C'est sur cette faible ionisation qu'arrive le 3ème orage. Malgré sa force (rappelons de -200 gammas), il semble difficile d'imaginer aller vers des valeurs encore plus faibles que 20 tecu et effectivement l'ionisation reste à ce niveau pour MAS1 et même augmente légèrement à MADR. Lors de la lente phase de recouvrement, MADR reste à ce niveau de 20 tecu alors que MAS1 présente 4 pics diurnes complètement différents entre 46 tecu et 32 tecu. Enfin, nous notons des valeurs très faibles la nuit à MADR à partir du 24/07 (quelques unités de tecu) alors que seules les nuits de 28 et 30/07 sont concernées par de tels niveaux à MAS1.

La conclusion de ce cas complexe est que le premier orage conduit au schéma réactif classique d'une situation d'été. Malgré la force de la troisième perturbation qui se produit 5 jours plus tard, la compréhension et l'interprétation sont plus difficiles et nécessiterait des mesures annexes (profils verticaux par exemple que nous n'avons pas). Il semble aussi que dans ce cas de figure, le gradient équatorial est minimisé et qu'on observe une ionisation constante sur une large plage de latitudes. Là encore, une prise en compte de stations plus au nord et plus au sud (inexistantes) serait nécessaire.

b) Cas vent rapide du 24 octobre 2002

Cet événement comme est un orage magnétique qui est causé par un trou coronal associé à un vent solaire rapide le 24 octobre 2012, la vitesse du vent solaire atteint 850 Km/s à 20.00UT. La figure IV.49 présente l'image extrême UV du trou coronal du 24 octobre 2012 avec le satellite SOHO/NASA.

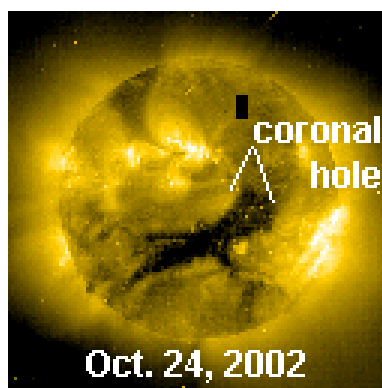


Figure IV.49 : image Extrême UV du trou coronal du 24 octobre 2012 avec le satellite SOHO/NASA

La figure IV.50 est la représentation graphique en fonction de l'heure, des mesures suivantes: (a) la vitesse du vent solaire V_p en km / s, (b) la composante B_z du champ magnétique interplanétaire en nT, (c) l'indice magnétique équatorial H_{sym} en (nT), (d) les indices magnétiques auroraux AU et AL. L'indice H_{sym} nous indique les phases de cet orage magnétique, une phase initiale caractérisée par une augmentation de l'indice H_{sym} de 0 à 30 nT la journée du 24 octobre vers 00.30 TU, une phase principale ensuite à partir du 24 octobre durant laquelle la valeur minimale de H_{sym} atteint -90 nT vers 11.30TU, une phase de retour à la normale à partir du 25 octobre jusqu'au 30 octobre pendant laquelle la valeur du H_{sym} revient à 0 nT, au calme magnétique. Nous constatons aussi une augmentation de la vitesse du vent solaire V_p de 400 à 820 km/s la nuit du 23 /24 octobre vers 00.20 TU le 24 octobre, et un champ magnétique interplanétaire IMF négatif vers 00.30 TU le 24 octobre, ce qui est un facteur vraiment favorable au déclenchement de l'orage magnétique. Les indices AU et AL qui représentent les courants électrojets auroraux est et ouest augmentent respectivement de 0 à 600 nT et de 0 à -1450 nT vers 04.30 TU le 24 octobre. Nous constatons que la perturbation magnétique dure plusieurs jours ce qui est typique des orages magnétiques dus à un vent solaire rapide issu d'un trou coronal.

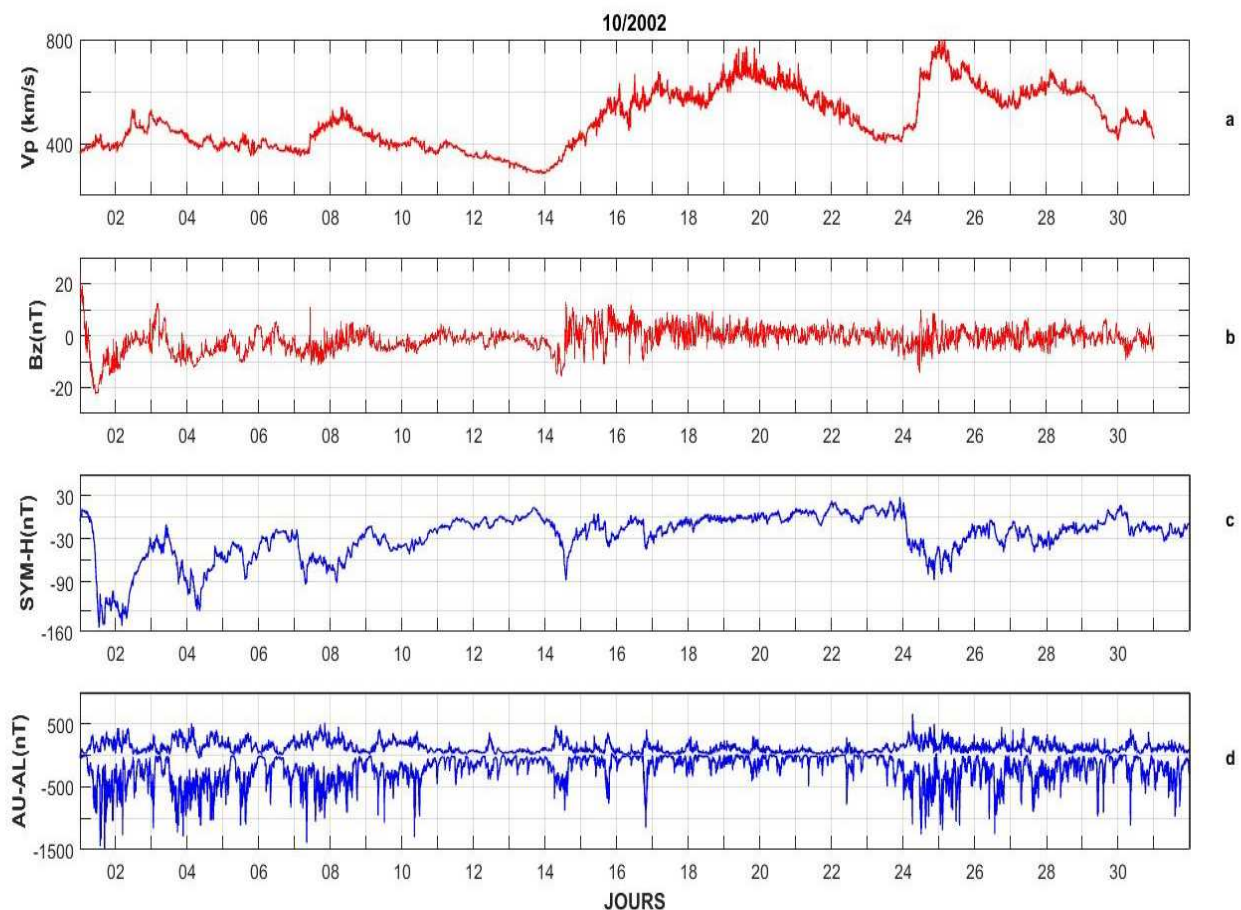


Figure IV.50 : Paramètres du vent solaire et indices magnétiques du mois d'octobre 2002.

La figure IV.51 représente les valeurs de VTEC journalier pour les stations MADR et MAS1, pour le mois d'octobre 2002. Nous constatons un $\Delta VTEC > 0$ la journée du 24 octobre 2002 suite à l'orage magnétique provoqué par le vent rapide. La perturbation de $\Delta VTEC$ est de +20 tecu à MADR et de +20 tecu à MAS1.

Nous constatons aussi que tout le mois d'octobre présente des perturbations et les deux jours calmes du 22 et 23 octobre sont précédés par une succession d'orages magnétiques très violents, ce qui entraîne une réaction complexe de l'ionosphère pour l'orage du 24 octobre, et nous obtenons donc une réaction très différente de celle trouvée pour les études de cas simples du chapitre IV.2.2.

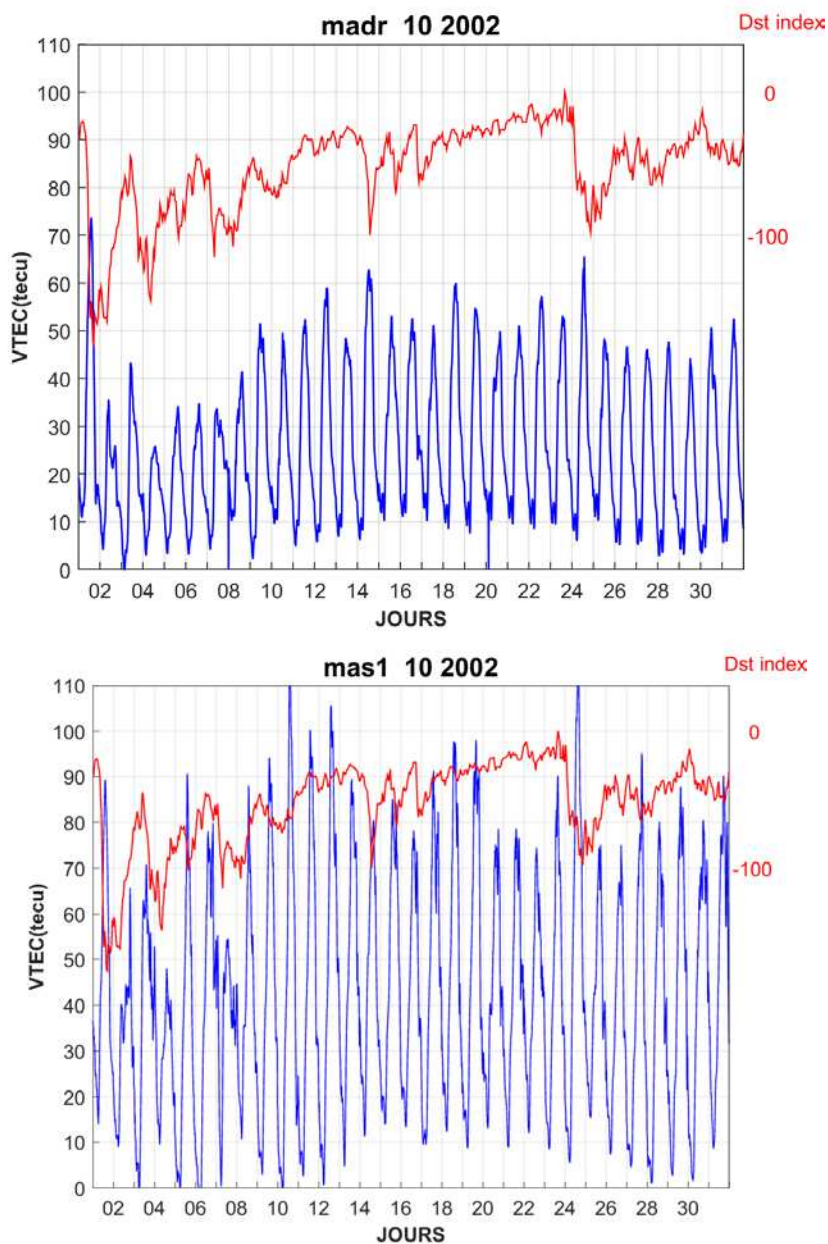


Figure IV.51 : VTEC journalier et Dst du mois d'octobre 2002 pour la station de MADR et de MAS1

IV.3. Conclusion partielle :

Pour étudier le comportement de l'ionosphère des moyennes et basses latitudes lors de périodes d'orage magnétique, nous avons retenu deux classes d'évènements solaires : les éjections de masse coronale appelées CME et la classe vents solaires rapides issus de trous coronaux. Nous avons fait une étude de cas présentant des états initiaux simples, 3 cas correspondants à des situations typiques de chaque classe d'événement, et nous avons comparé nos résultats à des études théoriques de modèles pour expliquer les variations du VTEC et identifier les tendances. Cette étude a été faite sur la période de 15 années comprise entre les années 2000 et 2014 qui correspondent au maximum du cycle solaire des taches N° 23 (voir chapitre I), à la partie décroissante de ce cycle avec le minimum autour de 2008 et la phase croissante du cycle 24.

Ensuite nous avons fait une étude statistique sur les 98 cas de CME et les 46 cas de HSSW sélectionnés, que nous avons étendue ensuite à l'ensemble de la période analysée de 2000 à 2014. Nous avons mis l'accent sur la séquence temporelle de la variabilité de l'ionosphère.

Nous avons enfin présenté des cas qui n'entrent pas dans le cadre d'étude, et qui montrent des résultats différents, comme ceux d'un $\Delta VTEC$ positif suite à une CME et d'un $\Delta VTEC$ négatif suite à un vent solaire rapide le jour qui suit l'orage magnétique ce qui est tout à fait contraire aux résultats obtenus lors de l'étude de cas dans les parties VI.2.2 et V.2.3.

Notre étude statistique sur la variabilité du VTEC en période orageuse ne nous a pas permis d'établir une vraie tendance dans le comportement de l'ionosphère. On a donc privilégié l'étude de cas particuliers.

Notre étude de la variation régulière étant très satisfaisante, nous avons estimé plus utile de comparer nos mesures RINEX à celles de CODG et au modèle médian NeQuick2, afin d'identifier leurs performances et de proposer des éléments pour les améliorer, ceci fera l'objet du chapitre V.

Chapitre V : Comparaison des variations régulières du VTEC avec les modèles existants:

V.1. Introduction :

L'objectif de ce chapitre est la comparaison des variations du TEC entre le modèle empirique NeQuick2 et les données d'observations obtenues après les traitements des données RINEX et CODG, afin de voir où se trouvent les différences pour améliorer le modèle NeQuick2.

En effet, Les fichiers RINEX générés par les 6 stations GPS retenues dans notre étude pendant une période de 15 ans, 2000-2015, sont la source principale des valeurs du TEC vertical de l'ionosphère. La disposition géographique des stations à des latitudes allant d'environ 44°N à 0.35°N, et des longitudes de 1.48°E et 17.5W (voir chapitre III.1, tableau III.1) et cette longue durée d'observations ont permis de présenter au chapitre IV.1, une analyse journalière de la variabilité de l'ionosphère selon les zones géographiques et les conditions magnétiques.

Nous disposons également des cartographies GIM (cf. chapitre III.2) fournies régulièrement par les centres d'analyse d'orbitographie des satellites GPS et reposant sur les fichiers RINEX du réseau IGS (plus de 300 stations sur une couverture mondiale). Dans ce travail, nous avons retenu uniquement les cartes journalières publiées par l'organisme CODE (Schaer, 1999).

Nous avons également montré au chapitre IV.1 que l'ionosphère présentait une certaine stabilité sur des durées de quelques jours. Il était donc naturel de calculer des médianes mensuelles à partir des mesures journalières obtenues. Nous avons calculé les médianes mensuelles de nos mesures VTEC_{RF} et de celles de CODG, et nous les avons comparés au modèle médian NeQuick2, présenté au chapitre III.2.

Dans ce chapitre nous comparons les résultats expérimentaux de nos mesures de VTEC obtenues par RINEX (VTEC_{RF}, chapitre III.3) avec celles de CODG (GIM, chapitre III.2) et du modèle empirique médian NeQuick2 (chapitre III.2), dans le but d'identifier leurs performances en fonction de la variation temporelle régulière (diurne, saisonnière et cycle des taches solaire) et en fonction de la variation spatiale (latitude moyenne et basse), pour proposer des éléments d'amélioration. Nous faisons d'abord une analyse sur les stations individuelles pour caractériser la variation diurne et saisonnière et ensuite une analyse plus globale pour prendre en compte le cycle de l'activité solaire dans le comportement du VTEC.

V.2. Comparaisons RINEX /VTEC_RF - IONEX /CODG - NeQuick2

V.2.1. Méthodologie

La représentation graphique (figures V.1, V.2 et V.3) que nous avons développée est la suivante :

Pour une station donnée et une année donnée, le graphe est divisé en 12 cases attribuées aux 12 mois de l'année. Dans chaque case, l'ordonnée est le VTEC exprimé entre 0 et 100 tecu et l'abscisse est l'heure TU entre 00 et 24.

Les médianes provenant de notre traitement, de CODG et de NeQuick2 sont tracées :

- le VTEC VTEC_RF (trait couleur rouge),
- le VTEC NeQuick2 (trait couleur bleue),
- le VTEC CODG (points représentés par un carré couleur cyan).

Les deux premières sources de VTEC ont été calculées avec un pas de 15 mn, ce qui permet de réunir les points individuels pour mieux visualiser l'allure de la variation diurne. le VTEC CODG est calculé avec le pas du modèle, à savoir un point toutes les deux heures. Dans ce cas, on considère que l'intervalle de temps est trop important pour réunir les valeurs aussi et donc on représente les points toute les 2 heures.

Notre comparaison est faite en fonction des saisons géomagnétiques (Lloyd, 1861) définies dans le chapitre VI.1 à savoir : saisons été : mai juin juillet aout, hiver : novembre décembre janvier, février et équinoxe Mars Avril, ainsi que Septembre et Octobre (Pham et al., 2011).

Tous ces graphes (figures V.1, V.2 et V.3) ont été faits pour les 6 stations GPS de notre étude (chapitre III.1) et sur les quinze années de mesures. Dans ce manuscrit, nous avons fait le choix de limiter le nombre de figures présentées, il n'était pas envisageable de faire figurer toutes les stations aussi les figures présentes sont indicées :

- par la lettre « a » pour MADR (figure V.1), Station de Madrid, Espagne, représentative des moyennes latitudes,
- par la lettre « b » pour MAS1(figure V.2), Station de Maspalomas, Grande Canarie, typique de la transition entre moyennes et basses latitudes,
- par la lettre « c » pour NKLG(figure V.3), Libreville, Gabon, située en zone équatoriale.

-De même, dans le but de faire une comparaison temporelle des modèles sur notre période d'étude, tout en réduisant le nombre de figures nous nous sommes focalisée sur 3 années :

- l'année 2001 qui est représentative du maximum du cycle solaire 23 avec des valeurs de l'indice R12 supérieures à 150 ;
- l'année 2008 (année la plus complète de cette période) qui sera représentative d'un minimum solaire ($R12 < 50$), de même lors des années 2006 à 2009 les valeurs de l'indice sont encore plus faibles, le minimum solaire étant en 2009 ;
- l'année 2013 pour le maximum du cycle 24 avec un indice solaire compris entre 85 et 115, donc plus faible qu'en 2001.

V.2.2. Comparaison entre les médianes mensuelles des modèles sur une station donnée

La première observation générale sur l'ensemble des figures V.1, V.2 et V.3 concerne la forte corrélation des valeurs du VTEC issues du modèle CODG et celles de notre traitement effectué à partir des données RINEX, VTEC_RF. En effet, dans le chapitre III.3, nous avons exposé qu'on utilisait les valeurs particulières journalières du modèle CODG pour calculer le biais récepteur inconnu. Cela veut dire que pour les 13 valeurs rondes paires, la différence entre les 2 résultats est minimale au sens des moindres carrés. Il peut subsister quelques légers écarts sur quelques heures particulières (octobre et novembre 2001 à MAS1, figure V.2a par exemple) mais certainement limitées en amplitude car la valeur moyenne journalière doit rester identique.

La question qu'on peut se poser est celle de l'intérêt de notre modèle « VTEC_RF » par rapport à CODG. Outre le fait que l'on dispose de séries de résultats sur une position géographique particulière ne nécessitant pas d'avoir des mesures sur tout le globe, nous avons accès à une variation plus fine de l'évolution diurne (pas de 30s) par rapport aux valeurs de CODG au rythme de 2 heures. Dans les perspectives de notre travail, nous envisagerons de proposer des méthodes de calcul du biais récepteur, qui restent très difficiles dans le cas d'une approche mono station.

La suite de notre discussion va donc porter sur la différence entre nos résultats VTEC_RF et le modèle NeQuick2. Nous avons opté de commenter en fonction de l'activité solaire plutôt que qu'en fonction des stations qui est l'ordre de présentation des figures ce qui va

nous permettre de situer le positionnement du modèle NeQuick2 par rapport à notre modélisation.

- MADR

En 2001 (figure V.1a), rappelons que l'année 2001 est une année de maximum du cycle solaire de 23. Les différences les plus importantes avec le modèle NeQuick2 sont observées durant les mois de juin, septembre, octobre, novembre et décembre. Pour les autres mois il y a un bon accord entre les 3 modèles. La différence de VTEC entre les trois modèles est très faible sur les 6 premiers mois de l'année, excepté au mois de juin. Notre médiane est très proche de celle du mois de juillet donc de la saison été alors que le modèle NeQuick2 restitue une tendance proche de celle de mai. Les 4 derniers mois présentent des valeurs de jour différentes avec un écart maximal en octobre de -18 tecu à 13 TU. Ces observations ne sont pas confirmées sur le maximum de 2013 (figure V.1c). Les valeurs reportées sont plus faibles en accord avec un indice solaire également plus faible. La différence entre les 2 résultats porte toujours sur les valeurs de jour avec un écart maximal de -10 tecu au mois de mai.

Au minimum solaire (figure V.1b), l'amplitude de variation du VTEC est comprise entre 0 et 20 tecu et donc on ne peut pas attendre de grosses différences en valeurs absolues. Effectivement, la différence est en été avec -5 tecu en juillet et août 2013 sur les heures d'après-midi.

Pour la station de MADR, on peut conclure sur une bonne restitution des médianes par le modèle NeQuick2. Notre modélisation conduit à des valeurs de jour proches ou un peu plus faibles et il est difficile de dégager une tendance saisonnière. Une correction des coefficients dans le modèle NeQuick2 sera donc certainement difficile à mener.

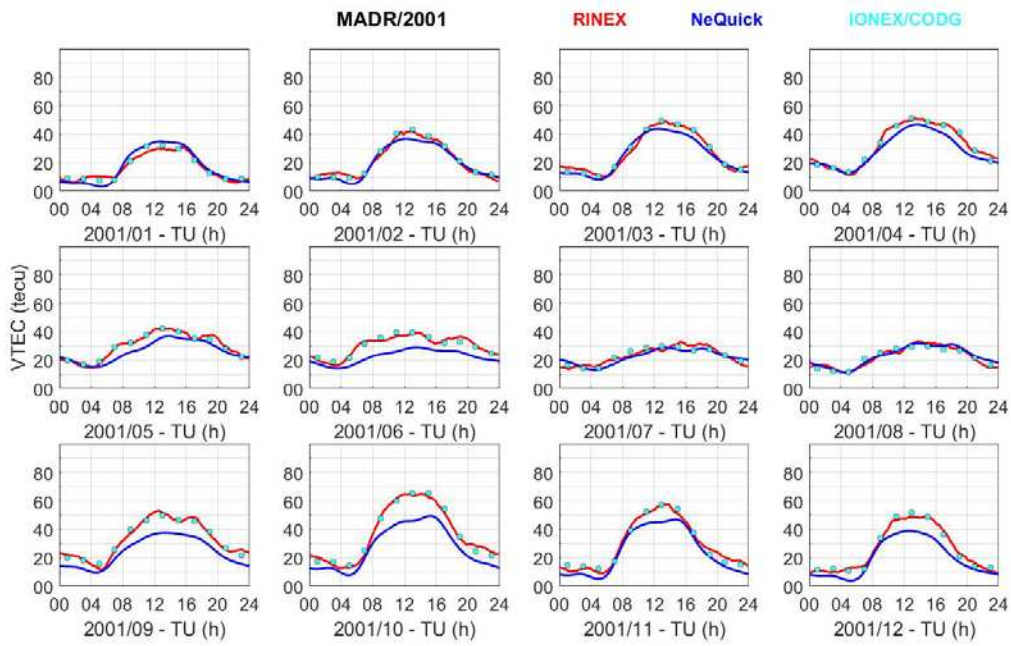


Figure V.1a les médianes mensuelles du VTEC pour la station de MADR, au cours de l'année 2001 située au maximum du cycle solaire 23. Sont représentées notre modélisation VTEC_RF en rouge, le modèle NeQuick2 en bleu et le modèle IONEX_CODG en cyan.

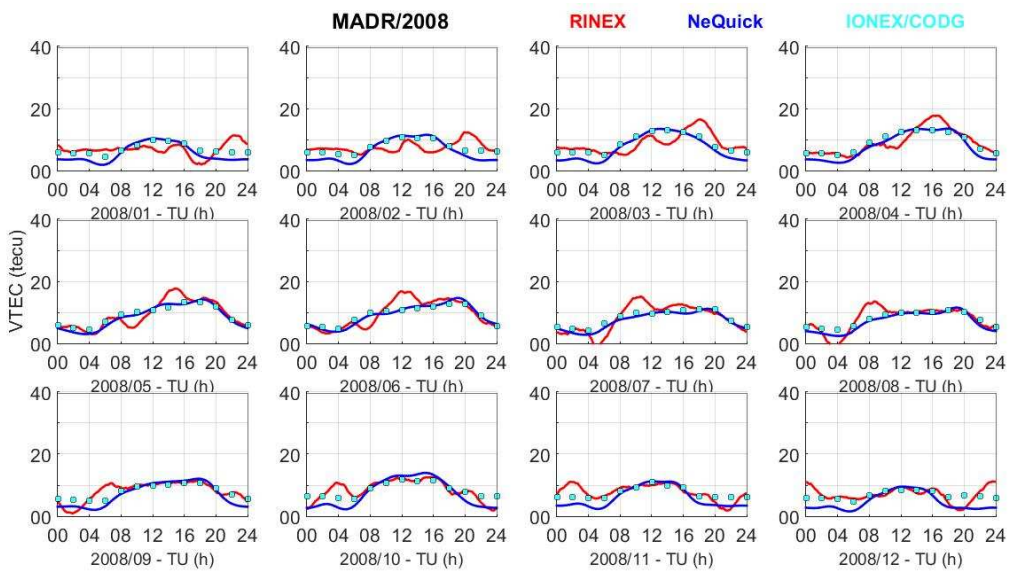


Figure V.1b : Légende identique à la figure V.1a pour la station de MADR au cours de l'année 2008 du minimum solaire

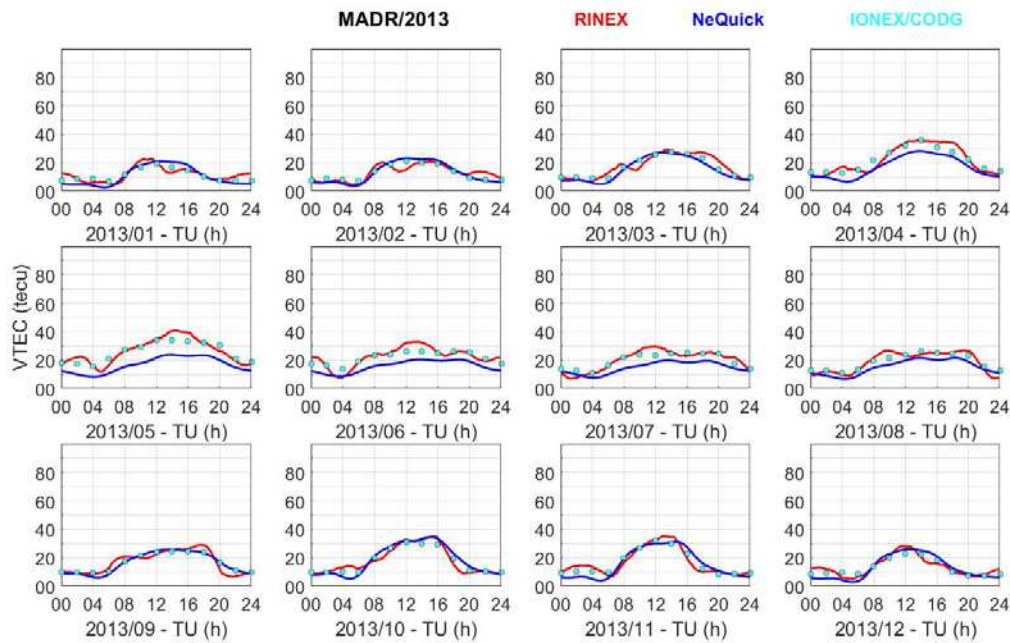


Figure V.1c : légende identique à la station V.1a pour la station MADR au cours de l'année 2013 du maximum solaire.

- MAS1

Les observations de MAS1 sont similaires à celles de MADR sur l'année 2001 mais amplifiées, par le fait que la station est plus au sud et donc que les valeurs de VTEC sont plus fortes. En effet, la médiane NeQuick2 varie jusqu'à 80 tecu alors que notre modèle donne un maximum de 70 tecu. De nouveau, les 6 premiers mois ne sont pas trop différents et l'écart devient conséquent entre septembre et décembre : entre 12 et 24 TU, une différence supérieure à -10 tecu est systématiquement observée (figure V.1b) avec un extrême de -30 tecu à 16 TU en décembre 2001. Malheureusement, ces conclusions ne sont que partiellement validées pour l'année 2013 (figure V.2c). L'amplitude maximale du VTEC est de 60 tecu avec VTEC_RF en avril, mai et octobre 2013, c'est-à-dire, principalement aux équinoxes, alors qu'elle n'est que de 50 tecu avec NeQuick2. Le maximum du VTEC est observé 2 heures avant (14 TU contre 16 TU) avec NeQuick2 ; il y a donc deux différences majeures : une différence en amplitude et un décalage de l'heure des maximum. On retrouve la sous-estimation 12h-24 TU de septembre-décembre à laquelle on peut ajouter les mois de mars et avril avec un chiffrage maximal de -10 tecu environ. De plus, cette observation de -10 tecu est présente sur toutes les heures des mois de mai à août (été). En conclusion, on peut dire que le modèle NeQuick2 surestime le VTEC entre 16h et 24h aux 2 équinoxes de printemps et d'automne et sur les 2 premiers mois d'hiver (novembre et décembre) de plus de 20 tecu en très forte activité et d'une

dizaine de tecu en forte activité. En 2013, il faut rajouter cette surestimation de 10 tecu sur les mois d'été.

En 2008, NeQuick2 surestime les niveaux d'une dizaine de tecu le matin entre 9h et 16h TU sur les mois de février à avril (fin d'hiver et équinoxe de printemps) et octobre-novembre (fin équinoxe, début d'hiver). L'effort de correction du modèle pourrait porter sur ce fait. Sur les 2 mois centraux de l'hiver (décembre et janvier), l'accord est bon. Cette constatation est également la même sur les 4 mois d'été (mai à août).

Nous constatons aussi en faisant une comparaison entre les trois années (2001, 2008 et 2013) que les valeurs de VTEC_RF sont différentes de celle du VTEC NeQuick2 pour certain mois de l'année, qui sont durant la même période du cycle solaire et la même saison.. Par exemple, en prenant le mois d'octobre pendant 2001 il y environ 10 tecu de différence, en 2008 l'accord n'est pas très bon alors qu'en 2013 il y a un très bon accord, cela est pourrait être du à l'activité magnétique non prise en compte par le model NeQuick2.

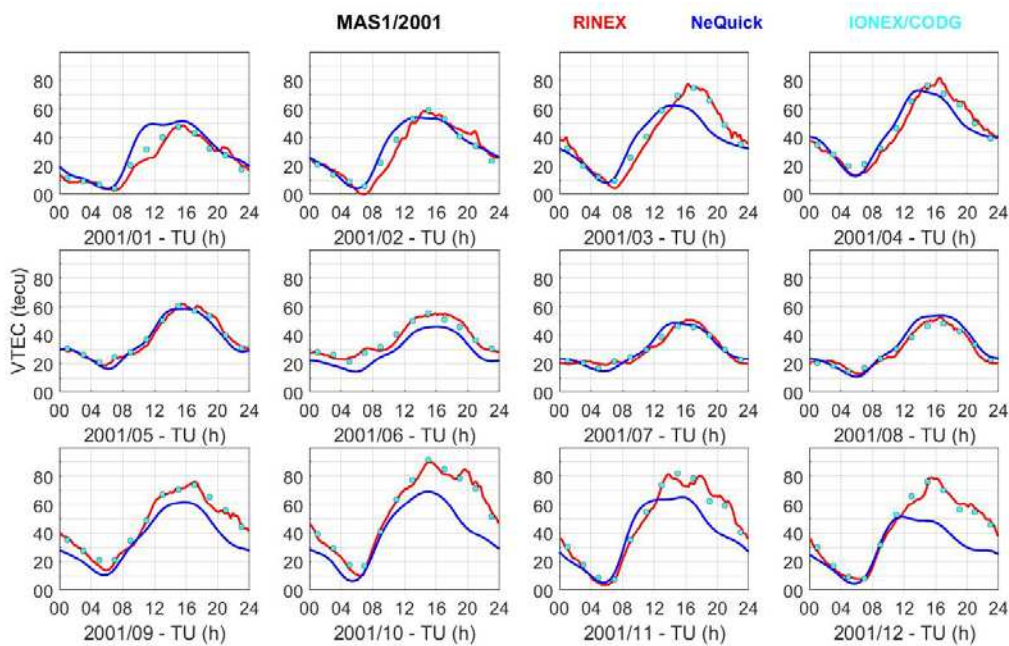


Figure V.2a : les médianes mensuelles du VTEC pour la station de MAS1, au cours de l'année 2001 située au maximum du cycle solaire 23. Sont représentées notre modélisation VTEC_RF en rouge, le modèle NeQuick2 en bleu et le modèle IONEX_CODG en cyan.

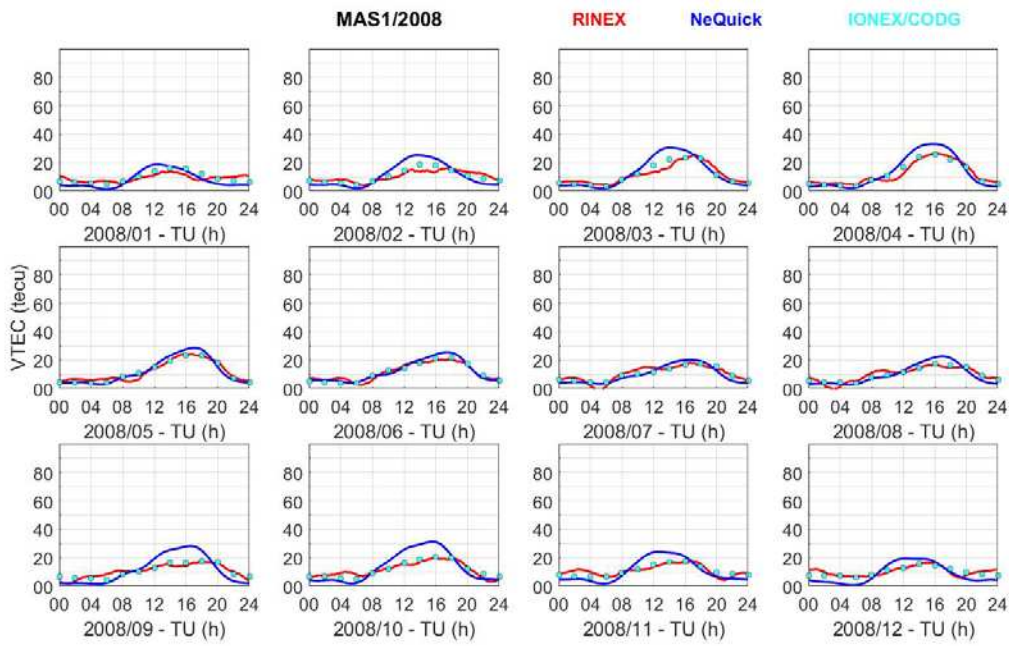


Figure V.2b : Légende identique à la figure V.2a pour la station de MAS1 au cours de l'année 2008 du minimum solaire

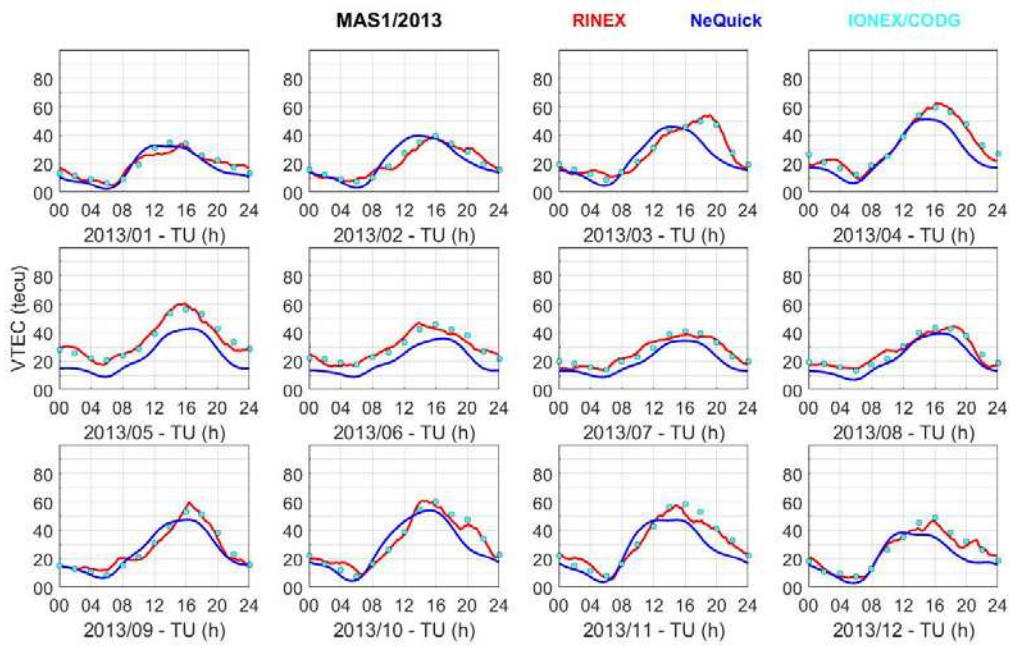


Figure V.2c : légende identique à la station V.2a pour la station MAS1 au cours de l'année 2013 du maximum solaire.

- NKLK

Rappelons que la position géographique de la station la place dans la zone équatoriale, vers la crête sud de l'anomalie équatoriale. On s'attend donc à de fortes valeurs du VTEC et à une grande variabilité temporelle. Pour débiter noter analyse, nous nous plaçons sur l'année 2008 où on attend des valeurs plus faibles (figure V.3b). Effectivement, on retrouve la tendance des 2 stations précédentes avec surestimation du VTEC calculé par NeQuick2 par rapport aux valeurs du modèle VTEC_RF. Cette surestimation est entre 08 et 20 TU centré sur 15 TU

- de 15 tecu pour les mois de janvier à mars (hiver et début de l'équinoxe de printemps) et septembre (équinoxe d'automne),
- de 10 tecu pour les mois de mai, août et octobre à décembre,
- visible mais peu importante (moins de 5 tecu) en juin et juillet.

Si on essaie de globaliser, on pourrait conclure que NeQuick2 est trop fort d'une dizaine de tecu sur tous les mois vers 15 TU et que la différence tend vers zéro à 08 et 20 TU. Il y a aussi un décalage pour les maximums et pour la phase descendante du VTEC. L'analyse de l'année 2013 (figure V.3c), qui est au maximum du cycle solaire 24, montre que visuellement, les différences ne sont pas trop importantes pour les mois de juillet à septembre (fin été). Elles sont de nouveau plus marquées sur le créneau horaire 08h-20h TU en janvier, février (hiver), et juin avec une différence de 15 tecu. Pour les 6 derniers autres mois de l'année (mars à mai et octobre à décembre), la différence est forte : -20 à -30 tecu en cas extrême sur des niveaux de 50 tecu soit un pourcentage de 40 à 60%. Les valeurs de nuit sont correctement restituées. En très forte activité solaire (figure V.1c), les 2 modélisations divergent avec des différences absolues très importantes : elles vont de faibles l'été (mai à août) à maximales aux équinoxes (printemps et automne) et en hiver. Les différences maximales dépassent 40 tecu correspondant toujours pourcentage de +60%.

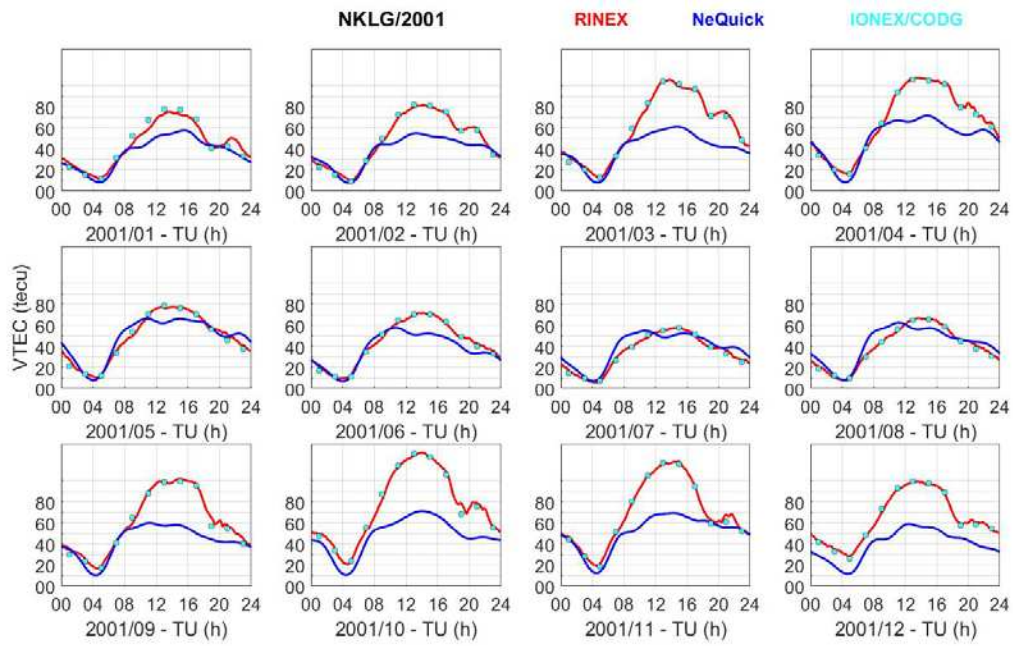


Figure V.3a les médianes mensuelles du VTEC pour la station de NKLG, au cours de l'année 2001 située au maximum du cycle solaire 23. Sont représentées notre modélisation VTEC_RF en rouge, le modèle NeQuick2 en bleu et le modèle IONEX_CODG en cyan.

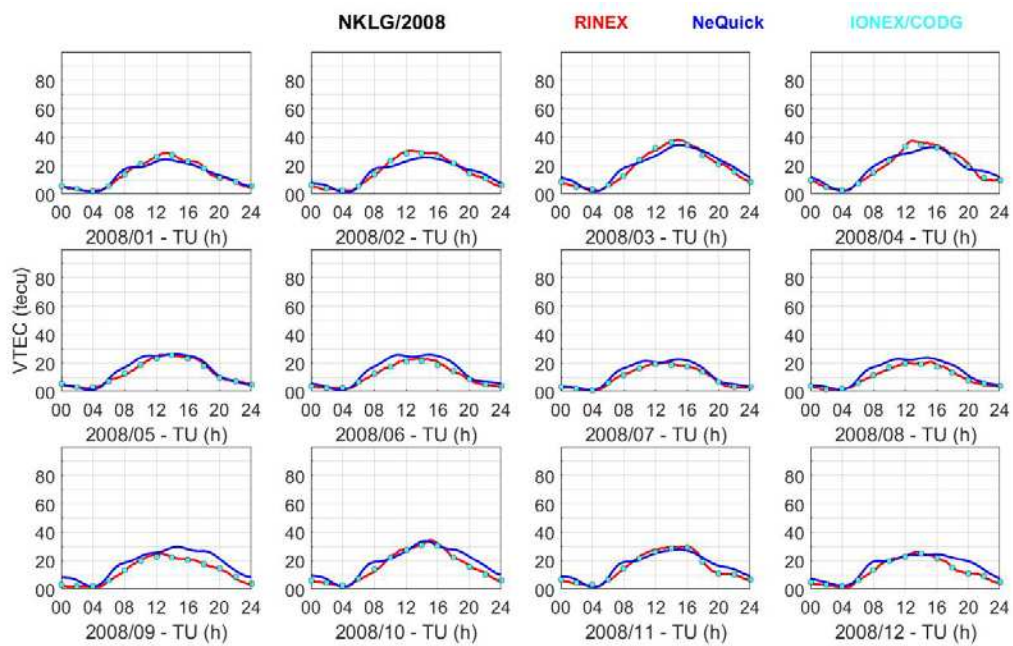


Figure V.3b : Légende identique à la figure V.3a pour la station de NKLG au cours de l'année 2008 du minimum solaire

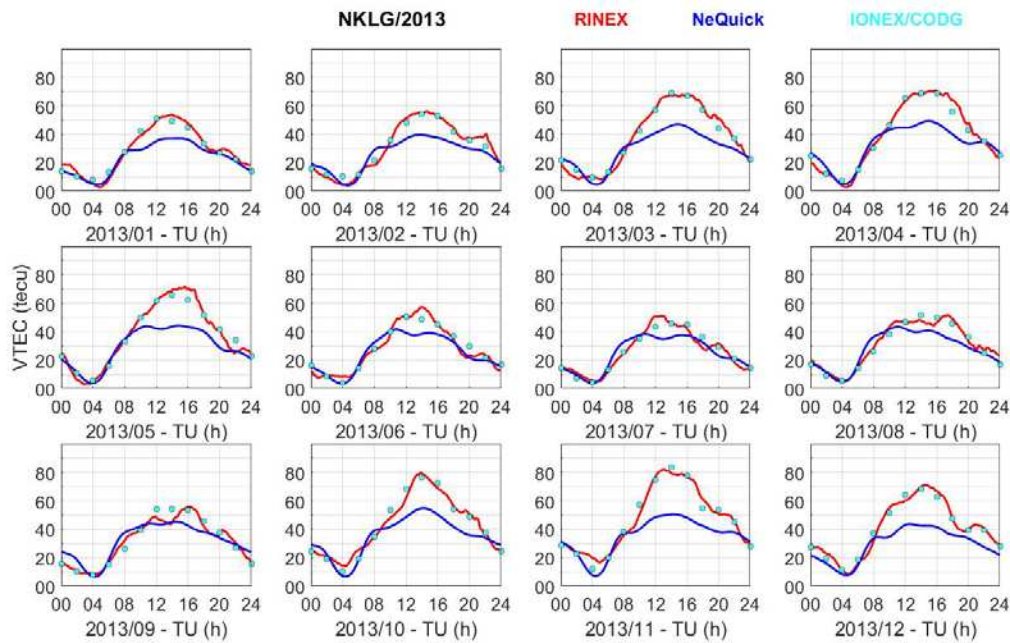


Figure V.3c : légende identique à la station V.3a pour la station NKLG au cours de l'année 2013 du maximum solaire.

V.2.3. Discussion

La figure V.4 présente les valeurs de l'indice magnétique journalier A_p pour les années 2001, 2008 et 2013, sur l'axe des abscisses sont représentés les mois de l'année et sur les ordonnées sont représentées les valeurs de l'indice A_p , l'indice A_p est représenté en histogramme rouge si la valeur est supérieure à 25 ce qui correspond à un jour perturbé magnétiquement.

Nous avons constaté précédemment une asymétrie entre les équinoxes et les solstices qui est observée pour toutes les stations et toutes les années. Pendant l'équinoxe d'automne les différences sont plus grandes, ceci peut être expliqué par l'asymétrie saisonnière due aux perturbations magnétiques plus fortes aux équinoxes (voir la variation saisonnière au chapitre VI.1). Le model NeQuick2 ne prend pas en compte les perturbations magnétiques, et ce fait expliquent les fortes différences observées avec les autres modèles qui sont basées sur les observations et qui intègrent donc les effets des perturbations magnétiques. Nous constatons aussi la présence de la variation diurne entre jour et nuit remarquée plutôt dans la station

équatoriale NKLG qui est due au différents phénomènes de variation d'ionisation que connais la région équatoriale (PRE,EPB et spread F, voir chapitre II).

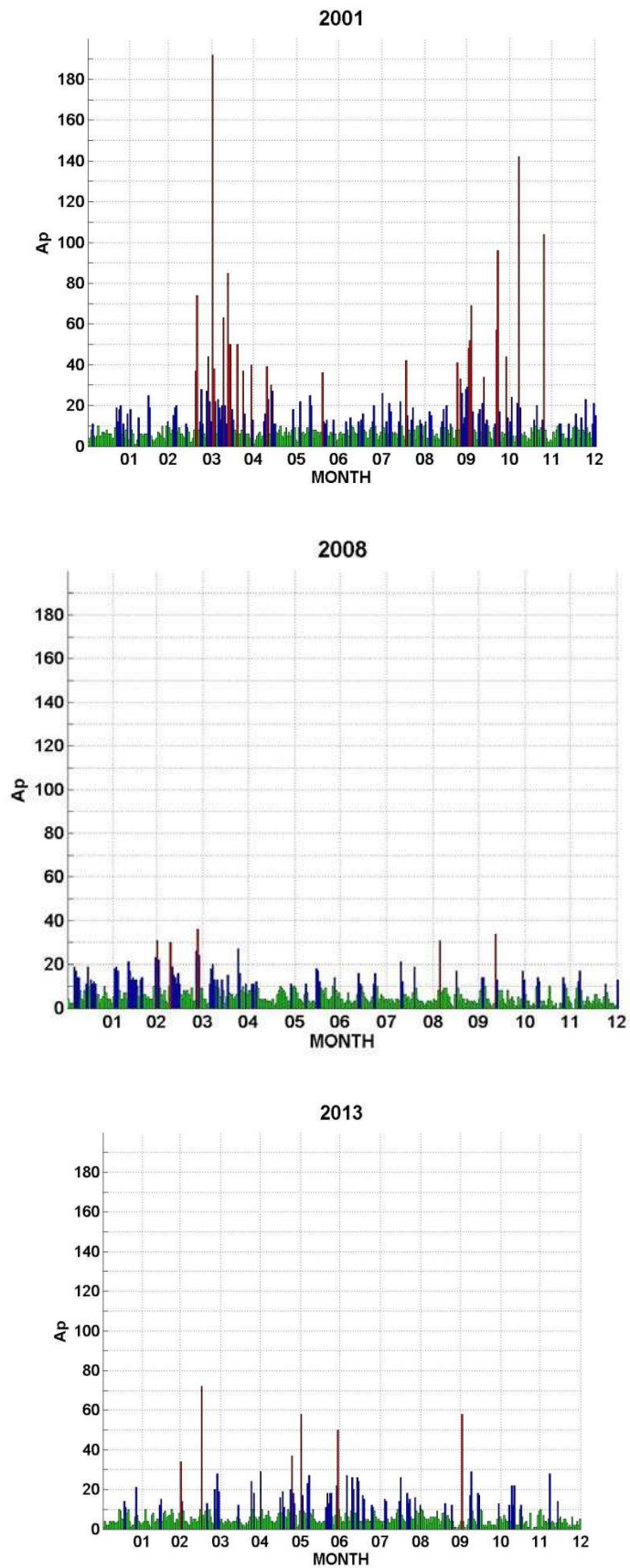


Figure V.4 Indice magnétique Ap des années 2001, 2008 et 2013

Il est important de savoir que durant les périodes de maximum du cycle de taches, il y a aussi un maximum d'évènements de chocs associés à des éjections de masse coronale (Legrand et Simon, 1989 ; et Zerbo et al., 2012), il y a donc une forte activité magnétique. Le modèle NeQuick2 qui ne prend en compte que les variations du flux solaire n'est pas adapté pour les périodes de fortes activités magnétiques.

Pour conclure le modèle NeQuick2 qui un modèle empirique mathématique représente bien le VTEC en période de faible activité solaire aux moyennes latitudes, par contre sa précision est beaucoup moins bonne lorsqu'il s'agit de période de grande activité solaire et lorsque l'on s'approche de l'équateur magnétique. La différence entre le VTEC donné par le modèle NeQuick2 et le VTEC déduit de RINEX peut atteindre des valeurs de 40 à 80 tecu en fonction des années et des saisons. Le modèle NeQuick2 nécessite des améliorations concernant le traitement de la couches supérieures de l'ionosphère pour être mieux adapté à l'équateur magnétique spécialement pendant les périodes de forte activité solaire.

Le fait que NeQuick2 n'est pas bien adapté aux stations équatoriales, vient du fait que NeQuick2 est basé sur l'assimilation des données et qu'il y avait peu de données en zone équatoriale par le passé. De gros efforts doivent donc être menés sur certains paramètres pertinents du profil vertical (notamment la fréquence critique de la couche F2 et le profil supérieur au-dessus du maximum d'ionisation) pour que le modèle Ne Quick2 restitue de jour des valeurs de TEC plus conformes aux observations.

La comparaison entre les médianes de la modélisation VTEC_RF sur une station et celles fournies par le modèle NeQuick2 montre un assez bon accord aux moyennes latitudes (MADR). L'écart augmente sur la station de MAS1 sans qu'il soit possible de dégager une tendance nette sur les saisons. Par contre, NeQuick2 sous-estime le VTEC de 30 à 60% durant la journée aux fortes activités solaires. La tendance saisonnière est que cette différence est plus faible en été qu'aux équinoxes et en hiver. Nous allons dans le paragraphe suivant analyser les différences entre le modèle NeQuick2 sur les représentations 3D.

V.3. Comparaisons entre le VTEC _RF et le modèle NeQuick2 sur des représentations 3D

A partir des fichiers mensuels du VTEC médian, nous avons utilisé Matlab pour faire une représentation 3D et ainsi assurer une certaine continuité entre les mois en lissant les transitions. La représentation assure aussi une analyse visuelle plus pertinente que les courbes 2D. Un exemple de résultat est présenté sur la figure V.5 relative à la station de MAS1 en 2013. La variation du VTEC est donnée par un code couleur allant de la couleur bleue foncée pour des valeurs de 10-15 tecu à la couleur rouge pour 60 tecu. En abscisse est porté le mois et l'heure TU en ordonnée. La forte variation diurne se traduit par des valeurs minimales autour de 06 TU et des valeurs maximales à 15-16 TU. Le modèle NeQuick2 restitue bien cette variation avec des valeurs plus lissées que celles produites par notre modélisation avec cependant des valeurs de nuit plus faibles que celles de notre modèle d'environ 10 tecu. L'iso-courbe 20 de notre modèle montre également un lever du soleil plus tôt en été qu'en hiver (6-7 TU contre 9 TU) qui n'est pas restituée par NeQuick2 puisque les iso-courbes sont parallèles à l'axe des abscisses. Suivant l'axe des abscisses qui traduit la variation saisonnière, nous observons deux maxima situés aux équinoxes (avril et octobre) pour les 2 représentations. Le minimum est sur le solstice d'été (juillet). Les 2 pics d'équinoxes sont beaucoup plus forts avec notre modèle que celui de NeQuick2 (iso-courbe 45 tecu par exemple).

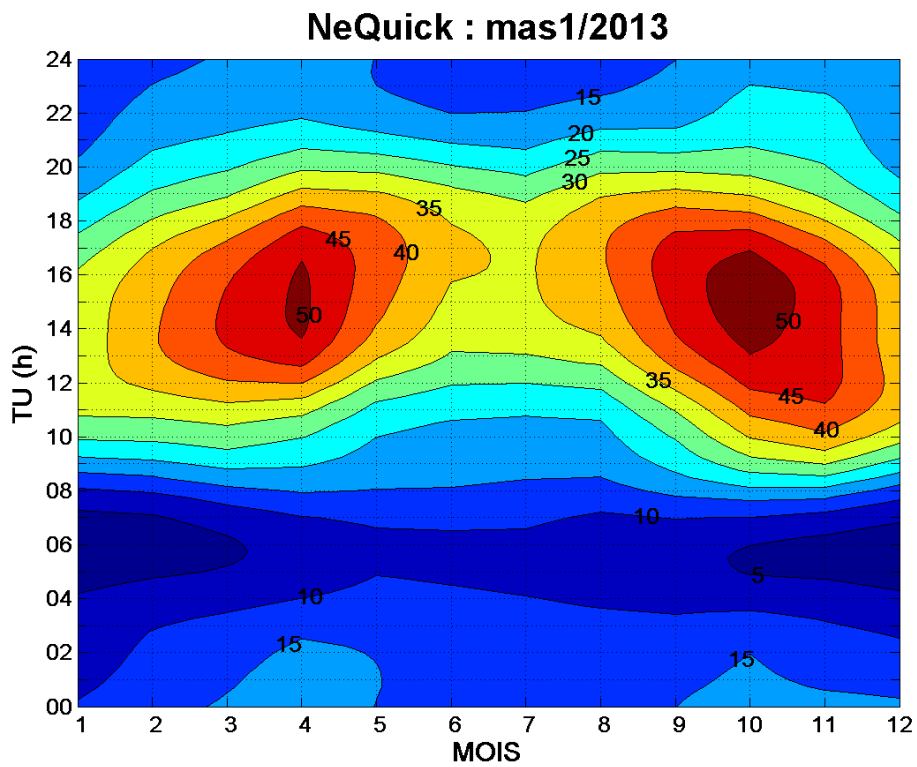


Figure V.5 : tracé 3D des médianes VTEC avec les 12 mois de 2013 en abscisse et l'heure TU en ordonnée. La figure supérieure est relative au modèle NeQuick2, la figure inférieure à notre modèle mono-station.

La figure V.6 (années 2001) est similaire à la figure V.4 et correspond à la station de NKLG qui est située sur la crête sud de la fontaine équatoriale. Nous constatons que le modèle basé sur les données de RINEX reproduit un trou de densité à l'équateur plus accentué

que celui produit par le modèle NeQuick2, et des crêtes de densité plus fortes. Les crêtes d'ionisation reproduites par NeQuick2 ont une amplitude de 70 tecu et celles reproduites par le modèle basé sur RINEX ont une amplitude de plus de 100 tecu. On note aussi que le modèle basé sur RINEX montre qu'il y a une asymétrie entre les deux équinoxes. L'ionisation de la crête a une valeur de 125 tecu à l'équinoxe d'automne et de 105 tecu à l'équinoxe de printemps. Le modèle NeQuick2 ne reproduit pas cette asymétrie.

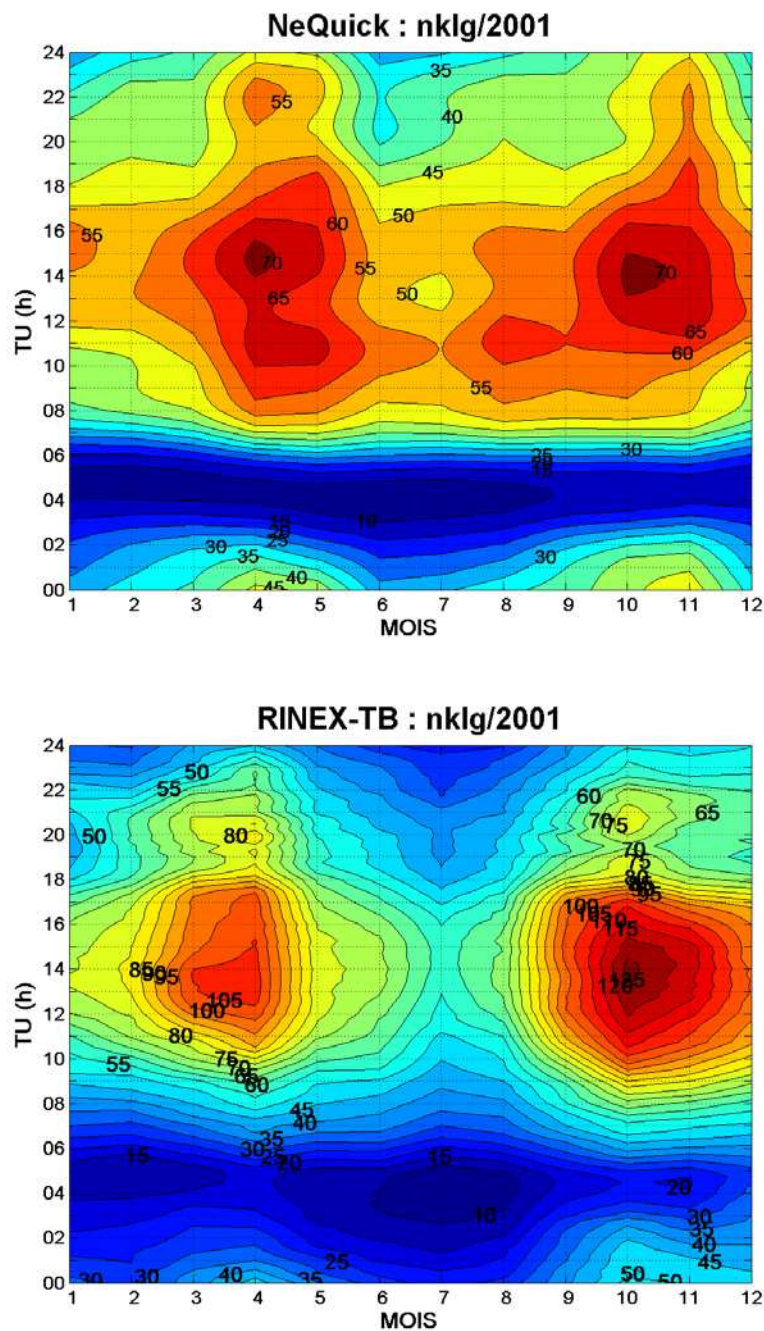


Figure V.6 : tracé 3D des médianes de VTEC à la station NKLK avec les 12 mois de 2001 en abscisse et l'heure TU en ordonnée. La figure supérieure est relative au modèle NeQuick2, la figure inférieure à notre modèle mono-station.

Pour conclure le modèle NeQuick2 qui est un modèle empirique mathématique de profil vertical d'ionisation, représente bien le VTEC en période de faible activité solaire aux moyennes latitudes. Par contre sa précision est beaucoup moins bonne lorsqu'il s'agit de période de grande activité solaire, grande activité géomagnétique et lorsque l'on s'approche de l'équateur magnétique (Figure V.6). La différence entre le VTEC donné par le modèle NeQuick2 et le VTEC déduit de RINEX peut atteindre des valeurs de 40 à 80 tecu (60%) en fonction des années et des saisons. Ainsi que nous l'avons mentionné, le modèle NeQuick2 pourrait être amélioré en travaillant dans 2 directions : (1) meilleure représentation de la foF2 et (2) meilleure représentation du profil supérieur mais on dispose de peu de données car elles ne peuvent être obtenues que par des radars (Jicamarca par exemple) et surtout des sondages par satellite. Il faut aussi signaler que NeQuick2 ne modélise que l'ionosphère et pas la plasmasphère située au-dessus qui intervient dans les mesures du VTEC par GPS puisque les orbites sont supérieures à 20000 km

V.4. Conclusion

Dans ce chapitre nous avons comparé 3 modèles VTEC_RF (traitement RINEX mono-station), NeQuick2 et GIM/CODG. Nous avons constaté que les modélisations RINEX et CODG construites à partir des données réelles sont toutes les deux en très bon accord quel que soit le mois de l'année et l'année dans le cycle solaire (forte ou faible activité). Par contre le modèle NeQuick2, qui est un modèle mathématique empirique de notre connaissance de l'ionosphère, présente des écarts avec les deux autres modèles. Les écarts sont les plus importants durant les périodes de forte activité solaire, qui sont aussi des périodes d'activité magnétique intense, et particulièrement en zone équatoriale. En général le modèle NeQuick2 sous-estime les valeurs de VTEC. Les bases de mesures de VTEC disponibles en de nombreuses positions géographiques depuis 2000 devraient permettre de proposer des pistes d'amélioration de ce modèle. Les résultats révèlent également que davantage d'efforts sont nécessaires pour améliorer les capacités du modèles NeQuick2 pour représenter l'ionosphère dans les régions équatoriales et basses latitudes.

Conclusion Générale

Le but de notre travail était d'analyser l'impact d'événements solaires sur l'ionisation de l'atmosphère des moyennes et basses latitudes pour le secteur Europe-Afrique après avoir étudié la morphologie en période magnétiquement calme. Ce travail s'est effectué dans le cadre du projet ISWI (International Space Weather Initiative) www.iswi-secretariat.org qui a permis de déploiement de stations GPS en Afrique ainsi que le développement de la météorologie de l'Espace en Afrique.

Pour quantifier la variation de l'ionisation nous avons choisi particulièrement les réseaux de mesures des signaux GPS qui permettent de mesurer le Contenu Total Electronique (TEC). Nous avons utilisé une chaîne latitudinale de 6 stations GPS réparties sur la zone d'étude, durant les 15 dernières années. Cette période concerne les années entre 2000 et 2014 qui correspondent : 1) au maximum du cycle solaire de taches numéro 23, 2) à la partie décroissante de ce cycle avec le minimum autour de 2008 et 3) à la phase croissante du cycle 24 avec 2 maxima en 2012 et 2014 plus faibles que lors du cycle précédent.

Notre analyse de la variabilité de l'ionosphère nous a conduit à étudier les variations régulières et perturbées, en traitant une importante base de données de fichiers RINEX contenant l'information (calculée) du TEC à la verticale des stations GPS. Nous avons aussi utilisé les bases de données des satellites, pour identifier les événements solaires et caractériser les paramètres du vent solaire ; les bases de données des indices solaires F10.7cm pour estimer le flux solaire ionisant et celles de l'indice R₁₂ pour caractériser les phases du cycle solaire. Les bases de données du champ magnétique terrestre nous ont permis de connaître les variations du champ magnétique, les indices magnétiques et ainsi de déterminer les perturbations des courants électriques de l'ionosphère et de la magnétosphère. Enfin nous avons utilisé les modèles NeQuick et CODG pour les comparer avec nos données GPS traitées.

L'étude de la variation régulière de l'ionosphère nous a permis de caractériser les variations diurnes du TEC liées à la rotation terrestre et les variations saisonnières du TEC dues à la révolution de la terre autour du soleil. Nous avons aussi établi la variation de l'ionosphère en fonction du cycle de taches solaires. Ces variations régulières de l'ionisation sont essentiellement dues aux variations du flux solaire.

En utilisant une méthode mathématique de régression linéaire, nous avons établi une relation entre les valeurs du VTEC médian et celle de l'indice des taches solaires R₁₂. Nous avons pu ainsi à l'aide des coefficients obtenus proposer un modèle de prévision des valeurs médianes du VTEC. Les résultats des comparaisons sont bons. En prenant en compte uniquement la prévision de l'activité solaire fournie par le NOAA, notre modèle nous a permis de faire une prévision correcte du VTEC.

Pour étudier le comportement de l'ionosphère des moyennes et basses latitudes lors de périodes d'orage magnétique, nous avons retenu deux classes d'événements solaires : 1) les événements d'éjections de masse coronale (CME) et 2) les vents solaires rapides issus de trous coronaires. Nous avons présenté des études de cas ayant des états initiaux

simples, i.e ayant des jours magnétiquement calmes avant l'arrivée de la perturbation. Trois cas pour chaque classe d'événement ont été morphologiquement détaillés. Ces cas simples représentent 27% des CME et 35% des événements de vents rapides au cours de la période analysée 2000-2014. Ces 2 pourcentages peuvent apparaître faibles dans le potentiel global des événements observés mais c'est un passage obligé dans la mesure où ils constituent des séquences simplifiées dans les relations Soleil-Terre avec l'événement unique sur le Soleil et son impact direct sur l'ionosphère terrestre. Nous avons comparé nos résultats à des études théoriques pour expliquer les variations du VTEC et identifier les tendances.

Nos études de cas nous ont permis d'établir que les perturbations du VTEC, sont toujours positives aux latitudes équatoriales c'est-à-dire que l'ionisation est supérieure aux jours calmes. Pour les moyennes latitudes les variations du VTEC sont négatives (donc inférieures) lors des orages magnétiques dus aux CME, et positives pour les orages magnétiques dus aux vents solaires rapides associés aux trous coronaux. Notre étude statistique sur la variabilité du VTEC en période orageuse ne nous a pas permis d'établir une vraie tendance dans le comportement de l'ionosphère. On a donc privilégié l'étude de cas particuliers.

Nous avons comparé trois résultats de modèles : RINEX (traitement RINEX mono-station), NeQuick et GIM/CODG. Nous avons constaté que les modélisations RINEX et CODG construites à partir des données réelles sont toutes les deux en très bon accord quel que soit le mois dans l'année et l'année dans le cycle solaire (forte ou faible activité). Par contre le modèle NeQuick, qui est un modèle mathématique empirique médian de l'ionosphère, présente des écarts avec les deux autres modèles. Les écarts sont les plus importants durant les périodes de forte activité solaire, qui sont aussi des périodes d'activité magnétique intense, et particulièrement en zone équatoriale. En général le modèle NeQuick sous-estime les valeurs de VTEC.

Perspectives :

Pour nos travaux futurs:

- Nous continuerons à étudier les variations à long terme du VTEC. Nous voulons améliorer notre modèle de prévision de VTEC en incluant notamment des indices magnétiques lors de période orageuse ;
- Nous allons élargir notre étude de cas sur tous les orages magnétiques de cette période [2000 à 2014] en essayant de dégager des tendances de réponse de l'ionosphère aux perturbations dues aux événements solaires simples, ainsi que celles dues aux événements complexes ;
- Nous allons aussi travailler à l'amélioration du modèle NeQuick, en utilisant les mesures de VTEC disponibles en de nombreuses positions géographiques depuis 2000.

Notre travail a montré qu'il y a un grand nombre de données non exploitées Il a ouvert des pistes pour des études futures sur cette analyse de données et sur les limites des modèles existants. Il pourra être utilisé facilement par des étudiants pour développer des études dans le cadre de la météorologie de l'Espace.

Bibliographie

Abdu, M.A., R. T. de Medeiros, J. H. A. Sobral, J.A. Bittencourt (1983), Spread F plasma bubble vertical rise velocities determined from space ionosonde observations, *J. Geophys. Res.*, 88, A11, 9197-9204.

Adohi, J-P., P.M., C. Amory-Mazaudier, M. Petitdidier (2008). Equinox transition at the magnetic equator in Africa: Analysis of ESF ionograms, *Ann. Geophys.*, 26, 7, 1777-1792.

Aggson, T.L., W.J. Burke, N.C. Maynard, W.B. Hanson, P.C. Anderson, J.A. Slavin, W.R. Hoegy and J.L. Saba (1992), Equatorial Bubbles updrafting at supersonic speeds, *J. Geophys. Res.*, 97 (A6), 8581-8590.

Akala, Rabi, Somoye, Oyeyemi, Adeloye, the response of african equatorial gps-tec to intense geomagnetic storms during the ascending phase of solar cycle 24, *jatp*, v98, p50-62, 2013.

Amory-Mazaudier, C., (2008). Sun Earth's System : The transient variations of the Earth's Magnetic Field First Middle East and Africa IAU-regional Meeting Proceedings MEARIM No. 1, International Astronomical Union, A.Hady, M.I. Wanas, eds. DOI:10.1017/97740330200170.

Amory-Mazaudier, C., (2009). Electric Current Systems in the Earth's Environment Nigerian Journal Of Space Research 8: 178 – 255, September 1 © 2009 NASRDA Centre for Basic Space Science.

Aarons, Global morphology of ionospheric scintillation, *Proc. of IEEE*, v70, p360-377, 1982

Anderson, D. N., (1981). Modeling the ambient, low latitude F region ionosphere-A reView, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 43, 753- 762.

Arikan F., Nayir H., Sezen U., Arikan O., (2008). Estimation of single station interfrequency receiver bias using GPS-TEC, *Radio Science*, v43, RS4004.

Fleury R., (2014) .logiciel Matlab de traitement mono-station des fichiers rinex, communication privée.

Azzouzi I · Y Migoya-Orué · C. Amory Mazaudier · R Fleury · S M Radicella · A Touzani . Signatures of solar event at middle and low latitudes in the Europe-African sector, during geomagnetic storms, October 2013 advance in space research.

Azzouzi, I, Migoya-Orue, Y. , Coisson, P., Amory Mazaudier, C, Fleury, R, Radicella, S, M. Day-to-day variability of VTEC and ROTI in October 2012 with impacts of CME and high speed solar wind stream on 13 October 2012. *Sun and geosphere*.

Balan, N., G. J. Bailey, R. Balachandran Nair, (1991). Solar and magnetic activity effects on the latitudinal variations of nighttime TEC enhancement, *Ann. Geophys.*, 9, 60-69.

Balan, N., J.J. Bailey, R.J. Moffett, Y.Z. Su, J.E. Titheridge, (1995). Modeling studies of the conjugate-hemisphere differences in ionospheric ionization at equatorial anomaly latitudes, *J. Atmos. Terr. Phys.* 57(3), 279-292.

Bartels, J., (1957a) The technique of scaling indices K and Q of geomagnetic activity, *Ann. Intern. Geophys. Year 4*, 215-226.

Bartels, J., (1957b) The geomagnetic measures for the time-variations of solar corpuscular radiation, described for use in correlation studies in other geophysical fields, *Ann. Intern. Geophys. Year 4*, 227-236.

Basu, S., and S. Basu (1981), Equatorial scintillations, a review, *J. Atm. Terr. Physics*, 43, 5/6, 473-498.

Bauer, S.J., (1973). *Physics of planetary ionospheres*. Springer-Verlag New York, Heidelberg, Berlin, 230 pp

Bertin, F., and J. P. Lepine (1970), Latitudinal variation of total electron content in the winter at middle latitudes, *Radio Sci.*, 5(6), 899–906, doi:10.1029/RS005i006p00899.

Bocchialini, K., (2011). *l'activité du soleil*, école ISWI Rabat.

Cander, re-visit of ionospheric storm morphology with tec data in the current solar cycle, *jatp*, v138-139, p187_205, 2016.pdf

Chakraborty, Kumar, De, Guha, effects of geomagnetic storm on low latitude ionospheric tec, a case study from Indian sector, *J. earth syst. sci.*, v124, p1115-1126, 2015.pdf

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

Chapman, S., and J. Bartels, (1940), *Geomagnetism*, Oxford Univ. Press, New York.

Chapman, S., 1951. The equatorial electrojet as detected from the abnormal electric current distribution above Huancayo, Peru, and elsewhere. *Arch. Meteorol. Geophys. u. Bioklimatol. ser.*, A 4, 368–374.

Chauvineau, J. P. Marioge, R. C. Catura, J. R. Lemen, L. Shing, R. A. Stern, J. B. Gurman, W. M. Neupert, A. Maucherat, F. Clette, P. Cugnon, E. L. van Dessel, (1995). "EIT:

Extreme-Ultraviolet Imaging Telescope for the SOHO Mission," Solar Physics, Vol. 162, pp. 291-312.

DaIVes, K., A.K. Anderson, P.W. Degenhart, G.K. Hartmann, R. Leitinger, (1979). Night-time increases in total electron content observed with ATS 6 radio beacon, J. Geophys. Res., 84, 1536-1542.

Da Rosa, A. V., and F. L. Smith III, (1967), BehaIVor of the nighttime ionosphere, J. Geophys. Res., 72(7), 1829–1836, doi:10.1029/JZ072i007p01829.

Delaboudiniere J. P., G. E. Artzner, J. Brunaud, A. H. Gabriel, B. Au, K. P. Dere, R. A. Howard, R. Kreplin, D. J. Michels, J. D. Moses, J. M. Defise, C. Jamar, P. Rochus, J. P. Domingo V.,B. Fleck, A. I. Poland, (1995). - SOHO- The Solar and Heliospheric Observatory ,Space Science Reviews Volume 72 issue 1-2 [doi 10.1007_bf00768758]

De Keyser,J., (2005) Structure de la Magnétosphère .

England, S.L., S. Maus, T.J. Immel and S.B. Mende, (2006), Longitudinal variations in the Eregion electric fields caused by atmospheric tides, Geophys. Res. Lett., 33, L21105, doi:10.1029/2006GL027465.

Evans, J. V. (1965), Cause of the midlatitude evening increase in foF2, J. Geophys. Res., 70(5), 1175–1185, doi:10.1029/JZ070i005p01175.

Evans, J. V. (1965), Cause of the midlatitude winter night increase in foF2, J. Geophys. Res., 70(17), 4331–4345, doi:10.1029/JZ070i017p04331.

Feltens J., Schaer S., (1998) . IGS products for the ionosphere, in IGS position paper, Proceedings of the IGS analysis center workshop, p225-232, Darmstadt, Germany, 9-11 february .

Fleury, R.,(2015). GPS : Ionosphere Space Weather School On GNSS – MOROCCO.

Fuller-Rowell, Codrescu, Rishbeth, Moffett, Quegan.,(1996) . on the seasonal response of the thermosphere and ionosphere to geomagnetic storms, J. Geophys. Res ,v101,p2343-2353.

GEM source book 1989.

Gurtner W., L ,Estey., (2007). Rinex, the receiver independant exchange format, version 2.11.

Hall, M.P.M. and L.W. Barclay, (1989). Radiowave Propagation, Peter Peregrinus Ltd.,London, United Kingdom.

Hanson, W. B., B. J. Moffett, (1966). Ionization transport effects in the equatorial F region, *J. Geophys. Res.*, 71, 5559-5571.

Hargreaves, J.K. (1995), *The Solar-Terrestrial Environment: An Introduction to Geospace - the Science of the Terrestrial Upper Atmosphere, Ionosphere, and Magnetosphere*, Cambridge University Press.

Hargreaves, J.K., (1992). "The solar-terrestrial environment," Cambridge Atmospheric and Space Sciences series, Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Hartmann, G. K., R. Leitinger, (1984). Range Errors due to Ionospheric and Tropospheric Effects for Signal Frequencies Above 100 MHz. *Bulletin G'eo'd'esique*, 58:109–136, 48, 50.

Hatanaka, Y., (1996). Compact RINEX format and tools (beta-test version). In: IGS workshop proceedings: 1996 analysis center workshop of IGS, Silver Springs, pp 121–129

Hatanaka, Y., (1996). A RINEX compression format and tools. In: Proceedings of ION GPS-96, Kansas City, pp 177–183

Herbert, F., (1986). *Sun and Earth*.

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

Hofmann-Wellenof B., Lichtenegger H., Collins J., (1992). *Global positioning system, theory and practice*, Springer-Verlag, Wien, New-York.

Ishii ,M., (2013) . Formats And Standards A New GNSS Total Electron Content Data Exchange Format (GTEX) ,Commission For Basic Systems Commission For Aeronautical Meteorology Inter-Programme Coordination Team On Space Weather Fourth Session Geneva, 25-28 November 2013, World Meteorological Organization, Ictsw-4/Doc.8.2(2) Rev1 (28.Xi. 2013).

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

Jain, A. R., P. J. S, Williams., (1984). The maintenance of the night-time ionosphere at mid-latitudes. II. The ionosphere above St. Santin, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 46, 83–89.

Kelley, M.C., (1989), *the Earth Ionosphere*, ed. Academic Press, San Diego.

Kelley M.C., M.F. Larsen, C. LaHoz and J.P. McClure (1981), Gravity wave initiation of equatorial spread F: A case study, *J. Geophys. Res.*, 86, 9087-9096.

Kelley, M.C., C.A. Miller, (1997). Electrodynamics of mid-latitude spread-F, 3, Electrohydrodynamic waves? A new look at the role of electric fields in (Chapman, 1951)

Kil, H., E.R. Talaat, S.J. Oh, L.J. Paxton, L.J. England and S.Y. Su, (2008), Wave structures of the plasma density and vertical ExB drift in low latitude F-region, J. Geophys. Res., 113, A09312, doi:10.1029/2008JA013106.

Klobuchar, J. A., (1996). Ionospheric effects on GPS, in: Global Positioning System: Theory and application Vol. 1, edited by: Parkinson, B. W. and Spilker, J. J., American Institute of Aeronautics and Astronautics INC.

Klobuchar, J.A., J. Aarons, H. Hajeb Hosseinieh, (1968). Mid-latitude night-time total electron content behavior during magnetically disturbed periods, J. Geophys. Res., 73, 7530-7534.

Koch., Kuvshinov (2015) Does the South Atlantic Anomaly influence the ionospheric Sq current system? Inferences from analysis of ground-based magnetic data Earth, Planets and Space 67:10 DOI 10.1186/s40623-014-0172-0

Komjathy A., B.D. Wilson, T.F. Runge, B.M. Boulat, A.J. Mannucci, L. Sparks, M.J. Reyes, (2002). A new ionospheric model for wide area differential GPS: the multiple shell approach, IONNTM2002.

Legrand, Simon, (1989). Solar cycle and geomagnetic activity: a review for geophysicists. Part I. The contributions to geomagnetic activity of shock waves and of the solar wind. Annales Geophysicae 7(6), 565–578.

Lloyd, H. (1861), On Earth-currents, and their connection with the diurnal changes of the horizontal magnetic needle, Trans. Roy. Irish Acad., 24, pp. 115-141.

Lilensten, J., P-L. Blelly, (1999). Du Soleil à la Terre, Aéronomie et météorologie de l'espace, Presses Universitaires, Collection Grenoble Sciences, Université Joseph Fourier Grenoble I, ISBN 9782868834676.

Lo Galbo, P., M. Bouffard, (1992). "SOHO - A Cooperative Scientific Mission to the Sun," ESA Bulletin, Aug, pp. 21-25.

Lu, G., A.D. Richmond, R.G. Roble, and B.A. Emery, Coexistence of ionospheric positive and negative storm phases under northern winter conditions: A case study, J. Geophys. Res., 106, 24,493-24,504, 2001.

Ma G., Maruyama T., (2003). Derivation of TEC and estimation of instrumental biases from GEONET in Japan, Ann. Geophys., v21, p.2083-2093.

Mannucci, Tsurutani, Verkhoglyadova, Pi, use of radio occultation to probe the high-latitude ionosphere, *atmos. meas. tech.*, v8, p2789-2800, 2015.pdf

Mansoori, Khan, Atulkar et al., ionospheric influences of gps signals in terms of range delay, *russian J. earth sci.*, v15, 33p, 2015.pdf

Mayaud, P.N., (1980) Derivation, Meaning and Use of Geomagnetic Indices, Geophysical Monograph 22, Am. Geophys. Union, Washington D.C.

Mazaudier, C., Blanc, M., Nielsen, E., Min-Yun, Z., (1984). Latitudinal profile of the magnetospheric convection electric field at ionospheric altitudes from a chain of magnetic and radar data. *J. Geophys. Res.* 89 (A1), 375–381.

Memarzadeh Y. , (2009). Ionospheric Modeling for Precise GNSS Applications. PhD thesis, Delft University of Technology, Netherlands. 2, 45.

Menvielle M. and A. Berthelier., (1991). The K-derived planetary indices: description and availability, *Rev. Geophys.* 29, 3, 415-432.

Migoya-Orue, Y.O., Azzouzi, I., Coisson, P., Amory Mazaudier, C., Fleury, R., Radicella, S. M. Ionospheric and magnetic signatures of a high speed solar wind in low latitudes on 13 October 2012. *Sun and geo sphere.*

Moeketsi, D.M., W.L. Combrinck, L.A. McKinnell, M. Fedrizzi, 2007. Mapping *GPS-derived* ionospheric Total Electron Content over Southern Africa during different epochs of solar cycle 23, *Adv. Space Res.*, 39, 5, 821-829.

Novatel, GSV GPS ionospheric scintillation & TEC monitor (GISTM^o, User's manual (1977).

Obrou, O.K., M.N. Mene, A.T. Koba, K.Z. Zaka, (2009). Equatorial Total Electron Content (TEC) at low and high solar activity, *Adv. Space Res.*, 43, 11, 1757-1761.

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

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

Ouattara, F., A. Gnabahou, C. Amory-Mazaudier, (2012). Seasonal, diurnal and solar-cycle variations of electron density at two West Africa equatorial ionization anomaly stations, *International Journal of Geophysics.*, ID 640463.

Ouattara, F., (2009) Contribution à l'étude des relations entre les deux composantes du champ magnétique olaire et l'ionosphère équatoriale, PhD dissertation (Thèse d'Etat), Université Cheikh Anta Diop, Dakar, 3 Octobre 2009.

Pham Thi Thu, H., C. Amory-Mazaudier, M. Le Huy.,(2013), Time variations of the Ionosphere at the northern tropical crest of ionization at Phu Thuy-IVetnam , *Ann. Geophys.* 29, 197-207.

Pi, Mannucci, Lindqwister, Ho, Monitoring of global ionospheric irregularities using the worldwide GPS network, *Geophys. Res. Letters*, v24, p2283-2296, 1997

Rangarajan G.K., (1989). Indices of magnetic activity, in *Geomagnetism*, edited by I.A. Jacobs, Academic, San Diego.

Richards, P. G., et al. (2000), On the relative importance of convection and temperature to the behavior of the ionosphere in North America during January 6–12, 1997, *J. Geophys. Res.*, 105(A6), 12,763–12,776, doi:10.1029/1999JA000253.

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

Richmond, A., (1995). Ionospheric Electrodynamic, *Handbook of Atmospheric Electrodynamic*, Vol II, Chapter 9, 249-280, Edited by Hans Volland.

Rishbeth. H., (1974). Some problems of the F region, *Radio Science*, Volume 9, Issue 2, pages 183–187.

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

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

Recommandation UIT-R P.371-7) choix d'indices pour les prévisions ionosphériques à long terme (1963-1970-1974-1978-1982-1986-1990-1995).

Russell , C.T., R.C. Mc Pherron, (1973). Semiannual of Geomagnetic activity, *J. Geophys. Res.*, 78, 92-99.

Rishbeth, H., O.K. Garriott (1969), Introduction to Ionospheric Physics, International Geophys. Ser., 14, Ed Academic Press, pp344, ISBN 0125889402.

Schaer S., (1999). Mapping and predicting the earth's ionosphere using the global positioning system, thesis of the University of Berne, 228p.

Schaer S. , Gurtner W., Feltens J (1988) . ionex, the ionosphere map exchange format version 1, 1988.

Sardon E., A. Rius, N. Zarraoa, (1994). Estimation of the Transmitter and Receiver Differential Biases and the Ionospheric Total Electron Content from Global Positioning System Observations, Radio Sci., 29, 577-586.

Savoini.P ., (2011).Introduction à la physique des plasmas, cours de M2 plasma de l'espace au laboratoire, Laboratoire Physique des Plasmas ,Université Pierre et Marie Curie ,Paris VI , pages 21-22.

Schunck,X., X.Nagy , (2000) : Ionospheres – Physics, Plasma Physics and Chemistry, Cambridge University Press.

Siebert M. and J. Meyer, (1996). Geomagnetic Activity Indices, in The Upper Atmosphere (Eds. W. Dieminger et al.), 887-911, Springer, Berlin Heidelberg.

Siebert, M., (1971) Maßzahlen der erdmagnetischen Aktivität, in Handbuch der Physik, vol. 49/3, 206-275, Springer, Berlin Heidelberg,; for the description of several indices (in German);

Smith D., A.E. Araujo-Pradere, C. Minter, T. Fuller-Rowell, (2008). A comprehensive evaluation of the errors inherent in the use of a two-dimensional shell for modelling the ionosphere, Radio Sci., 43, RS6008 .

Sojka, J. J., R.W. Schunk, (1985). A Theoretical Study of the Global F region for June Solstice, Solar Maximum, and Low Magnetic ActiIVty, J. Geophys. Res., 90(A6), 5285–5298.

Sojka, J. J., R.W. Schunk, (1989). Theoretical Study of the Seasonal BehaIVor of the Global Ionosphere at Solar Maximum, J. Geophys. Res., 94(A6), 6739-6749.

Stauning,F.,(2012).The Polar Cap PC Indices:Relations to Solar Wind and Global Disturbances ,Danish Meteorological Institute Denmark.

Tesema,Damtie,Nigussie,the response of the ionosphere to intense geomagnetic storms in 2012 using gps-tec data from east africa longitudinal sector,jatp,v135,p143-151,2015.pdf

Titheridge, J. E., (1972). The total electron content of the southern midlatitude ionosphere, 1965–1971, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 35, 981-1001.
Triskova, L., 1989. The vernal-autumnal asymmetry in the seasonal variation of geomagnetic activity, *J. Atm. Terrest. Phys.*, 51, 111-118.

Triplet J.P., G. Roche., (1977), *Météorologie Générale*.

Tsai, H.F., J.Y. Liu, W.H. Tsai, C.H. Liu, (2001). Seasonal variations of the ionospheric total electron content in Asian equatorial anomaly regions, *J. Geophys. Res.*, 106, A12, 30363-30369.

Wanninger, L., (1993). "Ionospheric monitoring using IGS data", *Proceedings of the 1993 IGS workshop*, Berne, March.

Y. Li · J.G. Luhmann · B.J. Lynch · E.K.J. Kilpua ., (2011). Cyclic Reversal of Magnetic Cloud Poloidal Field.

Wang, Lou, Li et al., monitoring the ionospheric storm effect with multiple instruments in north china, july 15-16, 2012 magnetic storm event, *Jatp*, v102, p261-268, 203.

Warnant R., (1997) Reliability of the TEC computed using the GPS measurements – The problem of hardware biases, *Geod. Geophys. Hung.*, v32, n3-4, p.451-459

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

Zerbo, J-L., (2012). *Activité solaire, vent solaire, géomagnétisme et ionosphere équatoriale*. PhD dissertation (Thèse d'Etat), Université de Ouagadougou, le 20 Octobre 2012.

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

Site web :

<http://aeronmie.be>

<http://solarscience.msfc.nasa.gov/>

<http://www.sciencesetavenir.fr/>

<http://dourbes.meteo.be/fr/>

<ftp://ftp.swpc.noaa.gov/pub/weekly/Predict.txt>

<https://igscb.jpl.nasa.gov/igscb/data/format/rinex211.txt>

http://wwwuser.gwdg.de/~rhennin/kp_index.html

Annexe1 : Généralités sur le GPS

Le signal du satellite lors de sa traversée des couches entourant la terre est modifié par l'ionosphère et la troposphère.

a) Effet de la traversée de la troposphère

L'expression de la réfraction troposphérique est la suivante (j'ai fait une prise d'écran mais je vais reprendre toute les équations) :

• Co-indice de réfraction : $N = (n-1) \times 10^6$

$$N = \frac{77,6}{T} p_{\text{sec}} + 72 \frac{e}{T} + 3,75 \times 10^5 \frac{e}{T^2}$$

terme sec terme humide

$$N = \frac{77,6}{T} p + 3,73 \times 10^5 \frac{e}{T^2}$$

Équation 1

Avec

n = indice de réfraction de l'air

T = température absolue (en K)

p = pression totale (en hPa) : p = psec + e

e = pression partielle de vapeur d'eau (en hPa)

b) Effet de la traversée de l'ionosphère :

La fréquence plasma, ou fréquence de Langmuir, ou encore pulsation plasma, est la fréquence caractéristique des ondes de plasma, c'est-à-dire des oscillations des charges électriques présentes dans les milieux conducteurs, comme le métal ou les plasmas. À l'image de l'onde électromagnétique qui, quantifiée, est décrite par des photons, cette onde de plasma est quantifiée en plasmons. Les oscillations des charges électriques peuvent être comprises grâce au raisonnement suivant : si les électrons d'une zone du plasma sont déplacés, alors les ions de cette zone, n'ayant que peu bougé du fait de leur masse importante, vont exercer sur ces électrons une force de Coulomb attractive. Ceux-ci vont donc revenir vers leur position initiale, et ainsi de suite...

On peut montrer que ces oscillations se produisent, à faible température électronique (modèle classique), à la pulsation suivante :

$$\omega_p = \sqrt{\frac{ne^2}{m\epsilon_0}} \quad \text{Équation 2}$$

où n est la densité des électrons, e est la charge élémentaire, m est la masse d'un électron, et ϵ_0 est la constante diélectrique.

Si la température électronique est trop élevée, la fréquence des ondes diffère de la fréquence plasma. Pour qu'une onde électromagnétique puisse pénétrer un milieu, sa pulsation doit être supérieure à la pulsation plasma du milieu en question et donc ce dernier se comporte comme un filtre passe-haut. Par exemple la haute atmosphère, qui se comporte comme un plasma, laisse passer les signaux des satellites considérés comme des signaux à haute fréquence mais réfléchit les ondes radios qui ont des fréquences inférieures à la fréquence plasma de ce milieu.

$$f_p (\text{Hz}) \approx 9\sqrt{N_e (m^{-3})} \quad \text{Équation 3}$$

Le Contenu électronique total ou Total electron content (TEC) est une description quantitative de l'ionosphère terrestre. Il s'exprime en unité d'électrons présents sur un mètre carré : 10^{16} électrons/m² = 1 unité TEC (TECU).

Le TEC ionosphérique est caractérisé par l'observation de support retards de phase des signaux radio reçus, transmis à partir de satellites situés au-dessus de l'ionosphère.

Au premier ordre, l'effet de la radio ionosphérique est proportionnelle au TEC et inversement proportionnelle à la fréquence radio f . Le ionosphérique retard de phase se lit comme suit:

$$\tau_p^{\text{iono}} = -\kappa \frac{\text{TEC}}{f^2} \quad \text{Équation 4}$$

Tandis que le retard de groupe ionosphérique a la même amplitude mais de signe opposé:

$$\tau_g^{\text{iono}} = -\tau_p^{\text{iono}} \quad \text{Équation.5}$$

La constante de proportionnalité κ se lit comme suit:

$$\kappa = q^2 / (8\pi^2 m_e \epsilon_0) = c^2 r_e / (2\pi) \quad \text{Équation 6}$$

où q , m_e , r_e sont la charge de l'électron, la masse et le rayon, respectivement ; c est la vitesse de la lumière dans le vide et ϵ_0 est la permittivité du vide. La valeur de la constante est d'environ $\kappa \approx 40,308193 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-2}$; Les unités peuvent être exprimées de manière équivalente comme $\text{m} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{Hz}^2$ pour mettre en évidence l'implication du retard ~~on évalue~~ la fréquence f est en Hz et les TEC exprimé en m^{-2} .

c) Extraction du TEC depuis le fichier RINEX :

Un fichier RINEX (Receiver INdependent Exchange Format), est un fichier en format texte (.txt) qui comprend l'information GPS.

Les données GPS RINEX sont archivées sous une forme doublement compressée (compression Hatanaka est rendue sous compression exploitable sous unix). Un fichier archivé se présente comme suit : ssssxxx0.yyd.Z avec :

- ssss (la référence de la station exemple rabat est rendu par rabt)
- xxx le quantième du jour (jours de l'année sur 365 ou 366)
- 0 pour dire qu'on a la totalité des données journalières pour le jour choisi
- yy l'année d'obtention des données
- d pour la compression Hatanaka et Z pour compression sous format sous Unix

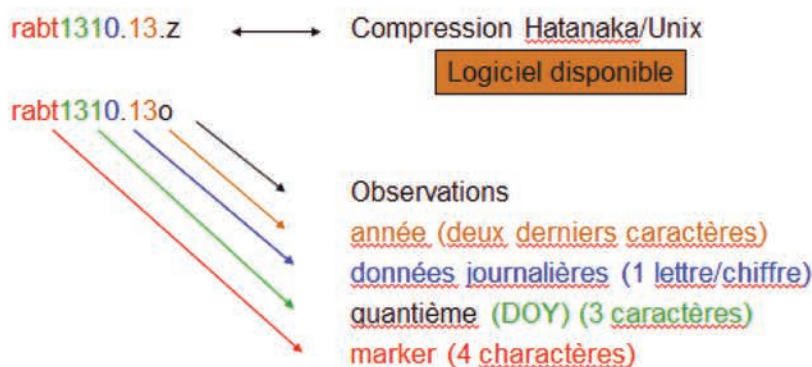


Figure 0.1 : Fichier RINEX

Annexe 2 : Logiciel VTEC_RF (Traitement GPS)

La figure 1 résume l'algorithme de détermination du tec par pseudo range. Le calcul du TEC à partir des mesures d'une station passe par les étapes suivantes:

1. Lecture du fichier RINEX d'observation de la station;
2. Lecture almanach;
3. Lecture du fichier IONEX/CODE.
4. Lecture du fichier de biais (DCB) ;
5. Calcul des coordonnées du satellite PRN; plusieurs systèmes de numérotation des satellites de la constellation permettant de les identifier coexistent (Bonin G, 2001). On distingue (1) un système de numérotation séquentielle représentant l'ordre de lancement ; (2) une numérotation liée à l'orbite et à la position sur l'orbite ; (3) une numérotation dite PRN (Pseudo Random Noise) représentant le numéro de code pseudo-aléatoire généré par le satellite considéré. Ce numéro PRN est celui qui est le plus couramment utilisée pour désigner le satellite

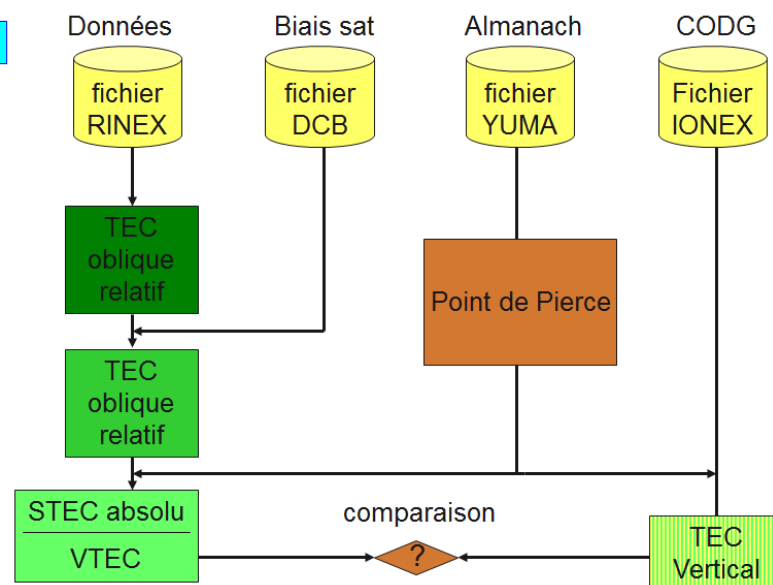


Figure 1 : Algorithme de calcul du TEC R.Fleury, 2011

Le TEC oblique est d'abord obtenu sans correction des biais. Il est ensuite corrigé et converti en TEC vertical par la loi de la sécante. Sa correction se fait par l'intégration des biais satellites fournis par CODE et du biais récepteur que nous déterminons par comparaison des résultats du modèle fourni par CODE (CODG) avec les mesures in situ.

Annexe 3 : Réseaux de Magnétomètres Utilisés dans l'étude

Nous allons utiliser trois réseaux de magnétomètres dans notre étude.

a) INTERMAGNET (*International Real-time Magnetic Observatory Network*):

Le programme INTERMAGNET (<http://www.intermagnet.org/>) a été fondé dans le but d'établir un réseau mondial d'observatoires magnétiques numériques afin de faciliter les échanges, en temps quasi réel de données et des produits dérivés de ces données. Pour atteindre ce but, ces observatoires doivent travailler en concertation et adopter des standards modernes pour les mesures et les appareils de contrôle. INTERMAGNET fournit un support technique pour la maintenance et la mise à niveau des équipements existants ainsi que pour la création de nouveaux observatoires lorsque le support local fait défaut. Enfin, INTERMAGNET définit des standards pour la mesure et l'enregistrement du champ magnétique terrestre, compte tenu de l'évolution des techniques. INTERMAGNET s'est constitué autour d'organismes déjà existants et dont l'une des activités principales était la mesure du champ magnétique terrestre.

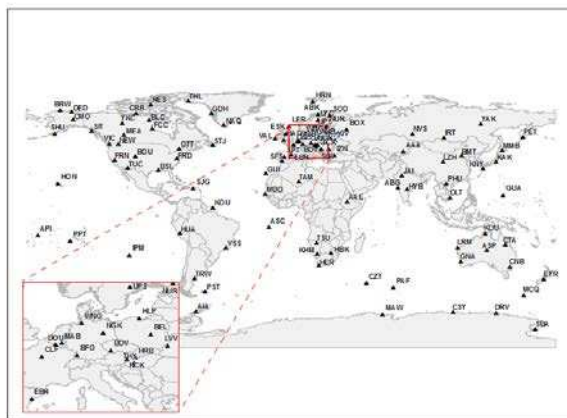


Figure 1: Réseau INTERMAGNET

b) AMBER

Le réseau de magnétomètres AMBER (<http://magnetometers.bc.edu/index.php/78-magnetometers/78-home>) fournit des données caractérisant le champ magnétique de la terre B dans l'hémisphère sud, en utilisant des chaînes parallèles de stations de détection méridiennes en Amérique du Sud et en Afrique.

Le (AMBER) "African Meridian B-Field Education and Research" va de Medea, Algérie sud à Tsumeb, Namibie en deux lignes parallèles. Des stations supplémentaires sont prévues pour les installations le long de l'équateur magnétique du Brésil aux Philippines.

Ces réseaux et ce centre de données sont parrainés par des fonds de la National Science Foundation (NSF), la National Aeronautics and Space Administration (NASA), ainsi que par le Bureau de l'US Air Force de la recherche scientifique (AFOSR). Parmi les principaux participants, on retrouve le Boston College et l'Université de Californie à Los Angeles. Les organismes d'accueil pour les capteurs sont identifiés dans les pages de la station des réseaux de capteurs.

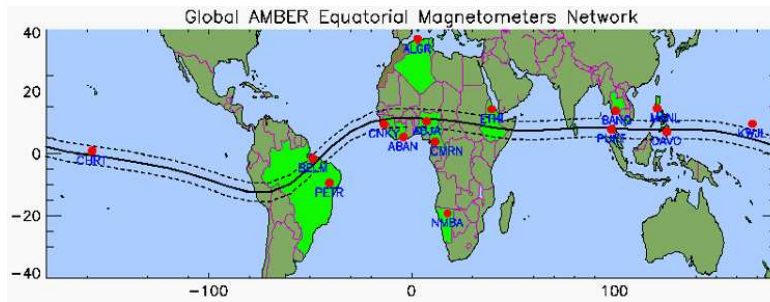


Figure 2 : Réseau AMBER

c) IMAGE (International Monitor for Auroral Geomagnetic Effects)

IMAGE (<http://www.ava.fmi.fi/image/>) se compose de 35 stations magnétiques tenues par les 10 instituts de l'Estonie, la Finlande, l'Allemagne, la Norvège, la Pologne, la Russie et la Suède. Les objectifs principaux de ce réseau sont d'étudier les électrojets auroraux. Le profil en long couvrant les latitudes géographiques de 54°N à 79°N est particulièrement favorable pour les études des électrojets. IMAGE fournit également des données de haute qualité utiles pour les études de l'induction magnétique terrestre et de l'activité géomagnétique à long terme dans la région aurorale.



Figure 3 : Réseau IMAGE

d) Presentations des stations utilisées :

Le tableau III.1.2 présente la liste des stations magnétiques qu'on a utilisé lors des traitements de la variation perturbée de l'ionosphère dans le chapitre IV.2 et les articles 1.2.3 en annexes des perturbations magnétique liée

	Nom	Ville	Pays	Coordonnées géographiques		Coordonnées géomagnétiques	
				Longitude (négative à l'ouest)	à Latitude (négative sud) au	Longitude (E)	Latitude (N/S)
Magnétomètres	UPS	Uppsala	Suède	17.35 E	59.09 N	105.60 E	57.58 N
	CLF	Chambon la Foret	France	2.27 E	48.02 N	85.75 E	49.50 N
	TAM	Tamanrasset	Algérie	5.53 E	22.79 N	82.20 E	24.34 N
	MBO	Mbour	Sénégal	16.97 W	14.39 N	58.00 E	19.68 N
	CRMN	Cameroon	Cameroun	11.52 E	3.87 N	84.71 E	4.81 N
	CNKY	Conakry	Guinée	13.66 W	9.58 N	60.59 E	14.48 N

Tableau 1 : stations magnétiques utilisées

Annexe 4: Model NeQuick2

Dans les années 1990, des scientifiques européens ont développé un modèle analytique de profil vertical de la densité électronique connu sous l'acronyme de 'DGR', qui est l'abréviation du nom des deux auteurs (Di Giovanni et Radicella, 1990). Le but principal était de représenter les trois couches au-dessous de maximum d'ionisation (E, F1 et F2) par des fonctions d'Epstein qui ont la caractéristique d'être continues ainsi que leurs dérivées premières.

$$Epst(X,Y,Z,W) = \frac{X * \exp\left(\frac{W - Y}{Z}\right)}{\left(1 + \exp\left(\frac{W - Y}{Z}\right)\right)^2}$$

Dans cette formule, X dépend de la densité maximale de la couche, Y est l'altitude de ce maximum, Z est l'épaisseur de cette couche et W est l'altitude d'un point quelconque dans la couche.

Des paramètres particuliers du profil (foF2, M(3000)F2, foF1, foE) sont des entrées du modèle. Les fréquences critiques sont issues des ionogrammes, les hauteurs du maximum de chaque couche sont déduites du facteur M(3000) ou correspondante à une constantes choisies (hmE par exemple). L'épaisseur des couches est également modélisée à partir des profils issus des ionogrammes.

Une version comprenant le profil supérieur au-dessus de hmF2, a été développée par Radicella et Zhang (1995). En 1995, ce modèle a été adopté par la commission scientifique européenne COST 238 ('European Coopération in Science and Technology') et a pris le nom de 'NeQuick' qui est une traduction anglaise pour calcul rapide de la densité électronique notée N_e . Cette coopération européenne a permis de faire évoluer ce modèle et en particulier d'utiliser les modélisations à long terme des principales caractéristiques du profil plutôt que des valeurs instantanées. Des comparaisons ont été conduites par rapport au modèle IRI ('Ionospheric Reference International' soutenu par la NASA (<http://iri.gsfc.nasa.gov/>)) qui était le modèle utilisé par de nombreux scientifiques. Un travail particulier a été fait sur la modélisation de l'épaisseur de l'ionosphère supérieure qui est maintenant fonction de l'altitude en utilisant les profils Alouette et Isis (référence). En intégrant le profil, le contenu total électronique (TEC) peut être calculé à tout instant et en tout point du globe. En 2007, l'ITU (Union Internationale de Télécommunications) adopte ce modèle de profil pour modéliser le TEC (ITU, 2007). Le code source, écrit en Fortran 77 est publié (<http://www.itu.int/oth/R0A04000018/en/>).

Les performances du modèle NeQuick ont été testées abondamment sur les mesures de TEC calculés à partir des signaux GNSS. Il a été adopté comme modèle de correction des signaux mono fréquence du système européen Galileo (Arbesser-Rastburg, 2006). Il est également implanté dans le modèle de scintillation GISM ('Global Ionospheric Scintillation Model') (Béniguel et al, 2004). Une nouvelle formulation du profil supérieur utilisant les profils du satellite ISIS-2 (altitude de 3600 km environ) a été conduite par Coisson et al., en 2006 et a abouti à la version 2 du modèle.

Cette version donne une meilleure estimation du TEC que la précédente et elle a aussi été adoptée dans le modèle IRI (Bilitza et Reinisch, 2008). Le modèle NeQuick-2 constitue une solide référence scientifique des connaissances de l'ionosphère pour l'étude morphologique du TEC. Aussi nous l'avons adopté pour positionner nos calculs du VTEC aux six stations choisies. De par l'utilisation de modèles de points caractéristiques du profil, il présente des biais. Nous chercherons à quantifier ses limites actuelles et à proposer des pistes d'amélioration. Ici, nous présentons simplement une description sommaire des divers paramètres intervenant dans la restitution du profil NeQuick.

L'ionosphère inférieure est modélisée par les trois couches E, F1 et F2 représentée par des fonctions d'Epstein. Les trois paramètres initiaux, entrées de NeQuick sont :

- la fréquence critique de la couche F, $foF2$,
- la fréquence critique de la couche E, foE ,
- le facteur de transmission 3000 km par la couche F2, $M(3000)F2$.

Les modèles initiaux et les jeux de coefficients respectifs sont décrits par l'IUT [IUT-R P1239-3, 2012].

Pour les 3 couches ionosphériques, nous présentons les formules des paramètres d'Epstein dans l'ordre suivant :

- la densité du maximum d'ionisation exprimée en eI/cm^3 ,
 - la hauteur de ce maximum en km,
 - l'amplitude X de la fonction d'Epstein,
 - l'épaisseur de la couche inférieure (basse) et celle de la couche supérieure (haute) en km.
- **couche F2**

Densité maximale : $NmF2 = 0.124 * foF2^2$

$$\text{Altitude du maximum : } hmF2 = \frac{1490M \sqrt{\frac{0.0196\sqrt{M^2+1}}{1.2967\sqrt{M^2-1}}}}{M + \Delta M} - 176$$

Avec

$$M = M(3000)F2$$

$$\Delta M = -0.012 \quad \text{si } foE < 10^{-30}$$

$$\Delta M = \frac{0.253}{\rho - 1.215} - 0.012 \quad \text{si } foE \geq 10^{-30}$$

$$\rho = \frac{\frac{foF2}{foE} \exp[20(\frac{foF2}{foE} - 1.75)] + 1.75}{\exp[20(\frac{foF2}{foE} - 1.75)] + 1}$$

Amplitude : $X2 = 4 * NmF2$

Épaisseur supérieure : $B2_{haut} = H_0 \left[1 + \frac{rg(h - hmF2)}{rH_0 + g(h - hmF2)} \right]$

Avec

$g=0.125$ et $r=100$

$H_0 = k B2_{bas}$

$$k = 3.22 - 0.0538 foF2 - 0.00664 hmF2 + 0.113 \frac{hmF2}{B2_{bot}} + 0.00257 R_{12}$$

On vérifie que l'épaisseur du profil supérieur est fonction de l'altitude h. Elle dépend de l'épaisseur inférieure à travers une formule empirique k obtenue par régression sur les mesures de profils ISIS-2.

Épaisseur inférieure : $B2_{bas} = \frac{0.385 NmF2}{0.01 \exp[-3.467 + 1.714 \ln(foF2) + 2.02 \ln(M)]}$

- **couche E**

Densité maximale : $NmE = 0.124 * foE^2$

Altitude du maximum : $hmE = 120$

Amplitude : $XE = \frac{A3a * \exp[60 * (A3a - 0.005)] + 0.005}{1 + \exp[60 * (A3a - 0.005)]}$

Avec :

$$A3a = 4.0 * (NmE - Epst(A2, hmF1, B1_{bot}, hmE) - Epst(A1, hmF2, B2_{bot}, hmE))$$

Épaisseur supérieure : $BE_{haut} = \max(0.5(hmF1 - hmE), 7)$

Épaisseur inférieure : $BE_{bas} = 5$

- **couche F1**

$$foF1 = \begin{cases} 0 & \text{si } foE < 2 \\ 1.4foE & \text{si } foE \geq 2 \text{ et } 1.4foE \leq 0.85foF2 \\ 0.85 \cdot 1.4foE & \text{si } 1.4foE > 0.85foF2 \end{cases}$$

Densité maximale : $NmF1 = 0.124 * foF1^2$

Altitude du maximum : $hmF1 = \frac{2.14foE + 1.4foE - 2.14foE}{2}$

Amplitude: $XF1 = \frac{A2a * \exp[60 * (A2a - 0.005)] + 0.05}{1 + \exp[60 * (A2a - 0.005)]}$

Avec:

$$A2a = 4.0(NmF1 - Epst(A1, hmF2, B2_{bot}, hmF1))$$

Épaisseur supérieure : $B1_{haut} = 0.3(hmF2 - hmF1)$

Épaisseur inférieure : $B1_{bas} = 0.5(hmF1 - hmE)$

Nous recherchons le profil vertical d'ionisation jusqu'à l'altitude des satellites GPS à 22000 km. Cela veut dire que les six formulations des 3 couches sont à calculer à chaque appel et on fait l'hypothèse que la modélisation du profil supérieur de la couche F2 est extrapolée jusqu'à cette altitude. Le contenu total électronique vertical est calculé par intégration du profil.

$$VTEC = \int_0^{H_{sat}} N(h)dh$$

Une version interactive a été implantée par l'ICTP à l'adresse <http://t-ict4d.ictp.it/nequick2> . Elle permet d'obtenir les valeurs de densité électronique en fonction de l'altitude et d'avoir sa visualisation graphique.

Une version Matlab a été développée par Fleury (Annexe 2) et c'est cette version du logiciel que nous avons utilisé dans ce travail de thèse.

Annexe 5 : Model IONEX/CODG

L'IGS ('International Global System') est une organisation internationale regroupant de nombreux laboratoires scientifiques qui est née vers 1993 avec les premiers satellites GPS. Elle a pour but de collecter les mesures d'observations de pseudo-distances et phases en différents lieux sur la Terre et de les traiter à des fins de connaissance sur les paramètres influant la trajectoire des satellites. C'est ainsi qu'est né le réseau géodésique de stations de mesures au sol qui comprend aujourd'hui plus de 400 points de mesures (réseau géodésique IGS du 01/01/2016 chapitre III.1).

Chaque station a une grosse contrainte de fonctionnement qui est d'être le plus permanente possible et qui est de fournir les fichiers enregistrés. Les récepteurs concernés sont de différents constructeurs aussi un format d'enregistrement commun a rapidement été défini, le format Rinex ('Receiver INdependant EXchange Format') (Gurtner , Estey, 2007) et le rythme d'acquisition des mesures a été fixé à 30s. En utilisant ces mesures, l'IGS s'est fixé de nombreux objectifs scientifiques pour améliorer notre connaissance de l'environnement terrestre. Parmi les plus importants, citons :

- Produire des orbitographies précises de la trajectoire des satellites GPS,
- Définir un référentiel terrestre mondial, ITRF ('International Terrestrial Reference Frame'), commun avec d'autres types de mesures (VLBI, DORIS, ...) et estimer l'évolution temporelle de ses coefficients,
- Localiser les stations IGS avec la meilleure précision possible,
- Suivre l'évolution des déformations de la Terre par rapport à ce référentiel (tectonique des plaques par exemple),
- Modéliser les paramètres de la rotation terrestre,
- Construire des modèles du frottement atmosphérique sur les satellites GPS,
- Modéliser les contributions troposphérique,
- Modéliser les contributions ionosphérique [Feltens, Schaer, 1998],
- Promouvoir les activités éducatives autour du GPS, ...

Pour assumer ces tâches, plusieurs centres d'analyse ('Analysis Center', ACs) ont été développés chargés de publier régulièrement leurs produits sur les thématiques mentionnées. Le TEC vertical (VTEC) est un paramètre de sortie des différents logiciels d'orbitographie. Les centres d'analyse ont dû se mettre d'accord sur un format commun de publication et c'est ainsi qu'est né le format IONEX ('IONosphere map EXchange') (Schaer, Gurtner et al., 1988). Il est codifié comme suit [codgxxx0.yyi.Z] avec :

- XXX : le quantième du jour
- 0 pour dire qu'on a la totalité des données journalières pour le jour choisi
- yy l'année d'obtention des données
- i pour ionosphère
- Z pour la compression Unix ;

Grossièrement, le modèle IONEX fournit les valeurs du VTEC en différents points géographiques d'une grille régulière, de couverture mondiale, avec un pas de 2.5 degrés en latitude et 5 degrés en

longitude (Figure 2). Chaque jour, la contribution ionosphérique est isolée dans la mesure de phase des signaux et est modélisée en harmoniques sphériques sur ces points de la grille.

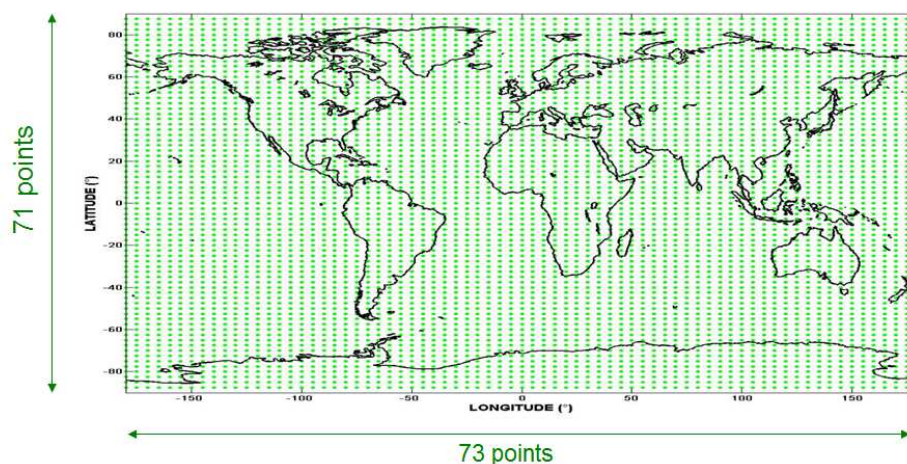


Figure 3: grille géographique IONEX de restitution des valeurs de VTEC

Les logiciels d'orbitographie sont obligés d'intégrer sur un intervalle de temps pour restituer les valeurs de VTEC aussi le pas temporel initial des cartes a été fixé à 2h. Sur les premières années, les valeurs de VTEC étaient données toutes les heures impaires (1 tu, 3tu, ...,23tu) et le traitement journalier conduisait à une rupture d'évolution à minuit entre 2 jours consécutifs. Les valeurs ont alors été calculées toutes les heures paires (00tu, 02tu, ..., 24tu). Depuis octobre 2014, la modélisation de l'orbitographie s'est grandement améliorée, la position des stations IGS est déterminée au millimètre près aussi les centres d'analyse fournissent des valeurs horaires de VTEC.

Les paramètres nécessaires à l'établissement de cartographies sont présents dans l'entête des fichiers. Il est alors possible de représenter la variation spatiale du VTEC à une heure donnée : ce sont les cartes GIM ('Global Ionospheric Model') dont un exemple est donné sur la figure 4.

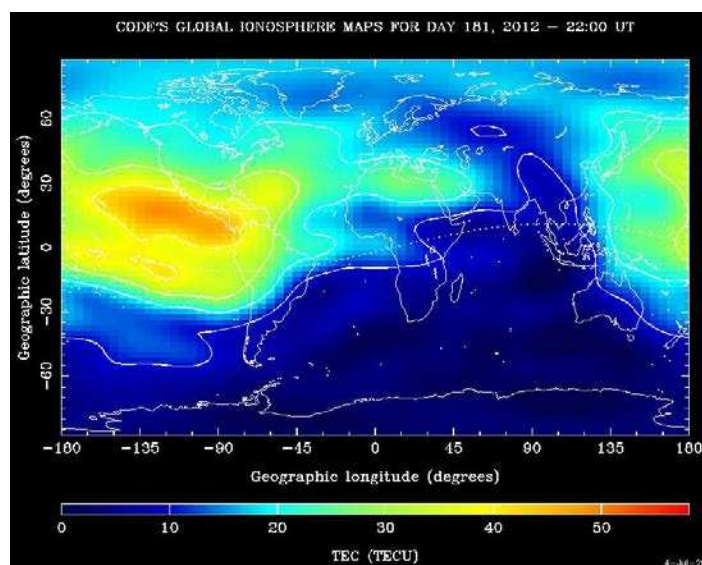


Figure 4 : Carte GIM/CODG pour le 29 juin 2012 à 22.00TU

Pour calculer le VTEC en un point quelconque sur la Terre, il est nécessaire d'interpoler spatialement et temporellement.

Dans le logiciel que nous avons développé, l'interpolation spatiale se fait à partir des 4 points encadrants de la grille ionex (figure 5).

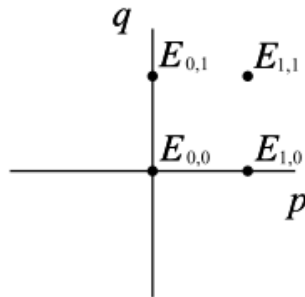


Figure 5 : interpolation suivant les 2 dimensions p et q à partir des 4 points encadrant le point où on veut calculer le VTEC

L'interpolation se fait selon les 2 axes en supposant une variation du VTEC linéaire entre deux points consécutifs, ce qui est à peu près vérifié par le fait que la grille initiale est assez fine (71 points en latitude et 73 points en longitude pour la couverture mondiale). Le calcul se fait suivant la formule :

$$E(\lambda, \beta) = (1 - p)(1 - q)E_{0,0} + p(1 - q)E_{1,0} + q(1 - p)E_{0,1} + pqE_{1,1} \quad (1)$$

où

$$E(\lambda, \beta) = E(\lambda_0 + p\Delta\lambda, \beta_0 + q\Delta\beta)$$

$E(\lambda, \beta)$ est la valeur interpolée du VTEC,

(λ_0, β_0) sont les coordonnées (longitude, latitude) associées au point $E(0,0)$ exprimées en degrés,

p, q sont les coefficients multiplicateurs sur chaque axe dans l'intervalle, $[0,1]$

$(\Delta\lambda, \Delta\beta)$ sont les longueurs respectives en longitude et latitude par rapport au point $E_{0,0}$ exprimées en degrés,

$E_{i,j}$ est la valeur du VTEC sur un des 4 points encadrants de la grille (Figure 6).

L'interpolation temporelle est faite en lissant la suite des mesures de chaque point de la grille sur une journée par une fonction 'spline cubique' qui a la propriété de passer par les points fournis (Figure 6).

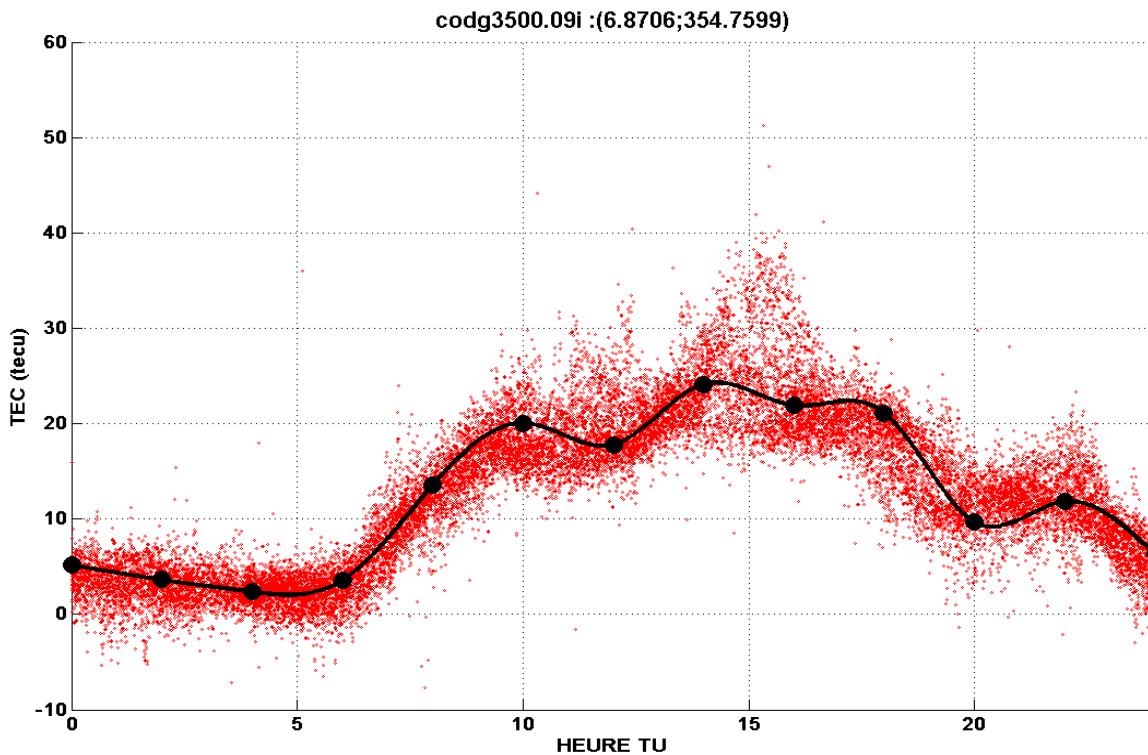


Figure 6 : VTEC en fonction de l'heure TU pour la station de YKRO le 16 décembre 2009.

Les points noirs sont les valeurs issues du modèle CODG, le courbe continue en noire est l'interpolation spline cubique toutes les 30s et les points en rouge représentent toutes les mesures calculées à partir du fichier rinex et ajustées à la courbe noire (calcul du biais récepteur journalier)

Dans notre travail, nous avons utilisé uniquement la modélisation de l'ionosphère effectuée par l'organisme CODE ('Center for Orbit Determination in Europe') situé à Berne (Suisse) (http://www.aiub.unibe.ch/research/code_analysis_center/index_eng.html).

C'est le logiciel d'orbitographie BERNESE, développé par cette université qui fournit quotidiennement les fichiers codg au format ionex avec un retard de 2 jours par rapport à la date.

Annexe 6 : Model IGRF

Le champ géomagnétique international de référence (IGRF) est un modèle mathématique décrivant la partie interne du champ magnétique de la Terre ainsi que sa variation annuelle séculaire sur les 5 prochaines années. Au niveau du sol et au voisinage extérieur de la Terre, le champ magnétique est défini à partir du potentiel scalaire V selon la relation :

$$\vec{B} = -\nabla V$$

Le potentiel s'exprime sous la forme de séries limitées de fonctions trigonométriques en coordonnées polaires :

$$V(r, \theta, \Phi, t) = a \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \cdot [g_n^m(t) \cos(m\Phi) + h_n^m(t) \operatorname{sincos}(m\Phi)] \cdot P_n^m(\cos \theta)$$

Où :

r est la distance radiale depuis le centre de la terre, θ la co-latitude géocentrique et Φ la longitude Est, a le rayon terrestre. Les fonctions P sont des polynômes de Legendre de degré n et d'ordre m .

Les coefficients de Gauss g_n^m et h_n^m sont fonction du temps et s'expriment en nanotesla (nT).

Depuis 1955, ces coefficients sont générés tous les 5 ans, aussi en 2015, nous sommes à l'IGRF12.

Le début de la série de coefficients est donné sur le tableau 1 (<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/igrf/coef/igrf12coeffs.txt>). Les valeurs sont provisoires (IGRF) pour les années 1900 à 1940 (série reconstruite), définitives de 1945 à 2010. Les 2 dernières colonnes sont les coefficients calculés (provisoires) pour l'année 2015 et sa variation séculaire jusqu'à 2020 (colonne SV). Ces dernières années, les coefficients m et n sont poursuivis jusqu'à la valeur 13 grâce à la qualité et au nombre important de mesures disponibles du champ magnétique et de ses composantes.

12th Generation International Geomagnetic Reference Field Schmidt semi-normalised spherical harmonic coefficients, degree n=1,13

in units nanoTesla for IGRF and definitive DGRF main-field models (degree n=1,8 nanoTesla/year for secular variation (SV))

c/s deg ord IGRF IGRF IGRF IGRF IGRF IGRF IGRF IGRF IGRF IGRF DGRF DGRF DGRF
DGRF DGRF DGRF DGRF DGRF DGRF DGRF DGRF DGRF DGRF DGRF DGRF IGRF
SV

g/h n m	1900.0	1905.0	1910.0	1915.0	1920.0	1925.0	1930.0	1935.0	1940.0	1945.0	1950.0	1955.0	1960.0	1965.0	1970.0	1975.0	1980.0	1985.0	1990.0	1995.0	2000.0	2005.0	2010.0	2015.0	2015-20
g 1 0	-31543	-31464	-31354	-31212	-31060	-30926	-30805	-30715	-30654	-30594	-30554	-30500	-30421	-30334	-30220	-30100	-29992	-29873	-29775	-29692	-29619.4	-29554.63	-29496.57	-29442.0	10.3
g 1 1	-2298	-2298	-2297	-2306	-2317	-2318	-2316	-2306	-2292	-2285	-2250	-2215	-2169	-2119	-2068	-2013	-1956	-1905	-1848	-1784	-1728.2	-1669.05	-1586.42	-1501.0	18.1
h 1 1	5922	5909	5898	5875	5845	5817	5808	5812	5821	5810	5815	5820	5791	5776	5737	5675	5604	5500	5406	5306	5186.1	5077.99	4944.26	4797.1	-26.6
g 2 0	-677	-728	-769	-802	-839	-893	-951	-1018	-1106	-1244	-1341	-1440	-1555	-1662	-1781	-1902	-1997	-2072	-2131	-2200	-2267.7	-2337.24	-2396.06	-2445.1	-8.7

g 2 1	2905	2928	2948	2956	2959	2969	2980	2984	2981	2990	2998	3003	3002	2997	3000
3010	3027	3044	3059	3070	3068.4	3047.69	3026.34	3012.9	-3.3						
h 2 1	-1061	-1086	-1128	-1191	-1259	-1334	-1424	-1520	-1614	-1702	-1810	-1898	-1967	-2016	-
2047	-2067	-2129	-2197	-2279	-2366	-2481.6	-2594.50	-2708.54	-2845.6	-27.4					
g 2 2	924	1041	1176	1309	1407	1471	1517	1550	1566	1578	1576	1581	1590	1594	1611
1632	1663	1687	1686	1681	1670.9	1657.76	1668.17	1676.7	2.1						
h 2 2	1121	1065	1000	917	823	728	644	586	528	477	381	291	206	114	25
-200	-306	-373	-413	-458.0	-515.43	-575.73	-641.9	-14.1							
g 3 0	1022	1037	1058	1084	1111	1140	1172	1206	1240	1282	1297	1302	1302	1297	1287
1276	1281	1296	1314	1335	1339.6	1336.30	1339.85	1350.7	3.4						
g 3 1	-1469	-1494	-1524	-1559	-1600	-1645	-1692	-1740	-1790	-1834	-1889	-1944	-1992	-2038	-
2091	-2144	-2180	-2208	-2239	-2267	-2288.0	-2305.83	-2326.54	-2352.3	-5.5					
h 3 1	-330	-357	-389	-421	-445	-462	-480	-494	-499	-499	-476	-462	-414	-404	-366
333	-336	-310	-284	-262	-227.6	-198.86	-160.40	-115.3	8.2						
g 3 2	1256	1239	1223	1212	1205	1202	1205	1215	1232	1255	1274	1288	1289	1292	1278
1260	1251	1247	1248	1249	1252.1	1246.39	1232.10	1225.6	-0.7						

Tableau 1 : début de la valeur des coefficients du modèle IGRF12

L'IGRF a été maintenu et produit par une équipe internationale de scientifiques sous les auspices de l'Association internationale de Géomagnétisme et d'Aéronomie (IAGA) depuis 1965 (Zmuda 1971), (Thébault et al 2015). Dans notre étude nous avons utilisé les données et produit IGRF-12 disponible sur <http://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html> . Nous avons utilisé le modèle en fortran disponible sur <http://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf12> et traduit en Matlab pour produire des cartes (figure IV.3) ou bien faire le calcul des coordonnées géomagnétiques des différentes stations utilisées (GPS, ionosonde, magnétomètre) . On se référera à l'annexe XXX ??? pour le calcul des composantes du champ magnétique, de l'intensité totale du champ et de l'inclinaison magnétique notamment.

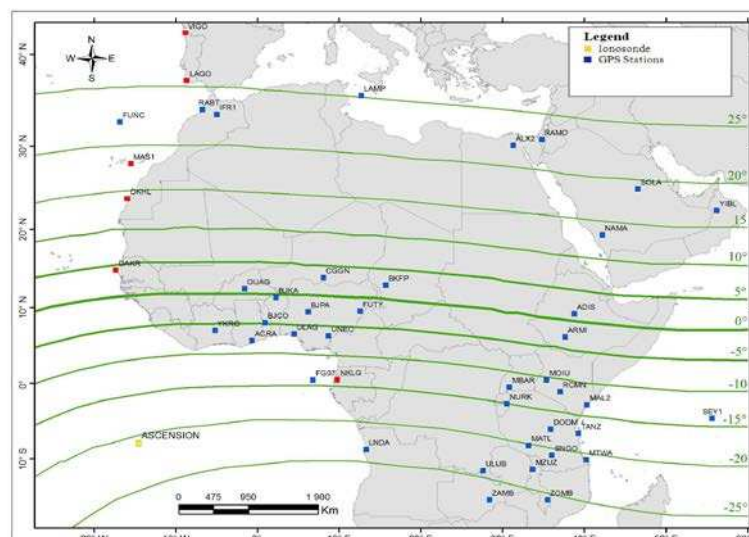


Figure 1 : Exemple de tracé des lignes de l'inclinaison magnétique (trait vert) sur fond de carte terrestre avec positionnement de stations GPS .



Signatures of solar event at middle and low latitudes in the Europe-African sector, during geomagnetic storms, October 2013

I. Azzouzi^{a,b,*}, Y. Migoya-Orué^c, C. Amory Mazaudier^{a,c}, R. Fleury^d,
S.M. Radicella^c, A. Touzani^b

^a LPP/UPMC/Polytechnique/CNRS, UMR 7648, University Pierre and Marie Curie Paris 6, 5 place Jussieu, 75005, France

^b LA2IEM/University Mohammed V Agdal Rabat, Avenue Ibn sina B.P. 765, Rabat, Morocco

^c TICT4D, ICTP – International Centre for Theoretical Physics, Strada Costiera, 11, I-34151 Trieste, Italy

^d MO – Dépt. Micro-Ondes/Lab-STICC/UMR CNRS 6285 – Télécom Bretagne Technopole de Brest-Iroise, 29285 Brest, France

Received 3 February 2015; received in revised form 10 June 2015; accepted 12 June 2015

Available online 26 June 2015

Abstract

This paper presents the variability of the total electron content, VTEC, the ROTI index (proxy of the scintillation index) and the transient variations of the Earth's magnetic field associated to the impacts of solar events during October 2013. The observations are from middle and low latitudes in European African longitude sector. During October 2013, there are four solar events reaching the Earth. The two first events, on October 2 and October 8 are CME, the third event on October 14, is a jet of fast solar wind flowing from a solar coronal hole, and the last event on October 30 is a slow solar wind with southward excursions of the Bz component of the interplanetary magnetic field, associated to CME passing near the Earth. For the four events, the variation of VTEC at middle latitudes is the same and presents an increase of VTEC at the time of the impact followed by a decrease of VTEC, lasting one or several days. At low latitudes, no clear common pattern for all the events appears. For the four events the variation of the ROTI index over Africa is different showing the asymmetry between West and East Africa. For the first event, on October 2, the scintillations are not inhibited, for the second and the fourth events on October 8 and 30, the scintillations are inhibited on East Africa and for the third event (high speed solar wind stream), on October 14, the scintillations are inhibited over the whole Africa. The available data allow the full explanation of the observations of October 14, indeed, on this day, there is no post sunset increase of the virtual height h'F2 at Ascension Island. There is no Pre Reversal Enhancement (PRE) of the eastward electric field; it is this electric field which moves up the F layer, the necessary condition for the existence of scintillation. The analysis of the variations of the Earth's magnetic field at low latitudes highlights the presence of the ionospheric disturbance dynamo on October 14, which produces a decrease of the Equatorial Electrojet, several hours after the impact of the high speed solar wind. The disturbance dynamo electric field (DDEF) is westward during the day and till after sunset and turns eastward around 22.30LT. So, on October 14, the westward DDEF inhibits the eastward regular electric field.

© 2015 COSPAR. Published by Elsevier Ltd. All rights reserved.

Keywords: Ionosphere; GPS_TEC; CME; Solar wind; Coronal hole; Geomagnetic storm

1. Introduction

In this paper we present the behavior of VTEC, ROTI index, virtual height h' of the F₂ layer and transient variations of the Earth's magnetic field observed at middle and low latitudes during various solar events (CME, high speed solar wind or event with southward excursion of the Bz

* Corresponding author at: LPP/UPMC/Polytechnique/CNRS, UMR 7648, University Pierre and Marie Curie Paris 6, 5 place Jussieu, 75005, France.

E-mail addresses: ilyasse.azzouzi@gmail.com, ilyasse.azzouzi@lpp.polytechnique.fr (I. Azzouzi).

component of the interplanetary magnetic field, IMF). The data used were recorded in Europe Africa longitude sector.

The equatorial ionosphere presents some morphological particularities: (1) the existence of the equatorial ionization anomaly, EIA (Namba and Maeda, 1939; Appleton, 1946), (2) the existence of an ionospheric electric current flowing along the magnetic equator, the equatorial electrojet (EEJ) (Chapman, 1951) and (3) the existence of irregularities of plasma (Basu and Basu, 1981) which disturb the propagation of the electromagnetic signals and as a consequence disturb the GNSS signals. The electric field is the main parameter of the dynamics of the equatorial region and it strongly influences the development of the EIA as well as the equatorial electrojet and plasma irregularities.

During quiet magnetic periods, the EEJ flows along the magnetic equator. The EEJ is an eastward ionospheric electric current, in the E region, created by the ionospheric dynamo process (Stewart, 1882; Chapman and Bartels, 1940). Its amplitude is 2 times higher than the amplitude of the regular ionospheric currents at middle latitudes (Mazaudier and Blanc, 1982) which generates the Sq variation. The stronger amplitude of the EEJ is due to the existence of a reinforced conductivity at the equator, the conductivity of Cowling. The Cowling conductivity is the combination of Hall and Pedersen conductivities, but the EEJ is mainly an Eastward Hall current (Forbes, 1981; Onwumechili, 1997).

Also, during magnetic quiet periods the regular electric field is generated by the ionospheric dynamo. During the daytime the east–west electric field and the north–south geomagnetic field produce the lift of plasma in E ionospheric region by vertical $E \times B$ drift. At higher altitudes in F region, the plasma diffuses downward along the geomagnetic field lines into both hemispheres under the influence of gravity and pressure gradients, this produces the EIA which is characterized by an electron density trough at the magnetic equator, and two crests of enhanced electron density at about $\pm 15^\circ$ magnetic latitudes.

Another important phenomenon of the equatorial ionosphere is the existence of an increase in the zonal electric field post sunset, the prereversal enhancement (PRE) which causes a strong upward vertical drift (V_z), and a rapid rise up of the F layer. This fact leads to the creation of irregularities in the plasma density (Kelley et al., 2009). The first observations of this large upward vertical drift were made by Woodman (1970) with the incoherent scatter sounder of Jicamarca. Depending on the scale size irregularities, different observations are made, “*the meter scale size irregularities producing plumes in the VHF backscatter radar maps, the decameter sizes that give rise to the spread F echoes in the ionograms, and the hectometer to kilometer sizes produce VHF and UHF radio wave scintillation* (Abdu et al., 1983)”. Recently, Chatterjee and Chakraborty (2013) and Chatterjee et al. (2014) studied the scintillations near the crest of the EIA in India, during quiet magnetic days; in their work, they connected EIA, EEJ and scintillations. They found that a post sunset

enhancement of the TEC and afternoon enhancement in EEJ are good precursors for postsunset occurrence of scintillation.

During magnetic disturbed periods, the equatorial ionosphere is strongly influenced by auroral phenomena and as a consequence the equatorial electric field is disturbed. Two main disturbance processes are well known (1) the prompt penetration of the magnetospheric electric field, PPEF (Vasyliunas, 1970; Fejer et al., 1983; Mazaudier et al., 1984; Mazaudier, 1985) and (2) the disturbance dynamo electric field, DDEF (Blanc and Richmond, 1980; Fejer et al., 1983; Sastri, 1988; Mazaudier and Venkateswaran, 1990), related mainly to the Joule heating produced by auroral electrojets (Testud et al., 1975). The PPEF and DDEF disturb the ionospheric electric currents systems and as a consequence produce magnetic disturbance observed with ground magnetometers. The magnetic disturbance associated to the PPEF is the DP_2 (Nishida et al., 1966; Nishida, 1968) and the one associated to the DDEF is the Ionospheric disturbance Dynamo, D_{dyn} (Mayaud, 1980; Fambitakoye et al., 1990; Le Huy and Amory-Mazaudier 2005). The main features of the magnetic disturbance associated to the DDEF are an anti Sq circulation at low latitude and a reverse electrojet at equatorial latitudes. Theoretical studies of D_{dyn} (Blanc and Richmond, 1980; Fang et al., 2008; Zaka et al., 2010a,b) reproduced the anti Sq circulation and a reverse EEJ.

In this paper we analyzed the crucial parameters necessary to understand the impact of solar events on Equatorial ionosphere, VTEC, the ROTI index as a proxy of scintillation, the virtual height h' of the F2 in order to know the existence or non existence of PRE of the vertical drift, and the transient variations of the Earth's magnetic field in order to know the presence or not of the PPEF and DDEF.

The second part of the paper is devoted to the data sample and data processing, the third part presents the results, and then there are the discussion and the conclusion.

2. Data sources and data processing

2.1. Data sources

We analyze the signature of solar events on ionospheric ionization and Earth's magnetic field during October 2013.

The satellite data from SOHO are used to determine the existence of CME and coronal hole recorded at the surface of the sun www.nasa.gov/mission_pages/soho/, and some informations from the space weather website <http://space-weather.com> to determine the solar events reaching the Earth. The solar wind speed and Bz component of the interplanetary magnetic field (IMF) recorded on board the satellite ACE (<http://omniweb.gsfc.nasa.gov/>) are used to characterize the solar wind.

The magnetic indices SSC, Hsym, AU, AL, AE, Kp and Am/km are extracted from Data Analysis International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG) website

(<http://www.iugg.org/IAGA/>). The Storm Sudden Commencement (SSC) indicates the time of arrival of the shock of the CME on the magnetosphere. The Hsym index allows to know the magnetospheric electric currents. The AU and AL indices give the amplitude of the eastward and westward auroral electrojets and the AE index GIVES an estimation of the energy of the storm. The Am magnetic indices are used to select magnetic quiet days (Mayaud, 1980; Menvielle et al., 2011). We select for this study very quiet days with all the $km < 2$ -. We used also the polar cap index which is proxy of the merging electric field $E_M = V_{SW} B_T \sin^2(\theta/2)$, where V_{SW} is solar wind velocity and B_T ($B_T = (B_Y^2 + B_Z^2)^{1/2}$) the transverse component of the interplanetary magnetic field (IMF) in the solar wind. The field direction is represented by the polar angle θ of the transverse component of the IMF with respect to the direction of the Z-axis in a “Geocentric Solar Magnetospheric” (GSM) coordinate system (i.e., $\tan(\theta) = |B_Y|/B_Z$, $0 \leq \theta \leq \pi$), (Stauning, 2012).

The ionogram and virtual height recorded at Ascension Island are from the website <http://car.uml.edu/common/DIDBFASTStationList>, and the raw data of the Total Electron Content from the 46 GNSS stations over Africa, middle East and Europe are used to approach VTEC values and GPS Scintillations. The observatories from AMBER (Yigenzaw and Moldwin, 2009) and INTERMAGNET networks provide the variations of the Earth’s magnetic field in various geomagnetic locations. Table 1 gives the geographic and geomagnetic coordinates of the GPS stations magnetic observatories, ionosonde of Ascension Island and magnetometers. Fig. 1 is the map of all the observatories.

2.2. Data processing

2.2.1. Data processing of GPS to obtain VTEC and ROTI

We used a standard procedure for processing GPS measurements (Hofmann-Wellenof et al., 1992; Schaer, 1999).

The pseudo-range between a GPS satellite and a receiver is the sum of many contributions (1) as follows:

$$P_r^s(f) = \rho_r^s + c.b_r(f) - c.b^s(f) + T_r^s + I_r^s(f) + \alpha_r^s(f) \quad (1)$$

where

- ρ_r^s is the slant geometric distance,
- $c.b_r$ is the sum of the receiver and clock offset,
- $c.b^s$ is the sum of satellite bias and clock offset,
- T_r^s is the tropospheric delay,
- I_r^s is the Ionospheric delay,
- α_r^s is other contributions (relativistic effect, multipaths, ...).

On the first order, the ionospheric path delay depends of the slant TEC and of the reciprocal square of the frequency.

$$I_r^s(f) = \frac{a.STEC}{f^2} \quad (2)$$

For dual frequency pseudo-range, we can make the difference between the two measurements which eliminate the geometric and tropospheric terms

$$P_r^s(f_1) - P_r^s(f_2) = \Delta b_r - \Delta b^s + C_i.STEC + \varepsilon \quad (3)$$

The last term ε of the equation is assumed to be negligible for elevation above 10° .

Δb^s is the differential code bias (DCB) of the satellite. We use the monthly values published by the University of Bern.

Δb_r is the differential code bias of the receiver. This receiver bias is a real number known if the receiving station is in a network (IGS, EUREF). The receiver bias is in the files DCB given by CODG. If the receiver is not in a network as DKHL, the receiver bias is unknown and we have to compute it. To remain as easy as possible in its determination, we calculate the STEC with the ionospheric values of CODE/CODG (Centre for Orbit Determination in Europe <ftp.code.com/aiub/CODE>) for all Pierce points above an elevation angle cutoff of 30° to eliminate gradients effects. The mean daily difference of the two series of STEC gives the receiver bias (Komjathy et al., 2005).

For the conversion of slant TEC to vertical TEC, we use the single layer mapping function (Schaer, 1999)

$$STEC = VTEC \sqrt{1 - \left[\frac{R_T}{R_T + h_m} \cos(E) \right]^2} \quad (4)$$

where R_T is the earth radius, h_m is the reference altitude taken at 400 km and E the elevation angle.

At each time, we smooth all the VTEC points with a reciprocal square of the elevation angle to give a single value.

The relative STEC is calculated over 30 s interval by the combination of phase measurements.

We computed the ROT index in units of TECU/min as follows:

$$ROTI = \frac{STEC_{k+1} - STEC_k}{time_{k+1} - time_k} * 60 \quad (5)$$

ROTI index is then computed each 30 s, by taking the standard deviation of ROT (Pi et al., 1997) over a period of 10-min and with a minimum of 10 points, i.e.

$$ROTI = \sqrt{\langle ROT^2 \rangle - \langle ROT \rangle^2} \quad (6)$$

The ROTI is use to get information of irregularities in the F-region.

The mean averaged quiet TEC: $\langle VTEC \rangle$ computed as the mean arithmetic value of quiet magnetic days of October 2013.

$$\langle VTEC_{quiet} \rangle = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (VTEC_{quiet})_i \quad (7)$$

where i equal $1, \dots, 13$, there are 13 quiet days in October 2013.

Table 1

Geographic and Geomagnetic coordinates of the GPS stations, magnetometers and ionosonde. Model IGRF 2013 “International Geomagnetic Reference Field” (<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/igrf/gggm/index.html>).

	Id	City	Location	Geographic (decimal degrees)		Geomagnetic (decimal degrees)	
				Longitude (negative for west)	Latitude (negative for south)	Longitude (E)	Latitude (N/S)
GPS stations	ARMI	Arba Minch	Ethiopia	37.56 E	6.06 N	110.72	2.61 N
	DAKR	DAKAR	Senegal	17.46 W	14.68 N	57.54 E	20.05 N
	DKHL	Dakhla	Morocco	15.94 W	23.68 N	30.63 E	28.67 N
	DODM	Dodoma	Tanzania	35.73 E	6,17 S	106.94 E	9.09 S
	LAGO	Lagos	Portugal	8.66 W	37.09 N	71.09 E	40.68 N
	MAS1	Maspalomas	Gran Canaria Spain	15.63 W	27.76 N	61.73 E	32.63 N
	MZUZ	Mzuzu	Malawi	34.00 E	11.42 S	104.33 E	13.95 S
	NAMA	Namas	Saudi Arabia	42.04 E	19.21 N	117.19 E	14.81 N
	NKLG	Libreville	Gabon	9.67 E	0.35 N	82.30 E	1.68 N
	RAMO	Mitzpe Ramon	Israel	34.76 E	30.59 N	112.30 E	17.09 N
	VIGO	Vigo	Spain	8.81 W	42.18 N	72.40 E	45.68 N
	ZOMB	Zomba	Malawi	35.33 E	15.38 S	105.17 E	18.05 S
	Magnetometers	UPS	Uppsala	Sweden	17.35 E	59.09 N	105.60 E
CLF		Chambon la Foret	France	2.27 E	48.02 N	85.75 E	49.50 N
TAM		Tamanrasset	Algeria	5.53 E	22.79 N	82.20 E	24.34 N
MBO		Mbour	Senegal	16.97 W	14.39 N	58.00 E	19.68 N
CRMN		Cameroon	Cameroon	11.52 E	3.87 N	84.71 E	4.81 N
CNKY		Conakry	Guinea	13.66 W	9.58 N	60.59 E	14.48 N
Ionosonde	ASC	Ascension	Ascension	14.5 W	7.95 S	57.63 E	2.69 S

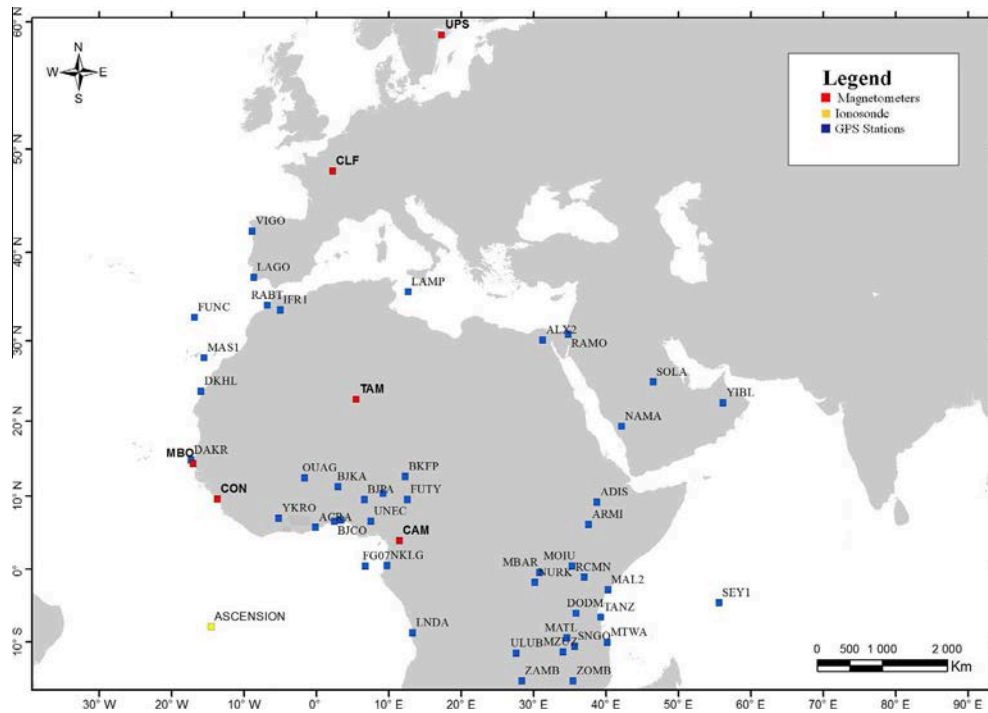


Fig. 1. Map of the GPS, the magnetometers and the ionosonde of Ascension Island.

2.2.2. Data processing of magnetometers data

The mean averaged quiet ΔH component of the Earth’s magnetic field is computed following the same equation of (7):

$$\langle \Delta H_{quiet} \rangle = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\Delta H_{quiet})_i \tag{8}$$

where i equal 1 . . . 13.

Table 2 gives the Am value of the quiet days of October selected to establish the magnetic quiet time level.

The magnetic disturbance due to ionospheric electric currents is computed by the following expression given by Le Huy and Amory-Mazaudier (2005):

Table 2

Am values of the magnetic quiet days used to determine the magnetic quiet reference level.

Day	3/10	4/10	5/10	13/10	19/10	20/10	21/10	23/10	24/10	25/10	26/10	27/10	28/10
i=	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Am	1	0	2	2	1	2	2	6	3	5	3	5	4

$$D_{iono} = \Delta H - H_{sym} \cdot \cos \lambda - \langle \Delta H_{quiet} \rangle \quad (9)$$

H is the component of the magnetic field recorded in one station.

H_{sym} is an estimation of the ring current.

λ is the geomagnetic latitude.

$$D_{iono} = DP_2 + D_{dyn} \quad (10)$$

DP_2 is the magnetic disturbance related to the prompt penetration of magnetospheric electric field (Nishida, 1968; Vasylunas, 1970)

D_{dyn} is the magnetic disturbance related to the ionospheric disturbance dynamo (Blanc and Richmond, 1980; Mazaudier and Venkateswaran, 1990; Le Huy and Amory-Mazaudier, 2005)

To separate the effect of the DP_2 signal from the disturbance dynamo (D_{dyn}) signal, we used the method developed by Fathy et al., 2014. Fathy et al., 2014 remove the DP_2 signal by taking the average value of 4 h with sliding of 1 h, and MATLAB programs (interpolation, average, and mean).

3. Results

3.1. The four events of October 2013

We analyze the month of October 2013, SOHO (Solar and Heliospheric Observatory) solar data shows that

several CME are ejected during this period. Three CME hits the Earth during October 2013. The SSC data give the time of the shock of the CME (<http://www.iugg.org/IAGA/>). The first CME hits the Earth in the early morning on October 2 (SSC: “Sudden Storm Commencement” at 01.55 UT), the second one on October 8 in the evening (SSC at 20.22UT) and the third one on October 15 at 10.00UT, for this last event there is no detectable SSC. Several other CME swept the Earth on October 29 and 30. During this same period there is also the arrival of high speed solar wind associated to a solar coronal hole on October 14 around 08.00UT. Fig. 2 gives a global view of the month of October with 4 events. From the top to the bottom the plots correspond to the solar wind speed, the Bz component of the interplanetary magnetic field (IMF), H_{sym} and the AU and AL magnetic indices. The start of each event is indicated by a red line on the H_{sym} curve.

Fig. 3a–d are similar to Fig. 2 and give a zoom of each event.

On the top panel of Fig. 3a, the solar wind speed increases on October 2 at 02.00UT from 400 km/s to 600 km/s at the time of the SSC (01.55UT). It is the time of the shock of the CME on the magnetosphere. At the same time, on the second panel, a strong oscillation of the Bz component of the IMF occurs. The IMF Bz becomes several times negative, -10 nT at 01.55, -20 nT

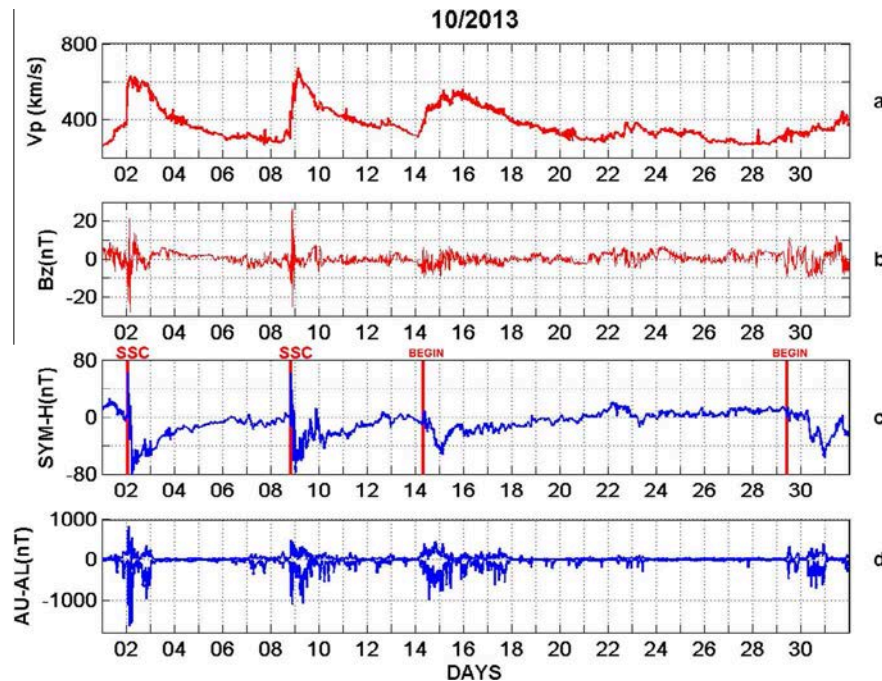


Fig. 2. The solar wind parameters and geomagnetic indices for October 2013: (a) Vp the speed of the solar wind in km/s, (b) the Bz component of the interplanetary magnetic field, (c) the H_{sym} index and (d) the AU and AL indices.

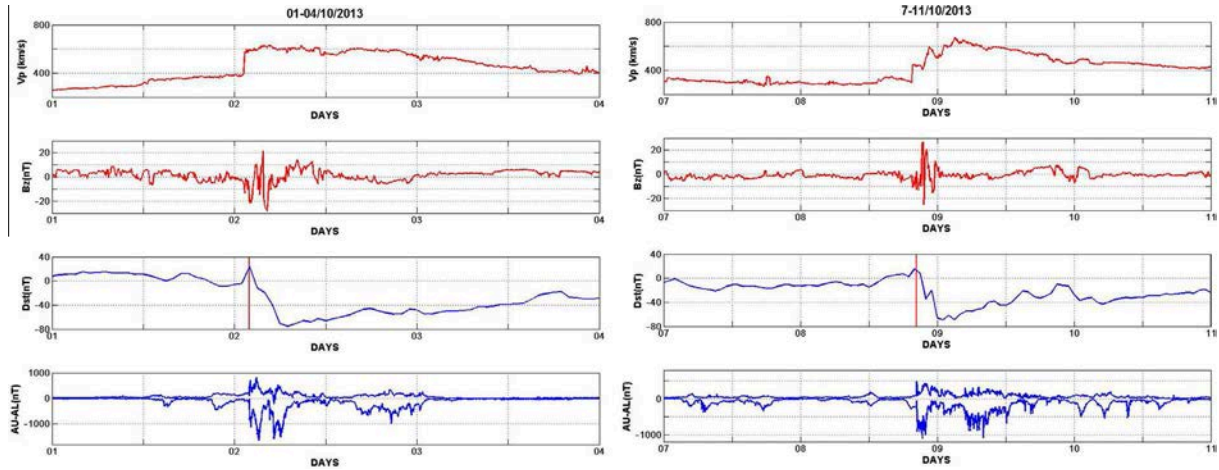


Fig. 3. The solar wind parameters and geomagnetic indices for the 4 periods of October.

at 02.30UT, -12 at 03.00 and -35 nT at 04.10UT. The third panel shows the variation of the magnetic index Hsym, the blue line indicates the SSC. The Hsym increases to $+50$ nT when the CME hits the Earth, and then decreases to -35 nT around 03.00UT, increases again and decreases to the value of -79 nT around 05.50UT. The last panel reproduces the AU and AL magnetic indices, we observe on October 2, two large increases of AU and AL indices associated the Hsym decreases, at 01.55UT AU decreases to -1000 nT and AL increases to 600 nT, at 03.00 UT AU decrease to -1500 nT and AL increases to 850 nT and finally around 06.00UT AU decreases to -1400 nT and AL increases to 500 nT. We can notice that during the night from October 2–3, the auroral activity is very weak.

The second case is rather similar to the first one. On the top panel of Fig. 2b, the solar wind increases on October 8th at the end of the day from 300 to 700 km/s, when there is the impact of a CME at 20.22UT. The solar wind speed increases in several steps and reaches its maximum value 700 km/s on October 9 around 08.00UT. On the second panel, there is the Bz component of the IMF associated to this event, which becomes negative at 20.20UT ($B_z = -10$ nT), 21.30UT ($B_z = -34$ nT) and 23.00UT ($B_z = -12$ nT). The third panel shows the variation of the magnetic index Hsym, the blue line indicates the SSC. The Hsym decreases to -70 nT when the CME hits the Earth, then increases and decreases again to reach the minimum value -75 nT at 00.30UT on October 9th.

The last panel reproduces the AU and AL magnetic indices; AU reaches a maximum value around 1000 nT around 22.30UT. For this case during the night October 8–9, the auroral activity is not negligible, the AU index maximum is around 500 nT.

On the top panel of Fig. 3c the solar wind speed increases on October 14 around 08.00UT, from 300 to 550 km/s. This increase is related to the arrival of high speed solar wind stream associated to a coronal hole. A second disturbance arrives on October 15th at 10.00UT

associated to CME hitting the Earth with no SSC. On the second panel the Bz component of the IMF oscillates, this is a common feature of solar wind stream associated to coronal hole; there is no strong oscillation as for the 2 previous events. The third panel of Fig. 3c shows the variation of the magnetic index Hsym. Hsym decreases slowly and reached the minimum value -50 nT around midnight. The last panel reproduces the AU and AL magnetic indices; we observe that there is an increase of AU and AL indices associated to coronal hole. There is no strong burst of the AU index as for the 2 previous cases. The AU is ~ -500 nT during the whole October 14 and during the morning on October 15, with some peaks of 800 – 1000 nT.

For the fourth event, there is no major disruption. On the top panel of Fig. 3d, the solar wind is slow below 400 km/s during the whole period except on October 31. On the second panel the Bz component of the interplanetary magnetic field is negative during large periods on October 29 and 30 associated with a CME passing near the Earth. On October 30 Hsym decreases in 2 steps and reaches the minimum value of 50 nT around midnight. On the last panel, the AU and AL indices show a disturbance starting in the morning on October 30 and lasting until midnight the same day.

3.2. Along the West-African Europe sector

Fig. 4a is composed of five panels corresponding to the VTEC variations observed during October 2013 at different locations of middle and low latitudes. On each panel the red curve represents the regular mean variation based on magnetic quiet days and computed following the Eq. (7) and the blue curve the variations of the VTEC observed.

The 2 first panels at the top, corresponding to middle latitudes stations of VIGO and LAGO exhibit the same pattern: the VTEC increases at the arrival of the disturbance (CME, high speed solar wind streams, or glance of CME) and decreases on the days after. Shimeis et al.

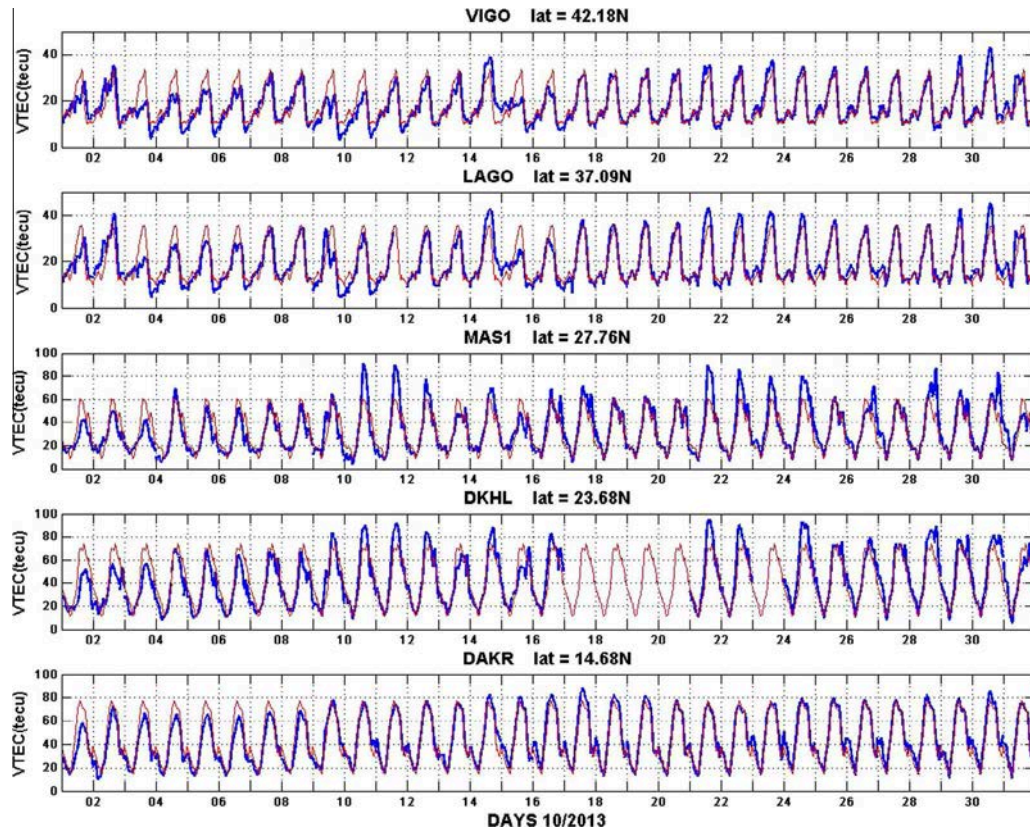


Fig. 4a. VTEC along the West-African Europe sector during October 2013.

(2012) observed the same pattern at Helwan in Egypt for a CME hitting the Earth on April 5, 2010. The depletion of VTEC is observed during several days. For the first event, the depletion of VTEC is observed on October 3–6. For the second event the depletion is observed on October 9 and 10. For the third event the depletion is observed on October 15 and 16. Finally for the fourth event there is a decrease on October 31.

We have to notice here that for the second event the increase of VTEC is not significant due to the fact that there is a strong disturbance before.

For the first and second event [October 2, October 8], at MAS1 and DKHL (panels 3 and 4 from the top) there is no significant increase of the VTEC at the beginning of the disturbance and no decrease on the days after. On the contrary we observe an increase of VTEC on the days after the events, on October 4 and 10–12. For the third and fourth events [October 14 and 30], we observe the same pattern than at VIGO and LAGO: an increase of VTEC on the starting day [October 14, 31] and a decrease on the day after [October 15 and 31], but the amplitudes of the variations of VTEC is smaller than those observed at VIGO and LAGO. At MAS1 and DKHL, there are strong VTEC on October 22–25.

Finally on the bottom panel of Fig. 4a at the station DAKR at low latitudes there is no significant variations of VTEC associated to these 4 events.

Fig. 4b illustrates the variations of the VTEC in relation with the median VTEC, for the stations presented in

Fig. 4a. For each time, we calculate the difference between the daily VTEC and the VTEC median, and then we compute the average value of each day. The average value thus reflects the daily average deviation from the median. The vertical lines represent the standard deviation (rms) of this variation. For a given day the vertical line length gives the difference between the VTEC of the day and the median VTEC. At LAGO and VIGO (top panels), we clearly see the increases and depletions of VTEC for all the events. At the other stations MAS1, DKHL and DAKR, the signatures of the events are not clear and the error bars are greater.

Fig. 5 shows the maps of ROTI for the 4 selected events, these maps are made by using the algorithm described in Eqs. (5) and (6). The ROTI index was calculated for 46 GPS stations and 46 geographic positions between the longitudes 30 W and 60 E. On the background coast mapping, we plotted these indices following the coordinates of Pierce points with two color codes: (1) thin gray when the value of ROTI is less than 1.5 tecu/min and (2) red square of greater dimension, when the ROTI index exceeds 1.5 tecu/min.

All daily points were keeping when the elevation angle is greater than 15° to eliminate the possible effect of multipath at low angles. The magnetic dip equator is calculated from the IGRF coefficients for the month of October 2013 and is plotted on the graphs by the solid line in cyan. The choice of maximum stations can cover three major areas in the West, Centre and East Africa over several tens of degrees of latitude. Unfortunately, the lack of measures

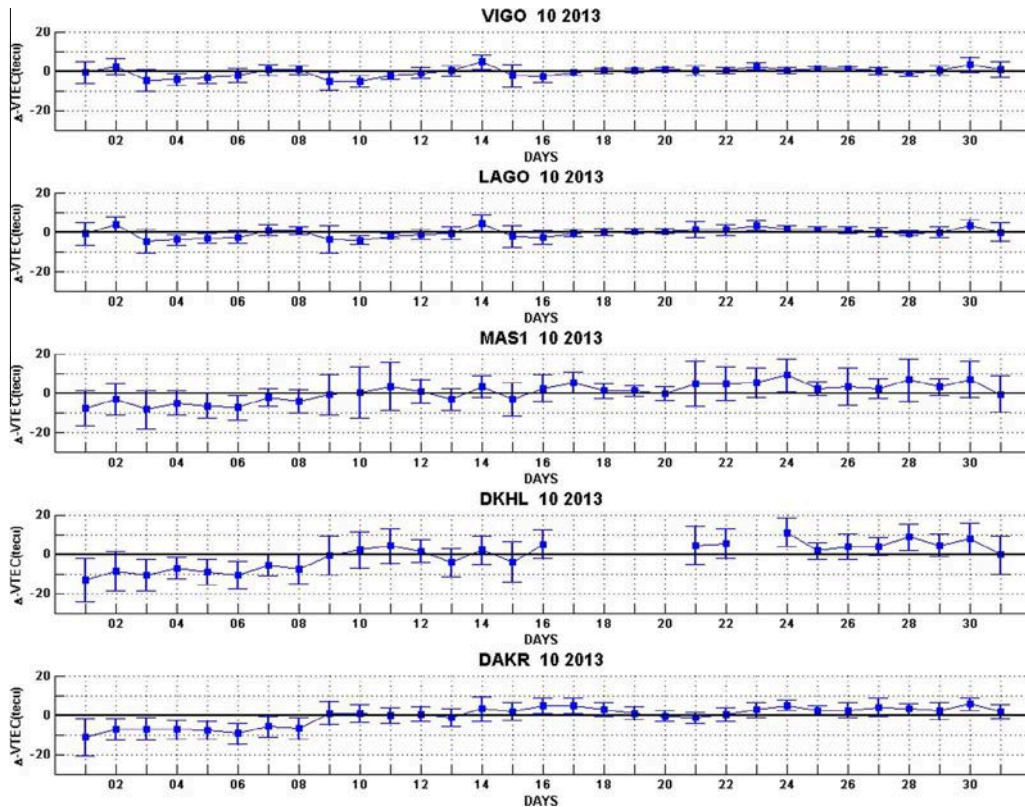


Fig. 4b. Daily average deviation of VTEC from the median VTEC.

in some large regions not ensures the spatial continuity of representation. In Fig. 5, the 2 top panels correspond to the first event [October 2–3], we observe the same pattern of scintillations for October 2 and 3. The arrival of the CME on October 2 at 01.55UT does not change the pattern of scintillations during the 2 days.

On the contrary, the 2 following panels corresponding to the second event [October 8–9] show that on October 9 the day after the arrival of the CME, scintillations disappear on East Africa.

The 2 following panels, devoted to the third event [October 14 and 15], highlight the disappearance of the scintillation on October 14, over all Africa. On October 15 the scintillations are again observed across Africa.

The 2 bottom panels concerning the fourth event [October 30–31] show that scintillation disappears only on East Africa during the 2 days.

From the 31 daily graphs (not shown here), we can make the following observations:

- Strong ROTI indices are mainly positioned at 15° magnetic latitudes, on each side of the magnetic dip equator. Their spatial extension is about $8\text{--}12^\circ$ of latitude,
- Maximum red points (ROTI index exceeding 1.5 tecu/min) occur on October, 8,
- In East Africa, between 09–14 October and on October 30, an almost total disappearance of strong values of ROTI index is observed,

- In West and Central Africa, disappearance of strong values of ROTI only takes place only one day, on October 14.

Fig. 6 is composed like the Fig. 4a by 6 panels corresponding respectively from top to bottom to the stations VIGO, LAGO, MAS1, DKHL, DAKR and NKLG. All the stations are located in West Africa. On each panel are superimposed the Kp index (red line) and the ROTI in green color, for the whole month of October.

At VIGO there is no scintillation and at LAGO a very low level of scintillations is observed during very few days. This fact is explained by the location of these stations at middle latitudes. At the stations MAS1, DKHL, DAKR and NKLG, strong scintillations are observed all the days except on October 14. We observe a decrease of the amplitude of scintillations on October 30 at DAKR and NKLG.

Fig. 7 presents ionograms recorded at Ascension Island during the four events. All the ionograms are recorded at 22.45UT. The top left corresponds to October 2, the top right panel to October 8, the bottom left panel to October 14 and the bottom right panel to October 30.

On October 2 and 30 we observe a moderate spread F, on October 8, a very strong spread F and on October 14 no spread F.

Fig. 8 illustrates for the four events the variation of the virtual height of the F2 layer at 4 MHz recorded at Ascension Island. On each panel the black line is the

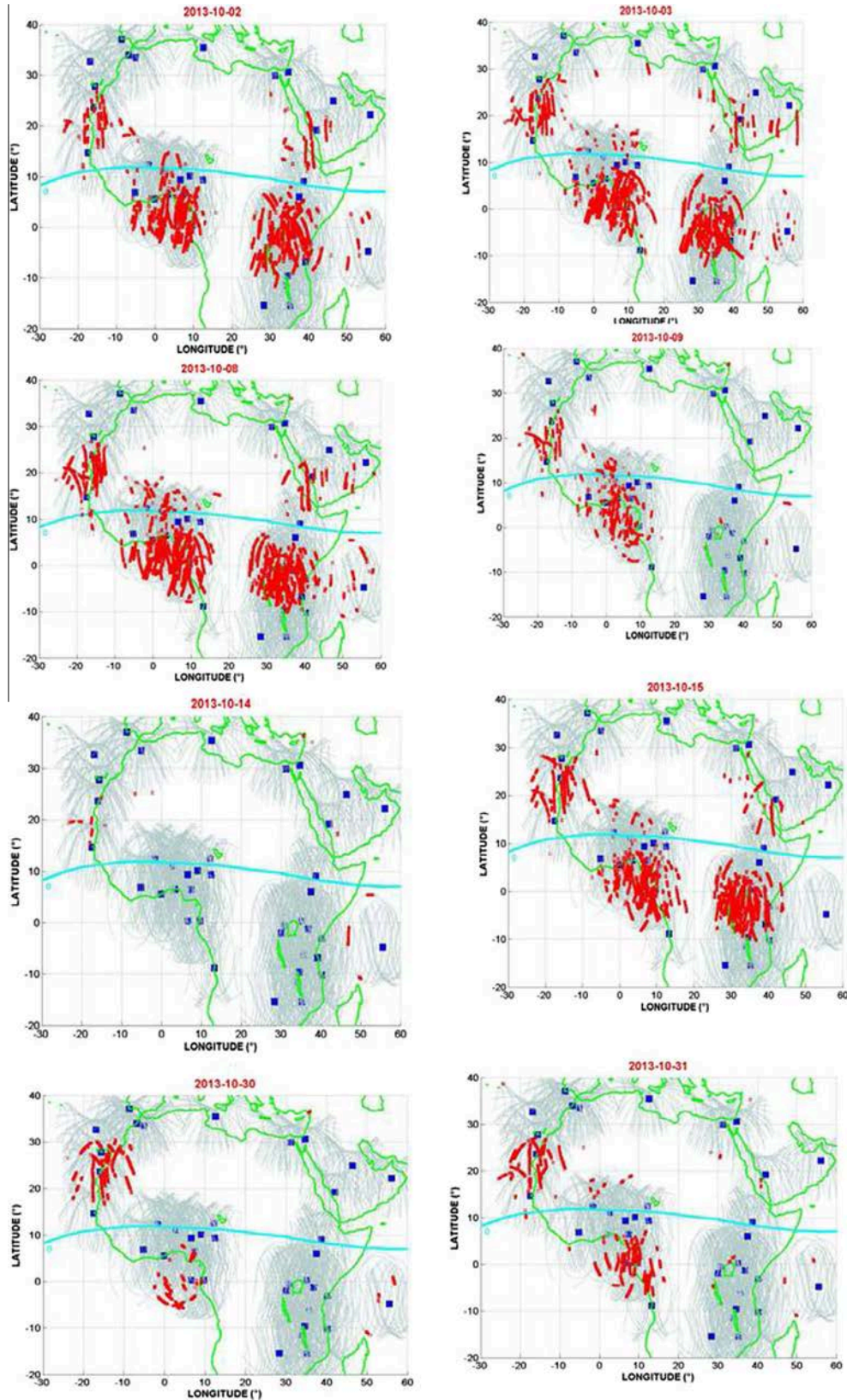


Fig. 5. Maps of Tracks of GNSS satellites, around the observing stations for the events of October 2013. Pseudorandom noise (PRN) codes of the satellites and scintillation timing of the corresponding L1 band scintillation are provided for each track (read color).

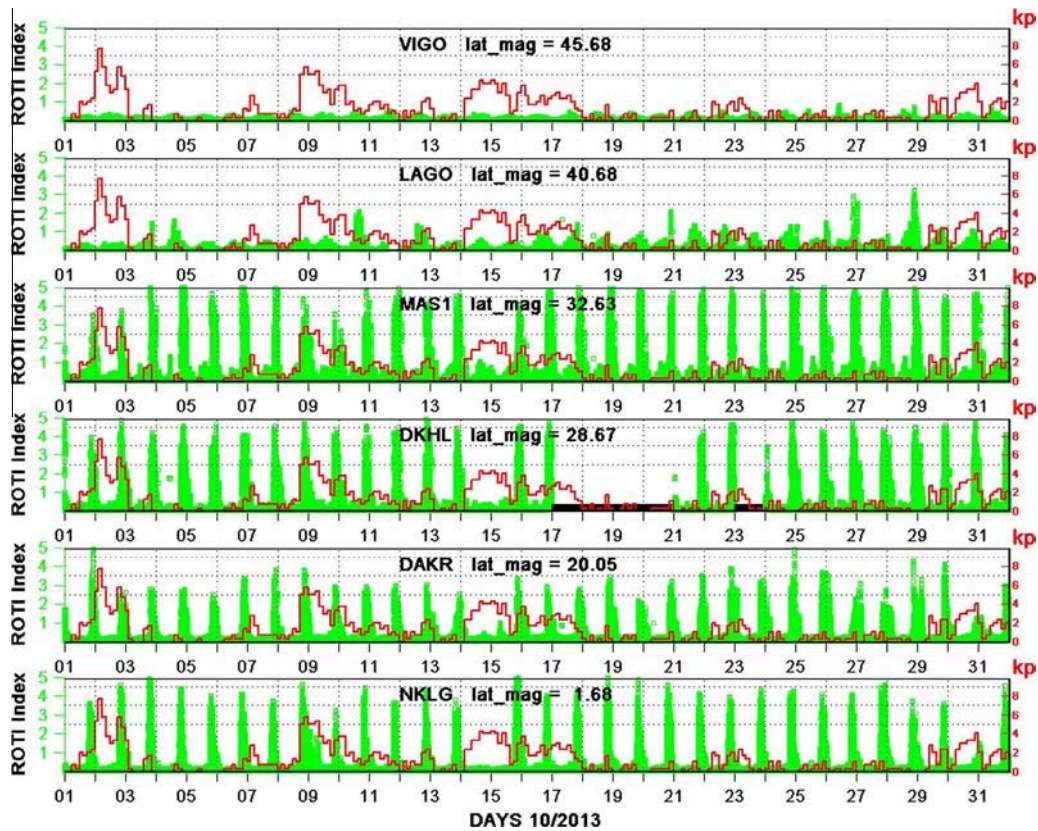


Fig. 6. ROTI and Kp indices, along the West-African Europe sector during October 2013.

median. The common behavior for all the days is an increase of the virtual height from 15.00UT to 17.30UT to a value of 260 km. Then the virtual height decreases until 19.00UT and increases again to reach a maximum value between 260 and 300 km around 20.00UT or 21.00UT depending on the day.

There is only one day, October 14, which exhibit another pattern, indeed the virtual height is always at the same altitude from 17.00UT to 21.00UT around 240 km height.

Another particularity is observed on October 2nd the virtual height oscillates and presents 3 maxima [270 km at 17.15UT, 260 km at 20h00 UT and 260 km at 23h30 UT], this behavior reveals the existence of a gravity wave (Testud et al., 1975).

Fig. 9 illustrates the Earth's magnetic variations from October 13 to October 17. From the top to the bottom there are successively the PC index, the AE index and the variations of the Earth's magnetic field along a latitudinal magnetic chain of six magnetometers. Four magnetometers are from the INTERMAGNET network (UPS, CLF, TAM and MBO) and two magnetometers are from the AMBER network (CNKY, CMRN). At the observatories UPS, CLF, TAM, MBO and CMRN, the regular variation of the Earth's magnetic field computed by using the Eq. (7) (red curve) is superimposed the observations recorded (blue curve). At the observatory of Conakry we used to estimate the regular variation the observation made on October 13,

the magnetic quiet day preceding the event, as there are many gaps in the data during magnetic quiet days of the month.

Around 08.00UT when the solar wind increases (see Fig. 2), the PC and AE indices simultaneously increase, revealing the transfer of energy and momentum from the solar wind to the magnetosphere. These two magnetic indices present also many oscillations. At Uppsala and Chambon La Foret, we observe the same pattern with an increase of the H component, around 08.00UT, related to the increase of the solar wind speed. Several hours after the H component decreases, we notice also the presence of strong oscillations. These oscillations are the signature of the DP₂ current system (Nishida et al., 1966; Nishida, 1968) related to the prompt penetration of magnetospheric convection electric field, PPEF.

The observatories of TAM, MBO, CNKY and CMRN exhibit the same behavior. During the morning the H component follows the regular variation and presents oscillations. Then the H component decreases and remains smaller than the regular variations on October 15.

We computed the magnetic disturbance related to the ionospheric electric current disturbance D_{iono} , [DP₂ + D_{dyn}] by using Eq. (9). This disturbance is presented by the red curve on the Fig. 10. The blue curve on Fig. 10 is an estimation of the magnetic signature, D_{dyn} of the electric current disturbance due the sole ionospheric disturbance dynamo, DDEF (Fathy et al., 2014). This

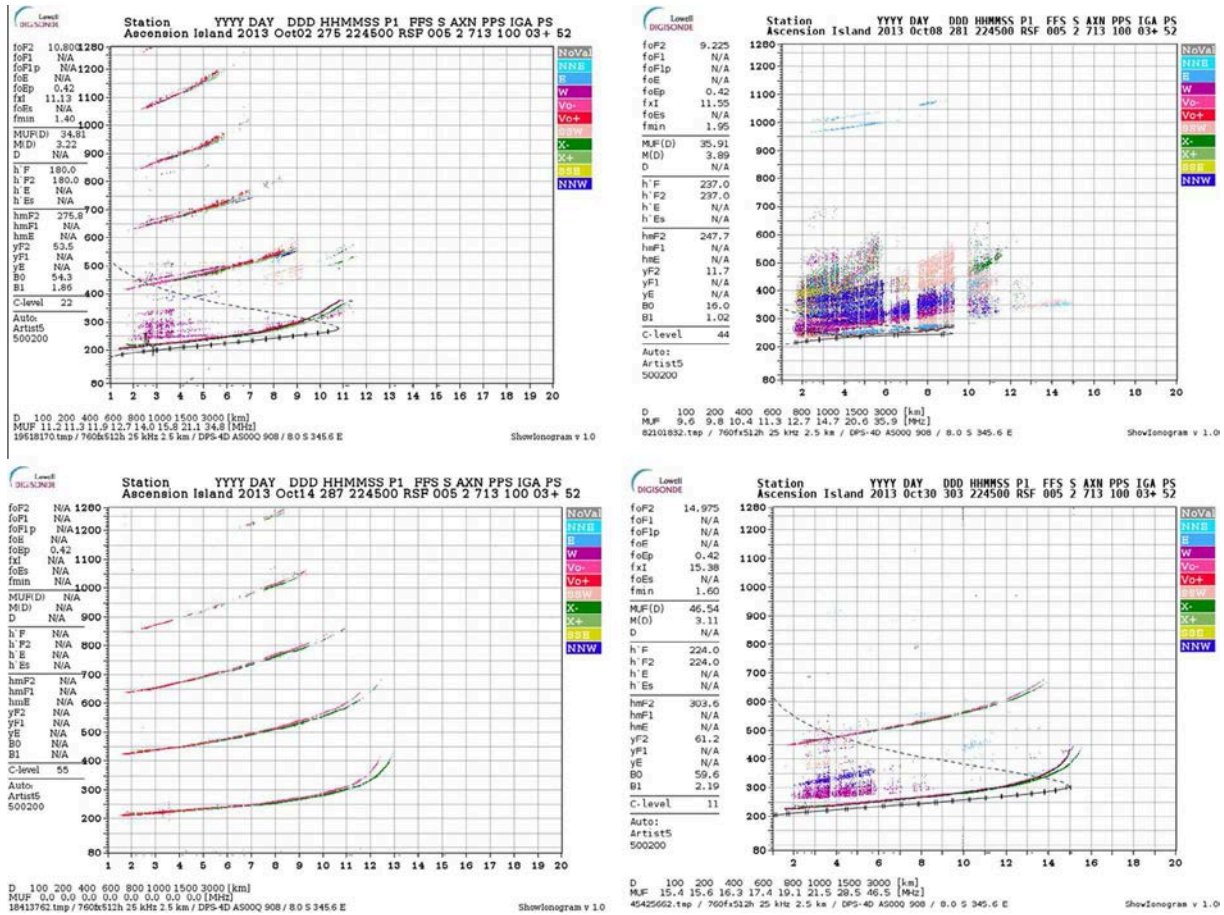


Fig. 7. Ionogram of Ascension Island for 02, 08, 14 and 30 October 2013, at 15 and 20 h (UT + 1).

signature is reversed to the normal diurnal Sq current system related the solar radiation (Chapman and Bartels, 1940). From the Fig. 10 we can conclude that the ionospheric disturbance dynamo (blue line) is acting on October 14, its amplitude around -28 nT is significant. On October 15 and 16, its amplitude is smaller around -10 nT.

3.3. Along the East-African-EuropelMiddle East sector

Fig. 11 is similar to Fig. 6 and corresponds to East Africa. On the top panel, at the station RAMO, there are few scintillations. The amplitude of scintillations is greater than 3, on October 3, 15 and 18; October 3 and 15 are the days after the first and the third event.

At NAMA, ARMI, DODM and MZUZ, the scintillations disappear from October 9 to 14. At ARMI, the scintillations are weaker than at NAMA, DODM and MZUZ. We can also observe the disappearance of the scintillations at NAMA, DODM and MZUZ on October 30 and 31. Finally at ZOMB, there are no large scintillations, except on October 21.

The comparison of Figs. 6 and 11 highlights the asymmetry in scintillation behavior between East and West Africa during October 2013.

In East and Middle East Africa, it was not possible to develop the same analysis than in West Africa due to the fact that there are no ionosonde data and no AMBER and INTERMAGNET magnetometers data available during this event.

4. Discussion

In this paper we analyze crucial parameters of the middle and low latitudes during 4 different solar events. Unfortunately due to the lack of data over East Africa we will concentrate our study on West Africa.

In Figs. 2 and 3 devoted to the solar wind parameters and the magnetic indices Hsym, AU and AL, we see that the 2 first events are rather similar. The first event is a CME impacting the Earth in the early morning on October 2nd at 01.55UT, and the second event, a CME impacting the Earth in the evening on October 8 at 20.55UT. At middle latitudes, the two CME produce the same perturbation of VTEC (Figs. 4a and b): an increase of the VTEC during the impact and after a decrease of VTEC which can last one day or more.

The two other events are different. The third event is the impact of high speed solar wind on October 14 at 08.00UT and the fourth event is related to a slow solar wind with

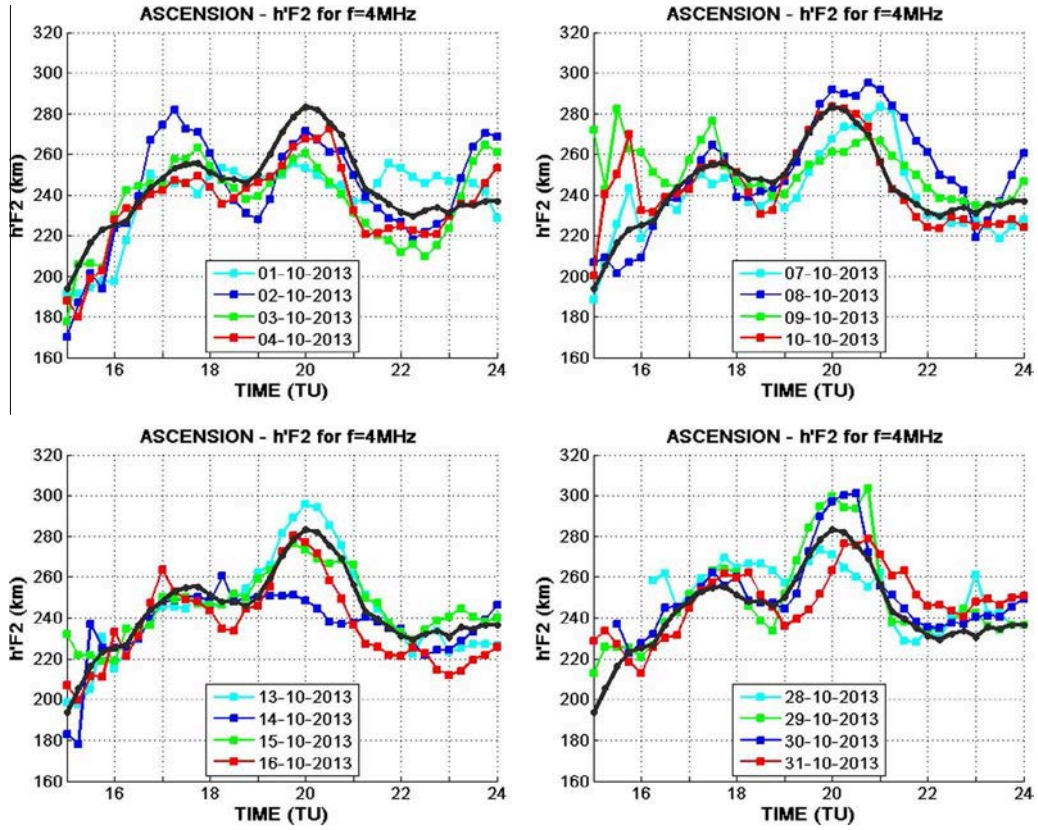


Fig. 8. Variations of the virtual height $h'F_2$ layer during October 2013, between 15 and 24 h, every 15 min at 4 MHz in Ascension Island (UT + 1). Each panel corresponds to an event.

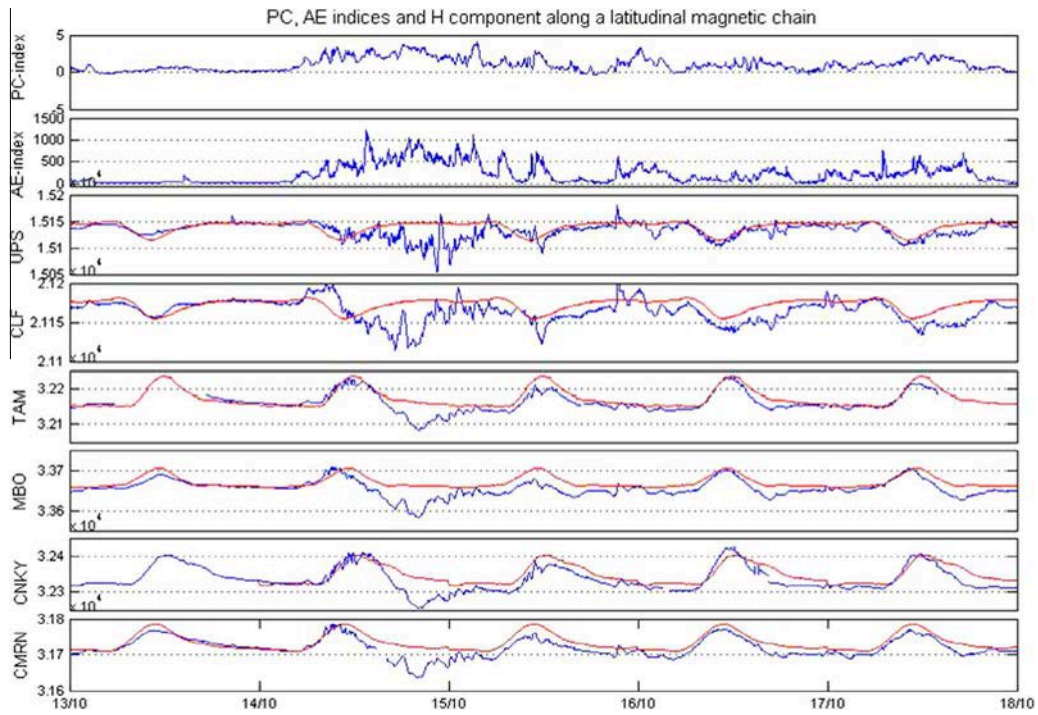


Fig. 9. PC, AE magnetic indices and H component of the Earth's magnetic field along a latitudinal magnetic chain.

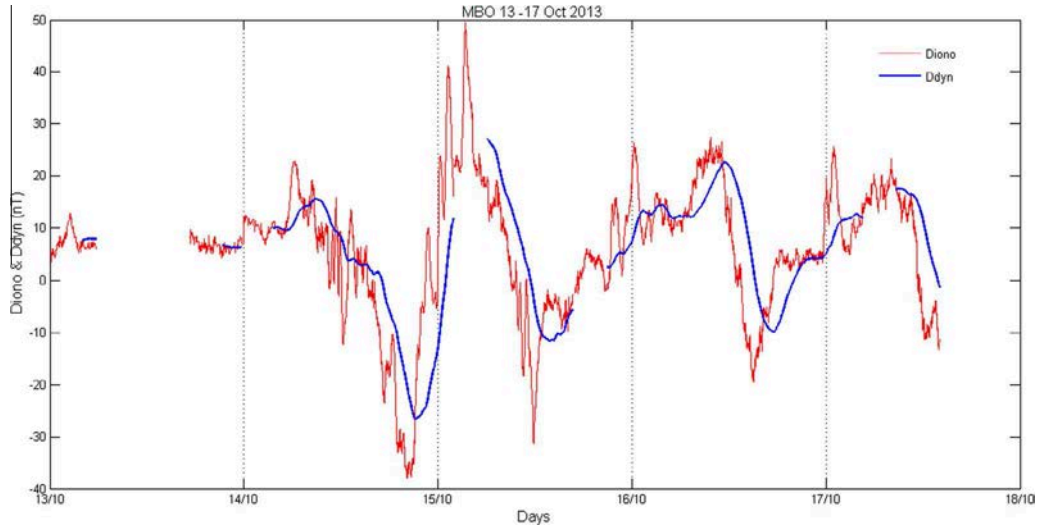


Fig. 10. Disturbances of Ionospheric currents D_{iono} and D_{dyn} at M'BOUR observatory, Senegal.

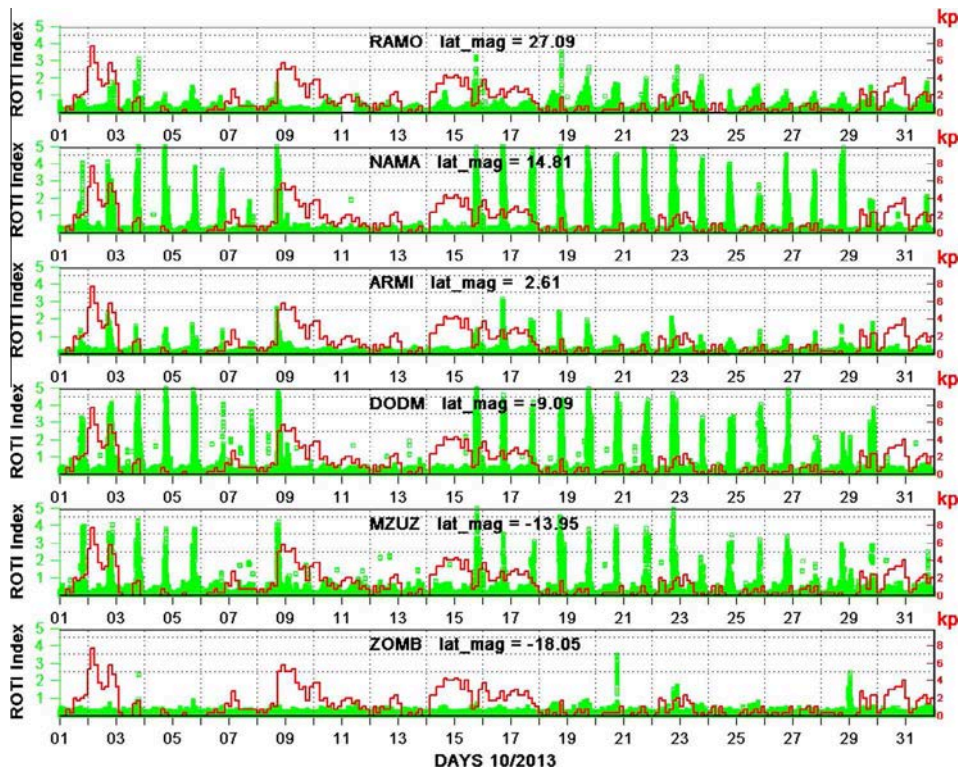


Fig. 11. ROTI and Kp indices, along the East-African-Europe/Middle East sector, during October 2013.

southward Bz on October 30. They produce also the same signature at middle latitudes. These results are similar to those obtained by Shimeis et al. (2012) and can be explained by the successive action of PPEF at the beginning of the event and DDEF several hours later.

At low latitudes there is not a clear common signature for all the events.

Fig. 5 shows the maps of the ROTI index, a proxy of scintillation. The signature is different from one case to another. The impact of the first CME does not produce any change in the scintillation pattern on October 2nd

and 3rd (top panels, Fig. 5). The impact of the second CME produces the disappearance of scintillations on East Africa (second panels from the top, Fig. 5). On October 14, the day of arrival of the high speed solar wind stream (third panels from the top, Fig. 5); the scintillations disappear over all Africa. Finally for the last event, CME passing near the Earth (bottom panel, Fig. 5); the scintillations disappear on East Africa.

Figs. 6 and 11 show the variations of the ROTI index for several stations in West Africa (Fig. 6) and East Africa (Fig. 11). There is an asymmetry between West and East

Africa depending of the event. Indeed for the events of October 2nd and 14 the whole Africa exhibits the same pattern for scintillation, i.e. no inhibition of scintillation on October 2nd and inhibition of scintillation on October 14. On the contrary for the second and third events, October 8 and 30, the scintillations disappear only over East Africa. We must also notice that during the second event, over East Africa, the disappearance of scintillations lasts several days from October 9 to 13.

The fact the scintillation pattern is different from one site to another for the same magnetic event was found previously by several authors. Santos et al. (2012) found strong longitudinal difference in ionospheric responses over Fortaleza (Brazil) and Jicamarca (Peru) during the January 2005 magnetic storm. They found the total suppression of the PRE over Fortaleza with no simultaneous effect over Jicamarca. Jicamarca and Fortaleza locations are separated by only 2 h in local time. Chatterjee and Chakraborty (2013) noticed that the locations of observing stations with respect to the post-sunset resurgence peak of EIA seem to play dominant role in dictating the severity of scintillation activity.

Over West Africa we have the possibility to interpret the observations with the ionosonde of Ascension Island. In Fig. 7 are presented the ionograms obtained for the four events, and in Fig. 8 the variations of the virtual height $h'F_2$ at 4Mhz. In Fig. 8, among the 15 days presented, only one day October 14 exhibits a different pattern, i.e. the F layer does not present the PRE signature which is an increase of the h' height post sunset. This fact explained the absence of scintillation on October 14.

We know that the lift up of the F layer is related to the existence of the PRE of the eastward electric field. The observations suggest that during the event of October 14 a disturbed electric field inhibits the regular eastward electric field. Two physical processes (1) the Prompt penetration of magnetospheric convection and (2) the ionospheric disturbance dynamo, produce disturbed electric fields. The electric field which penetrates to low latitudes before the shielding becomes effective (undershielding PPEF). This field has the polarity of the dawn-dusk convection electric field (eastward during the day until 21.00 LT and westward in night sector). The over-shielding electric field (Kelley et al., 1979; Koba et al., 2000) is related to the decline of the convection electric field. This electric field is westward in the day side and eastward in the night side (PPEF).

Finally the disturbance dynamo electric field, DDEF (Blanc and Richmond, 1980; Sastri, 1988) which is westward during the day, turns eastward around 22.30LT and remains eastward until the end of the night (Huang et al. 2005).

In Fig. 9, at low latitudes, the variations of the H component (TAM, MBO, CNKY and CMRN) show before noon strong oscillations, which are the signature of the DP_2 current system related to PPEF (under or over shielding). After noon we observe a decay of the H component of the Earth's magnetic field. This decay occurs several hours

after the beginning of the disturbance; it is the signature of the D_{dyn} current system related to DDEF. By using the method of Fathy et al. (2014), we estimated the Diono and D_{dyn} disturbances. Fig. 10 illustrates their variations. On October 14, there is the existence of the ionospheric disturbance process which generates a westward electric field during the day until the evening. This electric field inhibits the regular eastward electric field, and as a consequence there is no scintillation.

From October 9 to 13 the scintillations are inhibited over East Africa and not on West Africa. The H component observed at the station CMRN on these days (not shown here) exhibits an afternoon secondary maximum, which is the precursor of scintillation following Chatterjee et al. (2014), and scintillations are observed. Ngwira et al., 2013, studied scintillations in 4 African GPS stations from West to East Africa. During the storm event of September 13 2004, they observed scintillations in all the stations and interpreted this fact as a consequence of the prompt penetration of an Eastward electric field (PPEF). On the day after the storm, September 14, the scintillations disappeared in 2 stations and they observed a decrease of H component as we observed on October 14, 2013.

5. Conclusion

In this paper we analyzed the impacts on the ionosphere of four different solar events (two CME, a high speed solar wind flowing from a coronal hole and a slow solar wind associated to large southward excursions of the BZ). We analyzed VTEC data, ROTI index, ionosonde and magnetic data and found the following results:

- At middle latitude for all the events the behavior is similar, an increase of the VTEC at the time of the impact followed by a decrease of the VTEC during one or more days. These observations are explained by the electric field disturbance PPEF (prompt penetration electric field) at the beginning and several hours later by the electric field disturbance DDEF (Disturbance dynamo electric field). Such observations were made recently by Shimeis et al. (2012)
- At low latitudes there is no a clear common signature for all the events.
- The ROTI index which is a proxy of the scintillation index showed that concerning the scintillations, there is an asymmetry between East and West Africa. Indeed, sometimes the scintillations are inhibited only on East Africa (October 9–13 and October 30), sometimes the scintillations are inhibited over the whole Africa (October 14) and there are cases where there is no inhibition of scintillation everywhere in Africa (October 2). Such results were found in the American longitude sector by Santos et al. (2012), and explained by the longitudinal variation of the disturbances PPEF as well as DDEF.

The analysis of the virtual height $h'F_2$ at 4 MHz, recorded by the ionosonde of Ascension Island (West Africa), on October 14 (the day of inhibition of scintillation of whole Africa) showed that there is no uplift of the layer post sunset on October 14, i.e. there is no PRE of the eastward electric field and therefore no scintillation.

- The analysis of the ground magnetic variations of the H component at low latitudes, on October 14, showed the existence of PPEF and DDEF electric field disturbances. During the event of inhibition of the scintillation it is a westward DDEF field opposite to the PRE eastward electric field which stopped the uplift of the F layer.

Due to the lack of data, we can fully interpret only the case of inhibition of scintillation over West Africa on October, 14 2013. Indeed, during October 2013, the magnetometers of the 2 networks AMBER and INTERMAGNET, located in East equatorial latitudes, were not working, and there is no ionosonde data available on East Africa. It is important, if we want to develop Space Weather studies in Africa, to increase the number of scientific instruments. An equatorial chain of ionosondes as well as an incoherent scatter sounder would be very useful to understand the longitudinal asymmetry of scintillations.

Acknowledgments

The results about geomagnetic data presented in this paper rely on the data collected at UPS, CLF, MBO and TAM. We thank IGP, CRAAG and SGU institutes, for supporting its operation and INTERMAGNET for promoting high standards of magnetic observatory practice (www.intermagnet.org). The authors also thank E. Yigengaw, E. Zesta, M. B. Moldwin and the rest of the AMBER and SAMBA team for the data. AMBER is operated by Boston College and funded by NASA and AFOSR.

The authors thank all the providers of the GPS data of the networks IGS and UNAVCO as well as the National Moroccan Agency for the Land Conservation, Land Registry and Mapping (ANCFCC), in charge of the station DKHL in Morocco.

The authors thank Lowell GIRO Data Center (LGDC) and all the providers of the Ascension Island ionograms.

Our sincere thanks go to all members of LPP/Polytechnique/UPMC/CNRS, Telecom Bretagne-Brest University and Ecole Mohammadia d'Ingénieurs (EMI)/Université Mohammed V Agdal Rabat-University for their ceaseless support.

References

Abdu, M.A., de Medeiros, R.T., Sobral, J.H.A., Bittencourt, J.A., 1983. Spread F plasma bubble vertical rise velocities determined from space ionosonde observations. *J. Geophys. Res.* 88 (A11), 9197–9204.

- Appleton, E., 1946. Two anomalies in the ionosphere. *Nature* 157, 691–693.
- Basu, S., Basu, S., 1981. Equatorial scintillations, a review. *J. Atmos. Terr. Phys.* 43 (5/6), 473–498.
- Blanc, M., Richmond, A.D., 1980. The ionospheric disturbance dynamo. *J. Geophys. Res.* 85 (A4), 1669–1686.
- Chapman, S., 1951. The equatorial electrojet as detected from the abnormal electric current distribution above Huancayo, Peru, and elsewhere. *Arch. Meteorol. Geophys. u. Bioklimatol. ser., A* 4, 368–374.
- Chapman, S., Bartels, J., 1940. *Geomagnetism*. Oxford University Press, New York.
- Chatterjee, S., Chakraborty S.K. Variability of ionospheric scintillation near the equatorial crest of the Indian zone, *Ann. Geophys.* 31. 697–711. doi: 10.5194/angeo-31-697-2013.
- Chatterjee, S., Chakraborty, S.K., Veenadhari, B., Banola, S., 2014. A study on ionospheric scintillation near the EIA crest in relation to equatorial electrodynamics. *J. Geophys. Res. Space Phys.* 119, 1250–1261. <http://dx.doi.org/10.1002/2013JA019466>.
- Fambitakoye, O., Menvielle, M., Mazaudier, C., 1990. Global disturbance of the transient magnetic field associated to thermospheric storm winds on March 23, 1979. *J. Geophys. Res.* 95 (A9), 209–218.
- Fang, T.W., Richmond, A.D., Liu, J.Y., Maute, A., 2008. Wind dynamo effects on ground magnetic perturbations and vertical drifts. *J. Geophys. Res.* 113, A11313. <http://dx.doi.org/10.1029/2008JA013513>.
- Fathy, I., Amory-Mazaudier, C., Fathy, A., Mahrous, A.M., Yumoto, K., Ghamry, E., 2014. Ionospheric disturbance dynamo associated to a coronal hole: case study of 5–10 April 2010. *J. Geophys. Res. Space Phys.* 119. <http://dx.doi.org/10.1002/2013JA019510>.
- Fejer, B., Larsen, M.F., Farley, D.T., 1983. On the equatorial disturbance dynamo electric fields. *Geophys. Res. Lett.* 10 (7), 537–540.
- Forbes, J.M., 1981. The equatorial electrojet. *Rev. Geophys. Space Phys.* 19, 469–504.
- Hofmann-Wellenof, B., Lichtenegger, H., Collins, J., 1992. *Global Positioning System: Theory and Practice*. Springer-Verlag, Wien, New-York.
- Huang, C.M., Richmond, A.D., Chen, M.Q., 2005. Theoretical effects of geomagnetic activity on low latitude ionospheric electric fields. *J. Geophys. Res.* 110, A05312. <http://dx.doi.org/10.1029/2004JA010994>.
- Kelley, M.C., Fejer, B.G., Gonzales, C.A., 1979. An explanation for anomalous equatorial ionospheric electric fields associated with a northward turning of the interplanetary magnetic field. *Geophys. Res. Lett.* 6 (4), 301–304. <http://dx.doi.org/10.1029/GL006i004p00301>.
- Kelley, M.C., Ilma, R.R., Crowley, G., 2009. On the origin of the pre-reversal enhancement of the zonal equatorial electric field. *Ann. Geophys.* 27, 2053–2056.
- Kobe, A.T., Richmond, A.D., Emery, B.A., Peymirat, C., Luhr, H., Moretto, T., Hairston et, M., Amory-Mazaudier, C., 2000. Electrodynamic coupling of high and low latitudes observations on May 27 1993. *J. Geophys. Res.* 105 (A10), 22979–22989.
- Komjathy, A., Sparks, L., Wilson, B.D., Mannucci, A.J., 2005. Automated daily processing of more than 1000 ground-based GPS receivers for studying intense ionospheric storms. *Radio Sci.* v40, RS6006.
- Le Huy, M., Amory-Mazaudier, C., 2005. Magnetic signature of the Ionospheric disturbance dynamo at equatorial latitudes: «Ddyn». *J. Geophys. Res.* 110, A 10301.
- Mayaud, P.N., 1980. Derivation, meaning and use of geomagnetic indices. *Geophysical Monograph Series*, vol. 22. AGU, Washington DC.
- Mazaudier, C., 1985. Electric currents above Saint-Santin; 3- a preliminary study of disturbances: June 6, 1978; March 22, 1979; March 23, 1979. *J. Geophys. Res.* 90 (A2), 1355–1366.
- Mazaudier, C., Blanc, M., 1982. Electric currents above Saint-Santin; part II: model. *J. Geophys. Res.* 87 (A4), 2465–2480.
- Mazaudier, C., Venkateswaran, S.V., 1990. Delayed ionospheric effects of March 22, 1979 studied by the sixth coordinated data analysis workshop (CDAW-6). *Ann. Geophys.* 8, 511–518.

- Mazaudier, C., Blanc, M., Nielsen, E., Min-Yun, Z., 1984. Latitudinal profile of the magnetospheric convection electric field at ionospheric altitudes from a chain of magnetic and radar data. *J. Geophys. Res.* 89 (A1), 375–381.
- Menvielle, M., Iyemori, T., Marchaudon, A., Nosé, M., 2011. Geomagnetic indices. In: Menvielle, M., Iyemori, T., Marchaudon, A., Nosé, M. (Eds.), *Geomagnetic Observations and Models*. In: Manda, M., Korte, Monica (Eds.), *Special Sopron Book Series*, 5. Springer, Dordrecht Heidelberg London New York. http://dx.doi.org/10.1007/978-90-481-9858-0_8.
- Namba, S., Maeda, K.-I., 1939. *Radio Wave Propagation*. Corona Publishing, Tokyo (p. 86).
- Ngwira, C.M., Seemala, G.K., Habarulema, J.B., 2013. Simultaneous observations of ionospheric irregularities in the African low latitude region. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 97, 50–57.
- Nishida, A., 1968. Geomagnetic DP₂ fluctuations and associated magnetospheric phenomena. *J. Geophys. Res.* 73, 1795–1803.
- Nishida, A., Iwasaki, N., Nagata, N.T., 1966. The origin of fluctuations in the equatorial electrojet: a new type of geomagnetic variation. *Ann. Geophys.* 22, 478–484.
- Onwumehili, C.A., 1997. *The Equatorial Electrojet*. Gordon and Breach Science Publishers, The Netherlands, Amsterdam.
- Pi, X., Mannucci, A.J., Lindqwister, U.J., Ho, C.M., 1997. Monitoring of global ionospheric irregularities using the worldwide GPS network. *Geophys. Res. Lett.* 24, 2283–2286.
- Santos, A.M., Abdu, M.A., Sobral, J.H.A., Koga, D., Nogueira, P.A.B., Candido, C.M.N., 2012. Strong difference in ionospheric responses over Foz de Iguaçu (Brazil) and Jicamarca (Peru) during the January 2005 magnetic storm dominated by Northward IMF. *J. Geophys. Res.* 117, A08333. <http://dx.doi.org/10.1029/2012JA0117604>.
- Sastri, J.H., 1988. Equatorial electric field of ionospheric disturbance dynamo origin. *Ann. Geophys.* 6 (6), 635–642.
- Schaer, S., 1999. *Mapping And Predicting the Earth's Ionosphere using the Global Positioning System* (Ph.D. thesis). Bern University, Bern. p. 228
- Shimeis, A., Fathy, I., Amory-Mazaudier, C., Fleury, R., Mahrous, A.M., Yumoto, K., Groves, K., 2012. Signature of the coronal hole near the north crest equatorial anomaly over Egypt during the strong geomagnetic storm 5 April 2010. *J. Geophys. Res.* 117, A07309. <http://dx.doi.org/10.1029/2012JA017753>.
- Stauning, P., 2012. The polar cap PC indices: relations to solar wind and global disturbances. Dr. Marian Lazar (Ed.), *Exploring the Solar Wind*. ISBN: 978-9 53-51-0339-4, InTech. Available from: <<http://www.intechopen.com/books/exploring-the-solar-wind/the-polar-cap-pc-indices-relations-to-solar-wind-and-global-disturbances>>.
- Stewart, B., 1882. Terrestrial magnetism. In *Encyclopaedia Britannica*, ninth ed., vol. 16, p. 159.
- Testud, F., Amayenc, P., Blanc, M., 1975. Middle and low latitude effects of auroral disturbances from incoherent scatter. *J. Atmos. Terr. Phys.* 37, 989–1009.
- Vasyliunas, V.M., 1970. Mathematical models of magnetospheric convection and its coupling to the ionosphere. In: McCormac, M. (Ed.), *Particles and Fields in the Magnetosphere*. New York, Springer, pp. 60–71.
- Woodman, R.F., 1970. Vertical drift velocities and east–west electric fields at the magnetic equator. *J. Geophys. Res.* 75, 6249–6259.
- Yigenzaw, E., Moldwin, M.B., 2009. African meridian B-field education and research (AMBER) array. *Earth Moon Planet.* 104 (1), 237–246. <http://dx.doi.org/10.1007/s11038-008-9287-2>.
- Zaka, K.Z., Koba, A.T., Doumbia, V., Richmond, A.D., Maute, A., Mene, N.M., Obrou, O.K., Assamoi, P., Boka, K., Adohi, J.-P., Amory-Mazaudier, C., 2010a. Simulation of electric field and current during the 11 June 1993 disturbance dynamo event: comparison with the observations. *J. Geophys. Res.* 115, A11307. <http://dx.doi.org/10.1029/2010JA015417>.
- Zaka, K.Z., Koba, A.T., Doumbia, V., Richmond, A.D., Maute, A., Mene, N.M., Obrou, O.K., Assamoi, P., Boka, K., Adohi, J.-P., Amory-Mazaudier, C., 2010b. Correction to “simulation of electric field and current during the 11 June 1993 disturbance dynamo event: comparison with the observations”. *J. Geophys. Res.* 115, A12314. <http://dx.doi.org/10.1029/2010JA016292>.

Day-to-day variability of VTEC and ROTI in October 2012 with impact of high-speed solar wind stream on 13 October 2012

Azzouzi, I.^{1,2}, Migoya-Orue, Y. O.³, Coisson, P.⁴, Amory Mazaudier, C.^{1,3}, Fleury, R.⁵, Radicella, S.M.³

¹ LPP/UPMC/Polytechnique/CNRS, University Pierre and Marie Curie Paris France.

² LA2I / EMI / University Mohammed V Agdal Rabat, Morocco.

³ T/ICT4D, Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, Trieste, Italy

⁴ Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, Univ Paris Diderot, CNRS, Paris, France.

⁵ MO - Dépt. Micro-Ondes/Lab-STICC /UMR CNRS 6285 - Télécom Bretagne - Technopole de Brest-Iroise, France.

E mail (christine.amory@lpp.polytechnique.fr).

Accepted: 7 March 2016

Abstract This paper presents the day-to-day variability of the Vertical Total Electron Content (VTEC) and the Rate of change of TEC Index (ROTI) in October 2012. We focused our attention to the impact of a high-speed solar wind stream (HSSWS) on the ionosphere in middle and low latitudes on 13 October 2012. This event was preceded by two other disturbances caused by a Coronal Mass Ejection (CME) at 05:26UT on 8 October and a HSSWS around 19:00UT on 9 October. The changes in the VTEC observed during the period between 8 and 12 October preceding the 13 October case showed a comparable response of the ionosphere in both hemispheres, varying mainly with latitude and presenting a stronger impact in the Northern hemisphere. The VTEC increased at the arrival of the CME on 8 October, then decreased, and increased again on 13 October. The solar wind speed associated with the second HSSWS reached its peak, 580 km/s around 17:00UT during the recovery phase of a geomagnetic storm started around 00:00UT on 13 October. Its impact was observed in Africa and in Eastern South America on the ROTI, an indicator of ionospheric scintillation. On 13 October, the ROTI was small over whole Africa and in Eastern South America at the moment the impact of the second HSSWS. These observations are interpreted as due to the ionospheric disturbance dynamo electric field associated with the Joule heating produced in the auroral zone by the HSSWS.

© 2016 BBSCS RN SWS. All rights reserved

Keywords:

1. Introduction

The behavior of the equatorial ionosphere is characterized by four main phenomena: 1) the equatorial fountain and the Equatorial Ionization Anomaly (EIA) (Namba and Maeda, 1939; Appleton, 1946), 2) the Equatorial Electrojet (EEJ) (Chapman 1951), 3) the Pre Reversal Enhancement (PRE) of the zonal electric field (Woodman, 1970), and 4) the Equatorial Plasma Bubbles (EPBs) (Basu and Basu, 1981).

At the geomagnetic equator, the magnetic field is horizontal and the ExB drift, related to the Laplace (Lorentz) force, is vertical. During the daytime, when the zonal electric field is eastward, the plasma moves up, and reaches higher altitudes, where the pressure gradient and gravity forces become significant comparing to the Laplace (Lorentz) force. In these higher altitudes, the plasma is driven by the ambipolar diffusion along the magnetic field lines. This phenomenon is named the equatorial fountain. This fountain effect creates the EIA composed by a trough of density at the equator and two peaks of density in the geomagnetic latitudes 15°N and 15°S.

The EEJ is an electric current flowing in the E-region of the ionosphere (~110km), along the magnetic equator, between 3°N and 3°S geomagnetic latitude. The PRE was observed first at Jicamarca (Woodman,

1970). The equatorial electric field created by the ionospheric dynamo (Stewart, 1882; Chapman and Bartels, 1940) is eastward during the daytime and westward at nighttime. At the time of its reversal, post sunset, the eastward electric field strongly increases, this is called the PRE. The vertical drift (ExB drift) moves up or down the plasma. An eastward/westward electric field lifts up/down the plasma.

The existence of equatorial plasma irregularities, the EPB is attributed to the Generalized Rayleigh-Taylor (R-T) plasma instability (e.g. Kelley, 2009 and references therein). In equatorial latitudes, the R-T plasma instability is triggered by the PRE. At the time of the PRE, the eastward electric field quickly moves up the ionospheric layers and creates large gradients of electron density which is condition for the development of the R-T instability. These irregularities affect the propagation of electromagnetic waves and cause scintillations on the signal of the Global Positioning System (GPS) (Basu and Basu, 1981), spread F on the ionosonde signal (Abdu et al., 1983), or plumes on the incoherent scatter radar signal (Woodman and La Hoz, 1976). It is important to know the variability of these plasma irregularities for operation of the Global Navigation Satellite System (GNSS).

These irregularities also depend on the electrodynamic coupling of ionosphere between in the equatorial and auroral latitudes. This coupling is very strong during geomagnetic disturbances. The auroral currents affect the ionospheric electric fields and currents, and the thermospheric circulation of a global scale. Two main physical processes are well known: the prompt penetration of the magnetospheric convection electric field (Vasyliunas, 1970) and the ionospheric disturbance dynamo (Blanc and Richmond, 1980). The electric field disturbance related to the prompt penetration is named the Prompt Penetration Electric Field (PPEF), and the electric field due to the ionospheric disturbance dynamo is named the Disturbance Dynamo Electric Field (DDEF). The PPEF was interpreted first by Nishida (1968) as the transmission of the magnetospheric convection electric field from high to low latitudes. Many experimental and theoretical studies of the prompt penetration of magnetospheric convection were made during the last decades (Vasyliunas, 1970; Senior and Blanc, 1984; Mazaudier et al., 1984; Spiro et al., 1988; Kikuchi et al., 1996; Koba et al., 1998; Koba et al., 2000; Peymirat et al., 2000; Mene et al., 2011). The DDEF is related to the transfer of thermal energy to the neutral gas via the Joule heating and impulses through the ion-neutral momentum transfer. The dissipation of the Joule heating by the auroral electrojet sets up gravity waves and equatorward thermospheric winds (the Hadley cell between the poles and the equator) at F-region altitudes (Testud and Vasseur, 1969; Richmond and Matsushita, 1975; Richmond and Robble, 1979). These storm winds extend from auroral zone to mid and low latitudes (Mazaudier et al., 1985) with a small return flow at the E-region altitudes around the equator (below about 120 km altitude). Blanc and Richmond (1980) made the first numerical simulation of the ionospheric dynamo. Many experimental and theoretical studies illustrated the characteristics of the ionospheric disturbance dynamo process (Fejer et al., 1983; Sastri, 1988; Abdu et al., 1997; Fambitakoye et al., 1990; Mazaudier and Venkateswaran, 1990; Fejer and Schierless, 1995; Richmond et al. 2003; Le Huy and Mazaudier, 2005; Le Huy and Mazaudier, 2008; Zaka et al., 2009; Zaka et al., 2010). The storm winds also lift the ionized regions. As a consequence, daytime increases occur in hmF2, in foF2, in total electron content (TEC) and the atmospheric composition changes globally (Jones, 1971; Jones and Rishbeth, 1971; Volland, 1979). The PPEF, the DDEF, and the storm winds modify the behavior of the equatorial ionosphere: the EIA, the PRE, the EEJ, and propitiate the occurrence of the EPB. They affect the Vertical Total Electron Content (VTEC), and the Rate of TEC Index (ROTI) as well as ionospheric F2 layer and geomagnetic variations.

In the framework of the International Heliophysical Year project (IHY/2005-2009) (<http://www.unoosa.org/oosa/en/ourwork/psa/bsi/ihy2007.html>), and the International Space Weather

Initiative project (ISWI/2010-2012) (<http://www.iswi-secretariat.org>), a larger number of GPS stations were deployed all over Africa. This allowed the ionosphere research in Africa. Many ionosphere studies were made using the GPS data (Obrou et al., 2009; Ouattara et al., 2012; Bolaji et al., 2012; Bolaji et al., 2013; Oladipo et al., 2014; Bolaji et al., 2015) on the solar cycle and the seasonal behavior of TEC (Moeketsi et al., 2007; Ackah et al., 2011; Zoundi et al., 2012; Shimeis et al., 2014), and on geomagnetic storms (Shimeis et al., 2012; Adeniyi et al., 2014; Shimeis et al., 2015).

In this paper, we presented the day-to-day variability of VTEC and ROTI in October 2012 over the Asian, African, and American sectors of the Northern and Southern hemispheres. We focused on the 13 October 2012 case under the influence of a high-speed solar wind stream (HSSWS). A similar case was analyzed by Azzouzi et al. (2015), only in the European and African sectors. In this study, we extended our analysis to all longitude sector. We want to know whether the same type of solar event produces the same effect on the ionosphere in middle and low latitudes and determines the longitudinal extension. The GPS data were used to study the impact of a Coronal Mass Ejection (CME) and the impact of a HSSWS from a coronal hole on the VTEC and the ROTI which indicates the presence of irregularities in the ionosphere. Basu et al. (1999) showed that: *"the rate of change of TEC index (ROTI) that can be obtained from widely dispersed IGS stations performing two-frequency GPS satellite observations can be used, especially in the equatorial region, as an indicator of the presence of scintillation causing small-scale ionospheric irregularities"*.

The second section of this paper is devoted to the data sets and data processing. The third section shows the results on the VTEC and the ROTI and the comparison between the 13 October 2012 case and the 14 October 2013 case presented by Azzouzi et al. (2015). Then we discussed the results in the fourth section and gave the conclusion in the fifth section.

2. Data set and data processing

2.1 Data sets

We analyzed the data in October 2012 focusing on the period of 12 to 17 October. The data of the Solar and Hemispheric Observatory (SOHO) satellite, (www.nasa.gov/mission_pages/soho/) and the website: www.space.weather.com were used to determine the solar sources (Coronal Mass Ejection (CME) and coronal hole). The observations of the Advanced Composition Explorer (ACE) satellite (<http://omniweb.gsfc.nasa.gov/>) provide solar wind parameters: the solar wind speed and the north-south (Bz) component of the Interplanetary Magnetic Field (IMF).

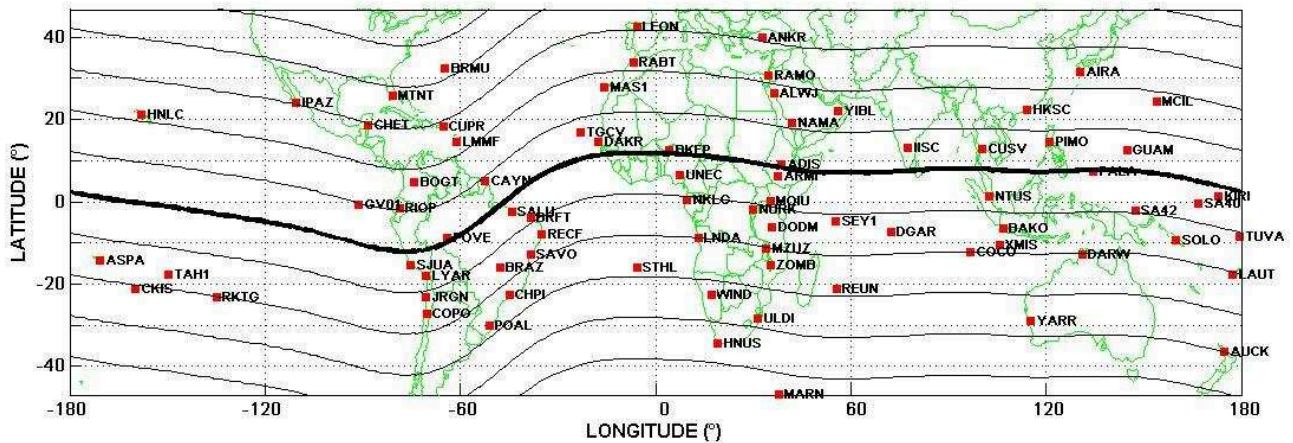


Figure 1. Location of the GPS stations used to make maps of ROTI.

The magnetic indices of SYM-H, AU, AL, AE, and Am/Km and the list of Storm Sudden Commencement (SSC) used in this study were extracted from the International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG) website (<http://isgi.latmos.ipsl.fr>) (Mayaud, 1980; Menvielle et al., 2011). The Am/Km indices give an estimation of the global magnetic disturbances, just like Ap/Kp indices that are more often used. The Am/Km indices are the mean value of the K indices in 21 observatories over all the longitude sectors. There are 12 observatories in the Northern hemisphere and 9 in the Southern hemisphere. Ap/Kp indices are based only on 11 observatories; 9 in the Northern hemisphere and 2 in the Southern hemisphere. Am index is in nT and Km index is a number between 0 and 9.

Figure 1 presents the GPS network used to produce maps of ROTI. The GPS data were extracted from the websites: GPS Europe (<http://www.epncb.oma.be/>), the Scripps Orbit and Permanent Array Center (SOPAC) (<http://sopac.ucsd.edu/>), and the UNAVCO (<http://www.unavco.org/>), and the International GNSS Service (IGS) (<http://igs.org/>).

2.2 Data processing

VTEC

We used a standard procedure for processing GPS measurements given by Hoffmann-Wellenhof et al., (1992) and Schaer (1999) and for the conversion of slant TEC (STEC) to VTEC, we use the single layer mapping function (Schaer, 1999; see Azzouzi et al., 2015 for more details).

ROTI

We computed the ROT in units of TECU/min as follows:

$$\text{ROT} = \frac{\text{STEC}_{k+1} - \text{STEC}_k}{\text{time}_{k+1} - \text{time}_k} * 60 \quad (1)$$

Where time (k), is a time during the day between 0 and 86400s and time (k+1) is the time 30 s later.

ROTI is then computed each 30s, by taking the standard deviation of ROT (Pi et al., 1997) over a period of 10-min and with a minimum of 10 points, i.e.

$$\text{ROTI} = \sqrt{\langle \text{ROT}^2 \rangle} - \langle \text{ROT} \rangle^2 \quad (2)$$

The ROTI is used to get information of irregularities in the F-region.

Maps of ROTI

The maps of ROTI are obtained by using 67 GPS stations located all over the globe in middle and lower latitudes (Figure 1). We used the ROTI each 30s and plot the ROTI when it is greater than 1.5 TECU/min.

We chose four arbitrary sectors longitudes:

- Asia: 60°-160°E, number of stations 15
- Pacific: 160°-260°E, number of stations: 14
- America: 260°-335°E, number of stations: 18
- Africa: 335°-60°E, number of stations: 20

The number of stations is balanced in areas (see Figure 1). However, it is not sufficient for the analysis of occurrence of the irregularities.

Percentage of irregularities occurrence expressed by ROTI

We computed the number of ROTI more than 1.5 TECU/min for 24 hours a day and obtained the number N_{rot} for each zone. For each day and each zone, we also computed the total number of ROTI values for each zone and obtained the number N_{tot} . The percentage of irregularities occurrence for each zone and each day is given by:

$$R = N_{rot} / N_{tot} \quad (3)$$

3. Results

3.1 Global context of the 13 October 2012 case and the 14 October 2013 case

In October 2012, three major solar events affected the Earth. A CME hit the Earth at 05:26UT on 8 October and the impact was seen as a SSC. After this CME, two HSSWs related to coronal holes arrived in the evening (~19:00UT) on 9 October and in the afternoon (~17:00UT) on 13 October.

Figure 2 illustrates the variation of solar wind parameters and magnetic indices between 7 and 22 October: solar wind speed in km/s, the Bz component of the IMF, the SYM-H indices, and the AU and AL

indices (from the top panel to the bottom panel). The SSC is indicated by the vertical red line in the SYM-H panel. On the top panel, the arrivals of the HSSWSs are indicated by two red arrows. On 17 and 18 October, there were also increases of the solar wind speed which were not reported as related to coronal holes. On 8 October, the IMF Bz was southward when the CME hit the Earth (~ 5 nT) and decreased after the shock (-15 nT). Then it increased and turned northward ($+10$ nT) around 12:00UT and turned southward (~ 15 nT) around 18:00UT again. Large variations of SYM-H and AL indices were associated to the southward excursions of the IMF Bz. On October 9 when the first HSSWS arrived in the evening ($\sim 22:00$ UT), the IMF Bz was oscillating and then became northward ($+10$ nT) around 00:00UT. The SYM-H was in a recovery phase (~ 10 nT). SYM-H and AL showed small variations just before 00:00UT associated to this HSSWS. On 13 October, the second HSSWS arrived also during the recovery phase of a storm around $\sim 16:00$ UT. This storm started around 00:00UT on 12 October with southward turning of the IMF Bz. In this case, the HSSWS was associated to a decrease of SYM-H from ~ -45 nT ($\sim 16:00$ UT) to ~ -70 nT ($\sim 18:00$ UT) and to an increase of the AL index (~ 1000 nT). The solar wind speed reached 570 km/s around 17:00UT. The effect of this HSSWS was stronger than the effects of the first HSSWS. Because both the SYM-H and the IMF Bz were stronger than those of the first HSSWS event. During the increases of solar wind speed on 17 and 18 October, there was no large variation of the SYM-H and AL indices.

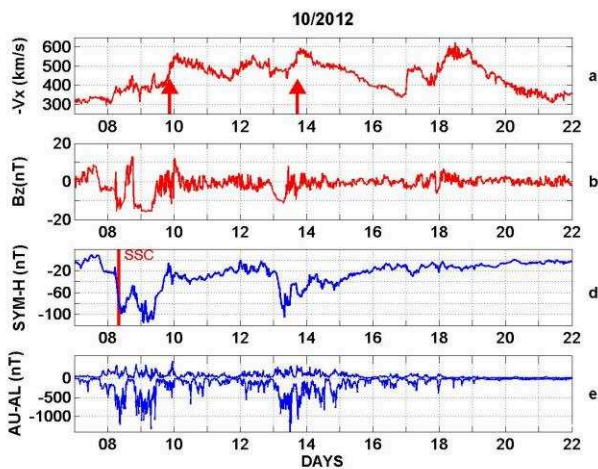


Figure 2. Variations of solar wind parameters (solar wind speed and IMF Bz) and geomagnetic indices (SYM-H, AU, and AL) for the period between 7 and 22 October 2012. Two arrows show arrivals of HSSWSs.

In October 2012 and 2013, the complete disappearance of the scintillations on the GPS signal was observed over the whole Africa only on 13 October 2012 and on 14 October 2013. We compared these two events to understand the similarity between them.

Table 1 shows the characteristics of the solar wind speed, Dst and AE indices on 8, 9, 13, 17, and 18

October 2012 and on 14 October 2013 (Azzouzi et al., 2015). The table presents the AE index more than $> \sim 300$ nT for several hours both on 13 October 2012 and on 14 October 2013.

Figure 3 shows the convection maps by the Super Dual Auroral Radar Network (SuperDARN) around 19:00UT on 8, 9, 13, 17, and 18 October 2012 and on 14 October 2013. The largest convection cells were observed on 13 October 2012 and 14 October 2013. The largest cells of convection observed on these two days can produce large electric fields (the PPEF and the DDEF). These electric fields were able to generate disturbances of the equatorial VTEC and ROTI.

Table 2 gives the values of the cross polar cap potential and of the latitudinal extension of the convection cells between 16:50UT and 19:00UT. The 13 October 2012 case is similar to the 14 October 2013 one concerning the pattern of the auroral zone. The largest cross polar cap potential (49kV to 82 kV) and the largest extension of the convection cells toward mid latitudes (61° to 50° N) were observed on 13 October 2012 and 14 October 2013. The latitudinal extension of the convection cells was between 64° and 72° N and the cross polar cap potential was between 23kV and 66kV for all other days.

3.2 Day-to-day variability of VTEC of the 13 October 2012 case

In the following sections, we analyzed global scale characteristics of the VTEC for this event. Figure 4 shows the variation of the Am index in October 2012. Geomagnetic activity was high in the first two weeks in October 2012 and became low (Am index less than 14 nT) in the rest of the month. The Am index on 1 October was 38 nT due to the impact of a CME arrived at the Earth on 30 September. When the first HSSWS arrived on 9 October, the Am index increased and reached 63 nT. The Am index increased from 23 nT to 61 nT associated with the second HSSWS on 13 October.

Figures 5a and 5b show the day-to-day variation of VTEC, observed in a chain of GPS stations of the Northern and Southern hemispheres in the Europe and East African sectors. The left panels are for the Northern hemisphere and the right panels are for the Southern hemisphere. The panels in the figures are aligned from top to bottom in order of decreasing latitudes. Figure 5a shows VTEC in high and middle latitudes and Figure 5b is that in middle and equatorial latitudes. The red rectangles indicate the period around 13 October and the pink curves represent the solar index (F10.7). The decrease associated with the second HSSWS varied in each station. We made similar figures for the Asian, American and West African sectors. They shows similar variations. According to Figures 5a and 5b, amplitudes of VTEC were smaller ($\sim 0-15$ TECU) during the beginning of the month and were larger ($\sim 16-31$ TECU) in the end of the month at all the GPS stations in high and middle latitudes of the Northern hemisphere (VARS, VLNS, MIKL, ANKR, NICO, and RASH) and of the

Table 1. Solar wind speed and Dst and AE indices, on 8, 9, 13, 17, and 18 October 2012 and on 14 October 2012.

Event	Solar wind speed	Dst index at 19:00UT	AE indices between 18:00UT and 19:00UT
CME at 05:26UT on 8 October 2012	~300 km/s at 03:00UT ~390 km/s at 05:30UT	-70 nT	less than 100 nT from 14:00UT to 19:00UT
coronal hole on 9 October 2012	~400 km/s at 19:00UT ~580 km/s at 24:00UT	-45 nT	~500 nT at 19:00UT less than 200nT from 12:00UT to 18:00UT
coronal hole on 13 October 2012	~450 km/s at 10:00UT ~600 km/s at 16:00UT	-62 nT	~1300 nT at 19:00UT ~300 nT for several hours before 19:00UT
17 October 2012	~360 km/s at 00:00UT ~490 km/s at 02:00UT	-4 nT	less than 100 nT for all the day
17-18 October 2012	~400 km/s at 21:00UT on 17 ~600 km/s at 10:00UT on 18	-9 nT	less than 100 nT for all the day
14 October 2013	~330 km/s at 07:30UT ~ 460km/s between 12:00UT and 24:00UT	-22 nT	~1000 nT at 19:00UT less than 300 nT for several hours before 19:00UT

Table 2. Polar cap potential and latitudinal extension of the convection cells obtained by the SuperDARN observation on 8, 9, 13, 17, and 18 October 2012 and on 14 October 2012.

Time	14 October 2013	13 October 2012	8 October 2012	9 October 2012	17 October 2012	18 October 2012
16:50UT 16:52UT	82 kV 560	49 kV 590	18 kV 690	56 kV 680	32 kV 700	40 kV 640
17:00UT 17:02UT	78kV 560	63kV 610	32kV 680	53kV 670	32kV 650	44kV 640
17:50UT 17:52UT	76kV 530	74kV 500	18kV 690	46kV 680	29kV 700	25kV 700
18:00UT 18:82UT	71kV 550	67kV 500	27kV 680	54kV 680	19kV 710	33kV 720
18:50UT 18:52UT	69kV 540	62kV 550	47kV 680	45kV 640	15kV 710	34kV 690
19:00UT 19*02UT	65kV 540	63kV 550	66kV 680	62kV 640	23kV 700	41kV 680

Southern hemisphere (SYOG, MARN, SCOT, ZOMB, MZUZ, and DODM). In low latitudes of both the hemispheres (NAMA and ADIS in the Northern hemisphere and MAL2 and MOIU in the Southern hemisphere), there was no such a large difference in amplitudes of VTEC. The GPS stations in high and middle latitudes exhibited the same behavior: decreases of the VTEC from 1 to 7 October and increases of the VTEC from 8 to 14 October.

Table 3 shows the fluctuations of VTEC greater than 10 TECU. In high latitudes (VARS in Norway and SYOG in Antarctic) of both the hemispheres, the VTEC was lowest with many small fluctuations from 8 to 14 October. In the mid latitudes stations of the Northern hemisphere (MIKL, ANKR, NICO, and RASH), the same patterns were observed. The VTEC increased associated with the arrival of the CME on 8 October and then increased. It increased again associated with the arrival of the second HSSWS on 13 October.

The day of the decrease of the VTEC is different from one station to another (8, 9 or 10 October 2012). At ANKR and NICO, the largest amplitude of VTEC in October was observed on 13 October. In the Southern

hemisphere, the same pattern was observed at the mid latitudes stations (MARN, SCOT, ZOMB, MZUZ, and DODM): 1) Increase of VTEC on 8 October, was larger than 10 TECU at MARN and SCOT and was less at ZOMB, MZUZ, and DODM, 2) Decrease of VTEC on 9 and 10 or 11 October and increase until 13 or 14 October were observed at all the stations. At MARN in the Southern hemisphere, the largest increase of VTEC was observed on 8 October. In the equatorial stations of the Northern and Southern hemispheres (NAMA in Saudi Arabia and MAL2 and MOIU in Kenya), we observed large fluctuations of VTEC, with amplitude comparable to other fluctuations during the same month when there was no solar disturbance, and therefore it is difficult to find the impact of the solar events. We can see the disturbance due to the impact of solar event when they were larger than the day-to-day variability. In the present case, the impact of the disturbance was not detectable at the equatorial stations. At ADIS in Ethiopia, there were no large fluctuation of VTEC and the VTEC increased slowly from 5 to 15 October.

Table 3. Latitudinal variations of VTEC in the European and Eastern African sectors.

GPS station in the Northern hemisphere	VTEC variation more than 10 TECU	GPS station in the Southern hemisphere	VTEC variation more than 10 TECU
VARS, Norway	small with fluctuations from 8 to 15 October	SYOG, Antarctic	small with fluctuations from 8 to 15 October
VLNS, Estonia	small from 8 to 14 October decrease of \sim -10 TECU from 8 to 9 October increase of +15 TECU from 10 to 13 October	MARN, Islands Marion	increase of \sim +20 TECU on 8 October decrease of \sim -30 TECU on 9 October increase of \sim +15 TECU on 13 October
MIKL, Ukraine	increase of \sim +10 TECU on 8 October decrease of \sim -15 TECU from 9 to 10 October increase of \sim +15 TECU from 11 to 13 October	SCOT, South Africa	increase of \sim +15 TECU on 8 October decrease of \sim -20 TECU from 8 to 10 October increase of \sim +20 TECU from 10 to 14 October
ANKR, Turkey	increase of \sim +15 TECU on 8 October decrease of \sim -15 TECU from 9 to 11 October increase of \sim +20 TECU from 12 to 13 October	ZOMB, Malawi	decrease of \sim -10 TECU from 9 to 10 October increase of \sim +15 TECU 10 to 14 October
NICO, Cyprus	increase of \sim +15 TECU on 8 October decrease of \sim -15 TECU from 8 to 11 October increase of \sim +20 TECU on 13 October	MZUZ, Zambia	decrease of \sim -10 TECU from 8 to 10 October increase of \sim +20 TECU from 10 to 14 October
RASH Israel	increase of \sim +10 TECU on 8 October decrease of \sim -15 from 8 to 10 October increase of \sim +20 TECU from 11 to 13 October	DODM, Tanzania	decrease of \sim -15 TECU from 9 to 10 October increase of \sim +20 TECU from 12 to 14 October
NAMA, Saudi Arabia	decrease of \sim -20 TECU from 11 to 12 October increase of \sim +20 TECU from 12 to 13 October	MAL2, Kenya	increase of \sim +10 TECU on 8 October decrease of \sim -20 TECU on 11 October decrease of \sim -20 TECU on 13 October
ADIS, Ethiopia	slow increase from 8 to 15 October	MOIU, Kenya	increase of \sim +10 TECU on 11 October increase of \sim +15 TECU on 13 October

3.3 Planetary study of ROTI on the 13 October 2012 case

Figure 6 presents the ROTI maps obtained from 67 GPS stations for the period from 7 to 22 October 2012. We used the ROTI each 30 seconds and plotted the ROTI greater than 1.5 TECU/min: occurrence of irregularities as red points. The calculation of ROTI is described in Section 2. The occurrence of irregularities was strongest in the American sector (except on 7 and 11 October 2012) and was weakest in the Asian sector in this period. The occurrence of irregularities increased in the Pacific sector during geomagnetic storms on 8 and 13 October. The occurrence of irregularities disappeared across Africa on 13 October and remained low on 14 October.

Figure 7 shows the percentage of ROTI above the threshold of 1.5 TECU/min. They were calculated following equation 3 in Section 2. The data are organized according to four areas of arbitrary longitudes: Africa between 335°E and $<60^{\circ}\text{E}$, Asia between 60° and 160°E , Pacific between 160° and 260°E , and America between 260° and 335°E . The percentages are lower than 5% because irregularities are mainly observed only after 18 LT and for a more limited time slot. This figure shows that the occurrence

of irregularities was observed in the Pacific sector (green curve) only during the two storms on 8 and 13 October. In the Asian sector (blue line), there were fewer occurrences of irregularities than in the African and American sectors.

In the African sector, the occurrence of irregularities decreased from 6 to 13 October (except a peak on 12 October). On 13 October, the occurrence became the minimum and no irregularity was observed. Then it increased and became its maximum on 19 October. After its maximum, it decreased with some fluctuations. The occurrence of irregularities in the African sector was less than other longitude sectors from 7 to 14 October except in the Pacific sector on 12 October.

In the American sector, the occurrence of irregularities decreased from 1 to 7 October. There was a peak on 9 October. The occurrence increased and became a maximum on 16 October. It remained above 2% level after 16 October.

Figure 8 shows the VTEC and ROTI observed at some specific GPS stations NKLK and DAKR in Africa (top panels), at GUAM in Asia (bottom left panel) and BRFT in Brazil (bottom right panel). On each panel, the VTEC variations (red curves) are superimposed to the ROTI (blue curves) for the period from 11 to 17 October.

The x-axis shows local time between 18 LT and 24LT. This figure shows no depletion of VTEC (signature of the EPB) and no variation of the ROTI at NKLK on 13 and 14 October, at DAKR on 13 October, and at GUAM on 12 and 15 October. We used PseudoRandom Noise (PRN) #7 at NKLK, PRN#4 at BRFT and at DAKR, and PRN#26 at GUAM because of visibility of them.

At BRFT on 13 October, the ROTI was zero all the night except for 20 minutes before 21:00LT. This figure (as Figures 5 and 6) shows that the lowest level of ROTI (i.e. scintillations) was observed at GUAM in the Asian sector.

We selected four very distant geographical positions (NKLK, DAKR, BRFT, and GUAM). It is not possible to see the same satellite on these 4 stations at the same moment. We chose the GPS satellites which passed closer to each station for the calculation of the VTEC and ROTI. This analysis using a few GPS satellites and several stations showed that increase of ROTI seems to be associated with decrease of VTEC.

The second HSSWS which hit the Earth on 13 produced the disappearance of scintillations of the GPS signal. It is interesting to compare this case with the normal behavior during magnetic quiet days (Figure 9) in order to consider the day-to-day variability.

Figure 9 shows the track of ionospheric pierce points (taken at 450 km) of the satellite PRN#07 (used the plot of Figure 8) for several GPS stations near NKLK on 15 October. Trajectories of the satellite are shown in black and the locations of an EPB are shown in red on them. The trajectories crossed almost perpendicularly the magnetic equator (dip = 0 in green). The EPB was located below the inclination line 10 magnetic south. At the BRGL station (Angola) in further south from NKLK, there was no observation of the EPB. This can be interpreted by the fact that the satellite was too far south between 19:00UT and 20:00UT and could not see the area with the irregularities of the EPB. On 15 October, the spatial extent of the EPB was between 0 and -10 degrees in geomagnetic latitude.

4. Discussion

In this paper, we analyzed the ionospheric condition in October 2012 and focused on the 13 October 2012 case characterized by an increase of the solar wind speed around 16:00UT by the second HSSWS. This case is similar to the 14 October 2013 case: the arrival of the HSSWS near the Earth during daytime (Azzouzi et al., 2015). We first discussed the global context and made a comparison of the two specific cases.

4.1 Global context

We analyzed the planetary-scale VTEC and presented only the results of the Europe and Eastern African latitudinal chain (Figures 5a and 5b), because the results for the other latitudinal chains of the West African sector, of the Asian sector, and of the East and West American sector showed similar variations. In mid latitudes, the VTEC increased on 8 October, at the arrival of the CME, in the Northern and Southern hemispheres. Such an increase was found by Shimeis

et al. (2012) at the Northern crest of ionization in Egypt and Azzouzi et al. (2015) in different mid latitudes of the Northern hemisphere. The increase of VTEC with the arrival of the CME is interpreted as due the Prompt Penetration Electric Field (PPEF) (Nishida et al., 1966; Nishida, 1968; Vasyliunas, 1970). In our study, the observed variations in mid latitudes were similar both in the Northern and Southern hemispheres. It was not the case for Shimeis et al. (2015); they found a large asymmetry between the Northern and Southern hemisphere over Africa when they studied the period between 5 and 10 April 2010. On the day after the CME, VTEC always decreased in mid latitudes. This is interpreted by the effect of the Ionospheric Disturbance Dynamo (Blanc and Richmond, 1980). Such decreases of electron density were observed on density of the F2 layer by Sastri (1988) and on VTEC by Shimeis et al (2012; 2015) and Azzouzi et. (2015) recently. A rapid heating and expansion of the atmosphere in high latitudes result in pressure gradients. This pressure gradients in turn, modify the global thermospheric circulation, and produce equatorward winds (Richmond and Matsushita, 1975; Richmond and Roble, 1979). These equatorward winds by a storm produce the composition changes to middle latitudes and cause a reduction in the level of ionization (Yizengaw et al., 2005).

In equatorial latitudes, there was no clear signature of the arrival of the CME (bottom panels of Figure 5b). In high latitudes (top panels of Figure 5a), the regular variations of VTEC were hidden by fluctuations of VTEC associated to the CME.

We presented the maps of ROTI in Figure 6 and the percentage of irregularities in the four longitude sectors (the Asian, African, Pacific, and American sectors) in Figure 7. These two figures show the complete disappearance of irregularities over the whole Africa on 13 October. These figures highlight also the strong asymmetry of ROTI between the American and the Asian sectors. The occurrence of irregularities in the Pacific sector was observed only on 8 and 13 October. Su et al. (2007) analyzed the equatorial irregularities with the ROCSAT-1 at the 600km topside ionosphere from March 1999 to June 2006; their conclusions are that the irregularities are mostly variable in all the longitude sectors. This means that we cannot draw general conclusions from these maps. Su et al. (2007) concluded: *'Furthermore, the seasonal/longitudinal variations of quiet time post sunset vertical drift velocities are found to track closely with the seasonal/longitudinal variation of irregularity occurrences.'* The vertical drift is the main driver of the irregularities.

Chatterjee and Chakraborty (2013) noticed that the locations of observatories with respect to the post-sunset resurgence peak of the EIA seem to play dominant role indicating the severity of irregularities. In Figures 5a and 5b, the VTEC was lowest during the geomagnetically disturbed period between 8 and 14 October (Figure 4). Figure 7 shows similar tendency.

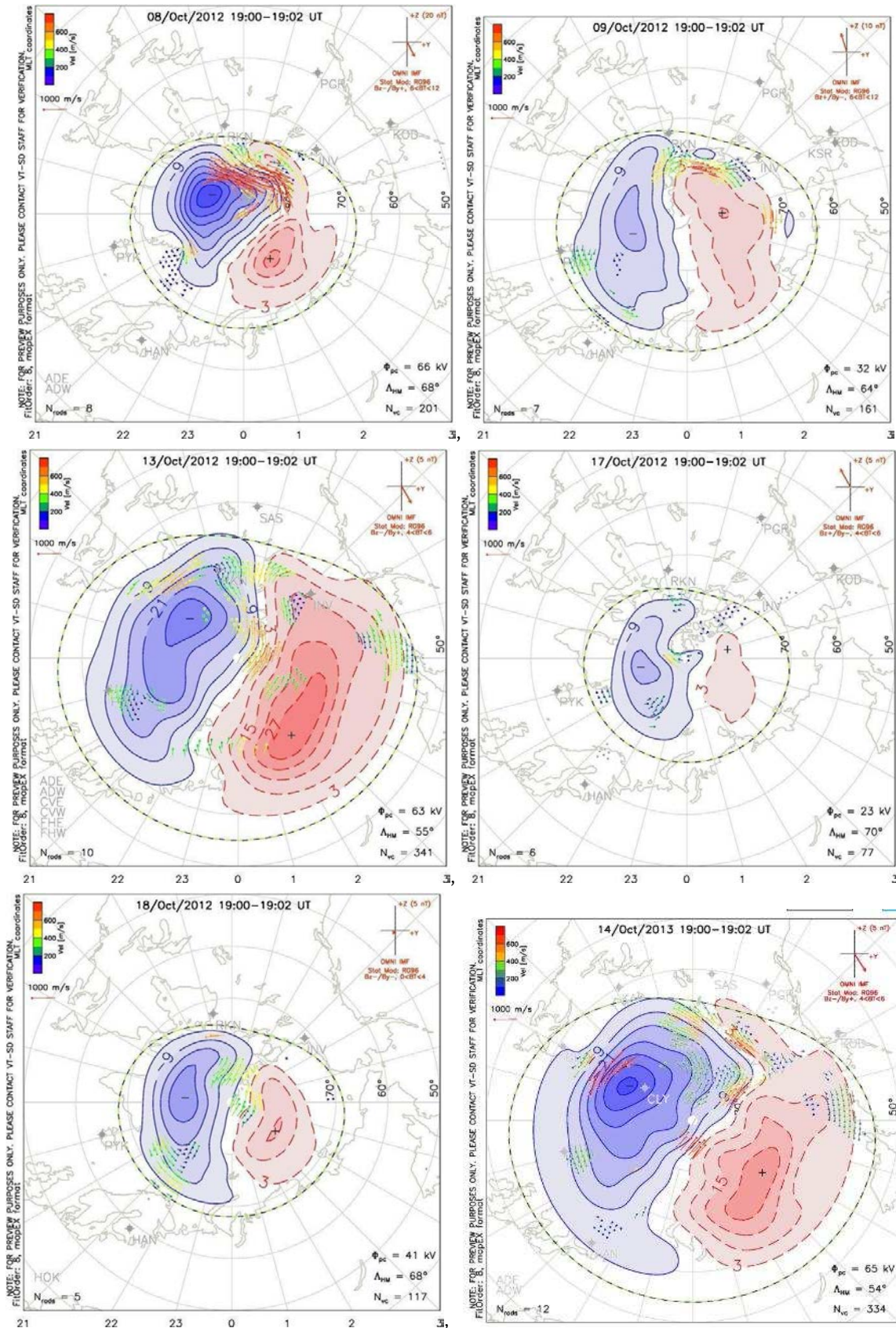


Figure 3. Convection maps by the SuperDARN at 19:00UT on 9, 13, 17, and 18 October 2012 and on 14 October 2013.

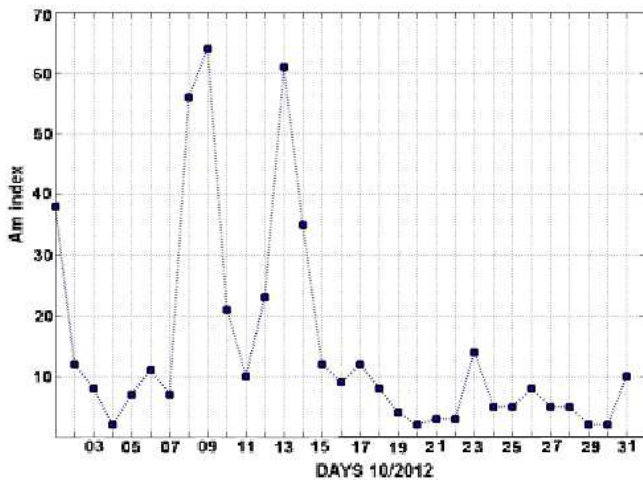


Figure 4. Am indices in October 2012.

The occurrence of irregularities was lowest during the geomagnetically disturbed period. Because the equatorial electric field is changed through variation of the general thermospheric circulation by the Joule heating in the auroral zone during the geomagnetically disturbed period. The plasma is moved down to lower altitude by a westward electric field due to the disturbance dynamo (Blanc and Richmond, 1980) associated to the perturbation of neutral winds. In lower altitude, electron density decreases by increase of recombination rate (Figures 5a and 5b).

4.2 Comparison between the 13 October 2012 case and the 14 October 2013 case

The 13 October 2012 case is similar to the 14 October 2013 case (Azzouzi et al., 2015). In the beginning of this paper, we showed the similarities of these cases. Both cases exhibited a large variation of the AE index ($> \sim 1000$ nT) in the evening ($\sim 19:00$ UT). The AE index is used to determine the Joule heating (Ahn et al., 1983; Baumjohan and Kamide, 1984) and it is known that the Joule heating is the major source of disturbance of the thermospheric wind during magnetic storms. These events also exhibited a large extension of the convection cells from auroral latitudes

toward mid latitudes (see the convection maps by the SuperDARN in Figure 3). Table 2, which gives the polar cap potential and the latitudinal extension of convection cells, shows that these two events presented the similar values between 17:00UT and 19:00UT and were different from the other events on 8, 9, 17, and 18 October 2012.

On 13 October 2012, the ROTI (Figure 8) was zero at the GPS stations: NKLG (LT=0U +1, Gabon in Central Africa) and DAKR (LT=0UT-1, Senegal in West Africa). The same behavior was observed on 14 October 2013 (see Figure 5 in Azzouzi et al. (2015)). The ROTI at BRFT (Brazil) was not analyzed in Azzouzi et al., 2015. The fact that the ROTI was zero suggested the absence of ionospheric irregularities. The irregularities are associated to the PRE (Kelley, 2009), which causes a strong upward vertical drift (V_z), and generates irregularities. If the V_z is reduced, there is inhibition of the EPB. Carter et al., (2014), using the Thermosphere Ionosphere Electrodynamic General Circulation Model (TIE-GCM) model found that the model produces the larger V_z (by 5 m/s) on EPB days compared to non-EPB days at the time of the PRE.

The observation data in Figure 8 show that the impact of the HSSWS occurred at local time between 0UT+1 (NKLG) and 0UT-3 (BRFT). In the East Africa (Figure 6), there is a low value of ROTI on 13 October 2012, therefore, we can conclude that the impact of this disturbance was regional, and inhibited irregularities in all the stations with local time between 0UT+3 to 0UT-3. On Figure 9, we show the extension of the EPB observed with the ROTI on 15 October 2012, a magnetic quiet day. Previously, Santos et al. (2012) found similar results. They found a strong longitudinal difference in ionospheric responses, over Fortaleza (Brazil) and Jicamarca (Peru), during the January 2005 geomagnetic storm, with the total suppression of the PRE over Fortaleza and no simultaneous effect over Jicamarca. Abdu et al., (2009), first presented the case of removal of the PRE and spread F, by an electric field disturbance due to the PPEF and more recently, Azzouzi et al. (2015) presented a case of removal of the PRE and spread F, by the DDEF.

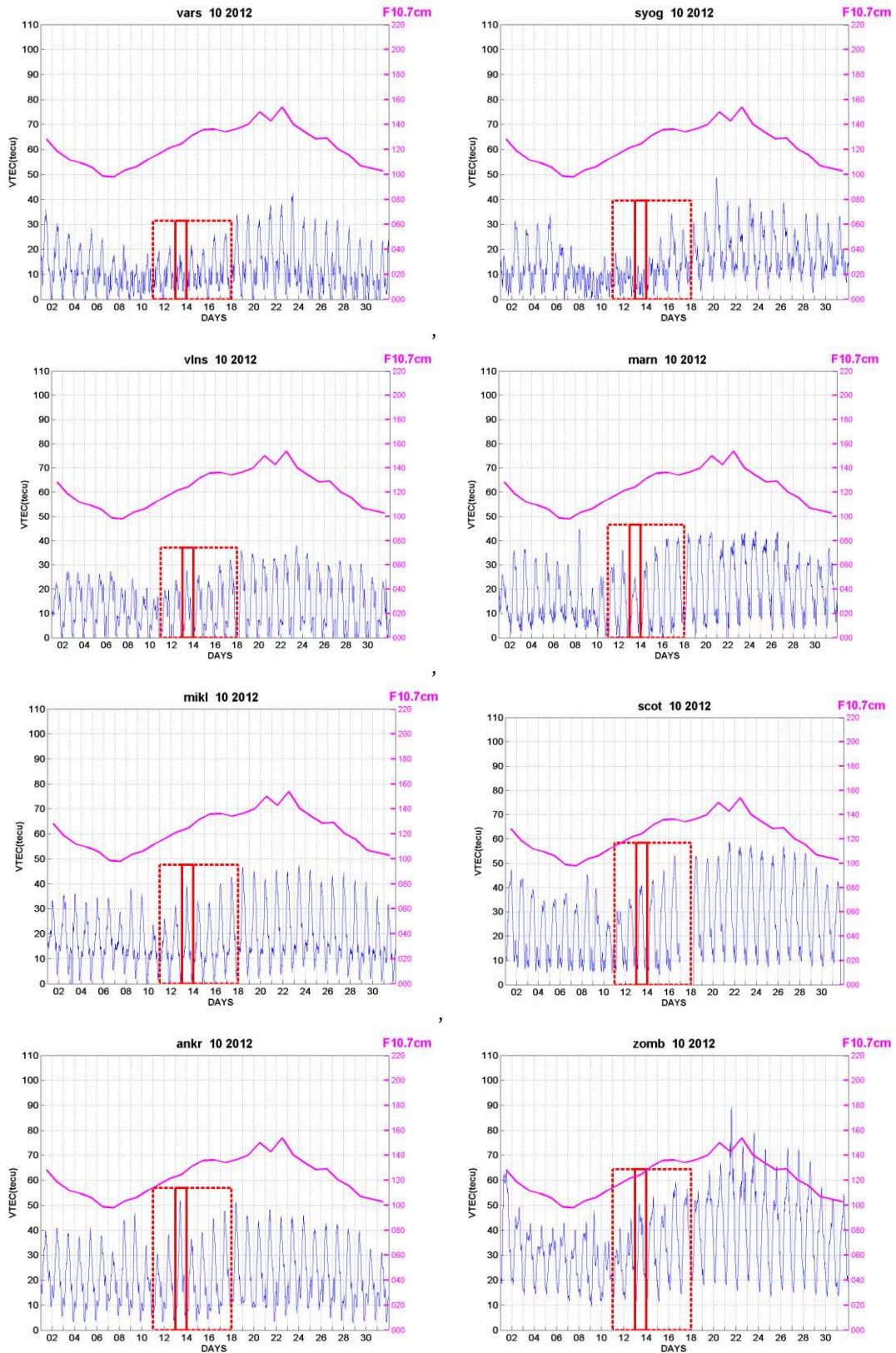


Figure 5a. VTEC observed in high and middle latitudes in October 2012. The left panels show the stations in the Northern hemisphere and the left panels shows the stations in the Southern hemisphere.

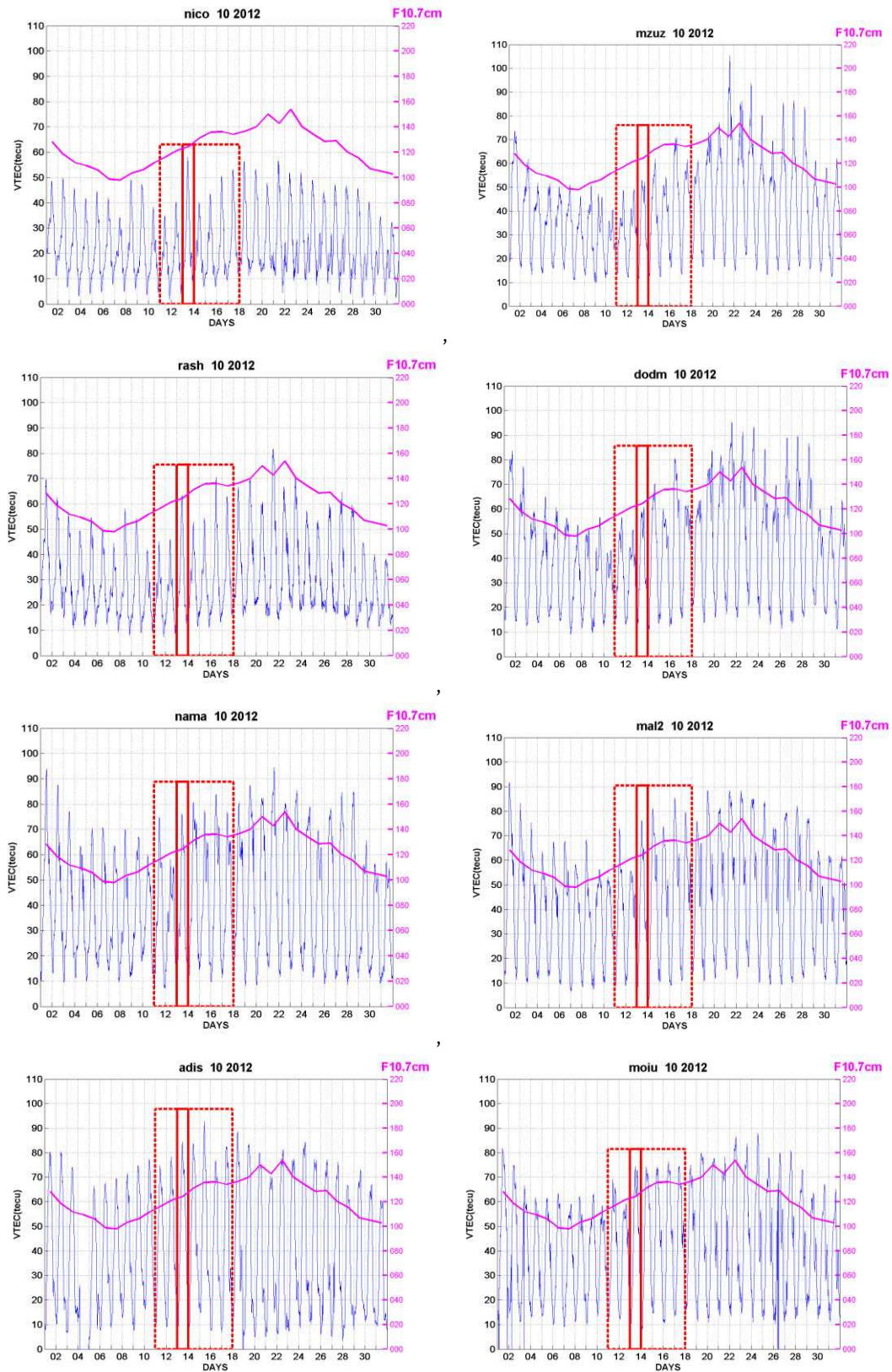


Figure 5b. VTEC observed in middle and low latitudes in October 2012. The left panels show the stations in the Northern hemisphere and the left panels shows the stations in the Southern hemisphere.

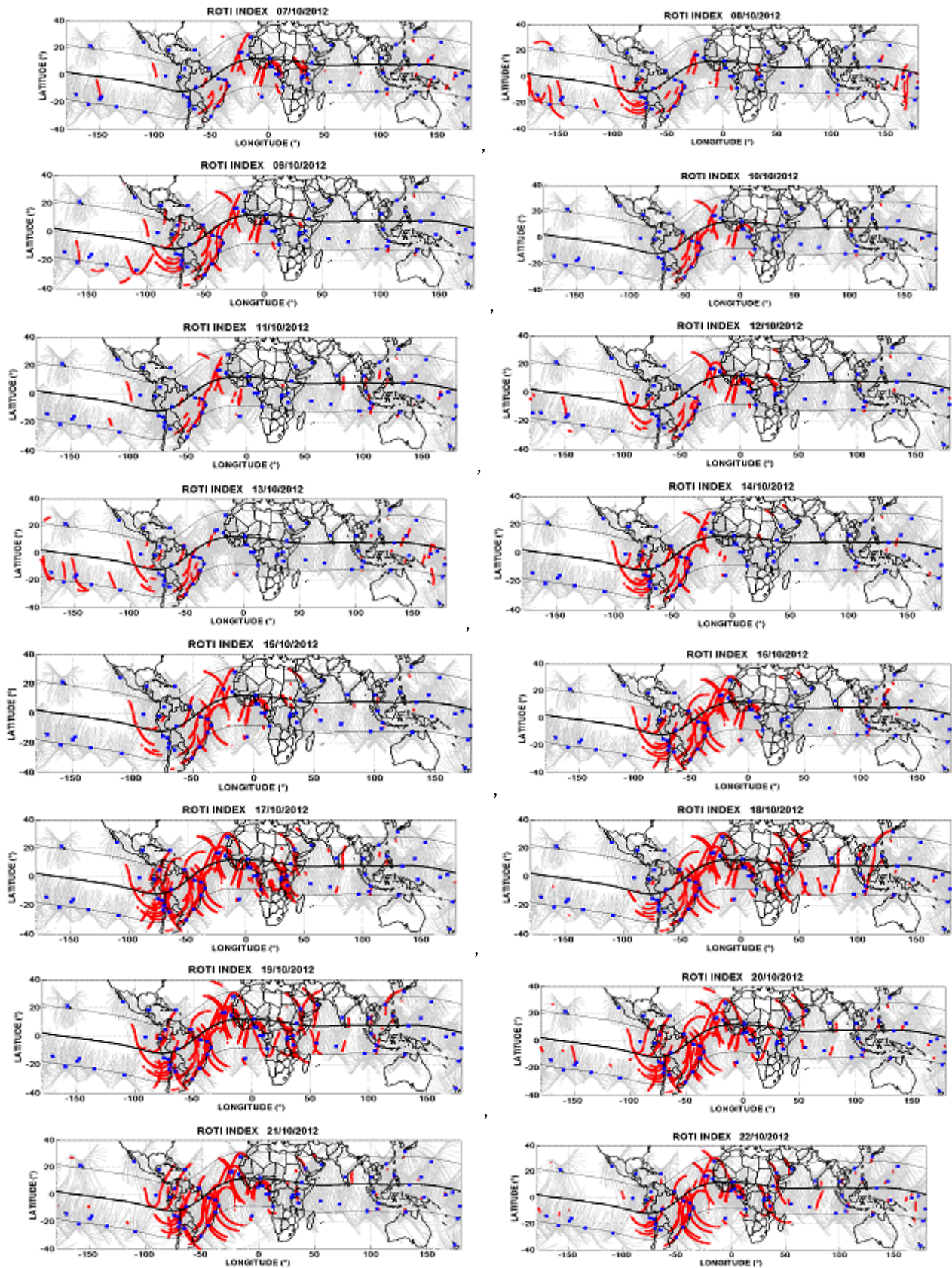


Figure 6. Maps of ionospheric irregularities identified by ROTI more than 1.5 TECU/min. calculated by the GPS data between 7 and 22 October 2012.

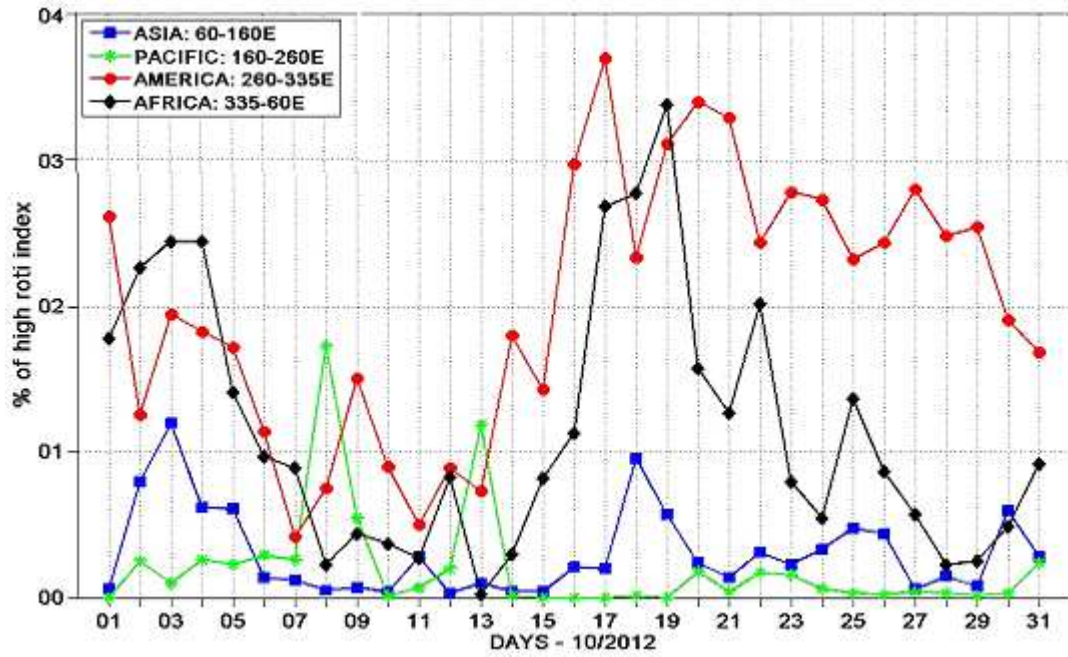


Figure 7. Percentage of occurrence of irregularities in the African, Asian, American, and Pacific longitude sectors.

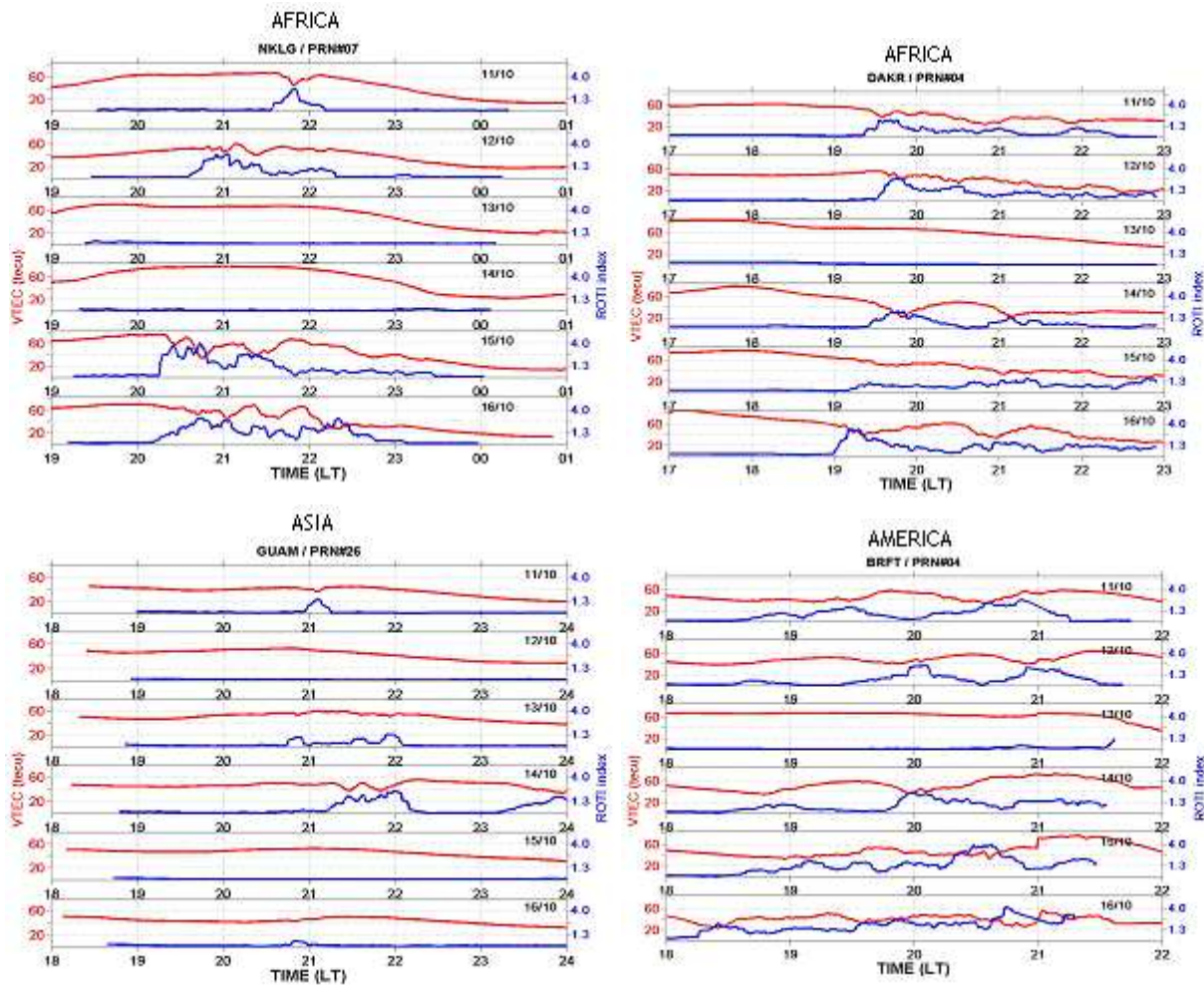


Figure 8. TEC and ROTI observed in the African, Asian, and American sectors for the period from 11 to 17 October.

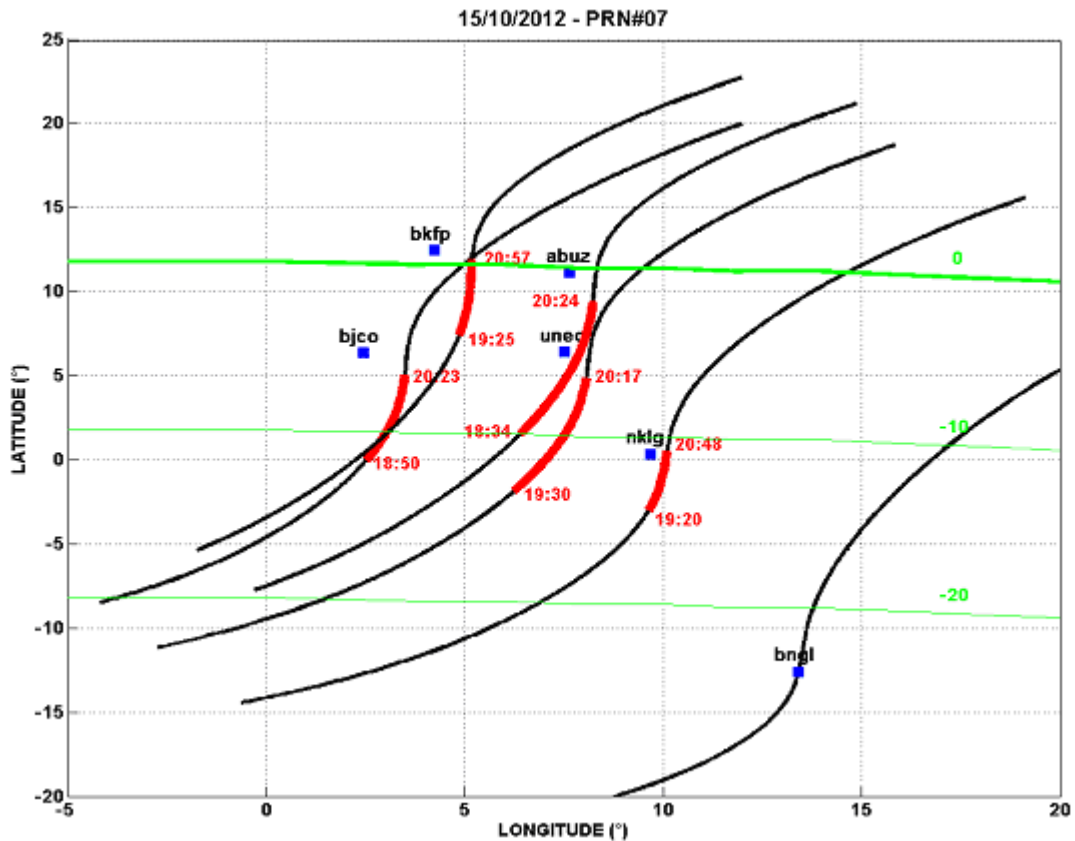


Figure 9. An example of extension of a plasma bubble detected by the TEC observations on 15 October 2012 near the equator of Africa.

Summary and conclusion

In this paper, we analyzed the ionospheric phenomenon in October 2012 and more particularly the case on 13 October when ionospheric irregularities (estimated by the ROTI) disappeared over whole Africa.

We considered the phenomenon of the Northern and Southern hemispheres in the Asian, African, and American longitude sectors and found the following results:

- ✓ The GPS stations in high and middle latitudes exhibited the following behavior: a decrease of the VTEC between 1 and 13 October and then an increase of the VTEC on 14 October. On this global variation, the fluctuations of the VTEC due to the CME and the HSSWSs from coronal holes were superimposed.
- ✓ The effect of the CME arrived on 8 October was clearly identified in middle and low latitudes of both hemispheres by an increase of the VTEC after its impact and a decrease of VTEC for several days. The increase of VTEC is interpreted as due to the physical process of the PPEF. And the decrease of VTEC is interpreted as due to the DDEF.
- ✓ In equatorial latitudes, no clear signature of the impact of the CME on the VTEC was observed.
- ✓ The impact of the CME on the VTEC was rather similar in the three different longitude sectors.

- ✓ The impact of the CME on the VTEC was stronger in the Northern hemisphere than in the Southern hemisphere.
- ✓ The ROTI associated with the disturbance by the CME was greater in the American sector than in the African and Asian sectors.
- ✓ The impact of the HSSWS arriving in the afternoon on 13 October was identified in the ROTI. The ROTI was zero over all Africa and was almost zero over Eastern America. These observations highlight the impact of the HSSWS was regional and affected the stations with local time $LT=UT+3$ and $UT-3$ corresponding to a longitude sector 3150E to 450E. This case is similar to the case studied by Azzouzi et al. (2015) over West Africa and can be interpreted by the effect of the DDEF which affected the PRE and inhibited the ionospheric irregularities. The novelty of this paper (comparing to the work of Azzouzi et al., (2015)) is that we analyzed the 13 October 2012 event in the global context and found the longitude sector more impacted by the HSSWS. The signature of the event was observed by the VTEC and ROTI data.

As our future work, we will analyze the impact of HSSWS in the middle and low latitudes in different phases of the solar cycle and model the results.

Acknowledgment

The authors thank all the providers of the GPS data of the IGS and the UNAVCO networks. The authors thank the SuperDARN for the maps of convection. Our sincere thanks go to all members of the LPP/Polytechnique/UPMC/CNRS, Telecom Bretagne-Brest University, the Ecole Mohammadia d'Ingénieurs (EMI)/Université Mohammed V Agdal Rabat-University, and the ICTP -International Centre for Theoretical Physics, for their ceaseless support. This work was supported by a part of the JSPS Core-to-Core Program (B. Asia-Africa Science Platforms), Formation of Preliminary Center for Capacity Building for Space Weather Research. This is IGP contribution n.3719.

References

- Abdu, M. A., de Medeiros, R. T., Sobral, J. H. A., and Bittencourt, J. A.: 1983, *J. Geophys. Res.*, 88(A11), 9197.
- Abdu, M. A., Kherani, E. A., Batista, I. S., and Sobral, J. H. A.: 2009, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L19103, doi:10.1029/2009GL039919.
- Ackah, J-B, Obrou, O. K., Zaka, Z., Mene, M. N., and Groves, K.: 2011, *Sun and Geosphere*, 6 (1), 27.
- Adeniyi, J. O., Doherty, P. H., Oladipo, O., and Bolaji, O. S.: 2014, *Radio Sci.*, 49, doi:10.1002/2014RS005404.
- Ahn, B., Akasofu, S. I., and Kamide, Y.: 1983, *J. Geophys. Res.*, 88, 6275.
- Appleton, E.: 1946, *Nature*, 157, 691.
- Azzouzi, I., Migoya-Orué, Y., Amory Mazaudier, C., Fleury, R., Radicella, S., and Touzani, A.: 2015, *Adv. Space Res.*, 56(9), 2040, doi:10.1016/j.asr.2015.06.010.
- Basu, S., and Basu, S.: 1981, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 43 (5/6), 473.
- Basu, S., Groves, K. M., Quinn, J. M., and Doherty, P.: 1999, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 61, 1219.
- Baumjohan, W., and Kamide, Y.: 1984, *J. Geophys. Res.*, 89, 383.
- Blanc, M., and Richmond, A.D.: 1980, *J. Geophys. Res.*, 85(A4), 1669.
- Bolaji, O. S., Adeniyi, J. O., Radicella, S. M., and Doherty, P. H.: 2012, *Radio Science*, 47(1), RS1001, doi:10.1029/2011RS00812.
- Bolaji, O. S., Adeniyi, J. O., Adimula, I., Radicella, S. M., and Doherty, P. H.: 2013, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 98, 1, doi:10.1016/j.jastp.2013.02.011.
- Bolaji, O. S., Izang, P. A., Oladosu, O. R., Koya, F., Fayose, R. S., and Rabi, A. B.: 2015, *Acta Geophys.*, 63(3), 884, doi:10.1515/acgeo-2015-0018.
- Carter, B. A., Yigenzaw, E., Retterer, J. M., Francis, M., Terkildsen, M., Marshall, R., Norman, R., and Zhang, K.: 2014, *J. Geophys. Res.*, 119(4), 3206, doi:10.1002/2013JA019570.
- Chatterjee, S., and Chakraborty, S. K.: 2013, *Ann. Geophys.*, 31, 697, doi:10.5194/angeo-31-697-2013.
- Chapman, S., and Bartels, J.: 1940, *Geomagnetism (Vol.1 & 2)*, Oxford University Press.
- Chapman, S.: 1951, *Arch. Meteorol. Geophys.*, 4, 368.
- De Abreu, A. J., Fagundes, P. R., Gende, M., Bolaji, O. S., De Jesus, R., and Brunini, C.: 2014, *Adv. Space Res.*, 53(9), 1313, doi:10.1016/j.asr.2014.02.011.
- Fambitakoye, O., Menvielle, M., and Mazaudier, C.: 1990, *J. Geophys. Res.*, 95, 209.
- Fejer, B., and Schierless, L.: 1995, *Geophys. Res. Lett.*, 22(7), 851.
- Fejer, B. G., Larsen, M. F., and Farley, D. T.: 1983, *Geophys. Res. Lett.*, 10, 537.
- Hofmann-Wellenof, B., Lichtenegger, H., and Collins, J.: 1992, *Global Positioning System: Theory and Practice*, Springer-Verlag, Wien, New-York.
- Kelley M.C., Ilma, R. R., and Crowley, G.: 2009, *Ann. Geophys.*, 27, 2053.
- Jones, K. L.: 1971, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 33, 379.
- Jones, K. L., and Rishbeth, H.: 1971, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 33, 391.
- Kikuchi, T., Luehr, H., Kitamura, T., Saka, O., and Schlegel, K.: 1996, *J. Geophys. Res.*, 101, 17161.
- Kobéa A. T., Amory-Mazaudier, C., Do, J-M., Lürh, H., Vassal, J., Hounninou, Blanc, E., and Curto, J-J.: 1998, *Ann. Geophys.*, 16, 698.
- Kobéa, A. T., Richmond, A. D., Emery, B. A., Peymirat, C., Lürh, H., Moretto, T., Hairston, M., and Amory-Mazaudier, C.: 2000, 1993, *J. Geophys. Res.*, 105(A10), 22979.
- Le-Huy, M., and Amory-Mazaudier, C.: 2005, *J. Geophys. Res.*, 10, 10301.
- Le Huy, M., and Amory-Mazaudier, C.: 2008, *J. of Geophys. Res.*, 113, A02312, doi:10.1029/2007JA012686.
- Mayaud, P.N.: 1980, *Derivation, Meaning and Use of Geomagnetic Indices*, Geophysical Monograph series, Vol 22, AGU, Washington DC.
- Mazaudier C., Blanc, M., Nielsen, E., and Min-Yun, Z.: 1984, *J. Geophys. Res.*, 89, A1, 375.
- Mazaudier, C., and Bernard, R.: 1985, *J. Geophys. Res.*, 90, 2885.
- Mazaudier, C., Bernard, R., and Venkateswaran, S. V.: 1985, *J. Geophys. Res.*, 90, 6685.
- Mazaudier, C., and Venkateswaran, S. V.: 1990, *Ann. Geophys.*, 8, 511.
- Mene, N. M., Kobéa, A. T., Obrou, O. K., Zaka, K. Z., Boka, K., Amory-Mazaudier, C., and Assamoi, P.: 2011, *Ann. Geophys.*, 29(12), 2225, doi:10.5194/angeo-29-2225-2011.
- Menvielle, M., Iyemori, T., A. Marchaudon, A., and Nosé, M.: 2011, in *Geomagnetic Observations and Models*, Mandea M., Korte, Monica (eds.), Geomagnetic indices, Special Sopron Book Series 5, Springer, Dordrecht Heidelberg London New York, doi:10.1007/978-90-481-9858-0_8.
- Moeketsi, D. M., Combrinck, W. L., McKinnell, L. A., and Fedrizzi, M.: 2007, *Adv. Space Res.*, 39(5), 821.
- Namba, S., and Maeda, K.-I.: 1943, *Radio Wave Propagation*. Corona Publishing, Tokyo, p86.
- Nishida, A., Iwasaki, N., and Nagata, N. T.: 1966, *Ann. Geophys.*, 22, 478.
- Nishida, A.: 1968, *J. Geophys. Res.*, 73, 1795.
- Obrou, O. K., Mene, M. N., and Kobéa, A. T.: 2009, *Adv. Space Res.*, 43(11), 1757.
- Oladipo, O.A., Adeniyi, A., and Olawepo, J. O., *Space weather*, 12 (5), 300.
- Ouattara, F., Zoundi, C., and Fleury, R.: 2012, *Indian Journal Radio & Space Physics*, 41, 617.
- Peymirat, C., Richmond, A. D., and Kobéa, A. T.: 2000, *J. Geophys. Res.*, 108 (17), 467.
- Pi, X., Mannucci, A. J., Lindqwister, U. J., and Ho, C. M.: 1997, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2283.
- Richmond, A.D., and Matsushita, S.: 1975, *J. Geophys. Res.* 80 (19), 2839.
- Richmond, A.D., and Roble, R.G. : 1979, *J. Atmos. Terr. Phys*, 41, 841.
- Richmond, A. D., Peymirat, C., and Roble, R. G.: 2003, 108 (A3), 1118, doi:10.1029/2002JA009758.
- Santos, A.M., Abdu, M. A., Sobral, J. H. A., Koga, D., Nogueira, P. A. B., and Candido, C. M. N.: 2012, *J. Geophys. Res.*, 117, A08333, doi: 10.1029/2012JA0117604.
- Sastri, J.H.: 1988, *Ann. Geophys.*, 6(6), 635.
- Schaer, S.: 1999, *Mapping and predicting the Earth's ionosphere using the Global Positioning System*, Ph.D. thesis, 228p, Bern University, Bern.
- Senior C., and Blanc, M.: 1984, *J. Geophys. Res.*, 89, 261.
- Shimeis, A., Fathy, I., Amory-Mazaudier, C., Fleury, R., Mahrous, A. M., Yumoto, K., and Groves, K.: 2012, *J. Geophys. Res.*, 117, A07309, doi:10.1029/2012JA0117753.
- Shimeis, A., Amory-Mazaudier, C., Fleury, R., Mahrous, A. M., and Hassan, A. F.: 2014, *Adv. Space Res.* 54, 2159.

- Shimeis, A., Borries, C., Amory-Mazaudier, C., Fleury, R., Mahrous, A. M., and F. Hassan, F.: 2015, *Adv. Space Res.*, 55 (9), 2239.
- Spiro, R. W., Wolf, R. A., and Fejer, B. G.: 1988, *Ann. Geophys.*, 6, 39.
- Stewart, B.: 1882, *Terrestrial magnetism*, *Encyclopedia Britannica* (9th ed.), 16, 159.
- Su, S-Y, Chao, C. K., and Liu, C. H.: 2007, *J. Geophys. Res.*, 113, A5, doi:10.1029/2007JA012809.
- Testud, J. and Vasseur, G.: 1969, *Ann. Geophys.*, 25, 525.
- Vasyliunas, V. M.: 1970, in M. McCormac (Ed.), *Mathematical models of magnetospheric convection and its coupling to the ionosphere*, in *Particles and Fields in the Magnetosphere*, Springer, New York, p. 60.
- Volland, H.: 1979, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 41, 853.
- Woodman, R. F., and La Hoz, C.: 1976, *J. Geophys. Res.*, 81, 5447.
- Woodman, R.: 1970, *J. Geophys. Res.*, 75 (31), 6249.
- Yigenzaw, E., Dyson, P. L., Essex, E. A., and Moldwin, M. B.: 2005, *Ann. Geophys.*, 23, 707, doi:1432-0576/ag/2005-23-707.
- Zaka, K. Z., Kobéa, A. T., Assamoi, P., Obrou, O. K., Doumbia, V., Boka, K., Adohi, J-P., and Mene, N. M.: 2009, *Ann. Geophys.*, 27, 3523.
- Zaka, K. Z., Kobéa, A. T., Doumbia, V., Richmond, A. D., Maute, A., Mene, N. M., Obrou, O. K., Adohi, J-P., Assamoi, P., Boka, K., and Amory-Mazaudier, C.: 2009, *J. Geophys. Res.*, 115, A11307, doi:10.1629/2010JA015417.
- Zaka, K. Z., Kobéa, A. T., Doumbia, V., Richmond, A. D., Maute, A., Mene, N. M., Obrou, O. K., Adohi, J-P., Assamoi, P., Boka, K., and Amory-Mazaudier, C.: 2009, *J. Geophys. Res.*, 115, A12314, doi:10.1029/2010JA016292.
- Zoundi C., Ouattara, F., Fleury, R., Amory-Mazaudier, C., and Lassudrie-Duchesne, P.: 2012, *European Journal of Scientific Research*, 77(03), 309.

Ionospheric and magnetic signatures of a high speed solar wind in low latitudes on 13 October 2012

Migoya-Orue, Y.O.¹, Azzouzi, I.^{2,3}, Coisson, P.⁴, Amory Mazaudier, C.^{2,3}, Fleury, R.⁵, Radicella, S. M.¹

- ¹. T/ICT4D, Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, Trieste, Italy
- ². LPP/UPMC/Polytechnique/CNRS, UMR 7648, University Pierre and Marie Curie Paris, France.
- ³. LAZI /EMI/University Mohammed V Agdal Rabat, Rabat, Morocco.
- ⁴. Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, Univ Paris Diderot, CNRS, Paris, France.
- ⁵. MO-Dépt. Micro-Ondes//Lab-STICC/UMR CNRS 6285-Télécom Bretagne-Technopole de Brest-Iroise, Brest, France.

E mail (christine.amory@lpp.polytechnique.fr).

Accepted: 7 March 2016

Abstract This paper presents the impact of a fast solar wind on the ionosphere, in low latitudes, on 13 October 2012. On that day, the high speed solar wind reached the Earth around 16:00UT, during the recovery phase of a geomagnetic storm which started around 00:00UT. The solar wind speed was determined to be 580km/s, on the same day, around 17:00UT. Its impact was observed in low and equatorial latitudes, in Africa and in Eastern South America, on the F layer and on the geomagnetic field variations. Through the analysis of magnetic indices, ionosonde characteristics and the horizontal component of the geomagnetic field, we found that the 13 October 2012 event exhibited a local impact, affecting the observatories situated in a longitude sector between 315°E and 45°E. Particularly, the F layer in Africa (observed by the ionosonde at Ascension Island) did not present any lift, and there was a delay for approximately two hours of the ascent of the F layer in America (the ionosonde at Fortaleza). In this case, there was an evident inhibition on the development of spread F at the time of the Pre Reversal Enhancement (PRE) in Africa and Eastern America, while the ionograms of the days before and after presented clear spread F traces. The disturbances of the ionospheric equivalent electric current (Diono) deduced from the variations of the geomagnetic field at M'Bour near Dakar (Africa) and at Kourou (Eastern America) exhibited on the dayside, an anti Sq current which is signature of the influence of the Disturbance Dynamo Electric Field (DDEF).

© 2015 BBSCS RN SWS. All rights reserved

Keywords: equatorial ionosphere, geomagnetic storm, ionospheric disturbance dynamo, F layer, geomagnetic field, solar wind.

1. Introduction

Ionospheric variations constitute a key aspect within the complex field of space weather. The source of these changes of state in the ionosphere is in general related to variable solar wind conditions, solar disturbances, and meteorological influences. Trying to understand the effect of such variations is an important subject not only for practical applications but also for its intrinsic scientific relevance (Akala et al., 2012; Liu et al., 2011; Migoya-Orue et al., 2009). When ionospheric perturbations are associated with magnetic storms, they represent a real threat to the Global Navigation Satellite System (GNSS) signals (Lanzerotti, 2007). In middle latitudes, for example, the operation of space based augmentation systems (SBAS) can be endangered by the appearance of steep ionospheric gradients. The ionospheric effect on the GNSS is also significant in the regions surrounding the geomagnetic equator where the irregularities are more frequent and intense (Doherty et al., 2000). After sunset, a form of the Rayleigh-Taylor instabilities gives place to the Equatorial Plasma Bubble (EPB) formation (Kelley et al., 2009). The plasma irregularities produce in ionosonde

echoes a phenomenon called spread F, when the F layer is not presented at a single height but in a series of lines that are vertically 'swept'. The rise of the F layer due to the regular eastward electric field produces spread F/EPBs (Abdu et al., 1983).

Research to obtain predictions of the arrival of high speed solar wind streams (HSSWSs) by using observations from the Solar Terrestrial Relations Observatories (STEREOs) and the Advanced Composition Explorer (ACE) satellites are very promising (Davies et al., 2012), a fundamental understanding of the effects of HSSWSs emanated from coronal holes on the ionosphere, still remains a research effort (Grandin et al., 2015).

In the companion paper (Azzouzi et al., 2016), total electron content (TEC) data derived from the GNSS were employed in order to analyze the changes after the impact of a the HSSWS on 13 October 2012. In this work, we analyzed the same event but with the ionosonde and magnetometer data, being our purpose to complement the analysis done in the companion paper.

We present the source of the data sets and data processing (in section 2) and describe the results (in section 3). Section 3 is divided in three parts concerning the global context, the ionospheric and the geomagnetic signatures of the event. Section 4 is a discussion and then we present the conclusions (in section 5).

2. Data set and data processing

2.1 Data set

In this paper, we analyze the data of the month of October 2012 focusing on the period between 12 and 17 October. The data of the Solar and Heliospheric Observatory (SOHO) satellite (www.nasa.gov/mission_pages/soho/) and the website: www.spaceweather.com were used to determine the solar sources of the disturbances (Coronal Mass Ejection (CME) and coronal hole). The observations of the ACE satellite (<http://omniweb.gsfc.nasa.gov/>) provide solar wind parameters: the solar wind speed and the north-south (Bz) component of the Interplanetary Magnetic Field (IMF). We analyzed various magnetic indices: AU, AL, AE, and Am/Km, the list of the Storm Sudden Comencement (SSC) from the International Service for Geomagnetic indices (<http://isgi.unistra.fr/>), and SYM-H index from the World Data Center for Geomagnetism, Kyoto (<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp>) (Mayaud, 1980; Menvielle et al., 2011).

Figure 1 provides the location of the magnetometers and the ionosondes. The geomagnetic data are obtained from the International Real-time Magnetic Observatory Network (INTERMAGNET) website (<http://www.intermagnet.org>) and the ionosonde data are from the Lowell GIRO Data Center (LGDC) website (<http://ulcar.uml.edu/DIDBase/>).

We used the ionosonde data of the Ascension Island observatory because only this observatory provides the regular data in the African region during our period of observations. Ascension Island is located in the Southern crest of the equatorial anomaly and large irregularities of plasma can be observed in its observations.

2.2 Data processing

Magnetic observatories located along the geomagnetic equator in the African sector (M'Bour (MBO) and Addis Ababa (AAE)), in the American sector (Huancayo (HUA) and Kourou (KOU)), and in the Asian sector (Guam (GUA)) are selected for this study and can be seen in Figure 1. We analyzed the variation of the horizontal geomagnetic component, H.

We took ten of the International Quiet Day (IQD) (<http://www.gfz-potsdam.de/en/section/earths-magnetic-field/services/kp-index/explanation/qd-days/>) in October 2012 to calculate the mean value of the averaged quiet ΔH component of the geomagnetic field, computed as following:

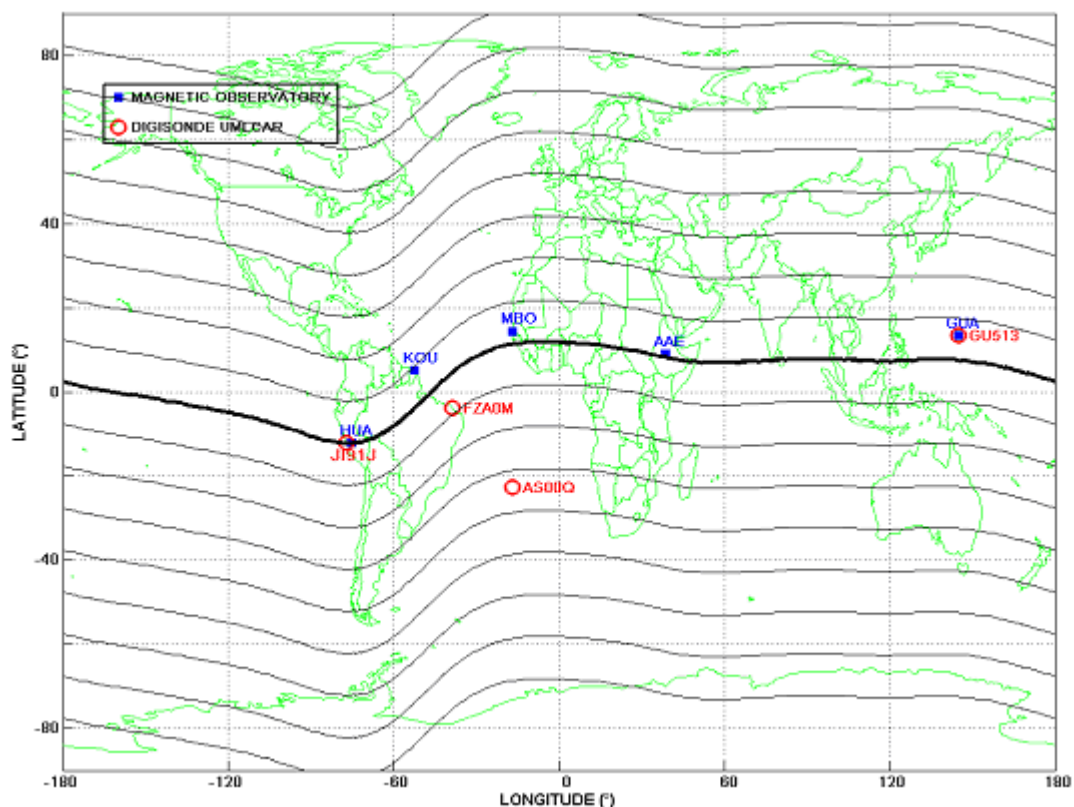


Figure 1. Location of the magnetometers and ionosondes

$$\Delta H_{quiet} = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \Delta H_{quiet_j} \quad (1)$$

where $n=10$.

The baseline value (H_0), which is the average of the hourly (LT) values around midnight was computed as follows:

$$H_0 = \frac{H_{22} + H_{23} + H_{24} + H_{01}}{4} \quad (2)$$

Thus, the daily range of ΔH_i for every hour i was obtained by subtracting the baseline value, H_0 from the hourly values H_i .

$$\Delta H_i = H_i - H_0 \quad (3)$$

where $i=1$ to 24 hours.

The hourly Sq amplitude is subjected to non-cyclic variation, a phenomenon in which the value at 24LT differs from the one at 23LT (Vestine, 1967),

$$\Delta NC = \frac{H_{24} - H_{23}}{23} \quad (4)$$

Then, the solar quiet variation in H , $Sq(H)$ with adjusted values at the hours is given by:

$$Sq_i(H) = H_i + i\Delta NC \quad (5)$$

with $i=1$ to 24 hours.

The magnetic disturbance due to ionospheric electric currents (D_{iono}) is computed by the following expression given by Le Huy and Amory-Mazaudier (2005):

$$D_{iono} = \Delta H - SYMH \cdot \cos\lambda - Sq \quad (6)$$

where ΔH is the H component variation recorded at one observatory, $SYMH$ is the estimation of the ring current and λ is the geomagnetic latitude.

D_{iono} is given also by the following relation:

$$D_{iono} = DP_2 + D_{dyn} \quad (7)$$

where DP_2 is the magnetic disturbance related to the prompt penetration of magnetospheric electric field (Nishida, 1968; Vasyliunas, 1970) and D_{dyn} is magnetic disturbance related to the ionospheric disturbance dynamo (Blanc and Richmond, 1980; Le Huy and Amory-Mazaudier, 2005). In Fathy et al. (2014), a technique to separate the effect of the DP_2 signal from the D_{dyn} signal has been proposed by taking running mean values from D_{iono} . For our case we took the moving average values every 3 hours.

3. Results

3.1 Global context of the 13 October 2012 case

In October 2012, three major solar events affected the Earth. A CME hit the Earth at 05:26UT on 8 October 2012 and the impact was seen as a SSC. After this CME, two HSSWSs related to coronal holes arrived in the evening (~19:00UT) on 9 October and in the afternoon (~17:00UT) on 13 October. Figure 2 illustrates the

variation of various parameters of the solar wind and magnetic indices between 7 and 22 October (the solar wind speed in km/s, the B_z component of the IMF, the $SYM-H$ indices and the AU and AL indices are shown from top to bottom panels). Two red arrows in the top panel show the arrival of the HSSWSs. The SSC is indicated by a red line in the $SYM-H$ plot. On 13 October 2012, the second HSSWS arrived during the recovery phase of the storm around ~16:00UT. This storm started around midnight on 12 October with the southwards turning of the B_z component of the IMF. In this case, the HSSWS was associated to a decrease of $SYM-H$ from ~-45 nT (~16:00UT) to ~-70 nT (~18:00UT) and an increase of the AL index (~1000 nT). The solar wind speed reached 570km/s around 17:00UT. On 18 October, there was a peak of the solar wind speed higher than 600km/s and there was not associated response of the magnetic indices, $SYM-H$, AU , and AL . This can be explained by the fact that the B_z component of the IMF was small and not directed southwards during a long time like the other events on 8 and 13 October. There is detailed discussion on this figure in Azzouzi et al. (2016).

3.2 Ionospheric signature ($h'F$ and spread F) of the 13 October 2012 case

Figure 3 shows the variation of the virtual height of F layer, $h'F$ at 4 MHz recorded by 4 ionosondes in the Asian sector (Guam), in the African sector (Ascension Island), and in the American sector (Fortaleza and Jicamarca). The $h'F$ between 18LT and 24LT is plotted in this figure.

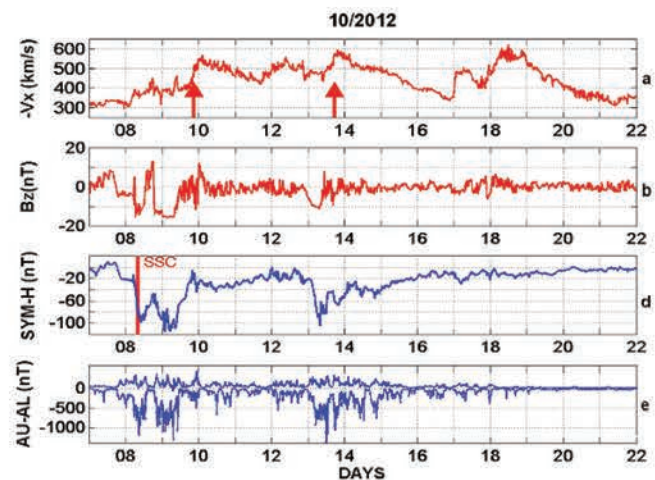


Figure 2. Variations of solar wind parameters (V_x and IMF B_z) and magnetic indices ($SYM-H$, AU , and AL) between 7 and 22 October 2012. Two arrows in the solar wind speed show the arrivals of the HSSWSs. The red line on $SYM-H$ plot indicates the time of the SSC.

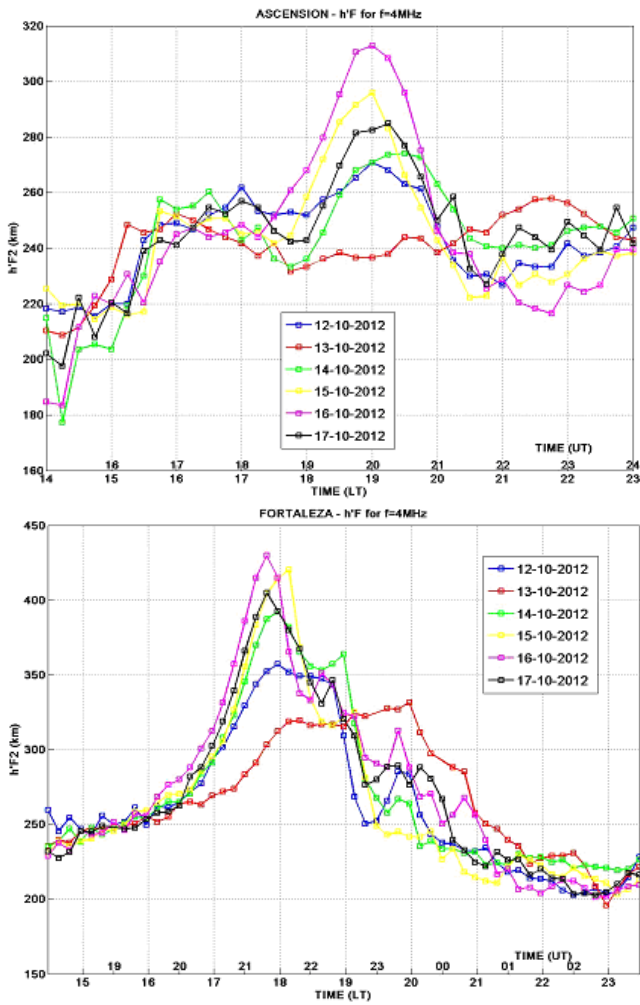


Figure 3a. Variation of the virtual height of the F layer at 4 MHz by the ionosonde observations every 15 minutes between 15LT and 24LT at Ascension Island and Fortaleza for the period between 12 and 17 October 2012.

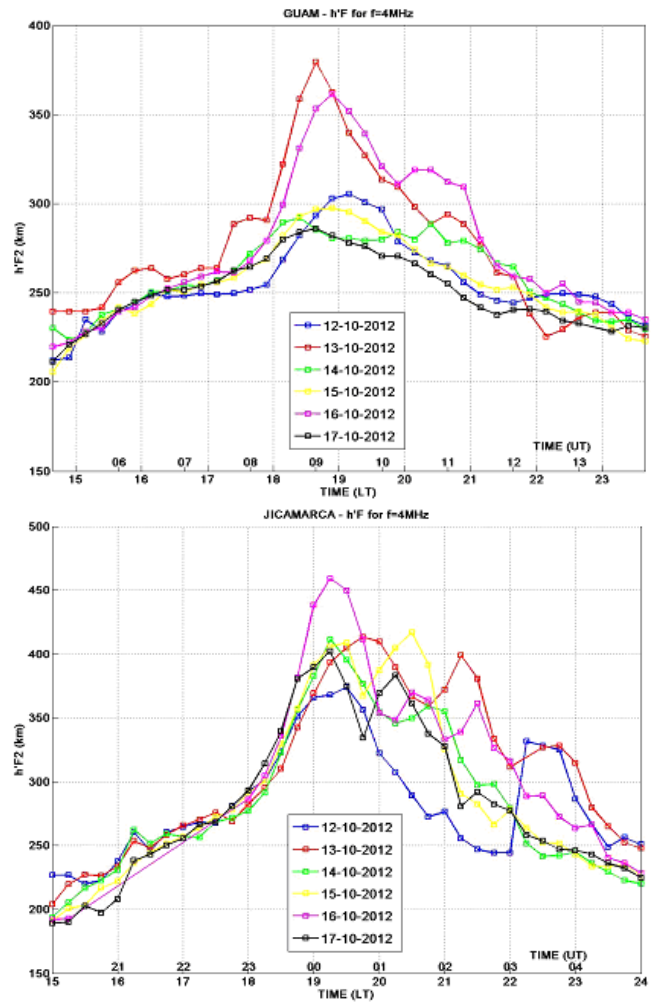


Figure 3b. Variation of the virtual height of the F layer at 4 MHz by the ionosonde observations every 15 minutes between 15LT and 24LT at Guam and Jicamarca for the period between 12 and 17 October 2012.

Table 1. Spread F observed at Ascension Island and at Fortaleza on 12, 13, and 14 October 2012

Day / Observatory	Ascension (LT = UT-1)	Fortaleza (LT = UT -3)
12 October		
Small spread F	20:30UT	20:50UT-21:10UT
High spread F	22:30-1:00UT	22:00-02:40UT
13 October		
Small spread F	23:45UT (1 ionogram)	No
High spread F	No	23:30-3:00 UT delay for approximately two- hours
14 October		
Small spread F	21:15-21:45 UT	21:30UT-22:00UT
High spread F	23:00-01:00UT	22:10-00:00UT & 00:40-02:10UT

Table 2. Maximums of H associated with geomagnetic storms

	GUA	AAE	HUA	MBO	KOU
8 October	- 170 nT	- 110 nT	- 90 nT	- 60 nT	- 40 nT
9 October	- 140 nT	- 100 nT	- 120 nT	- 120 nT	- 120 nT
13 October	- 120 nT	- 100 nT	- 60 nT	-7 0 nT(*)	- 80 nT
14 October	- 80 nT	- 50 nT	- 50 nT	- 80 nT	- 40 nT

(*) last value registered before the gap

At Ascension Island (Figure 3a, top panel), there was no uplift of the F layer on 13 October. On the same day, at Fortaleza (Figure 3a, bottom panel), the F layer exhibited a behavior different from the other days of the period. The layer was lifted up later than the other days and the peak height of the F layer was lowest in the period. The F layer exhibited similar behavior at Ascension Island and Fortaleza on 13 October. This can be interpreted that both Ascension Island (LT=00T-1) and Fortaleza (LT=00T-3) were influenced by the HSSW. Ascension Island and Fortaleza are in different longitudes and their observations were slightly different. From Figure 3a, we think that Ascension Island was under the influence of the HSSWS between 17:00LT and 23:00LT and Fortaleza was affected between 16:30LT and 20:30LT. At Guam, on 13 October (Figure 3b, top panel), the h'F reached a maximum at 18:30LT. At Jicamarca, on 13 October (Figure 3b, bottom panel), the h'F exhibited a particular pattern with two maxima, the first maximum was around 19:45LT and another was around 21:15LT. The behavior on 13 October exhibited similar behavior as the majority of the other days of the period between 12 and 17 October. We notice that peaks of h'F of the four ionosondes were very high on 16 October (pink curve on each panel in Figures 3a and 3b) and the peak values were highest in the observations of Ascension Island, Fortaleza, and Jicamarca, respectively.

Figures 4 and 5 show the ionograms of Ascension Island and Fortaleza at 22:30LT (Figure 4) and at 19:30LT (Figure 5) on 12 (the top panels), 13 (the second panels), and 14 October (the bottom panels), respectively. According to Figures 4 and 5, it is clear that on 13 October, there was no spread F observed at Ascension Island and at Fortaleza. Table 1 gives the time of occurrence of the spread F at Ascension Island and at Fortaleza for the analyzed period. At Ascension Island, there was no spread F during the night except one ionogram at 23:45UT. At Fortaleza, the spread F appeared approximately two hours later on 13 October comparing with the appearances on 12 and 14 October. This delay corresponds to the delay of the ascent of the F layer (see Figure 3a, the bottom panel).

In the companion paper of this work, Azzouzi et al., (2016) found that the TEC rate of change index (ROTI), signature of the plasma irregularities, was negligible over the whole Africa on 13 October and was almost not observed over Eastern America. These observations are completely in agreement with the variation of the h'F observed at Ascension Island (Figure 3a, the top panel) and at Fortaleza (Figure 3a, the bottom panel).

The eastward equatorial electric field increases in the post sunset before it turns toward west during the night. This is called the Pre Reversal Enhancement (PRE) (Kelley, 2009). This eastward electric field combined to the horizontal magnetic field, produces an upward vertical drift V_z ($E \times B$) which lifts up the F layer. This phenomena produces irregularities of the plasma observed by the ROTI on the GPS data and by spread F on the ionograms (Abdu et al., 1983). If there is no

ascent of the F layer, there is no production of irregularities nor spread F.

3.3 Geomagnetic signature of the 13 October 2012 case

Figure 6 shows the variations of the horizontal component of the geomagnetic field, H at GUA, AAE and HUA. On each panel, the blue line is the observation data and the red line is the regular variation computed following equation 3. On 8 October 2012, the impact of the CME was stronger at GUA (H~170 nT) than at AAE (H~110 nT) and at HUA (H~90 nT). H decreased as a function of local time. On 9 October, the impact of the first HSSWS was also larger at GUA (H~140 nT) than at AAE (H~100 nT) and at HUA (H~120 nT). For this event, the impact decreased with local time from GUA to AAE and then increased from AAE to HUA. On 13 October, the effect of the second HSSWS decreased as a function of local time like the impact of the CME. H was ~120 nT at GUA, was ~100 nT at AAE, and was ~50 nT at HUA. H of the 14 October disturbance was ~80 nT at GUA, was ~60 nT at AAE, and was ~50 nT at HUA. Figure 7 is similar to Figure 6 for the two magnetic observatories of MBO and KOU. These magnetic observatories are located in the crest of ionization of the northern hemisphere. MBO and KOU exhibited similar behavior. By the impact of the CME on 8 October, H was ~60 nT at MBO and was ~40 nT at KOU. By the impact of the first HSSWS on 9 October, H was ~120 nT at MBO and at KOU. During the impact of the second HSSWS on 13 October, the last H value recorded at MBO was ~70 nT. (Note that at MBO there is a gap in the data of about 8 hours from 14:00UT to 21:00UT, so we considered only the last value registered) and H was ~80 nT at KOU. On 14 October, H was ~80 nT at MBO and was ~40 nT at KOU. Table 2 summarized the results.

On 8 October, the impact of the CME was larger near the equator: GUA (H~170 nT), AAE (H~110 nT), and HUA (H~90 nT) than in the latitudes of the northern crest of ionization: MBO (H~60 nT) and KOU (H~40 nT). H at GUA was approximately three times greater than H at MBO and was approximately four times greater than H at KOU. This is explained by influence of magnetospheric currents which is stronger at the equator and decreases with increase of latitude. The SYM-H index largely varied from 8 October to the early morning on 9 October: -20 nT at 05:26UT, -100 nT at 10:00UT, -55 nT at 20:00UT, and -120 nT at 02:00UT. This is important to understand the large variation observed at the equatorial magnetic observatories.

When the first HSSWS impacted the Earth on 9 October, the SYM-H index was ~-20 nT and decreased to ~-40 nT. The amplitudes of the geomagnetic disturbance were almost the same order at GUA (H~140 nT), at AAE (H~100 nT), at HUA (H~20 nT), at MBO (H~120 nT), and at KOU (H~120 nT). This can be explained by the fact that the ionospheric electric currents are stronger than the magnetospheric electric currents.

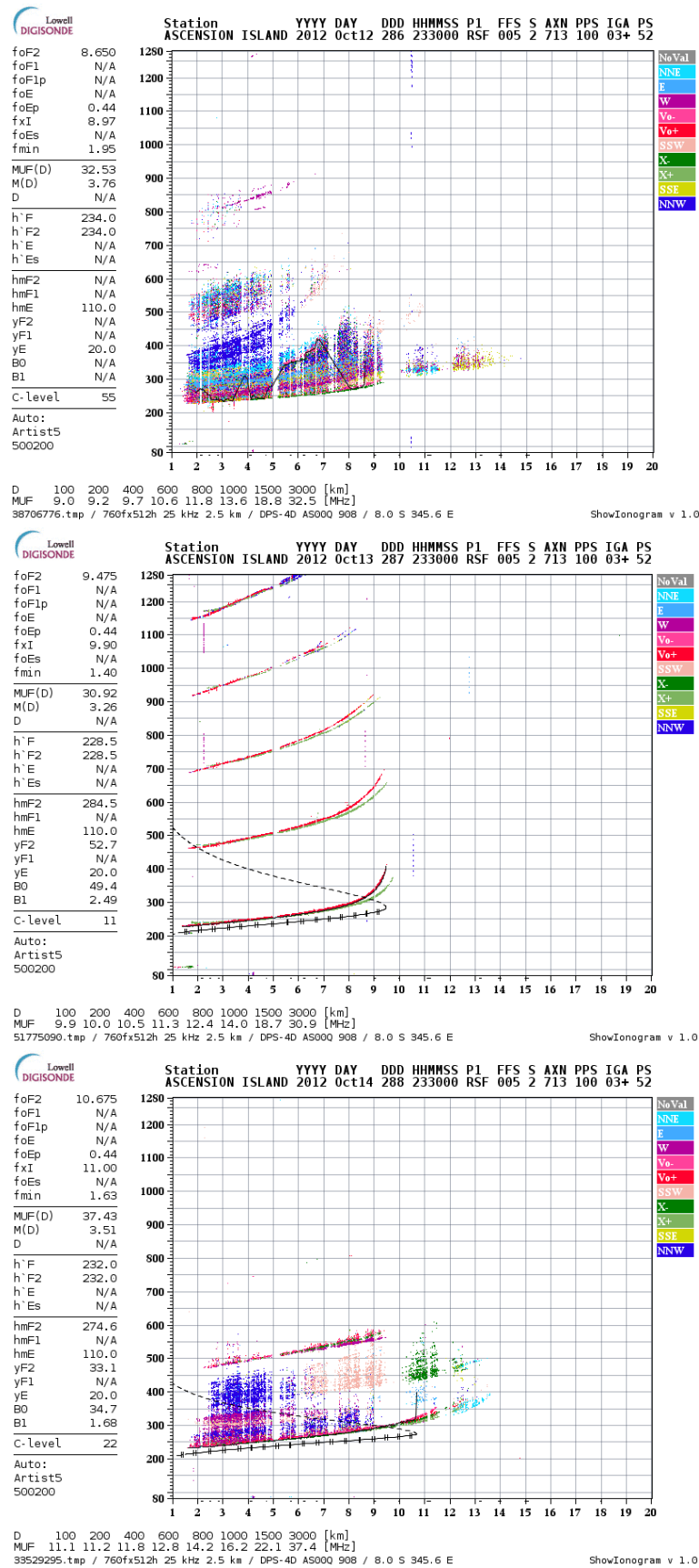


Figure 4. Ionograms of Ascension Island at 22:30LT (23:30UT) on 12 (the top panel), 13 (the middle panel), and 14 (the bottom panel) October 2012.

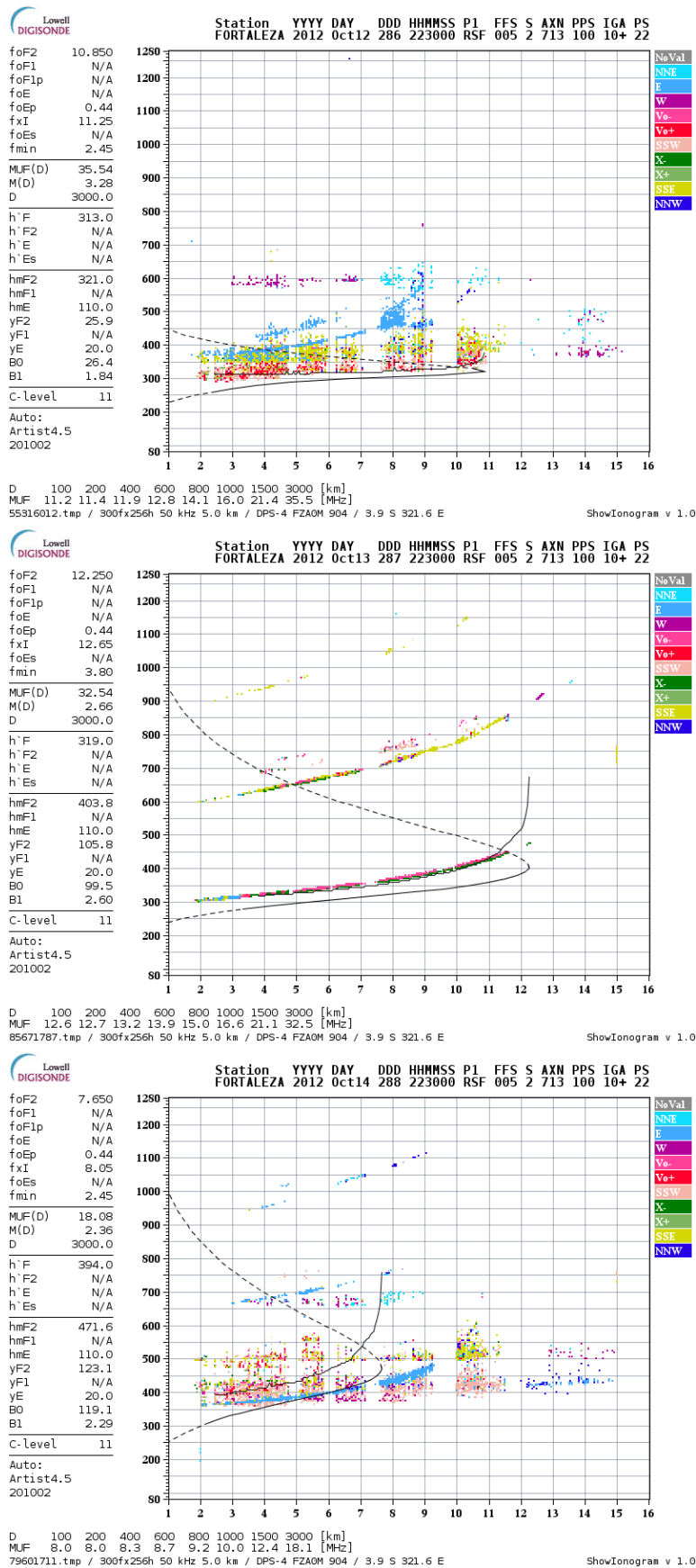


Figure 5. Ionograms of Fortaleza at 19:30LT (22:30UT) on 12 (the top panel), 13 (the middle panel), and 14 (the bottom panel) October 2012.

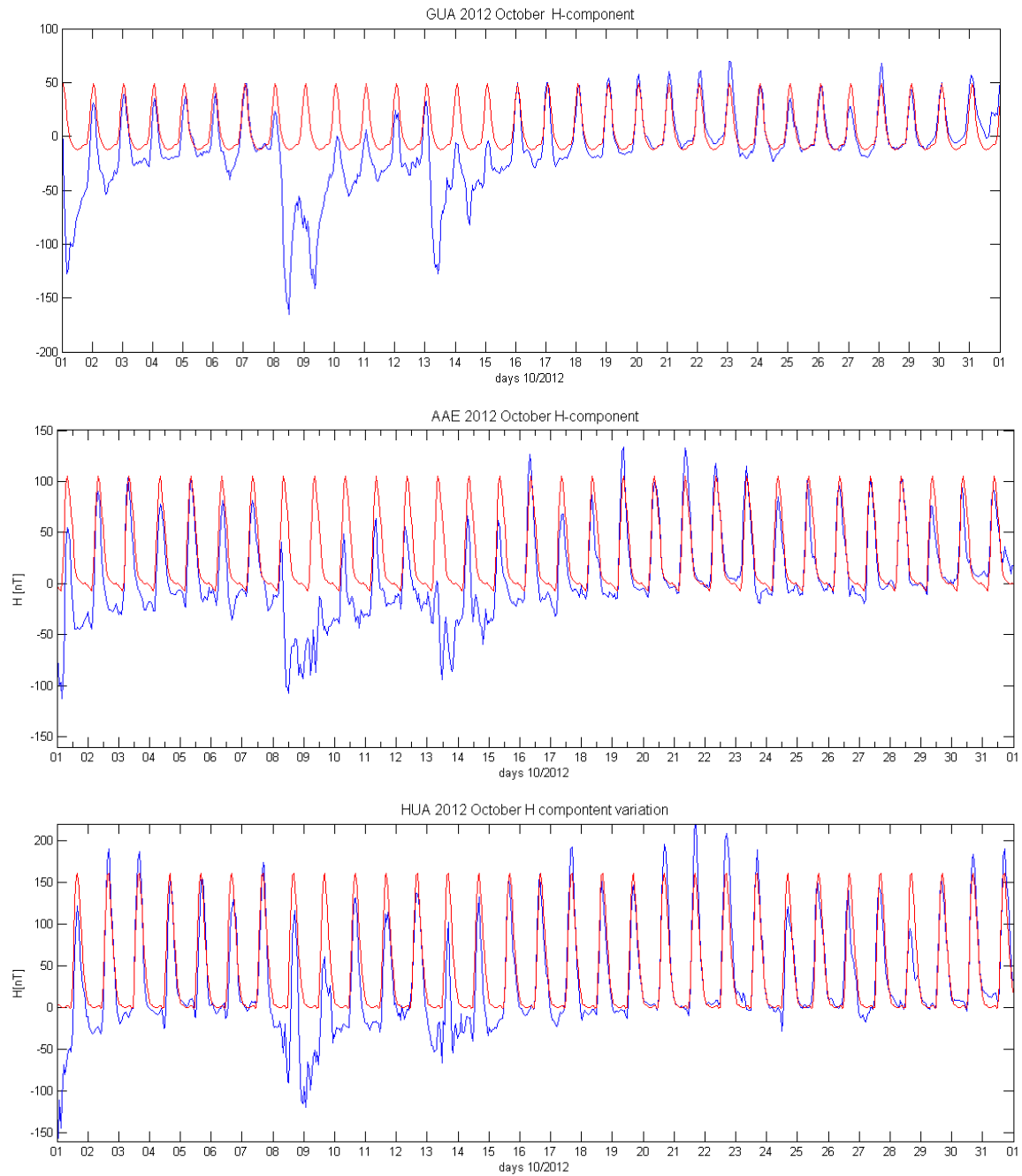


Figure 6. Variation of the geomagnetic field in October 2012, in low latitudes in the African sector (Addis Ababa), in the Asian sector (Guam), and in the America sector (Huancayo). The red line represents the regular variation of Sq and the blue line shows the observations.

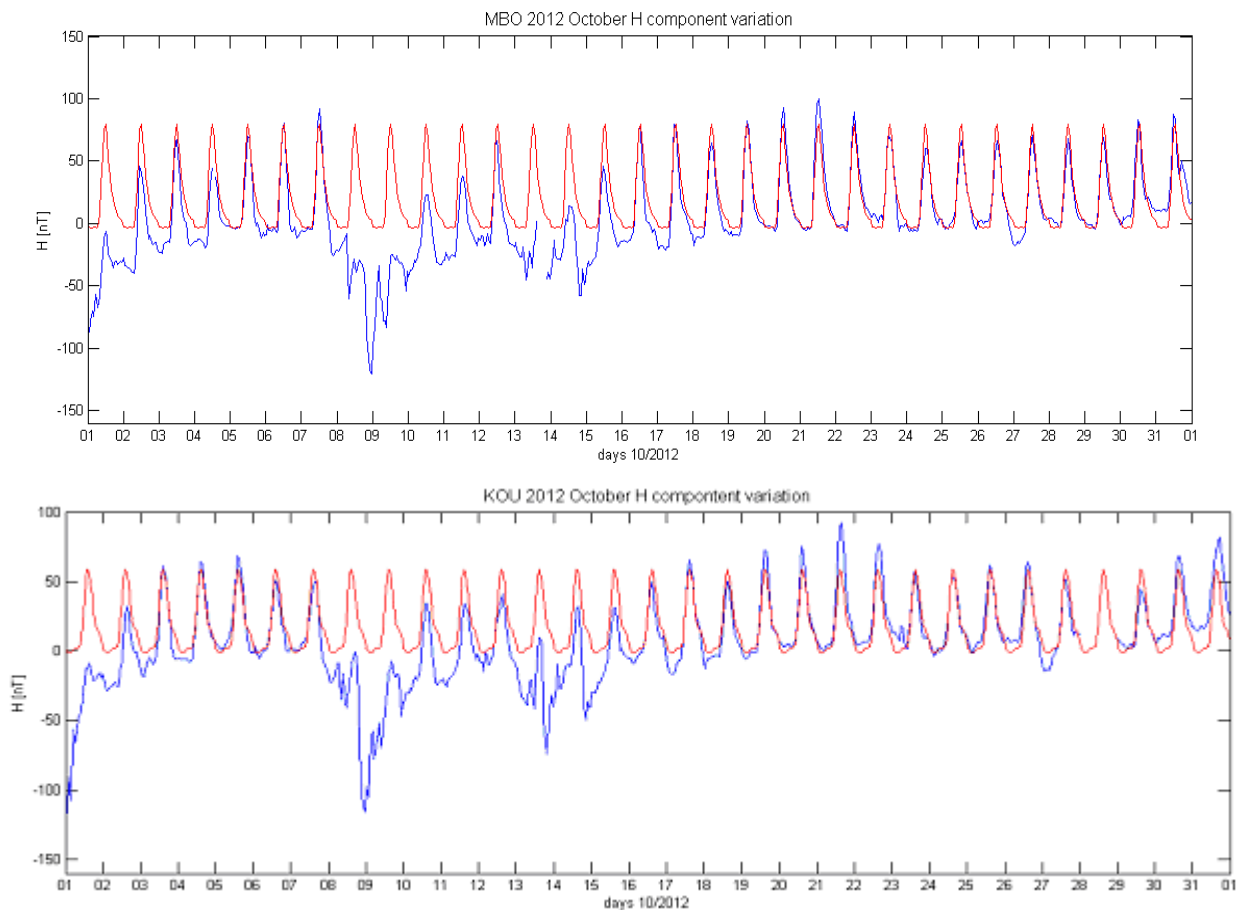


Figure 7. Variation of the Earth's magnetic field in October 2012, in latitudes of the Northern crest of ionization, in the African sector (M'Bour) and in the American sector (Kourou). The red line represents the regular variation of Sq and the blue line shows the observations.

The amplitude of the geomagnetic disturbance on 13 October associated with the second HSSWS was smaller at HUA ($|H| \sim 60$ nT) than that at MBO ($|H| \sim 70$ nT, considering the last value before the gap) and at KOU ($|H| \sim 80$ nT). The amplitude of the geomagnetic disturbance $|H|$ at AAE was ~ 100 nT and at GUA was ~ 120 nT, respectively. They were only 33% greater than the amplitude at MBO and at KOU. On 14 October, $|H|$ (~ 80 nT) at GUA was still larger than $|H|$ (~ 50 nT) at MBO, at AAE, and at KOU.

Figure 8 is composed by two panels, the D_{iono} (blue curve) is superimposed to the disturbance D_{dyn} (red curve) for the period between 11 and 15 October (see equations 6 and 7). October 11 and 15 were two magnetic quiet days, with an Am index equal to 10 and 12, respectively. The day-to-day variation can be estimated by the fluctuations observed during the magnetic quiet days with the Am index between 20 nT and -20 nT. The variations of both D_{iono} and D_{dyn} were similar for those two days. The fluctuations of the equivalent current system DP_2 (Nishida, 1968) were observed on D_{iono} .

In the early morning on 13 October, the D_{iono} at MBO and at KOU presented a large variation (~ 60 nT) around 06:00UT and a negative variation in the afternoon. This is the signature of a westward ionospheric electric current. The disturbance in the

afternoon (~ -60 nT) was greater than the day-to-day variation. This observation can be interpreted as the effect of the Disturbance Dynamo Electric Field (DDEF) of the ionosphere (Blanc and Richmond, 1980). Blanc and Richmond's model predicts a disturbed westward ionospheric electric current during the daytime in low latitudes.

Figure 9 shows the superposition of Diono at MBO and at KOU. In the early morning from 00:00UT to 06:00UT on 13 October, Diono at MBO and at KOU was similar and grew up at the same time. This is the characteristic of the Prompt Penetration Electric Field (PPEF) which varies in universal time (Nishida et al., 1966; Nishida, 1968; Vasyliunas, 1970). Around 11:00UT (10:00LT at MBO and 08:00LT at KOU), variations of Diono at MBO and at KOU were separated in time, but exhibited a similar pattern. The variation at KOU was similar to that at MBO with a delay for several hours. This fact confirms our interpretation of the afternoon disturbance as the effect of the DDEF (Blanc and Richmond, 1980). The ionospheric disturbance dynamo varies in local time. In the morning on 13 October, the positive disturbance of Diono was associated with a large decrease of the SYM-H index. SYM-H index decreased from -30 nT at 00:00UT to -120 nT around 08:00UT and then increased. The PPEF was related to this storm.

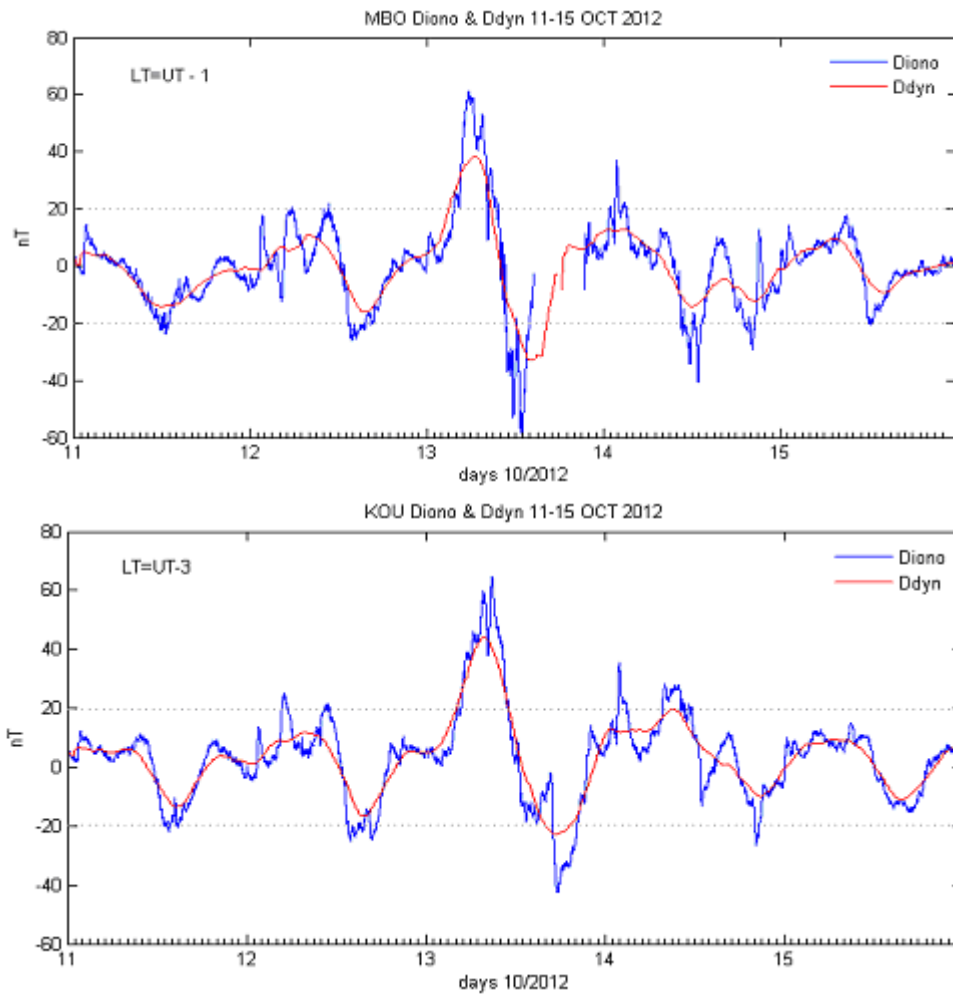


Figure 8. D_{iono} (blue curve) and D_{dyn} (red curve) for the period between 11 and 15 October 2012 at MBO (the top panel) and at KOU (the bottom panel).

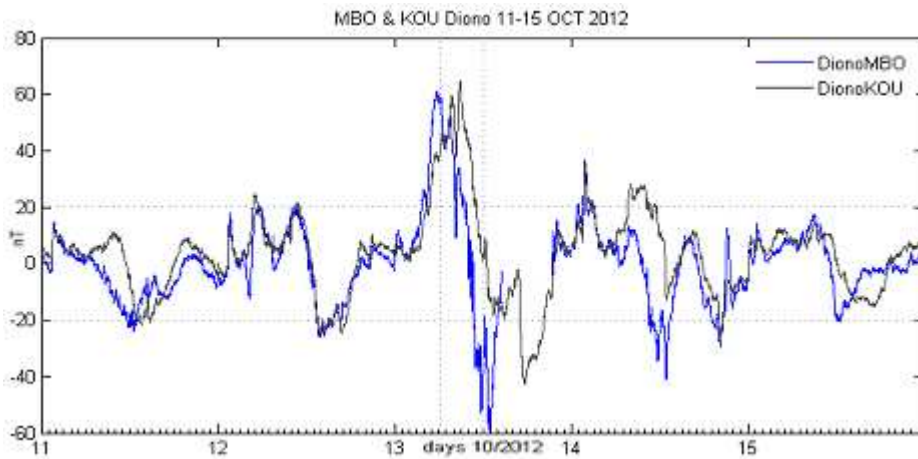


Figure 9. D_{iono} at MBO (blue curve) and D_{iono} at KOU (black curve) are superimposed for the period between 11 and 15 October 2012.

4. Discussion

In this paper, we studied the 13 October 2012 case with the global geophysical context (Figure 2). This event was preceded by the arrival of a CME in the early morning and by the arrival of a HSSWS in the evening on 9 October. This case presents similar features of the previously analyzed case on 14 October 2013 associated with the arrival of a HSSWS to the Earth during daytime (Azzouzi et al., 2015).

We analyzed the variation of the $h^{\prime}F$ and showed the presence of spread F, in low latitudes and in equatorial latitudes, using the ionosonde data in the African, Asian, and American sectors (Figures 3a, 3b, 4, and 5). The impact of the HSSWS was observed on 13 October 2012 in the African sector (Ascension Island) and in the Eastern American sector (Fortaleza). In this case and the 14 October 2013 case (Azzouzi et al., 2015), the HSSWS effect was to stop the lift of the F layer in the post sunset. The absence of spread F at the time of the PRE was observed on Figures 4 and 5. During a geomagnetic disturbance, there are large electric fields transmitted from the auroral zone to the equator (Fejer et al., 1983). A westward electric field from auroral origin inhibits the eastward regular field and stops the ascent of the F layer. There is no generation of irregularities as a consequence. Abdu et al. (2009) observed, in equatorial latitudes, during a large increase of auroral currents, a strong downward vertical drift of the F layer associated to the disappearance of spread F (as shown in Figure 1 of their paper). This downward vertical drift is interpreted as the effect of the prompt penetration of a westward electric field, as explained in the introduction of Azzouzi et al. (2016). On the 13 October 2012 case, disappearance of irregularities was detected in the ROTI (Figure 8 of Azzouzi et al. (2016)). Previously, Azzouzi et al. (2015) studied the period in October 2013 and found that there was ionospheric scintillation over all Africa in the analyzed period except on 14 October. No uplift of the F layer after sunset on 14 October 2013, like on 13 October 2012 was observed at Ascension Island. Adohi et al. (2008) and Tanoh et al. (2015) found similar events with no uplift of the F layer at Korhogo. They found such events occurred only eight times in 365 days (occurrence rate, 2.2%) in 1995, during the descending phase of the solar cycle 22.

Two main physical processes, connecting auroral and equatorial latitudes, produce disturbed electric fields: 1) the prompt penetration of magnetospheric convection, the PPEF (Nishida, 1968; Vasyliunas, 1970) and 2) the DDEF (Blanc and Richmond, 1980). Concerning the mechanism of the PPEF, the direction of the electric field transmitted to the low latitudes, depends on universal time of the event. The geomagnetic disturbance related to the PPEF is observed at the same time in all longitude sectors (see Azzouzi et al., 2015). Before the shielding becomes effective (phase of undershielding of the PPEF), the transmitted electric field has the polarity of the dawn-dusk convection electric field (eastward during the

day until 21:00LT and westward in the night sector). The over-shielding electric field (Kelley et al., 1979; Kobera et al., 2000) is related to the decline of the convection electric field. The transmitted electric field of the PPEF is westward in the day side and is eastward in the night side. Finally, the transmitted electric field related to the DDEF (Blanc and Richmond, 1980; Sastri, 1988) is westward during the daytime, turns eastward around 22:30LT, and remains eastward until the end of the night (Huang et al., 2005). Abdu et al. (2009) observed the suppression of the pre-reversal drift and the suppression of the spread F by an effect of the PPEF. In our case like in the case studied by Azzouzi et al. (2015), the suppression of spread F is related to the DDEF associated to a HSSWS.

To study the geomagnetic variations, we used the magnetometers at MBO (LT=0UT-1) and at KOU in French Guyana (LT=0UT-3). They are in the same longitude sector than Ascension Island and Fortaleza in Brazil, respectively. In Figure 8, D_{dyn} (red curve) and D_{iono} (blue curve) variations observed at MBO and at KOU are superimposed for the period between 11 and 15 October 2012. On 13 October 2012, a comparable significant disturbance was observed at MBO ($H \sim -60$ nT) and at KOU ($H \sim -50$ nT) (see Figure 8). The disturbance of the equivalent ionospheric electric current, D_{iono} was positive during the morning hours ($\sim 6:00$ UT) and negative in the afternoon. This positive disturbance occurred during the main phase of the geomagnetic storm which started around 00:00UT on 13 October at MBO and at KOU and varied simultaneously (Figure 9). This is evidence that the disturbance of D_{iono} was due to the PPEF. Abdu et al. (2013) studied the development of sporadic E layer in the early morning, during storms, associated to a westward PPEF. Foster and Rich (1998) found, at the beginning of a storm, the effect of an eastward PPEF at middle latitudes and Huang (2009), like Foster and Rich (1998) found a similar effect of an eastward PPEF, in low latitudes, at the beginning of substorms. The direction of the transmitted PPEF depends on the phase of the disturbance.

The negative excursion of D_{iono} in the afternoon on 13 October, which is dependent on local time (Figure 9), can be interpreted by the DDEF (Blanc and Richmond, 1980). This disturbance is westward during the daytime and turns eastward around $\sim 22:30$ LT (Huang et al., 2005). Such a disturbance was previously observed, in April 2010, for several days by Fathy et al. (2014). Indeed, the DDEF lasts and influences the ionosphere for one or two days after a storm (Scherliess and Fejer, 1997). Fejer et al. (2008a, 2008b) have determined the equatorial vertical plasma drift during geomagnetic quiet periods and geomagnetic disturbed periods, with the data from the ROCSAT satellite. They built a model of the DDEF. They found the same result by Richmond and Blanc (1980) and Huang et al. (2005). The plasma moves upward during nighttime ($\sim 22:00$ UT to 6:00UT) and moves downward during daytime ($\sim 6:00$ UT to 22:00UT). Around 19:00LT, Fejer et al. (2008b) found a maximum of the downward

vertical drift, i.e. a maximum of a westward electric field which is opposite to the regular eastward electric field. This westward electric field causes the inhibition of ionospheric scintillations. An upward/downward vertical drift corresponds to an eastward/westward electric field and to a positive/negative variation of the H component of the geomagnetic field.

5. Summary and conclusion

In this paper we studied in detail the behavior of the ionospheric F layer and of the geomagnetic field at equatorial observatories under the influence of a HSSWS on 13 October 2012.

We found the following results:

- The HSSWS affected the rising of the F layer at the observatories of Ascension Island (Africa) and Fortaleza (Eastern America). It stopped the lift of the F layer at Ascension Island, and delayed the ascent of the F layer for approximately two hours at Fortaleza. It caused the disappearance of the spread F during the whole night at Ascension Island and the disappearance of the spread F during the beginning of the night at Fortaleza, when the ascent of the layer was delayed.
- The HSSWS affected the geomagnetic field and produced an anti Sq circulation at MBO (the African sector) and at KOU (the Eastern American sector).
- No effect of the HSSWS was observed at Guam (the Asian sector) and at Jicamarca (the Western American sector).
- These observations highlight the fact that the impact of the HSSWS was regional and affected the observatories with local time between LT=OUT+3 and OUT-3. They corresponds to a longitude sector between 315°E and 45°E.
- The time delay of the geomagnetic disturbance in the afternoon between MBO and KOU shows that this disturbance varied in local time. This is the particularity of the DDEF of the ionosphere (Blanc and Richmond, 1980).
- In the early morning on 13 October 2012, a disturbance of the geomagnetic field was observed at MBO and KOU at the same time. This is the signature of the PPEF which varies in universal time.
- This work shows the interest of using geomagnetic data to determine physical processes in the ionosphere in the dayside. The geomagnetic signature of the PPEF is different from the magnetic signature of the DDEF.
- The ionosonde and magnetic observations were in good agreement with the GPS observations (see Azzouzi et al., 2016) and these data added precisions on the physical mechanisms activated by the HSSWS.

While Azzouzi et al. (2015) analyzed the impact of a HSSWS only in the African sector, in the present study, we studied the equatorial ionosphere response at the planetary scale and the longitudinal impact of a

HSSWS in the equator using the longitudinal chains of equatorial magnetometers and ionosondes.

The next step of this work is to develop statistical studies and modeling of this kind of disturbances with a global model such as the Thermospheric Ionospheric Electrodynamics Global Circulation Model (TIEGCM).

Acknowledgment

Results from geomagnetic data presented in this paper rely on the data collected at AAE, GUA, KOU, HUA and MBO magnetic observatories. We thank Addis Abeba University, Institut de Physique du Globe de Paris, U.S. Geological Survey, Instituto Geofísico del Perú, Centre National d'Etudes Spatiales, and Institut de Recherche pour le Développement for supporting their operations and the INTERMAGNET for promoting high standards of magnetic observatory practice (www.intermagnet.org).

The authors thank the Helmholtz-Zentrum Potsdam of Deutsches GeoForschungsZentrum for Adolf-Schmidt-Observatorium for the International quiet days, the International Service for Geomagnetic Indices, the World Data Center for Geomagnetism, Kyoto and the Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre (Strasbourg) for providing the geomagnetic indices used in this study.

The authors thank the LGDC and all the providers of the ionosonde data.

Our sincere thanks go to all members of the LPP/Polytechnique/ UPMC/CNRS, Telecom Bretagne-Brest University, the Ecole Mohammadia d'Ingénieurs (EMI)/Université Mohammed V Agdal Rabat-University, and the Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics (ICTP), for their ceaseless support. This work was supported by a part of the JSPS Core-to-Core Program (B. Asia-Africa Science Platforms), Formation of Preliminary Center for Capacity Building for Space Weather Research.

This is IPGP contribution n.3718.

References

- Abdu, M. A., de Medeiros, R. T., Sobral, J. H. A., Bittencourt, J. A.: 1983, *J. Geophys. Res.*, **88**, A11, 9197.
- Abdu, M. A., Kherani, E. A., Batista I. S., and Sobral, J. H. A.: 2009, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L19103, doi:10.1029/2009GL039919.
- Abdu, M. A., Souza, J. R., Batista, I. S., Fejer, B. G., and Sobral, J. H. A.: 2013, *J. Geophys. Res.*, **118**, 2639, doi:10.1002/jgra.50271.
- Adohi, J.-P., Vila, P. M., Amory-Mazaudier, C., and Petitdidier, M.: 2008, *Ann. Geophys.*, **26**, 1777.
- Azzouzi, I., Migoya-Orué, Y., Amory Mazaudier, C., Fleury, R., Radicella, S., Touzani, A.: 2015, *Adv. Space Res.*, **56**, 2040, doi:10.1016/j.asr.2015.06.010.
- Azzouzi, I., Migoya-Orué, Y., Coisson, P., Amory Mazaudier, C., Fleury, R., Radicella, S.: 2016, submitted to *Sun and Geosphere*.
- Blanc, M., and Richmond, A. D.: 1980, *J. Geophys. Res.*, **85**, A4, 1669.
- Davis, C. J., Davies, J. A., Owens, M. J., and Lockwood, M.: 2012, *Space Weather*, **10**, S02003, doi:10.1029/2011SW000737.
- Doherty, P. H., Delay, S. H., Valladares, C. E., and Klobuchar, J. A.: 2000, Ionospheric scintillation effects in the equatorial and auroral regions, 13th International Technical Meeting of

- the Satellite Division of The Institute of Navigation (ION GPS 2000), p. 662.
- Fejer, B. G., Jensen, J. W., and Su, S. Y.: 2008a, *J. Geophys. Res.*, 113, A05304, doi:10.1029/2007JA012801.
- Fejer, B. G., Jensen, J. W., and Su, S.-Y.: 2008b, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L20106, doi: 10.1029/2008GL035584.
- Fathy, I., Amory-Mazaudier, C., Fathy, A., Mahrous, A. M., Yumoto, K., and Ghamry, E.: 2014, *J. Geophys. Res.*, 119, doi:10.1002/2013JA019510.
- Foster J. C., and Rich, F. J.: 1998, *J. Geophys. Res.*, 103, A11, 26367.
- Grandin, M., Aikio, A. T., Kozlovsky, A., Ulich, T., and Raita, T.: 2015, *J. Geophys. Res.*, 120(12), 10669, doi: 10.1002/2015JA021785
- Huang, C. M., Richmond, A. D., and Chen, M. Q.: 2005, *J. Geophys. Res.*, 110, A05312, doi:10.1029/2004JA010994.
- Huang, C. S.: 2009, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L18102, doi:10.1029GL040287.
- Kelley, M. C., Fejer, M. C., and Gonzales, C. A.: 1979, *J. Geophys. Res.*, 6(4), 301.
- Kelley, M. C., Ilma, R. R., and Crowley, G.: 2009, *Ann. Geophys.*, 27, 2053.
- Kobeia, A. T., Richmond, A. D., Emery, B. A., Peymirat, C., Luhr, H., Moretto, T., Hairston, M., Amory-Mazaudier, C.: 2000, *J. Geophys. Res.*, 105, A10, 22979.
- Lanzerotti, L.: 2007, *Space Weather*, 5, S06005, doi: 10.1029/2007SW000342.
- Le Huy, M., and Amory-Mazaudier, C.: 2005, *J. Geophys. Res.*, 110, A10301.
- Liu, J., Chen, R., Wang, Z., and Zhang, H.: 2011, *GPS Solutions*, 15(2), 109.
- Mayaud, P.N.: 1980, *Derivation, Meaning and Use of Geomagnetic Indices*, Geophysical Monograph series, Vol 22, AGU, Washington DC.
- Menvielle, M., Iyemori, T., Marchaudon, A., Nose, M.: 2011, in M. Manda and M. Korte (Eds.), *Geomagnetic indices, in Geomagnetic Observations and Models*, Special Sopron Book Series 5, Springer, Dordrecht Heidelberg London New York, doi: 10.1007/978-90-481-9858-0_8.
- Migoya-Orué, Y. O., Radicella, S. M., and Coisson, P.: 2009, *Ann. Geophys.*, 27, 3133.
- Nishida, A., Iwasaki, N., and Nagata, N. T.: 1966, *Ann. Geophys.*, 22, 478.
- Nishida, A.: 1968, *J. Geophys. Res.*, 73, 1795.
- Sastri, J. H.: 1988, *Ann. Geophys.*, 6, 635.
- Scherliess, L., and Fejer, B. G.: 1997, *J. Geophys. Res.*, 102(A11), 24037.
- Tanoh, K. S., Adohi, B. J-P., Coulibaly, I. S., Amory-Mazaudier, C., Kobeia, A. T., and Assamoi, P.: 2012, *Ann. Geophys.*, 33, 143.
- Vasyliunas, V. M.: 1970, in M. McCormac (Ed.), *Mathematical models of magnetospheric convection and its coupling to the ionosphere*, in *Particles and Fields in the Magnetosphere*, Springer, New York, p. 60.
- Vestine, E.: 1947, *The Geomagnetic Field, Its Description and Analysis*, Carnegie Institute, Washington, DC, USA.

Annexe 10 : Dates des cas d'études sélectionnées CME & SSC et HSSW& Coronal hole du chapitre VI.2.4

Date sélectionnées des SSC dus à l'arrivée d'une CME

Date	Heure	Date	Heure	Date	Heure
2000 01 11	1426	2004 01 22	0137	2011 01 06	1715
2000 04 06	1639	2004 08 29	1004	2011 02 04	0240
2000 06 08	0910	2004 12 05	0746	2011 02 14	1556
2000 07 19	1527	2005 01 17	0748	2011 02 18	0130
2000 10 28	0954	2005 01 21	1711	2011 03 01	1509
2000 11 10	0628	2005 04 04	1307	2011 03 10	0632
2000 12 22	1925	2005 05 07	1916	2011 04 06	0933
2001 01 23	1048	2005 05 15	0239	2011 05 26	1359
2001 03 19	1114	2005 08 24	0613	2011 06 04	2044
2001 03 22	1342	2005 08 30	1908	2011 09 17	0343
2001 03 27	1747	2006 07 27	1353	2011 10 24	1831
2001 04 18	0046	2006 08 07	0036	2012 01 02	0150
2001 04 21	1601	2006 08 31	0708	2012 02 18	1642
2001 08 17	1103	2006 11 09	1656	2012 02 26	2140
2001 10 11	1701	2006 12 05	2359	2012 05 21	1937
2001 10 21	1648	2007 08 06	1409	2012 07 14	1809
2001 10 28	0319	2007 10 25	1135	2012 10 08	0516
2001 10 31	1348	2007 11 19	1811	2012 10 31	1539
2001 11 06	0152	2007 12 17	0253	2012 11 12	2312
2001 11 24	0556	2008 03 08	1142	2013 01 25	1659
2002 01 31	2127	2008 03 26	0936	2013 05 24	1810
2002 02 28	0451	2008 04 22	1722	2013 05 31	1618
2002 03 29	2237	2008 06 14	1223	2013 06 27	1438
2002 04 23	0448	2008 07 12	0038	2013 10 02	0155
2002 07 29	1321	2008 08 08	2344	2013 10 08	2022
2002 08 18	1846	2008 11 07	0353	2013 12 07	2235
2002 09 07	1636	2008 11 15	1625	2014 02 27	1650
2002 09 30	0815	2009 02 03	2012	2014 05 03	1747
2002 11 26	2150	2009 08 07	1555	2014 06 07	1652
2003 03 20	0444	2010 04 11	1304	2014 11 01	0705
2003 05 29	1224	2010 05 02	0908	2014 11 10	0220
2003 06 18	0512	2010 12 19	2132		
2003 08 17	1421				
2003 11 04	0625				
2003 11 20	0803				

Dates sélectionnés des orages magnétiques dus à l'arrivée d'une HSSW associée à des trous coronaux

Date	Date	Date
2000 05 17	2004 01 25	2010 10 23
2000 08 28	2004 02 11	2011 02 12
2000 10 29	2004 03 09	2001 05 28
2001 05 09	2005 01 02	2012 10 13
2001 10 02	2005 02 07	2013 06 06
2002 01 11	2005 04 12	2013 07 14
2002 02 06	2005 06 23	2013 10 14
2002 08 02	2006 03 19	2013 12 08
2002 09 02	2006 09 24	2014 02 19
2002 10 24	2006 10 14	2014 10 14
2002 11 03	2007 01 29	2014 12 07
2002 11 21	2007 02 13	
2002 12 27	2007 04 27	
2003 02 03	2007 09 23	
2003 03 04	2007 12 10	
2003 04 05	2008 02 29	
2003 06 11	2008 10 11	
2003 08 21	2009 08 22	
2003 09 16		
2003 09 24		

Tables des Symboles et Acronymes

// E	Composante du champ électrique parallèle au champ magnétique
⊥ E	Composante du champ électrique perpendiculaire au champ magnétique
V	Vitesse du vent solaire
k	Constante de Boltzmann
g	Accélération de la pesanteur
N ₂ ⁺	Ion d'azote moléculaire dans l'ionosphère
N ⁺	Ion d'azote atomique dans l'ionosphère
O ⁺	Ion oxygène atomique dans l'ionosphère
NO ⁺	Ion monoxyde d'azote dans l'ionosphère
O ₂ ⁺	Ion oxygène moléculaire dans l'ionosphère
He ⁺	Ion hélium dans l'ionosphère
H ⁺	Ion hydrogène dans l'ionosphère
e ⁻	Electron dans l'ionosphère
E	Couche E de l'ionosphère, comprise entre 90 et 150km d'altitude
F	Couche F de l'ionosphère, comprise entre 150 et 600km d'altitude
F1	Couche F1 de l'ionosphère, entre 150 et 300km d'altitude, de jour
F2	Couche F2 de l'ionosphère, entre 300 et 600km d'altitude, de jour
He ⁺	Ion hélium dans l'ionosphère
f ₀ E	Fréquence critique de la couche E de l'ionosphère
f ₀ F1	Fréquence critique de la couche F1 de l'ionosphère
f ₀ F2	Fréquence critique de la couche F2 de l'ionosphère
R12	Indice d'activité solaire
NASA	National Aeronautics and Space Administration
ESA	European Space Agency
NeQuick2	Quick-run ionospheric electron density model
URSI	Union Radio-Scientifique Internationale
H	Composante horizontale du champ magnétique
Z	Composante verticale du champ magnétique
D	Déclinaison du géomagnétique
Dst	Indice d'activité magnétique de l'anneau de courant dans la magnétosphère
AU	Indice d'activité magnétique auroral
LASCO	Large Angle and Spectrometric Coronagraph
SOHO	Solar and Heliospheric Observatory
UV	Ultra-violet
CMEs	Coronal Mass Ejections : Ejection de masse coronale
SSC	Sudden Storm Commencement : comment d'orage brusque
TEC	Total Electron Content

Table des illustrations

Figure I.1: Structure du Soleil.....	12
Figure I.2 : Tache solaire photo du satellite SOHO source NASA.....	13
Figure I.3 : Les deux composantes du champ magnétique solaire	14
Figure I.4 : Spectre du Soleil	15
Figure I.5 : Champ magnétique terrestre.....	17
Figure I.6: Les régions magnétosphériques incluant la zone de choc en avant coté jour et la queue du coté nuit.....	18
Figure I.7: Systèmes de courant électrique dans la magnétosphère.....	19
Figure I.8: Systèmes actuels des courants électriques ionosphériques	20
Figure I.9: Phases d'un orage magnétique.....	21
Figure II.1 : Couches de l'atmosphère et de l'ionosphère.....	23
Figure II.2: Les couches de l'ionosphère de jour et de nuit.....	25
Figure II.3 : Modèle Chapman de la formation de l'ionosphère.....	27
Figure II.4 : Profil en fonction de l'altitude des constituants ionisés et neutres	27
Figure II.5 : Fréquences de collision et Gyrofréquence	29
Figure II.6: la fontaine équatoriale, les crêtes et le creux d'ionisation.....	31
Figure II.7 : Vitesses verticales moyennes du plasma à Jicamarca (Pérou) pour 3 valeurs de flux solaire	32
Figure II.8 : Bulle de plasma allongée le long de la ligne de champ géomagnétique	33
Figure II.9 : Electrojet équatorial.....	34
Figure II.10: Distribution de l'amplitude de la composante H(nT) en fonction des latitudes.....	34
Figure II.11 : Fluctuations géomagnétique DP2 et phénomène Magnétosphérique associées.....	35
Figure II.12 : Cellule de Hadley entre le pôle et l'équateur.....	36
Figure II.13 : Champ électrique et courant électrique de la dynamo ionosphérique perturbée à l'équateur.....	37
Figure III.1 : Aspect général de SOHO	38
Figure III.2: Vue d'artiste d'ACE.....	39
Figure III.3 Constellations des satellites GPS	40
Figure III.4 réseau géodésique IGS du 01/01/2016.....	41
Figure III.5 stations GPS /IGS de l'étude.....	41
Figure III.6: Données GPS disponibles.....	43
Figure III.7: progression du nombre de tache solaire mesuré de 2000 à 2015 et prédiction jusqu'en 2019.....	44
Figure III.8 : Le principe de la mesure de la hauteur virtuelle h'.....	45
Figure III.9 : ionogramme de la station ASCENSION ISLAND 13.15UT le 13 juillet 2012.....	46
Figure III.10 : Composante du champ magnétique terrestre.....	47
Figure III.11 : Variations de la composante horizontale H observée à l'observatoire de Guam....	48
Figure III.12: Observatoires pour mesurer les indices Kp, Ap.....	49
Figure III.13 : Clé du schéma musical de Bartels.....	49
Figure III.14 : Diagramme musical de l'année 2014.....	50
Figure III.15: Observatoires pour la mesure des Indices AU/AL.....	50
Figure III.16 : Observatoire pour le calcul de l'indice DST.....	51
Figure III.17 : Variations du VTEC le 06/04/2001 et 12/04/2008 à RABT.....	58

Figure III.18: Conditions géométriques entre le TEC oblique et le TEC vertical.....	59
Figure III.19: VTEC en fonction de l'heure TU avec les mesures en points rouge et le VTEC vertical estimé en trait bleu.....	60
Figure III.20: Représentation des VTEC journaliers, de la médiane, de l'écart-type en fonction de l'heure TU pour NKLG en septembre 2014.....	61
Figure III.21 : variation diurne du VTEC en août 2001 à MAS1 et variation horaire de l'indice magnétique Dst	62
Figure III.22: Visualisation 3D du VTEC suivant une échelle de couleur dans le repère (temps/jours) pour NKLG en 2003.....	62
Figure III.23: Visualisation 3D du VTEC suivant une échelle de couleur dans le repère (temps/jours) pour NKLG en 2009.....	63
Figure III.24 Variations de l'indice ROTI le 11 décembre 2013 pour la station de NKLG.....	65
Figure III.25 : Variations de l'indice S4 journalier pour la station du Cap Vert entre juillet et décembre 2013.....	65
Figure III.26 : Variations de l'indice ROTI journalier entre juillet de décembre 2013 à la station de DAKR	66
Figure IV.1: VTEC fonction des jours du en 2007 et 2014 pour MAS1.....	68
Figure IV.2 : Variation du rapport VTEC jour/nuit pour les stations MAS1 et RABT de 2000 à 2014	69
Figure IV.3 : Variations diurnes médianes en 2014 à TLSE, RABT et DAKR.....	70
Figure IV.4 : Rapport mensuel VTEC jour/nuit pour 3 stations entre 2000 et 2014.....	71
Figure IV.5 : évolution du VTEC médian entre 2009 et 2014 aux 3 stations de MADR MAS1 et NKLG	73
Figure IV.6 : évolution du VTEC médian de 2000 à 2014 pour la station MAS1.....	74
Figure IV.7 : variations du VTEC mensuel de MAS1 à 12UT et à 04UT et de l'indice d'activité solaire R12 entre 2000 à 2014.....	75
Figure IV.8 : mesures et droites de régression linéaire entre le VTEC médian à 12 UT et 02 UT de la station MAS1 et l'indice d'activité solaire R12.....	76
Figure IV.9 : variations du VTEC mensuel de NKLG à 12UT et à 02UT et de l'indice d'activité solaire R12 entre 2000 à 2014.....	78
Figure IV.10: VTEC horaire, médian, prévu pour MAS1 sur la fin du cycle 24 avec le model VTEC_RF_mod.....	79
Figure IV.11: VTEC médian prévu et mesuré des stations MAS1 pour l'année 2015.....	80
Figure IV.12 évolution de la tache Solaire AR 1520 du 06 au 10 Juillet 2012.....	87
Figure IV.13 sursaut RX du satellite GOES-15 du 11 au 13 juillet 2012.....	87
Figure IV.14 Combinaison temporelle colorée entre deux observations SDO le 12 juillet 2012.	88
Figure IV.15 : Paramètres du vent solaire et indices magnétiques du mois de juillet 2012.....	89
Figure IV.16 Vp Bz et PCN lors de l'impact sur la magnétosphère 14 et 15 Juillet 2012.....	90
Figure IV.17 Potentiel sur la calotte polaire PCN, SYM-H et dHsm/dt du 14 au 16 Juillet 2012 au cours de l'orage.....	91
Figure IV. 18 : Composante X du champ magnétique terrestre le 14 juillet 2012 faite par les magnétomètres du réseau IMAGE.....	92
Figure IV.19 Indice Kp mois de Juillet 2012.....	93
Figure IV.20 : Courbes de VTEC et du Dst pour le mois de juillet 2012 pour les 8 Stations GPS de l'étude en haute moyenne et basse latitudes.....	94
Figure IV.21 Variation du Δ TEC calculée par rapport au jour calme de 0600 à 2330 TU, le 10 Janvier 1997 a partir du modèle TIEGCM.....	96
Figure IV.22 : Figure de Legrand (CNRS-INAG, 1984) présentant un vent rapide s'échappant d'un trou coronal.....	99

Figure IV.23: Evolution d'un trou coronal du 06/12/2013 et le 08/12/2013	100
Figure IV. 24 : Paramètres du vent solaire et indices magnétiques du mois de Décembre 2013.....	101
Figure IV.25 Potentiel sur la calotte polaire PCN, SYM-H et $d(\text{SYM-H})/dt$ du 07 au 09 Décembre 2013 au cours de l'orage.....	102
Figure IV.26 Vitesse du vent solaire V_p (km/s), Composante B_z du champ magnétique interplanétaire IMF, indice magnétique de l'activité aurorale AE et indice magnétique K_p du 07 au 11 Décembre 2013.....	103
Figure IV. 27 Courbes de VTEC et du Dst pour le mois de décembre 2013 pour les 7 Stations GPS de l'étude en haute moyenne et basse latitudes	105
Figure IV.28 ionogrammes d'Ascension du 07 au 11 décembre à 21.45.....	107
Figure IV.29 : Hauteur virtuelle $h'F_2$ à 4 MHz (base de la couche) du 07 au 11 Décembre 2013.....	109
Figure IV.30 Vitesse de dérive verticale $V_z = d'hF/dt$ station d'Ascension Islands du 07..109	
La figure IV.31 représente une carte de l'Afrique de l'Ouest avec la position des stations utilisées....	111
Figure IV.32 : indices ROTI et K_p pour BJCO (Cotonou), BJKA (nord Bénin), BKFP (nord Nigéria), DAKR et NKLG et indice S_4 pour CAP1 et POG1.....	112
Figure IV.33 : vitesse verticale dérivées de ROCSAT.....	114
Figure IV.34 Observations dérivé du Satellite ROCSAT-1 présentant la variation de la montée verticale du plasma en fonction des saisons et des valeurs de l'indice magnétique.....	115
Figure IV.35 Observations dérivées du Satellite ROCSAT-1 présentant la variation de la montée verticale du plasma en fonction des saisons et des valeurs de l'indice magnétique AE pour les perturbations dynamo DDEF.....	116
Figure IV. 36a et IV.36b Indice magnétique AE les 13 octobre 2012 et 14 octobre 2013...118	
Figure IV.37 : Les variations du	⊙\
les orages magnétiques des quatre-vingt-dix- huit cas de CME/SSC	120
Figure IV.38 : Evolution de l'indice A_p	121
Figure IV.39 : Circulation du vent neutre en fonction des hémisphères hiver /été.....	121
Figure IV.40 : variation de l'ionisation dans les hémisphères hiver /été.....	122
Figure IV.41 Les variations du	⊙V
les orages magnétiques des cas de CME/SSC sélectionnés pendant les matinées de 00.00 UT à 15.00 UT pour la station MAS1.....	123
Figure IV.42 :	⊙VTEC p
magnétiques des 46 cas de vent rapide sélectionnés.....	124
Figure IV.43 : Les valeurs du A_p journalier et R_{12} mensuel entre 2000 à 2014.....	126
Figure IV.44 Pourcentage de l'écart u VTEC par rapport à la médiane mensuelle.....	127
Figure VI.45 : mesures du vent interplanétaire : avec respectivement de la courbe supérieure à la courbe inférieure, le champ magnétique, la composante B_z , la vitesse et la pression.....	131
Figure IV.46 : indices magnétiques AE et SYM/H pour la période 21-31/07/2004.....	132
Figure IV.37 : évolution de VTEC du 19 au 31 juillet 2004 à MADR et évolution de l'indice magnétique Dst.....	134
Figure IV.48 : évolution de VTEC du 19 au 31 juillet 2004 à MAS1 et évolution de l'indice magnétique Dst.....	134
Figure IV.49 : image Extrême UV du trou coronal du 24 octobre 2012 avec le satellite	135
Figure IV.50 : Paramètres du vent solaire et indices magnétiques du mois d'octobre 2002.....	136
Figure 51 : VTEC journalier et Dst du mois d'octobre 2002 pour la station de MADR et de MAS1...	137
Figure V.1a, b, c les médianes mensuelles du VTEC pour la station de MADR, au cours des années 2001,2008 et 2013 modélisation VTEC_RF en rouge, le modèle NeQuick2 en bleu et le modèle IONEX_CODG en cyan.....	144

Figure V.2a, b, c les médianes mensuelles du VTEC pour la station de MAS1, au cours des années 2001,2008 et 2013 modélisation VTEC_RF en rouge, le modèle NeQuick2 en bleu et le modèle IONEX_CODG en cyan.....	146
Figure V.3a, b, c les médianes mensuelles du VTEC pour la station de NKLG, au cours des années 2001,2008 et 2013 modélisation VTEC_RF en rouge, le modèle NeQuick2 en bleu et le modèle IONEX_CODG en cyan.....	149
Figure V.4 Indice magnétique Ap des années 2001, 2008 et 2013.....	150
Figure V.5 : tracé 3D des médianes VTEC avec les 12 mois de 2013 en abscisse et l'heure TU en ordonnée. La figure supérieure est relative au modèle NeQuick2, la figure inférieure à notre modèle mono-station.....	153
Figure V.6 : tracé 3D des médianes de VTEC à la station NKLG avec les 12 mois de 2001 en abscisse et l'heure TU en ordonnée. La figure supérieure est relative au modèle NeQuick2, la figure inférieure à notre modèle mono-station.....	154

Table des tableaux :

Tableau I.1 : Principales dynamos du système terre soleil	21
Tableau III.1 : coordonnées des 6 stations utilisées dans notre étude	42
Tableau III.2: Valeurs des biais satellites GPS le 31/12/2014 fournis par CODE.....	56
Tableau IV.1 : valeurs des coefficients de régression (a est la pente de la régression et b la valeur de l'ordonnée à l'origine) pour les heures rondes du VTEC de la station de MAS1 en fonction de l'indice solaire R12.....	77
Tableau IV.2: valeurs des coefficients de régression (a est la pente de la régression et b la valeur de l'ordonnée à l'origine) pour 2 heures particulières (12UT et 02UT) du VTEC aux 3 stations retenues en fonction de l'indice solaire R12.....	78
Tableau IV.3 : Listes de valeurs des critères de sélection d'une CME isolée.....	82
Tableau IV.4 Valeurs de certains critères pour l'étude de l'impact d'une CME isolée.....	84
Tableau VI.5 : récapitulatif des critères de sélection des 3 jours d'études vent rapide /trous coronaux pour la période de 2000 à 2014.....	84
Tableau VI.6 : Récapitulation de la sélection des jours d'étude de 2000 à 2014. Vent solaire rapide & Trous coronaux.....	85
Tableau IV.7 : date et heure des CME pouvant être à l'origine de l'orage magnétique du 14/07/2012	86
Tableau IV.8 : Variation du VTEC sur la chaîne latitudinale des stations GPS de l'Etude.....	95
Tableau VI.9 : récapitulatif des cas d'étude.....	98
Tableau IV. 10 : Variation du VTEC sur la chaîne latitudinal des stations GPS de l'Etude.....	106
Tableau IV.11 Analyse de la diffusion F diffus dans station d'Ascension Islands du 7 au 11.....	108
Tableau IV.12 : vitesses verticales déduits des observations.....	110
Tableau IV. 13 scintillations et F diffus du 07 au 11 décembre 2013 pour l'ouest de l'Afrique.....	113
Tableau IV.14 : Tableau des critères.....	114
Tableau IV.15 récapitulatif des cas d'étude.....	118
Tableau IV.16 : Statistique du nombre de jours avec des $A_p \geq 25$ qui est un signe d'orage magnétique significatif.....	126
Tableau IV.17: regroupement du nombre de jours avec des pourcentages d'écart de VTEC supérieur à 25% ou inférieur à -25% par saison (nombre de mois).....	128
Tableau IV. 18 : liste des événements solaires RX et CME) pour la région 0652 de juillet 2004.....	130

Résumé

Cette thèse a pour objet d'étudier les variations régulières de l'ionosphère aux moyennes et basses latitudes ainsi que l'impact de différents événements solaires : éruptions solaires ('flare'), vents rapides associés aux trous coronaires, émissions de matière solaire (CME) sur l'ionisation. Pour quantifier ces variations de l'ionisation, nous utiliserons plus particulièrement les réseaux GPS qui permettent de mesurer le Contenu Total Electronique (TEC) de l'ionosphère.

L'étude comprendra une analyse morphologique sur :

- les variations régulières de l'ionisation en période de soleil calme (variation diurne, saisonnière et en fonction du cycle solaire pour les numéros 23 et 24) obtenues par le traitement de stations GPS en Europe et en Afrique. Le choix des stations a été effectué selon la qualité des mesures disponibles sur la période analysée (2000 à 2014) ;
- les variations perturbées de l'ionosphère associées à des événements solaires retenus selon une grille de critères ;
- L'analyse de l'indice ROTI (quantifie les variations rapides de la phase des signaux GPS) afin d'étudier les scintillations ionosphériques génératrices d'une dégradation du positionnement aux basses latitudes et en particulier en Afrique.

A des fins d'analyse et d'interprétation, nous utiliserons également les paramètres pertinents du profil vertical issus ionogrammes disponibles sur le web. Malheureusement, seule l'ionosonde d'Ascension est fonctionnelle dans la région de notre étude.

Ces différents travaux seront illustrés et/ou validés par une rigoureuse analyse bibliographique de l'existant.

L'étude se poursuivra par la comparaison avec les modèles existants afin d'identifier leurs performances et de proposer des éléments pour les améliorer. Nous utilisons deux approches :

- Le modèle NeQuick2, logiciel de modélisation du profil vertical médian l'ionosphère utilisé pour la correction du retard ionosphérique dans le système européen Galileo mono-fréquence,
- Le modèle IONEX/CODG qui est une cartographie journalière du TEC en des positions spatiales et temporelles particulières et issu du post-traitement des mesures GPS sur une couverture mondiale.

Le troisième volet de cette étude sera de donner des perspectives pour une éventuelle prévision de l'impact d'événements solaires particuliers sur l'ionosphère, par exemple la modélisation des gradients en période magnétiquement perturbée et la prévision de la présence du phénomène de scintillation ionosphérique sur certains trajets satellite-sol.

Durant les deux dernières décennies, il y a eu d'une part des instruments à bord de satellites, tels que ULYSSE, SOHO qui ont permis de grandes avancées dans la connaissance du soleil et d'autre part de grands programmes tels que UNBSS (United Nations Basic Space Science) (<http://www.oosa.unvienna.org/>), AIEE (1992-1994 : Année

Internationale de l'Electrojet Equatorial, www.girgea.org), AHI (2005-2009 :Année Héliophysique Internationale, www.ihy2007.org) et actuellement ISWI (depuis 2010 : International Space Weather Initiative, www.iswi-secretariat.org). Tous ces programmes ont permis le déploiement de réseaux d'instruments au sol en Afrique et notamment de stations GPS et de magnétomètres en reconnaissant qu'à l'heure actuelle, leur nombre est encore insuffisant par rapport à d'autres régions équivalentes (Brésil ou Indonésie par exemple). Cette thèse s'inscrit dans le cadre du projet ISWI.

L'Intérêt sociétal de cette étude découle du fait, que les évènements solaires modifient ou créent des phénomènes dans l'ionosphère entraînant des mesures biaisées de la pseudo-distance et de la phase des signaux électromagnétiques. La conséquence est une dégradation sur la précision de la localisation utilisant les satellites GNSS. Il est aussi important de prévoir l'impact des évènements solaires sur notre environnement électromagnétique terrestre, car il le modifie fortement. Il est nécessaire d'anticiper les conséquences liées à ces évènements : par exemple, les détériorations de matériels électriques/électroniques lors de forts orages magnétiques allant jusqu'à des coupures de la fourniture de courant, les forts gradients d'ionisation et la scintillation empêchant l'utilisation du GNSS comme aide à l'aviation civile pour la procédure d'atterrissage. Une meilleure correction de l'effet de l'ionosphère permettra un calcul plus précis des actions de l'atmosphère terrestre sur le signal GNSS.

Mots clés: Ionosphère des moyennes et basses latitudes, Relation Soleil Terre, Cycle solaire, Météorologie de l'Espace, Champ magnétique terrestre, GPS-TEC, GPS-ROTI, CODG, modèle NeQuick.

Abstract

“Impact of solar event in ionization of ionosphere at middle and low latitudes in the Europe-African sector “

This thesis aims to study the regular variations of the ionosphere at middle and low latitudes and the impact of different solar events: solar flares, high speed solar winds associated with coronal holes, coronal mass ejection (CME) on ionization. To quantify these ionization changes, we will use especially GPS networks to measure the Total Content Electronics (TEC) of the ionosphere.

The study will include a morphological analysis on:

- regular variations in the ionization during Quiet Sun activities (diurnal variation, seasonal variation and variation based on the solar cycle 23th and 24th) obtained by processing of GPS stations in Europe and Africa. The choice of plants was performed according to the quality of available measures over the period analyzed (2000 to 2014);
- disturbed ionospheric variations associated with solar events selected according to a set of criteria;
- analysis of the ROTI index (quantifies the rapid changes in the phase of GPS signals) to study the ionospheric scintillation generating a deterioration of positioning the lower latitudes, especially in Africa.

For purposes of analysis and interpretation, we will also use the relevant parameters of the vertical profile from ionograms available on the web. Unfortunately, only ionosonde Ascension is functional in the area of our study.

These works will be validated by rigorous review of existing bibliography.

The study will continue through comparison with existing models in order to identify their performance and propose elements for improvement. We use two approaches:

- The NeQuick2 model, a tridimensional and time-dependent ionospheric electron density model used for correcting the ionospheric delay in the European Galileo single frequency system,
- The model IONEX / CODG a daily map of the TEC in specific spatial and temporal positions and from the post-processing GPS measurements on a global coverage.

The third component of this study will give prospects for a possible anticipation of the impact of specific solar events on the ionosphere, such modeling gradients in magnetically disturbed period and prediction of the presence of ionospheric scintillation event on some satellite-ground paths.

During the last two decades, there was a part of the onboard satellite instruments such as Ulysses, SOHO that enabled major advances in the knowledge of the sun. Other big programs such as UNBSS (United Basic Space Science Nations) (<http://www.oosa.unvienna.org/>) AIEE (1992-1994: International Year of Equatorial

Electrojet, www.girgea.org), AHI (2005-2009: International Heliophysical Year, www.ihy2007.org) and currently ISWI (since 2010: International Space Weather Initiative, www.iswi-secretariat.org). All these programs have enabled the deployment of instrument ground networks in Africa, including the GPS stations and magnetometers. Their number is still insufficient compared to other equivalent areas (Brazil or Indonesia for example). This thesis under the ISWI project.

The societal interest of this study stems from the fact that the solar events modify or create phenomena in the ionosphere, causing biased measurements of pseudo-distance and phase electromagnetic signals. The result is a degradation of the accuracy of the location using the GNSS satellites. It is also important to forecast the impact of solar events on our Earth's electromagnetic environment, because of the strongly modifications that he caused. It is necessary to anticipate the consequences of these events: for example, damage to electrical or electronic equipment during strong geomagnetic storms. Strong ionization gradients and GPS signal scintillation damage the use of GNSS as aid for civil aviation for the landing procedure. A better correction of the effect of the ionosphere will allow a more precise calculation of shares in the Earth's atmosphere on GNSS signal.

Keywords: Ionosphere of the middle and lower latitudes, Relationship Sun Earth Solar Cycle, Space Weather, Earth's magnetic field, GPS-TEC, GPS-ROTI, CODG, NeQuick model.