

Berényi Kitti Alexandra

**Az űridőjárási folyamatok hatása a  
magnetoszféra és ionoszféra állapotára**  
- A 24. napciklus maximum időszakának vizsgálata -

**Doktori értekezés**

Témavezető:

**Dr. Kis Árpád**

*Tudományos főmunkatárs*

*HUN-REN Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet*

Konzulens:

**Dr. Barta Veronika**

*Tudományos főmunkatárs*

*HUN-REN Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet*

Doktori iskola vezetője: **Dr. Turányi Tamás**

Doktori program neve: **Környezetfizika program**

Doktori program vezetője: **Dr. Horváth Ákos**



**ELTE**

EÖTVÖS LORÁND  
TUDOMÁNYEGYETEM

Természettudományi Kar

Környezettudományi Doktori Iskola

**Budapest, 2024**

DOI-azonosító: 10.15476/ELTE.2024.008

# Tartalomjegyzék

<b>Tartalomjegyzék</b> .....	<b>1</b>
<b>1. Bevezetés</b> .....	<b>4</b>
<b>2. Űridőjárási elméleti összefoglaló</b> .....	<b>6</b>
2.1. A föld körüli semleges és plazma régiók szerkezete, tulajdonságai .....	7
2.1.1. Magnetoszféra .....	7
2.1.2. Ionoszféra .....	10
D-réteg .....	14
E- és Es-réteg, az ionoszférikus áramrendszer helyszíne .....	15
F-réteg.....	19
2.1.3. A földi elektromosan semleges légkör (atmoszféra) .....	22
Dinamikai folyamatok a semleges légkörben.....	24
2.2. Űridőjárás a föld körüli térségben: geomágneses vihar típusok.....	26
2.3. Az ionoszféra vihar .....	30
<b>3. Felhasznált adatok, mérési módszerek</b> .....	<b>36</b>
3.1. Ionoszféra szondázás, drift mérés .....	36
3.1.1. Ionoszonda, Digiszonda.....	36
3.1.2. Ionogram.....	38
3.1.3. Digiszonda drift mérések.....	39
3.2. GNSS TEC, rTEC mérések.....	41
3.3. Műholdas mérések: TIMED, Swarm, ACE, WIND, Stereo .....	41
3.4. Geomágneses indexek .....	43
3.5. ICME és SIR/CIR adatok, felhasznált adatbázisok.....	44
<b>4. A közepes szélességű ionoszféra F2-rétegének válasza geomágneses zavarokra Magyarország felett: esettanulmány (Berényi et al., 2018)</b> .....	<b>45</b>
4.1. Módszer .....	45
4.2. Megfigyelések, eredmények.....	47
4.2.1. A 2012. évi geomágneses vihar, november 11-17.....	47
4.2.2. A 2013-as és 2015-ös viharok összehasonlítása (Szent Patrik-napi események). .....	49
A 2013. évi geomágneses vihar, március 16-23.....	49
A 2015. évi geomágneses vihar, március 16-25.....	50
4.2.3. A deltafoF2, h'F2, foEs paraméterek vizsgálata a három viharesemény során	
52	
h'F2 paraméter .....	55
foEs paraméter.....	57

4.3.	Összefoglalás.....	59
<b>5.</b>	<b>Ionoszféra vihar lefolyásának meridionális vizsgálata Európában (Berényi et al., 2023a) - A 24. napciklus legnagyobb geomágneses viharaira adott ionoszféra-válasz több műszeres elemzése Európa felett .....</b>	<b>60</b>
5.1.	Módszer.....	60
5.2.	Megfigyelések, eredmények.....	62
5.2.1.	Digiszonda adatok Európa felett.....	65
	A 2012. november 11-17-ei geomágneses vihar .....	65
	A 2015. március 16-25-ei geomágneses vihar .....	67
5.2.2.	GNSS TEC adatok.....	69
5.2.3.	A viharok rTEC-térképei .....	71
5.2.4.	GUVI mérések .....	73
5.2.5.	A Swarm műholdas mérések .....	75
5.2.6.	Digiszonda drift mérések.....	78
5.3.	Diszkusszió.....	80
5.3.1.	Vihar előtti fázis .....	80
5.3.2.	Az ionoszféra és a geomágneses vihar fő fázisa.....	81
5.3.3.	Mély elektron-sűrűségcsökkenés a 2012 november 14-ei és a 2015 március 17-ei éjszakán.....	82
5.3.4.	A felépülési fázis .....	85
5.4.	Összefoglalás.....	87
<b>6.</b>	<b>Különböző típusú geomágneses viharok ionoszférikus hatásának összehasonlítása: Az foF2 és deltafoF2 paraméter kapcsolata a geomágneses indexekkel (Berényi et al., 2023b).....</b>	<b>89</b>
6.1.	Módszer.....	89
6.2.	Eredmények.....	91
6.2.1.	Első módszer: ICME és SIR/CIR események nappali változásai.....	91
	Téli események .....	92
	Nyári események .....	95
	Napéjegylenlőségi események.....	98
6.2.2.	Második módszer: Változások a $Dst_{min}$ helyi ideje szerint.....	101
6.2.3.	Harmadik módszer: A deltafoF2 paraméter 3D ábrázolása az idő és a geomágneses indexek függvényében. ....	103
6.3.	Diszkusszió.....	107
6.4.	Összefoglalás.....	112
<b>7.</b>	<b>Jövőbeni tervek, publikálásra váró eredmények .....</b>	<b>114</b>
<b>8.</b>	<b>Köszönetnyilvánítás .....</b>	<b>117</b>
<b>9.</b>	<b>Hivatkozásjegyzék.....</b>	<b>118</b>
9.1.	Irodalomjegyzék.....	118

9.2.	Ábrajegyzék .....	131
9.3.	Honlapcímek jegyzéke .....	139
9.4.	Köszönetnyilvánítás és Támogatások .....	140
9.4.1.	Köszönetnyilvánítás az adatszolgáltatóknak .....	140
9.4.2.	Támogatások.....	140
<b>10.</b>	<b>Melléklet.....</b>	<b>141</b>
10.1.	Elméleti ismeretek.....	141
10.1.1.	Felhasznált adatok, mérési módszerek .....	141
	Az ionoszonda működésének elméleti háttere .....	141
	A Digiszonda drift méréseinek feldolgozása.....	142
10.1.2.	Eredményekhez kapcsolódó kiegészítések.....	144
	A nappali és éjszakai megtörtént kivételek a foF2 és a TEC között a 2012-es és 2015-ös viharra vonatkozóan.....	144
	A második módszer deltafoF2 elemzés: a Dst <sub>min</sub> kategorizálás helyi ideje .....	144
10.2.	Ábrák.....	147
10.3.	Táblázatok .....	155

# 1. Bevezetés

Jelen doktori értekezés során a földi termoszféra-ionoszféra-plazmaszféra csatolási rendszerben űridőjárási hatásokra végbemenő folyamatok vizsgálatát tűztem ki célul. Űridőjárási folyamatnak nevezünk minden olyan fizikai hatást, amely a napszélben, a Földet körülvevő külső és belső magnetoszférában, az ionoszférában és a termoszférában mérésekkel kimutatható változást idéz elő. A napkitörési eseményekhez, mint bolygóközi koronaanyag-kidobódásokhoz (ICME- Interplanetary Coronal Mass Ejection) és nagy sebességű napszél nyalábokhoz (SIR/CIR- Stream Interaction Region/Corotating Interaction Region) köthető zavarok hatását vizsgáltam az összetett Föld körüli termoszféra-ionoszféra-plazmaszféra rendszerben, és a perturbációkat okozó lehetséges kulcs folyamatokat kívántam meghatározni a 24. napciklus maximum időszakában (2012-2015), Európa felett. Végző célom volt, hogy eredményeimmel segítsem az empirikus űridőjárás előrejelző szoftverek fejlesztését, pontosítását.

Az első tanulmányomban elemeztem és összehasonlítottam az ionoszféra F2 és a szporadikus E (Es)- réteg válaszát és viselkedését három erős (azaz  $Dst_{\min} < -100$  nT) egyedi geomágneses vihar során a 2012-es, 2013-as és 2015-ös téli időszakból Magyarország felett. Az ionoszférikus vihar típusának jellemzésére a hirtelen vihar kezdet (SSC- Sudden Storm Commencement) helyi időpontját használtuk (Mendillo and Narvaez, 2010 után). Mindhárom esetben az F2-réteg elektronsűrűségének jelentős növekedése figyelhető meg hajnalban/kora reggel (6:00 UT, 07:00 LT körül). Szintén megfigyelhető az ionoszférarétegek eltűnése éjszaka a geomágnesesen zavart időszakokban. Eredményeim arra utalnak, hogy az eltűnés nem függ össze a szporadikus E-rétegek éjszakai megjelenésével. (Berényi et al., 2018)

Második, doktori kutatásomhoz kapcsolódó, tanulmányom során több műszeres elemzést mutatok be a meridionális ionoszféra-válaszról Európa felett a 24. napciklus két legnagyobb, ICME által kiváltott geomágneses viharának idején. A kiválasztott intervallumok (2012. november 11-17. és 2015. március 16-25.) vizsgálatához 5 európai Digisonda állomás, a földi globális navigációs műholdrendszer teljes elektrontartalom (GNSS TEC- Global Navigation Satellite System Total Electron Content) adatai, a TEC különbség aránya (rTEC- ratio of Total Electron Content) térképek, valamint a Swarm és a TIMED/GUVI (Termoszféra, Ionoszféra, Mezoszféra, Energetika és Dinamika/Global Ultraviolet Imager- műszer O/N<sub>2</sub> mérései) műholdas megfigyelések adatai lettek felhasználva. Fő fókuszom a geomágneses viharok fő fázisára irányult, amikor az éjszakai órákban rendkívül kimerült (alacsony plazmasűrűségű) plazmát észleltem. Az extrém kimerülés az foF2, a TEC és az rTEC esetében figyelhető meg, amelyről kiderült, hogy közvetlen kapcsolatban áll a közepes szélességi ionoszféra vályú (MIT- Midlatitude/Main Ionospheric Trough) egyenlítő felé irányuló mozgásával az éjszakai oldalon. Bemutatok egy olyan módszert (a meglévők mellett), amely lehetővé teszi a termoszféra-

ionoszféra-plazmaszféra rendszerben a zavarok (pl. MIT, SAPS- Subauroral Polarization Stream, SED- Sudden Enhanced Density) viharidejű alakulásának nyomon követését a világméretű Digiszonda-rendszer adatainak (az 5-15 perces felbontású drift mérésekkel és az ionoszféra réteg paramétereivel), az rTEC és GNSS TEC adatok, valamint a műholdas adatok kombinált elemzésével. (Berényi et al., 2023a)

A kéttípusú geomágneses viharok ionoszférikus hatásának összehasonításához a harmadik tanulmányomban 42 tiszta ICME- és 34 tiszta SIR/CIR-eseményt választottam ki az elemzéshez. Az egyes geomágneses viharidőszakok évszakok, napszakok és a  $D_{st_{min}}$  helyi ideje szerint lettek csoportosítva, és három különböző módszerrel elemezve: lineáris korrelációs elemzés az foF2 paraméterek és a geomágneses indexek 4 órás átlagainak felhasználásával (1.), a deltafoF2 napi változása (2.) és 3D ábrázolás: geomágneses indexek az idő és a deltafoF2 paraméter függvényében (3.). Az ICME- és SIR/CIR-indukálta geomágneses viharok főfázisának napja volt a fókuszban a vizsgálat során. Az eredmények alapján elmondható, hogy a legtöbb esetben a  $D_{st}$ -index változása a legjobb mutatója az F2-rétegben megfigyelt hatásnak. Arra is következtetni lehet, hogy az adatok harmadik módszerrel történő ábrázolása jobban leírja az ICME és a SIR/CIR által kiváltott viharok viselkedését. Emellett vizsgálatok azt mutatják, hogy a SIR/CIR-rel kapcsolatos perturbációk a második módszerrel nagyobb pontossággal jósolhatók meg. (Berényi et al., 2023b)

A következőkben bemutatom az elméleti hátteret és a kutatásom szempontjából legfontosabb fogalmakat, valamint ismertetem a fő fizikai folyamatokat. Majd a felhasznált műszerekről, módszerekről adok részletes tájékoztatást. Az eredményeimet cikkenként mutatom be külön fejezetekben, továbbá külön részletezem a doktorim keretében már elvégzett, de nem publikált elemzéseket és eredményeket. Lezárásként kitérek a jövőbeni kutatási terveimre, ötleteimre, amit a doktori után szeretnék elvégezni.

## 2. Űridőjárási elméleti összefoglaló

Az űridőjárás és annak előrejelzése egyre kutatottabb témává nőtte ki magát az elmúlt pár évtizedben. Ilyen vizsgálatok céljából felküldött műholdas missziók száma is egyre több, ezáltal a rendelkezésre álló adatrendszer is rohamosan gyarapszik. A jelenleg is működő műholdak a teljesség igénye nélkül: Soho, Wind, ACE, Hinode, SDO, Themis, Cluster, Solar Orbiter, MMS, TIMED, Swarm. Kulcsfontosságú továbbá a föld bázisú műszerek működése is, mivel ezek által összekapcsolhatóak az űr felől érkező folyamatok föld felszínén érzékelhető hatásokkal. Legelterjedtebben az alábbi földi mérések adatait használja az űridőjárást kutató közösség: GNSS állomások, Digiszonda mérőhálózat, ISR radarok (Incoherent Scatter Radar-inkoherens szkatter radar), amit az ún. EISCAT (European Incoherent Scatter Scientific Association) szervezet koordinál. A műholdas és földi műszerek adatainak komplex elemzése lehetőséget nyújt, hogy egyre több folyamatot megértsünk a Nappal, a bolygóközi térrel és a földközeli környezettel, a troposzférával, az ionoszférával, a plazmaszférával és magnetoszférával kapcsolatban is.

Az űridőjárási, tehát a szoláris és magnetoszférikus folyamatok igen széles időskálán jelenhetnek meg: a napciklus és annál hosszabb periodicitású változásoktól (hosszú idejű naptevékenység változások) a 27 napos (rekurrens naptevékenység), napos (mágneses viharok), órás (magnetoszférikus szubviharok), perces és másodperces (részecske gyorsítási események, plazma instabilitás fejlődési ideje) változásokig.

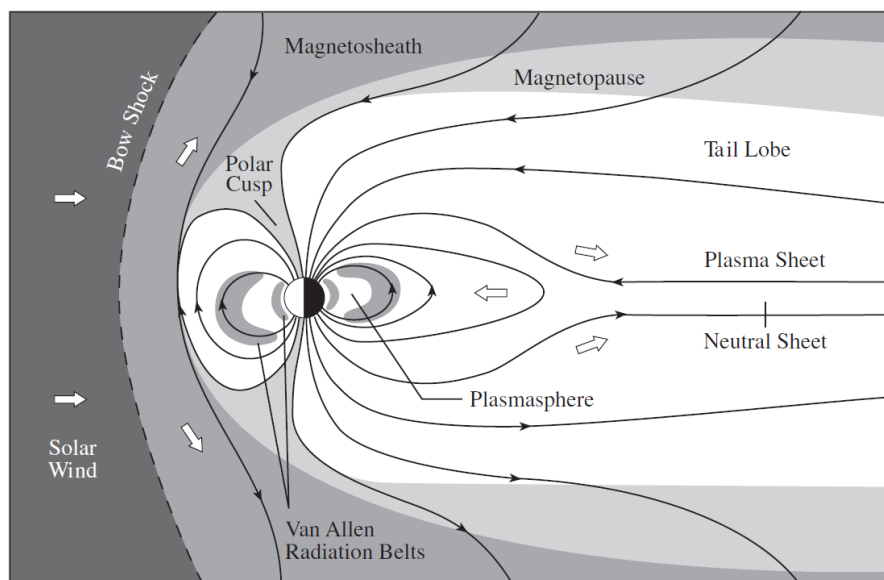
A folyamatoknak, és hatásaiknak előrejelzéséhez olyan kulcs paraméterekre van szükségünk, mely alapján jelzés adható az esemény érkezésére. A Nap felszínét elhagyó vagy a bolygóközi ütközési frontról érkező nagy energiájú részecskék kb. 20 perc alatt elérik a Földet, így gyorsaságuk miatt ezeket nehezen tudjuk előre jelezni. A Föld felé tartó napszél részecskéinek utazási ideje azonban kb. 80 óra (1000 km/s sebességnél 40 órára csökkenhet), így az L1 Lagrange-pontban (1,4 millió km a Földtől) lévő kutató műholdak (pl. ACE, WIND) a magnetoszférához érkezés előtt kb. 40 perc és 1 óra között tudnak minket figyelmeztetni. Mivel a Nap megfigyeléséből származó napszél tulajdonságok előrejelzésének képessége még nem elég pontos, így lehetőségeink korlátozva vannak. A figyelmeztetés legkorábban 80 órával, az előrejelzés az esemény bekövetkezte előtt pedig maximum egy órával lehetséges. Látható tehát, hogy számos kihívással nézünk szembe az űridőjárás kutatásban, az ismereteink még mindig igen hiányosak, ezért nagyon fontos több szempontból és minél többféle műszerrel egyidejűleg vizsgálni az egyes földi plazma régiókat (pl. plazmaszférát, ionoszférát). A rendszer egyre részletesebb leírása és megértése által az előrejelzés is megbízhatóbbá válhat.

## 2.1. A föld körüli semleges és plazma régiók szerkezete, tulajdonságai

A Föld körüli térségben, külső folyamatok hatására elinduló folyamatok részletes megértése szempontjából mindenképpen szükséges mind a Föld körüli semleges légkör, mind a plazmából álló régiók ismerete. A rendszert egy összefüggő egészként szükséges tekinteni, nem lehet külön régióként magyarázni a hatások mögött álló folyamatokat, különben fontos csatolási pontok, kulcs összetevők kerülhetnek el a figyelmünket, és úgy semmiképp sem ismerhető meg a rendszer valódi működése. Tehát a semleges és plazma régiók általános szerkezetének, összetételének ismertetése kulcsfontosságú, ha a rendszer működését át szeretnénk látni.

### 2.1.1. Magnetoszféra

A Föld mágneses tere két forrásból ered, ezeket belső és külső forrásból származó mágneses térnek nevezzük. A Föld mágneses tere egy rúd-mágnes terével, azaz dipól térrel közelíthető. A dipólusos (kétpólusú) mágneses alakzat csupán a Földhöz közel érvényes, kifelé a Naptól származó állandó részecskeáram (napszél) eltorzítja (1. ábra). A *magnetoszféra* tehát a Föld napszél által lehatárolt mágneses környezete, amely a napszéllel folyamatos, változó intenzitású kölcsönhatásban áll. A napszél elég erős tehát, hogy a Föld magnetoszférájának külsőbb peremeit aszimmetrikus alakúvá formálja, mintha egy könnyecspep hullana a Nap irányába. A Nap felőli oldalon 10 földugár ( $10R_f$ ) távolságban helyezkedik el az ütközési régió, ellentétes oldalán pedig egészen 1000  $R_f$  hosszúságban kiterjed, ezt *mágneses uszálynak* (*magnetic tail*) nevezzük.

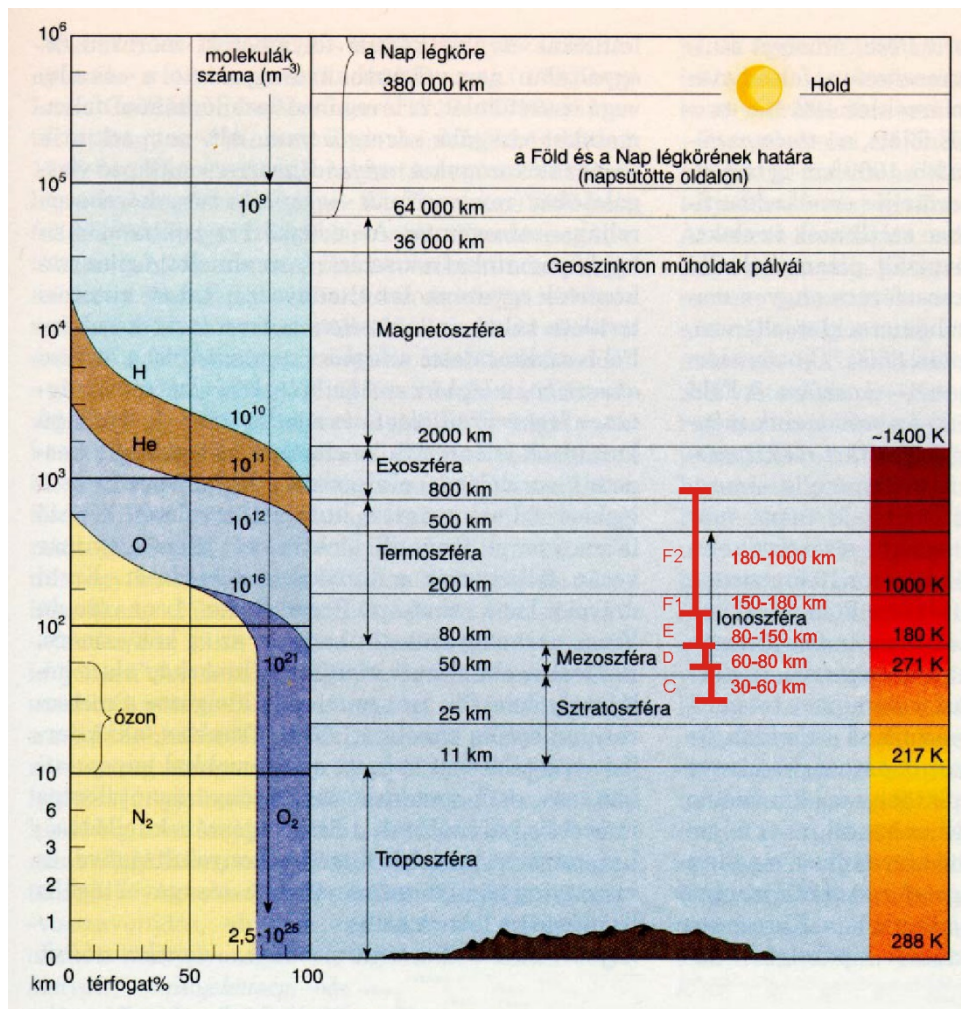


1. ábra: A Föld magnetoszférájának szerkezete. (Lang, 2011)

Átlagos átmérője kb. 40  $R_f$ . A földi mágneses tér akadályt képez a szuperszonikus napszélben, kialakul egy *lökéshullám* (*shock wave*) a magnetoszféra Nap felőli oldalán, amit



*fejhullámnak (bow shock)* hív a szakirodalom. Az áramlásban kialakul egy üreg, amelynek a külső határa a *magnetopauza*. A *fejhullám* és a *magnetopauza* közötti régiót *magnetoszféra buroknak (magnetosheath)* nevezték el. A *mágneses uszály*  $40 R_f$  vastag plazmájának nagy hányada az uszály közepes síkján a *plazmalepelben (plasma sheet)* koncentrálódik. A Föld közelében hozzákapcsolódik a magas szélességű *sarki fény régió ionoszféra* tartományához is (1. ábra). A *mágneses uszály* külsőbb részét pedig *mágneses szárnynak (magnetic lobe/ tail lobe)* nevezzük. *Sarki tölcsérnek (polar cusp)* azt a régiót nevezzük a nappali oldalon, melyben a *magnetoszféra burok* plazmájának közvetlen kapcsolata van az *ionoszférával*. Az éjszaka oldali uszályból érkező nagy energiájú részecskék végezetül nagy része ide csapódik be mágneses viharok alkalmával, ezáltal gerjesztve a semleges légköri összetevőket, mely eredménye a *sarki fény*. Továbbá ekkor számos jelentős fizikai és dinamikai folyamat zajlik le, melynek hatására az ionoszféra perturbálódik (ld. még 2.3. Az ionoszféra vihar fejezetet).

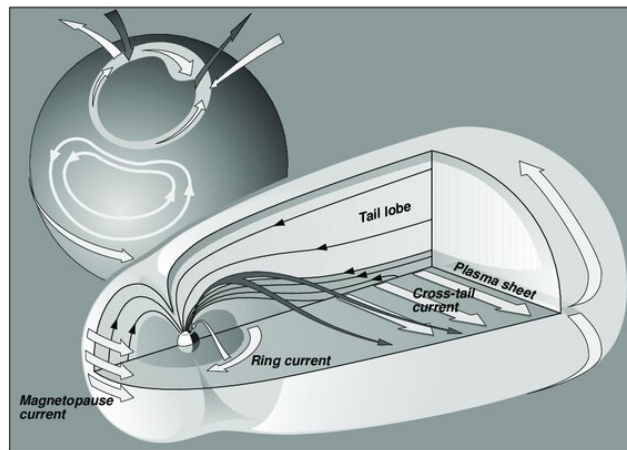


2. ábra: Az atmoszféra, ionoszféra és a magnetoszféra szerkezete, kémiai összetétel és hőmérséklet szerinti felosztása (Völgyesi Lajos, 2002)

A *plazmaszférának* nevezett régiót a Föld magnetoszférájának belsejében találhatjuk meg. Közvetlenül a felsőlégkör ionizált tartománya, az *ionoszféra* felett helyezkedik el. A

plazmaszféra töltött részecskéinek forrása az ionoszféra, tehát szoros összefüggésben állnak és kölcsönhatnak egymással. Az ionoszférikus plazma nagy geomágneses inklinációjú, azaz poláris területeken tud „elszivárogni”. A Föld mágneses tere vezet az *ionoszférából* származó  $O^+$  ionokat, a protonokat és elektronokat, így alakítja ki a *plazmaszférát*. Ez a Föld mágneses terével együtt forgó réteg a *sugárzási öveket* is magába foglalja. Tartománya tehát általában  $4-5 R_f$  között helyezkedik el, de dinamikussága miatt akár  $0,5-1 R_f$ -el ingadozhat. A plazmaszféra hideg plazmát tartalmaz, ezzel szemben a sugárzási öv nagy energiájú részecskéket (Lang, 2011)

A magnetoszféra plazmája tehát főként elektronokból és protonokból áll. Ezeknek a részecskének a forrása a *napszél* és a földi *ionoszféra* (ld. még később). Emellett kis százalékban vannak ionoszféra-eredetű  $He^+$  és  $O^+$  ionok, és napszél-eredetű  $He^{++}$  ionok is. Habár a magnetoszférában előforduló plazma nincs egyenletesen elkülönülve, különböző régiók szerint csoportosulnak a különböző sűrűségük és hőmérsékletük szerint (8. ábra) (Baumjohann and Treumann, 2012).



3. ábra: Nagy-skálájú áramrendszer a magnetoszférában. Az ábrán nagyításban látható az sarki régió, az sarki ovális, az sarki elektrodzset, és a nagy-skálájú R1 (sarkok felé) és az R2 (egyenlítő felé) áramok, melyek a magas szélességű sarki sapkát határolják (Az eredeti ábrát készítette: Teemu Makinen/Finnish Meteorological Institute (Pulkkinen, 2007)

A földi magnetoszféra plazmája általában nem stacionárius, külső erők hatására folyamatos mozgásban van. A földi környezetben az ionok és elektronok különböző irányban vagy eltérő sebességgel haladnak, így elektromos áramokat idézhetnek elő (ld. 3. ábra). Ezek az áramok fontos szerepet játszanak a Föld plazmakörnyezetének dinamikájában. Töltést, tömeget, momentumot és energiát szállítanak, továbbá mágneses teret is indukálnak, mely átalakít vagy eltorzít bármely már létező mágneses teret. Ezek a magnetoszférikus áramok úgy, mint a *magnetopauza áram* (*magnetopause current*), az *uszály áram* (*tail current*), a *semleges lepel áram* (*neutral sheet current*), a *gyűrűáram* (*ring current*) és az *erővonalmenti áramok* (*FAC-Field-Aligned Currents*). Ezek a nagy-skálájú áramrendszerek. A *sarki elektrodzset* (*auroral electrojet*), az *Sq-áramok*, és az *egyenlítői elektrodzset* (*equatorial electrojet*) lokálisabbak, az ionoszféra vezető rétegeiben áramlanak  $110-150$  km magasságban (E-réteg) (lásd lentebb még az 2.1.2 Ionoszféra fejezetben) (Baumjohann and Treumann, 2012). Kiemelendő közülük a

*gyűrűáram*, mivel ez a magnetoszféra áramrendszerének egyik fő eleme. 2-7  $R_f$  távolságra terjedhet ki, és nyugalmi állapotában protonok alkotják. Mind a sugárzási öv, mind a gyűrűáram részecskéi a geomágneses térbe befogott állapotban vannak. Geomágneses viharok során játszik fontos szerepet, aktivitásának jellemzésére a Dst-indexet vezették be (Baumjohann and Treumann, 2012). A *sarki elektrodzset* aktuális áramerőssége is fontos az ionoszféra állapotának geomágneses aktivitás szempontú vizsgálatánál, így a becslésére szolgáló AE-index változásainak figyelembevétele szinte nélkülözhetetlen a vizsgálatoknál. A későbbiekben ezeket az indexeket bővebben kifejtem.

### 2.1.2. Ionoszféra

Az ionoszféra a legsűrűbb plazma a Föld körüli térségben, mely a Föld felsőlégköréhez és a magnetoszférához egyaránt hozzátartozik, földfelszíntől mért átlagos magasságtartománya 50-1000 km közé esik. A plazmaszférával közvetlen kapcsolatban áll, az ionoszféra tekinthető a fő plazmaforrásának. Kialakulási mechanizmusának, valamint az elektronsűrűségét befolyásoló fizikai, és légkörkémi folyamatoknak az ismerete létfontosságú az űridőjárás hatások megértése szempontjából is.

Az ionoszféra a légkör ionizált összetevőket, tehát plazmát is tartalmazó tartománya. Tulajdonképpen szigorúan véve az ionoszféra kiterjedhetne a teljes légkörre, ugyanis a Föld felszínétől kezdve is találunk ionizált molekulákat, csupán az ionizáló energia forrása más.

A földfelszín közelében ugyanis a radioaktív bomlás során keletkező  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  sugárzás, valamint a szekunder galaktikus kozmikus sugárzás ionizál. Az ionizáló szerepüket tekintve a radioaktív sugárzás szerepe csökken a leggyorsabban a magasság növekedésével, majd a szekunder galaktikus kozmikusé, végül a 15-20 és 60-70 km között már a primer galaktikus kozmikus sugárzás ionizál főként (Bencze, 2014). A légkörben a kb. 85 km felett szabadabbá váló elektronok, fotoelektronok maradhatnak csak szabadok. A semleges légkörben ionizációt elektromágneses sugárzás és a részecskék ütközése hozhat még létre.

Az ionoszféra kialakulása *ionizációs folyamatok*on alapul, mely során egy semleges légköri atomból vagy molekulából elektromos töltéssel rendelkező ion keletkezik elektromosan töltött részecskék (elektronok vagy ionok) hozzáadásával vagy elvételével. Az ionizáció folyamata függ attól, hogy pozitív vagy negatív töltésű ion keletkezik. Egy elektronnak az elektromosan semleges atom vagy molekula elektronburkából való leválasztáshoz, az atom vagy molekula minőségétől függő energiára (ún. ionizációs potenciálra) van szükség (Bencze, 2014). Az ionoszférikus töltött részecskék keletkezéséhez megfelelő nagyságú energia háromféle forrásból származhat: a napsugárzás rövid hullámhosszú ibolyántúli (EUV- extreme ultraviolet) és röntgensugárzásából, valamint a magnetoszférából (gyűrűáram, sugárzási öv) a légkörbe kicsapódó nagy energiájú részecskéktől, a (galaktikus és szoláris) kozmikus sugárzásból. Abban az esetben, ha a Nap elektromágneses sugárzása hozza létre az ionizációt, fotoionizációról beszélünk, a szabadabbá váló elektronok pedig ún. fotoelektronok. Az ionizáció

erőssége (ionpár/m<sup>3</sup>s<sup>1</sup>) az ionizáló sugárzás intenzitásával és az ionizálandó anyagmennyiséggel arányos (lásd bővebben még Bencze, 2014). Az ionizáció erősen magasságfüggő folyamat, meghatározása nagymértékben a légkör kémiai összetétele és sűrűsége alapján történik. Körülbelül 80 km-es magasság felett válnak a semleges és újonnan ionizált ionok ütközései annyira ritkává, hogy ne rekombinálódjanak (semlegesítődjenek) gyorsabb ütemben a keletkezésüknél, és így ki tudjanak alakítani egy állandó részlegesen ionizált réteget. Ettől a magasságtól számítjuk tulajdonképpen az ionoszféra tartományt, és megállapodás szerint 1000 km-ig tart (Baumjohann and Treumann, 2012).

Az ionoszféra elektron- vagy plazmasűrűség ( $N_e$ ) változása egy adott magasságban és időben eleget tesz a kontinuitási egyenletnek:

$$\frac{\partial N_e}{\partial t} = Q - L - \text{div}(N_e \mathbf{u}) \quad (1)$$

ahol  $Q$  az elektronok forrását (ionizáció),  $L$  a veszteségi tag (rekombináció), míg  $\text{div}(N_e \mathbf{u})$  a légkörben lezajló transzport folyamatokat jelöli, ahol  $\mathbf{u}$  az elektronok átlagos mozgási sebessége. Tehát *ionizációs*, *rekombinációs* és *transzport folyamatok* együttesen szabályozzák az ionoszféra plazmasűrűségét. Az *ionizációs folyamatok* közül, mint említettem a *fotoionizáció* (napsugárzás által) a domináns töltött részecske termelőfolyamat. Az ún. töltésátalakulási folyamatok a töltött részecskék keletkezéséhez és semlegesítődésükhöz egyaránt hozzájárulhatnak. Ezek a töltéshordozó megváltozásával összefüggő ún. *töltéscsere reakciók* (ion-molecule reactions, ion-atom interchange). A különböző előjelű töltések semlegesítődése *rekombináció* útján történik, mely töltésemlegesítési folyamatok az ionoszféra szempontjából a *töltéscsere* mellett a másik legfontosabb (ion)kémiai reakció. Az egyes reakciótípusok csak bizonyos magasságtartományban játszanak szerepet (Bencze, 2014):

Az alsó ionoszférában (D- és E-réteg), kb. 50-150 km között, a töltéscsere folyamatokat tekintve az ion-semleges és az elektron-semleges részecske kölcsönhatás játszik szerepet, közülük az utóbbi a negatív ionok létrehozásában. Példaként látható, hogy az ion-semleges részecske nem rezonáns kölcsönhatással kapcsolatos reakció



, ahol  $X^+$  az iont, az  $Y$  jelöli a semleges részecskét, és az ion-semleges részecske közötti rezonáns kölcsönhatás esetén



reakcióegyenlet szerint játszódik le a töltéscsere reakció. Az elektron-semleges részecske kölcsönhatás az alsó-ionoszférában (D) jut szerephez, negatív ionokat hozva létre.

Az *elektronleválás* (detachment) és *elektronfelvétel* (attachment) jelentősége a magasság növekedésével egyre háttérbe szorul. Ez a két folyamat egymással ellentétes hatást okoz (az elektronleválás semlegesítő folyamat). Az *elektronleválás* létrejöhet például a Nap elektromágneses sugárzásának hatására (fotoleválás) az



egyenlet szerint a nappali órákban, ahol  $h\nu$  a sugárzás energiáját,  $e$  pedig a levált elektront jelöli. Egy elektron leválasztásához az elektronfelvételkor sugárzással távozó energiára van szükség. Ez az energia származhat a molekula atomjait összetartó kötési energiából, ami



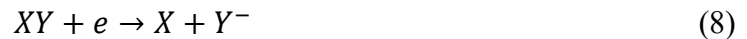
egyenlet szerinti asszociatív leválásnál keletkezik. A légkör még nagyobb sűrűségű rétegeiben a leválást előidézhetheti ütközéssel kapcsolatos energiaközlés



, ahol M az ütközésben résztvevő atomot vagy molekulát jelzi. Az *elektronfelvétel* a leválással ellentétes folyamat, és a felvételnél felszabaduló energia távozása szerint többféle reakciót különböztetünk meg



egyenlet a fotofelvételel mutatja, amikor az energia sugárzás ( $h\nu$ ) formájában távozik.



Ekkor az energia átvételére a molekula disszociációja ad lehetőséget. Továbbá az ütközés lehet még az energia forrása



A *rekombinációs folyamatok* két ismert típusa közül az alsó-és középső ionoszférában (D-, E-, F1-réteg), kb. 50-200 km között, a négyzetes rekombináció a fontos töltésemlegesítési folyamat. Egy pozitív ion és egy elektron semlegesíti ekkor egymást, ezért elektron-ion rekombinációnak is nevezzük. Különböző típusai vannak, melyek abban különböznek egymástól, hogy a rekombinációban felszabaduló, az ionizációs potenciálnak megfelelő energia milyen formában távozik:



sugárzás útján, ahol a \* a semlegessé vált atom vagy molekula gerjesztett állapotára utal.



ahol a felszabaduló energia ion-molekula disszociációjaként jelenik meg. Illetve az energiát felveheti egy részecske, ami az ion-molekulával ütközik

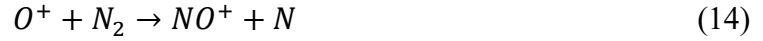


Az ionok, elektronok kontinuitási-egyenletében az adott iontípusra vonatkozó veszteségi tagban (L) az ion-molekula (ion-atom) töltéscsere és a rekombináció hatását vesszük figyelembe. Ez összesítve

$$L = \alpha_r N_e^2 \quad (13)$$

alakban jelenik meg, ahol  $\alpha_r$  a négyzetes rekombinációs együttható (meghatározza mennyi elektron és ion rekombinálódik másodpercenként), és ez magába foglalja az említett bonyolult fotokémiai folyamatokat. Ez a rekombináció típus gyors lefolyású, így hiába magas a fotoionizáció által termelt töltött részecskék száma ebben a tartományban. A transzport folyamatok ebben a magasságtartományban nem jelentősek. (Baumjohann and Treumann, 2012)

A felső ionoszférában (F-réteg), kb. 200 km felett, a négyzetes rekombinációt felváltja a *lineáris rekombináció*. Ez a váltás azzal magyarázható, hogy a magasság növekedéssel a molekuláris ionok ( $N_2^+$ ,  $O_2^+$ ,  $NO^+$ ) háttérbe szorulnak, és az  $O^+$  ionok válnak uralkodóvá (8. ábra). Ennek az a következménye, hogy a reakciók sebességét tekintve az  $O^+$  és az  $O_2$ ,  $N_2$  molekulák között létrejövő töltéscsere gyorsabb, mint az  $O^+$  ionok közvetlen rekombinációjának sebessége. Ezáltal ez a rekombinációs folyamat két lépcsős, és így a négyzeteshez képest lassabb is. Az első lépcsőben



vagy



töltéscsere reakciók jönnek létre, csak ezt követően



vagy



négyzetes rekombináció (Bencze, 2014). A folyamat függ a semleges összetevők koncentrációjától. Itt a kontinuitási-egyenlet veszteségi tagjában ez az

$$L = \beta_r N_e \quad (18)$$

alakban jelenik meg, ahol  $\beta_r$  a lineáris rekombinációs együttható ( $\alpha_r$ -hez hasonló), továbbá ebben a magasságban már a transzport tag nem hanyagolható el. Összességében ezen folyamatok következménye is, hogy a teljes ionoszféra elektronsűrűsége a 8. ábrán is láthatóan itt a legnagyobb, kb. 300 km magasságban található általában a maximum  $10^6 \text{ cm}^{-3}$  elektronsűrűség értékkel annak ellenére, hogy itt már kisebb a fotoionizáció hatása.

A teljesség miatt szükséges foglalkozni a kontinuitási egyenlet 3. tagjával leírt, ún. *transzport folyamatokkal* is. Az ionoszférában a transzport folyamatok közül a legelterjedtebb az ambipoláris diffúzió, amely a pozitív és negatív töltéssel rendelkező részecskék azonos sebességgel történő diffúziója a plazmában elektromos tér jelenlétében végbemenő ütközések útján (Bencze, 2014). A további fontos transzport folyamatok a plazmában a töltött részecskék elektromos ( $\mathbf{E}$ ) és mágneses tér ( $\mathbf{B}$ ) hatására bekövetkező mozgásához kapcsolódnak. Ezt szokás driftnek nevezni, és három altípusát különböztetjük meg: elektromos tér hatására létrejövő drift vagy  $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$  drift, gradiens drift és a görbületi drift.

Az **elektromos drift** ( $v_E$ ) sebessége a

$$v_E = \frac{\mathbf{E} \times \mathbf{B}}{B^2} \quad (19)$$

egyenlettel adható meg. A drift iránya mind az elektromos, mind a mágneses tér irányára merőleges, és az elektronok, valamint az ionok is ugyanabba az irányba mozognak, azáltal áram nem jön létre. (Bencze, 2014)

A **gradiens drift** ( $v_{grad}$ ) a

$$v_{grad} = \frac{mv_{\perp}^2}{2qB^3} (\mathbf{B} \times \nabla B) \quad (20)$$

egyenlettel adható meg, ahol  $m$  a részecske tömege,  $v_{\perp}$  a részecske mágneses erővonalra merőleges sebessége,  $q$  az elektromos töltés egysége. Esetében mind a mágneses tér, mind a mágneses tér gradiensére merőleges a részecske driftjének iránya, és mivel elektromos töltés is szerepel ennek a képletében, az elektronok és ionok ebben az esetben ellentétes irányba mozognak, ezzel áramot is létrehozva (Bencze, 2014).

A **görbületi drift** akkor jön létre, ha a töltés görbült mágneses erővonal mentén mozog (pl. dipólusos mágneses térben) és ennek következtében centrifugális erő hat rá. Az alábbi

$$v_c = \frac{mv_{\parallel}^2}{qR_c^2} \frac{R_c \times B}{B^2} \quad (21)$$

egyenlettel írható le, ahol  $v_{\parallel}$  a részecske mágneses erővonallal párhuzamos sebességét jelenti.  $R_c$  a görbület sugara. Ebben az esetben is ellentétes irányban mozognak az ionok és elektronok, így itt is kialakulhat áram. A Föld dipól mágneses terében tükörpontok között mozgó részecskére mind gradiens (20) mind görbületi drift (21) is hat. Ezen driftek eredményeként jön létre a részecskék longitudinális irányú mozgása a Föld körüli pályán (Bencze, 2014).

Az ionizációval, rekombinációval és transzport folyamatokkal részletesebben az alábbi szakirodalmak foglalkoznak: Bencze, 2014; Kelley and Fukao, 1991; Rishbeth and Garriott, 1969.

Az ionoszféra nem homogén, hanem különböző elektronsűrűségű rétegekből áll. A plazmasűrűséget a magasság függvényében ábrázolva kirajzolódnak az ionoszféra egyes rétegei, melyek magassága és száma a 2. ábrán láthatóan napszakfüggő is. Kimutatásuk és vizsgálatuk legegyszerűbb módja a rádióhullámokkal történő szondázás (pl. ionoszondázás), mivel a rétegek a rádióhullámokat más-más frekvenciatartományban verik vissza. Az állandó ionoszféra rétegeket alulról felfelé az ABC betűivel jelölik, melyek a 2. ábrán is láthatóan nevezetesen a D-, E- és F-réteg. Az ionoszférikus rétegek a Chapman-féle rétegeképződési elmélet szerinti rétegzettségűtől a valóságban eltérnek (bővebben az elméletről (Chapman, 1931) tanulmányában). Az egyes rétegekben lejátszódó fizikai és dinamikai folyamatokat geomágnesesen háborgatott időszakban az 2.3 Az ionoszféra vihar c. fejezetben ismertetem.

### ***D-réteg***

Az ionoszféra legalsó rétege a 50-90 km közötti tartományban elhelyezkedő **D-réteg**, melyben a primer korpuszkuláris sugárzás is hozzájárul az ionizációhoz. A galaktikus kozmikus sugárzás hatása nappal a 70 km alatti részben, éjjel a 90 km alatti részben érvényesül. A nappali órákban a Nap elektromágneses sugárzása okozza az ionizáció hirtelen megnövekedését, ami a nap folyamán alig változik. Éjszaka pedig az elektronfelvétel révén az elektronsűrűség gyorsan csökken (műszerek detektálhatósági szintje alá). Ezzel egyidőben az E-rétegről visszaverődő rádióhullámok abszorpciója is csökken. Ebben a rétegben az elektronsűrűség és az ionösszetétel magassággal történő változását (mely alulról felfelé exponenciális növekedést mutat) a rekombinációs és transzport folyamatok is alakítják. Különösen a téli hónapokban, az elektronsűrűségben helyi maximumok figyelhetőek meg.

## *E- és Es-réteg, az ionoszférikus áramrendszer helyszíne*

A D-réteg felett 90 és 160 km között alakul ki az ionoszféra **E-rétege** (2. ábra és 8. ábra). Az E tartományban az ionizációt főként a Nap elektromágneses sugárzása határozza meg, ennél fogva ez az ionizáló sugárzás az éjszakai órákban már nem tudja a réteg fennmaradását biztosítani. Ebben a magasságban a semleges légkör összetétele már sokkal egyszerűbb (szemben a D-réteggel),  $O^+$ ,  $O_2^+$  és  $NO^+$  ionokkal találkozunk. Az elektromágneses és korpuszkuláris (részecske) sugárzás által előidézett ionizáció erőssége a légkörben az adott magasságtól és az ionizáló sugárzás hullámhosszától függ. Így az E-réteg magasságában a 10 nm hullámhosszáig juthat be az ionizáló sugárzás. Ennek a sugárzásnak az energiája már elegendő az  $O_2$ ,  $H_2$  és  $N_2$  molekulák disszociációjához (Bencze, 2014). Éjszaka rendkívüli módon lecsökken ennek a rétegnek az ionizációja, csak a légkör külső részében, az exoszférában H atomokon szóródott Lyman- $\alpha$  sugárzás biztosítja az E-réteg fennmaradását.

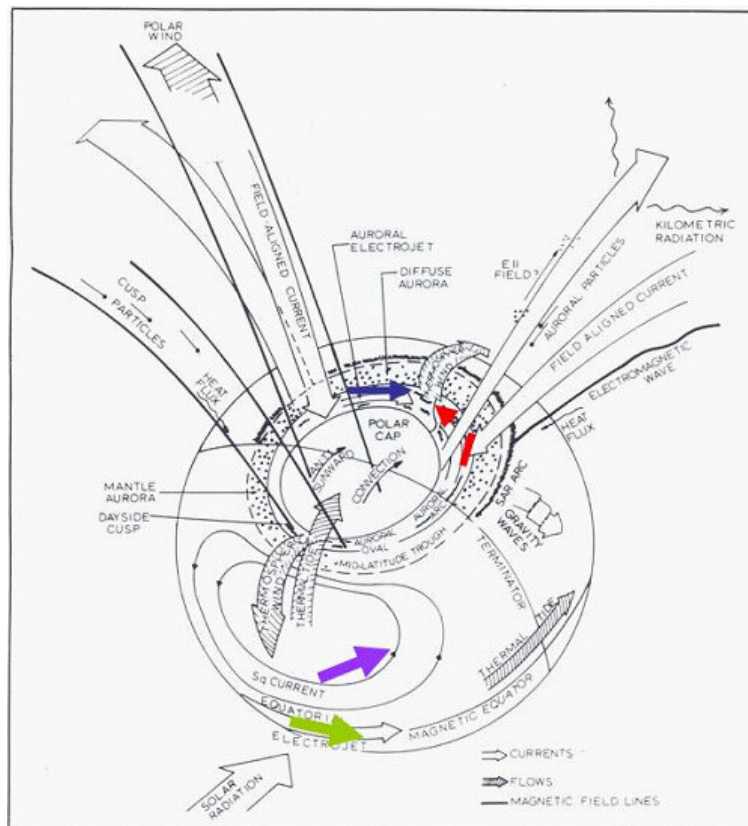
A szporadikus előfordulása, így **szporadikus E (Es)-rétegnek** elnevezett rétegződés szintén az E-réteg magasságában figyelhető meg. Jelenléte fontos a rádióhullámok terjedése szempontjából is. Ennek a rétegnek a kialakulása az E-réteg magasságába (90-120 km) behatoló meteorok fém- és molekulaionjaihoz kapcsolódik, amelyek a semleges hullámok szélnyírásának köszönhetően réteget hoznak létre (Pietrella and Bianchi, 2009; Whitehead, 1989). Az Es-réteget az E-rétegben levő nagyobb elektronsűrűségű "foltok" alkotják, vastagsága általában néhány km nagyságú. Ezen Es-rétegek élettartama 2-10 óra között van (lásd Harwood, 1961; Houminer et al., 1996; Tanaka, 1979). A szporadikus E-réteg (Es-réteg) elemzése intenzív viharesemény során lehet informatív. Es-réteg árnyékoló viselkedése bizonyos esetekben felelős lehet a felső ionoszférarétegek, mint az F1- és F2-réteg észlelésének hiányáért. Az elmúlt évtizedekben vizsgálták a szoláris és a geomágneses hatásokat a közepes szélességi Es-réteg paramétereiben (Baggaley, 1985, 1984; Maksyutin and Sherstyukov, 2005; Pietrella and Bianchi, 2009; Whitehead, 1989, 1970): kimutatták, hogy az Es-réteg paramétereinek pozitív, negatív és semmilyen korrelációja is várható a geomágneses aktivitás függvényében. A korreláció mértéke az Es-réteg intenzitásától, az évszaktól és a napszaktól függően változhat (Maksyutin and Sherstyukov, 2005). További vizsgálatok szükségesek a réteg viselkedésének megértéséhez.

Az E-réteggel kapcsolatban meg kell említeni, hogy amikor a semleges és a töltött részecskék között lezajló ütközések következtében az ionok együtt mozognak a semleges összetevőkkel, az ionoszférában elektromos vezetőképességet hoznak létre. Az E-réteg rendelkezik az ionoszféra legnagyobb vezetőképességével, így ezen folyamatokról is fontos szót ejteni.

A rétegben előforduló ütközések és mozgások által három vezetőképesség, név szerint a Hall ( $\sigma_H$ ), a Pedersen ( $\sigma_P$ ) és a longitudinális ( $\sigma_\parallel$ ) vezetőképesség jön létre. Magasságfüggése szerint ábrázolásakor látható, hogy mind a Hall, mind a Pedersen vezetőképesség az E-rétegben a legnagyobb mértékű (Bencze, 2014). Az E-réteg az összetett áramrendszerek kialakulásának



színtere, itt alakul ki az ionoszférában az az áramrendszer, ami az erővonalmenti áramokon (FAC) keresztül a magnetoszféra gyűrűáramához csatolódik (a globális áramrendszerbe) (ld. még 3. és 4. ábra és 5. ábra). (Baumjohann and Treumann, 2012)

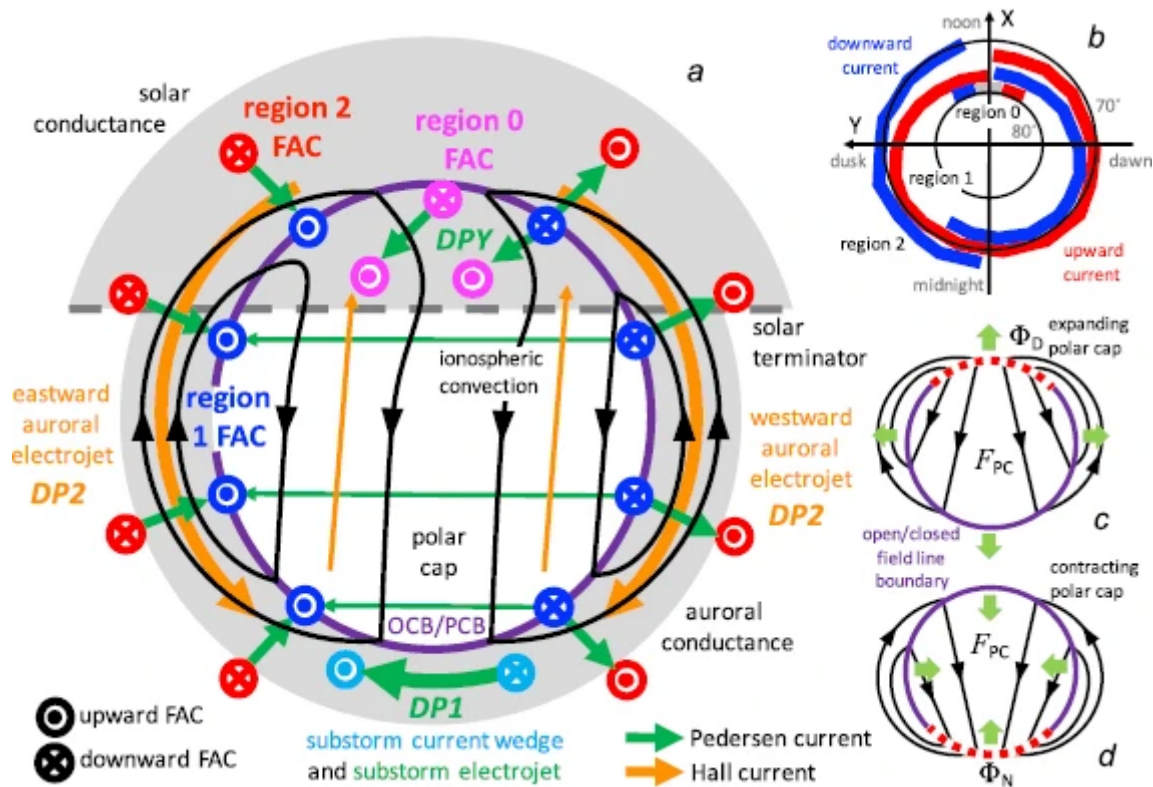


4. ábra: Ionoszférikus elektromos áramrendszer. Az ábrán zöld nyíllal az egyenlítői elektrodzset, lila nyíllal az Sq-áram, kék és piros nyíllal a sarki elektrodzset van jelölve. (Amory-Mazaudier C. et al., 2017)

Mint ahogy fentebb a 2.1.1 fejezetben említettem, az ionoszférában áramlanak a globális áramrendszer lokálisnak/kis-skálájúnak tekintett áramrendszerei, az **Sq-áramok**, a **sarki elektrodzset** és az **egyenlítői elektrodzset** (4. ábra és 5. ábra). Az ionoszférikus dinamo hatás eredményeként alakul ki a geomágneses tér **nyugodt napi változásával (Sq) ekvivalens áramrendszer**, ahol S betű a Nappal (solar) való összefüggést, a q betű pedig a geomágneses szempontból nyugodt (quiet) időszakokra utal (Chapman and Bartels, 1940). Ezen áramrendszer négy örvényből áll, kettő a Föld Nap által megvilágított oldalán az északi és déli féltekén egy-egy örvénnyel, kettő pedig az éjszakai oldalon ugyancsak az északi és a déli félgömbön. A másik ilyen ekvivalens áramrendszer az **egyenlítői elektrodzset**. Az **egyenlítői elektrodzset** esetén a Földön mérhető mágneses tér vízszintes (H) komponensében a helyi dél körüli órákban a vártnál nagyobb értékek figyelhetők meg. Ez pedig egy 100-150 km magasságban áramló keskeny, NY-K-i irányú „áramfonal” mágneses terének felel meg, amely a geomágneses egyenlítő mentén jön létre. Az elektrodzsetet egy K-i irányú polarizációs elektrosztatikus tér hozhatja létre az egyenlítői nappali ionoszférában, amely az Sq áramrendszerrel függ össze (Bencze, 2014).

A felsőlégrében az abban fellépő folyamatok szempontjából a másik különleges áramrendszer a **sarki elektrodzsetet** (4. és 5. ábra). Mind a sarki mind az egyenlítői elektrodzset esetében

igaz, hogy a Nap elektromágneses sugárzásán és a felsőlégkörbe a geomágneses tér által meghatározott energiájú részecskéken kívül más energiabecsatolás is történik. Ezen zónákban az elektronsűrűség eloszlás is eltér a felsőlégkör többi részétől (Sudan et al., 1973). A **sarki elektrodzset** a geomágneses pólusok körül alakul ki mindkét félgömbön. Ez egy összetett terület, mivel itt csatolás történik az interplanetáris médium, a magnetoszféra, a termoszféra és az ionoszféra között is. Az 4. ábra bemutatja a legfontosabb paramétereket magas szélességeken: 1) FAC-ok záródása az ionoszférikus E-rétegben; 2) a magnetoszférikus konvekciós elektromos tér lesugárzása a sarki ionoszférába a mágneses erővonalak mentén; 3) a részecskebecsapódás növeli az ionoszféra vezetőképességét a sarki régióban (Amory-Mazaudier C. et al., 2017). Ennek következményeként erős elektromos terek folynak az E-rétegben (90-130 km magasságban), és ezeket az áramokat hívjuk sarki elektrodzsetnek, mely Ny-i irányú a reggeli szektorban és K-i a délutáni szektorban. Észak-déli irányú kiterjedése mintegy 100 km.



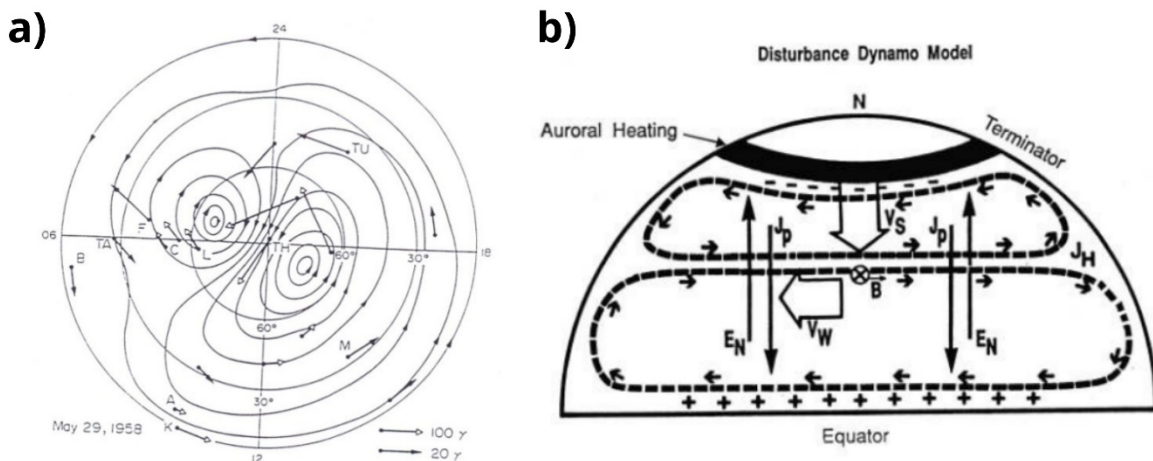
5. ábra: Az északi félteke poláris ionoszférájának áramrendszereinek vázlatja. (a) A lila kör jelzi a sarki sapkát körülvevő nyitott/zárt mágneses erővonal-határt (open/closed field line boundary, OCB). A fekete nyilak a tipikus ikercellás ionoszférabeli konvekciós mintázat áramlási vonalait jelzik. Az 1. régió erővonalmenti áramai (field-aligned currents, FAC) (kék) egybeesnek az OCB-vel a sarkvidéki zóna pólus felé eső szélén, míg a 2. régió FAC-jei (piros) a sarkvidéki zóna egyenlítő felé eső szélénél közelében vannak (lásd még 4. ábra). A 0. régió FAC-ok (magenta) a konvekciós mintázat csúcsos torkolatában áramlanak (az R0 FAC-ok polaritását itt az IMF miatt rajzolták be). Az ionoszféra vezetőképessége a sarkvidéki zónában és a napterminátor Nap felőli részén erősödik (szürke árnyékolás). A Pedersen-áramok (zöld) horizontálisan áramlanak a felfelé és lefelé irányuló FAC-ok között, ahol a vezetőképesség nagy, és kisebb mértékben a sarki sapkán keresztül, ahol a vezetőképesség alacsony. Az ionoszférában az elektromos tér a Pedersen-áramokkal azonos irányba mutat; a konvekciós áramvonalak a kapcsolódó elektrosztatikus potenciálmintázat ekvipotenciáljai. A nagy vezetőképességű sarkvidéki zónákban a Hall-áramok alkotják a kelet és nyugat felé irányuló sarki elektrodzseteket; a gyengébb Hall-áramok a Nap irányába áramlanak a sarki sapkán keresztül. Ezekhez a Hall-áramokhoz kapcsolódó, földön mért mágneses perturbációkat az ún. DP2 mintaként ismerjük. A

szubviharos áram ék-alakú FAC-ok (cián) és az egymással összekapcsolódó szubviharos elektrodzset a szubviharos időszakokban vannak jelen, és ún. DPI mintázatú mágneses perturbációkat hoznak létre. Az ún. DPY perturbációk a 0. régió FAC-jának bezáródásával kapcsolatosak. (b) Az Iijima and Potemra, (1976) által levezetett felfelé (piros) és lefelé (kék) irányuló FAC-ok eloszlása látható, valamint a 0, 1 és 2 régiókra való elkülönítés (a piros/kék itt az ún. AMPERE áramsűrűségterképek szinkódolásának felel meg). (c) Az ionoszféra konvekciós mintázata látható, amikor a nappali rekonnektió folyamatban van, és a sarki sapka tágul (a sarki sapka fluxusa, növekszik). A lila kör jelzi az OCB-t, amelynek piros, szaggatott része a nappali rekonnektió X-vonal (vagy összeolvadási rés) ionoszférikus nyomvonala. A fekete nyilak konvekciós áramlási vonalak, a zöld nyilak pedig az OCB alacsonyabb szélességek felé történő mozgását jelzik (Cowley et al., 1992 után). (d) Hasonló a (c)-hez, de folyamatos éjszakai rekonnektió és összehúzódó sarki sapka esetére vonatkozik. (Milan et al., 2017)

A 5. ábra részletesen bemutatja a sarki régió áramrendszerét. Ezen erős elektromos áramok  $\vec{J} \times \vec{B}$  impulzusokat és hőt továbbítanak a sarki semleges atmoszférába Joule-fűtésen  $Q = \vec{J} \cdot \vec{E}$  keresztül, ezáltal az atmoszféra hőtágulását és a termoszférikus szél cirkuláció zavarát idézve elő (Amory-Mazaudier C. et al., 2017). Két fő aurorális jelenségekhez kapcsolódó mechanizmust szükséges előhívni a geomágneses zavarok magyarázatához, mely zavarokat alacsony szélességen lehet megfigyelni geomágneses viharok alatt (Amory-Mazaudier C. et al., 2017):

- 1) a magnetoszférikus konvekciós elektromos tér hirtelen behatolása (PPEF - Prompt Penetration of magnetospheric convection Electric Field), másnéven DP2 elektromos tér
- 2) ionoszférikus zavart dinamó elektromos tér (DDEF – Disturbed Dynamo Electric Field), másnéven  $D_{dyn}$  elektromos tér

Az 1) mechanizmust először a mágneses nyomának segítségével fedezték fel (Nishida, 1968). A fizikai folyamat az, hogy a magnetoszférikus konvekcióhoz kapcsolódó elektromos tér alacsony szélességekre továbbítódik. A folyamat sajátossága, hogy egyidőben megfigyelhető az egész világon. Ehhez a fizikai folyamathoz kapcsolódó ekvivalens áramrendszer neve a DP2 áram és két áramrendszerből tevődik össze (6. ábra a)).



6. ábra: a) a PPEF, másnéven DP2 áramrendszer (Nishida, 1968); b) DDEF áramrendszer, melyet Blanc and Richmond modellje jósolt meg (Mazaudier et al., 1988). (Amory-Mazaudier C. et al., 2017)

A 2) folyamat, az ionoszférikus dinamó, mely legelőször Blanc and Richmond, (1980)-as modelljével lett előrejelezve. A sarki elektrodzset által előidézett Joule energia a termoszférikus

szelek zavart áramlását okozzák, mely a dinamó effektus révén ionoszférikus elektromos tereket indukál. Az ionoszférikus zavart dinamónak a mágneses mintáját először Le Huy and Amory-Mazaudier, (2005) izolálta, és  $D_{dyn}$ -nek nevezte el (6. ábra b)). A 6. b) ábrához (Mazaudier et al., 1988) az alábbi megjegyzést tette:

„A 6. b) ábra a változók sematikus ábrázolása a Blanc and Richmond, (1980) elméletben. A geomágneses viharból eredő Joule-fűtés feltehetően egyenletesen terjed szét a magas szélességi zónában. A fűtésből eredő déli irányú meridionális szél az F-réteg magasságában, a 6. b) ábráján  $v_s$ -jelű nyíllal van jelölve. A Coriolis-erő hatása miatt a déli irányú meridionális szélnek nyugati irányú összetevője is keletkezik ( $v_w$  nyíllal van jelölve). Az ionok helyi/zonális mozgása a mágneses tér lefelé irányuló komponensével ( $x B$ -vel van jelölve) együtt egy egyenlítői irányú Pedersen-áramot hoz létre ( $J_p$ -vel van jelölve). A Pedersen-áram pozitív töltéseket épít fel az egyenlítőn mindaddig, amíg fel nem épül egy pólusirányú elektromos tér, ezzel meggátolva a Pedersen-áram folyását. Ez a pólus irányú elektromos tér  $E_N$ -el van jelölve az ábrán. Ezen elektromos tér ( $E_N$ ) iránya merőleges a mágneses tér ( $B$ ) lefelé irányú komponensére, mely konstrukció egy keleti irányú Hall-áramot hoz létre, aminek intenzitás maximuma a közepes szélességi régióra esik ( $J_H$ -val van jelölve). A Hall-áramok a terminátoroknál zavart szenvednek és két áramörvény alakul ki, ahogy az ábrán is látható. Az alacsonyabb szélességi zavart áramörvény ellentétes irányú a normál  $S_q$  áramörvény irányával.”

Ezen elektromos terek pontos ionoszférikus hatásai a 2.3 Az ionoszféra vihar fejezetben olvashatóak.

### ***F-réteg***

Az **F-réteg** a nappali órákban két tartományra oszlik ún. F1- és F2-rétegre (2. ábra). Az F tartományban lejátszódó folyamatok eredményeként ugyanis az elektronsűrűségben két maximum keletkezik, melyek közül az egyik az F1, a másik pedig az F2-réteghez tartozik. Az F2-rétegben kialakuló elektronsűrűség az ionoszféra legnagyobb elektronsűrűségét reprezentálja.

Az **F1-réteg** kialakulása a Nap ionizáló sugárzásával áll kapcsolatban, így az éjszakai órákban az elektronsűrűsége annyira lecsökken, hogy egybeolvad az F2-réteggel. Az F1-réteg elektronsűrűség változása is a Nap zenittávolságával arányos (mint az E-réteg esetében), magassága is a zenittávolság növekedésével nő. Az  $O^+$  ionok az uralkodó összetevői. Ebben a rétegben az ambipoláris diffúzió, mint töltéstranszport folyamat, már észlelhető, de hatása még elhanyagolható (Bencze, 2014).

Az **F2-réteg** már jóval összetettebb ionoszférikus plazma tartomány, viselkedése jelentős mértékben eltér az alatta elterülő rétegektől, anomális viselkedést mutat. Általában 210 és 500 km közötti magasságban helyezkedik el, ahol az ionizáció erősségével szemben a töltések rekombinációja és transzportja kerül előtérbe. Az ionizációt a Nap elektromágneses sugárzásának a röntgen és 20-85 nm hullámhosszúságú tartománya idézi elő. A töltések rekombinációja, mint említettük, itt a lineáris rekombináció szerint történik, az ionok először a

töltéscsere reakció útján semleges molekuláknak adják át a töltésüket. Mivel a semleges légköri összetevők koncentrációja a magassággal exponenciálisan csökken, így a lineáris rekombináció részesedése az elektronsűrűség kialakításában is exponenciálisan csökken. Emellett a töltéstranszport folyamatok közül az ambipoláris diffúzió sebessége a magassággal nő (Bencze, 2014).

Az F2-réteg elektronsűrűségében három különböző anomáliát mutattak ki korábbi tanulmányok során. Anomális az F2-rétegben **az elektronsűrűség napi változása**, amelynek maximuma a várt dél körüli órákról a délutáni órákra tolódik el. Ez az eltolódás a lineáris rekombináció és a transzport folyamatok hatásának tulajdonítható. Ugyanis mind a lineáris rekombináció sebességét meghatározó O atomok napi változásának maximuma, mind az ambipoláris diffúzió napi változásában is a nagyobb maximum helyi délutáni órákban mutatkozik (Hedin, 1988). Az F2-réteg elektronsűrűségének napi menetét az **ExB** drift is befolyásolja, melyben az elektromos tér az ionoszférában fellépő légmozgások hatására a dinamó effektus eredményeként jön létre. Az elektronsűrűség eloszlásának a meghatározásában a drift meridionális összetevője játszik szerepet, amely K-i irányú elektromos tér esetén jön létre és a töltések felfelé irányuló elmozdulását teszi lehetővé. Ezen felfelé történő mozgás az F2-rétegben, a semleges légkör molekuláris összetevőinek koncentráció-csökkenése miatt, az elektronsűrűség növekedésével jár.

Másik anomália, ami ebben a rétegben megfigyelhető, az **évszakos anomália**. Ez egy féléves változás és a semleges légkörben fellépő féléves változásra vezethető vissza. A felsőlégkör ezen tartományában az elektronsűrűséget leginkább a rekombináció sebessége változtatja meg. Az atomos O és a molekuláris N<sub>2</sub> és O<sub>2</sub> koncentrációjának aránya, tehát az O/N<sub>2</sub> arány határozza meg a lineáris rekombináció sebességét. Tehát minél nagyobb ez a hányados, annál kisebb a rekombináció sebessége, ilyen esetben elektronsűrűség növekedés várható (és ugyanez fordítva, ha csökken a hányados, csökken az elektronsűrűség). Ez a hányados a téli hónapokban a legnagyobb, tehát a téli hónapokban nagyobb az elektronsűrűség, ez a **téli anomália** (mindkét félgömbön észlelhető). Illetve mivel decemberben kerül a Föld a legközelebb a Naphoz, kisebb a Nap-Föld távolság, így az ionizáló elektromágneses sugárzás intenzitása nagyobb, emiatt nagyobb ebben a hónapban az elektronsűrűség, ez a **decemberi anomália**. Az északi félgömbön a decemberi és a téli anomália hatása összeadódik, így az elektronsűrűség növekedés mértéke az északi félgömb téli hónapjaiban nagyobb, mint a déli félgömbön a téli hónapokban. A harmadik anomália alacsony földrajzi szélességekre korlátozódik, ez az **egyenlítői anomália**. Abban nyilvánul meg, hogy az egyenlítőtől északra és délre 5°-30° körüli szélességeken elektronsűrűség maximumok alakulnak ki, amik helyi idő szerint 20 óra körül vannak. A jelenség mögött az É-i irányú mágneses tér vízszintes volta áll (az egyenlítőn), ami aztán dinamó effektus hatására felfelé irányuló **ExB** driftet eredményez az F tartományban (lásd bővebben (Bencze, 2014). Ez az ún. **egyenlítői szökőkút** (equatorial fountain) jelenség (lásd 13. ábra). A plazmaáram a gravitáció hatására terül szét, majd a mágneses erővonalak mentén

létrejövő diffúzió miatt alakít ki maximumot a két féltekén az említett szélességi régiókban. A geomágneses egyenlítő felett ilyenkor elektronsűrűség minimum észlelhető.

Az F-rétegben még megfigyelhető egy geomágneses szélesség szerinti elektronsűrűség változás. Közepes és magas szélességeken csökkent elektronsűrűséggel jellemzett ún. „**vályú**” (**trough**) alakulnak ki (4. ábra). Két típusát különböztetjük meg: a **közepes szélességi (sub-auroral vagy Midlatitude/Main Ionospheric Trough-MIT) vályút**, ami naplementétől hajnalig észlelhető, mind a négy évszakban előfordul és az északi félgömbön a legkifejezettebb (He et al., 2011; Lee et al., 2011). Térbeli kiterjedését tekintve a MIT jellemzően valahol az 55-75° geomágneses szélesség között található, a geomágneses aktivitástól és a helyi mágneses időtől (magnetic local time-MLT) függően úgy, hogy az éjszaka folyamán a vályú geomágneses szélessége a helyi idővel ezen a zónán belül csökken (lásd például (Aa et al., 2020; Deminov and Shubin, 2018; Karpachev, 2019; Werner and Prölss, 1997; Whalen, 1989). Jellemző szélességi kiterjedése (szélessége) 5-10° (Voiculescu et al., 2010), 10-15° (Liu and Xiong, 2020), de egyesek szerint akár 20° széles is lehet. A vályú a geomágneses pólus felől az erővonalmenti áramok fluxusának egyenlítő felőli szélével határos. Létrejötte mögött álló folyamatokat tekintve az O<sup>+</sup> ionok koncentrációjának nagymértékű csökkenése, a molekuláris ionok kisebb mértékű növekedése áll, amely az éjszakai órákban az idő előrehaladtával az ionizáció gyengülése és a rekombináció hatásának fokozott érvényesülése következtében jön létre. A rekombináció növekedése a nagy konvekciós sebességnek tulajdonítható. A plazmakonvekciót a napszél és a déli irányítottágú bolygóközi mágneses tér (Interplanetary Magnetic Field- IMF) hatására keletkező konvekciós elektromos tér hozza létre, amely a nyitott mágneses erővonalak mentén áttevődhet közvetlenül a sarki sapkába (hajnal-est azaz dawn-dusk elektromos tér), illetve közvetve a magnetoszférába és a magas szélességi ionoszférába, az ionoszférában magnetoszféra uszálya felé mutató horizontális ExB driftet, magnetoszférikus konvekciót hozva létre. A konvekció iránya az IMF irányától függ, amely az F-réteg plazmájának a sarki sapkán keresztül a Nappal ellentétes irányban történő áramlását eredményezi. Az áramlás záródása a Nap irányában a sarki fény övben történik. Ily módon kétcéls konvekciós rendszer jön létre. Északi irányítottágú IMF esetén az áramlási rendszer az előbbinél nagyobb szélességeken jön létre és sokkal bonyolultabb, a sarki sapka is kisebb méretű ebben a helyzetben az erővonal összekapcsolódás hiányában. (lásd bővebben Bencze, 2014)

A csökkent elektronsűrűségű vályúk másik típusa a **magas szélességi (high-latitude/ polar cap) vályú**. A sarki fény ovális közelében helyi idő szerint bármely órában előfordulhat a 400-1100 km közötti magasságtartományban (Bencze, 2014).

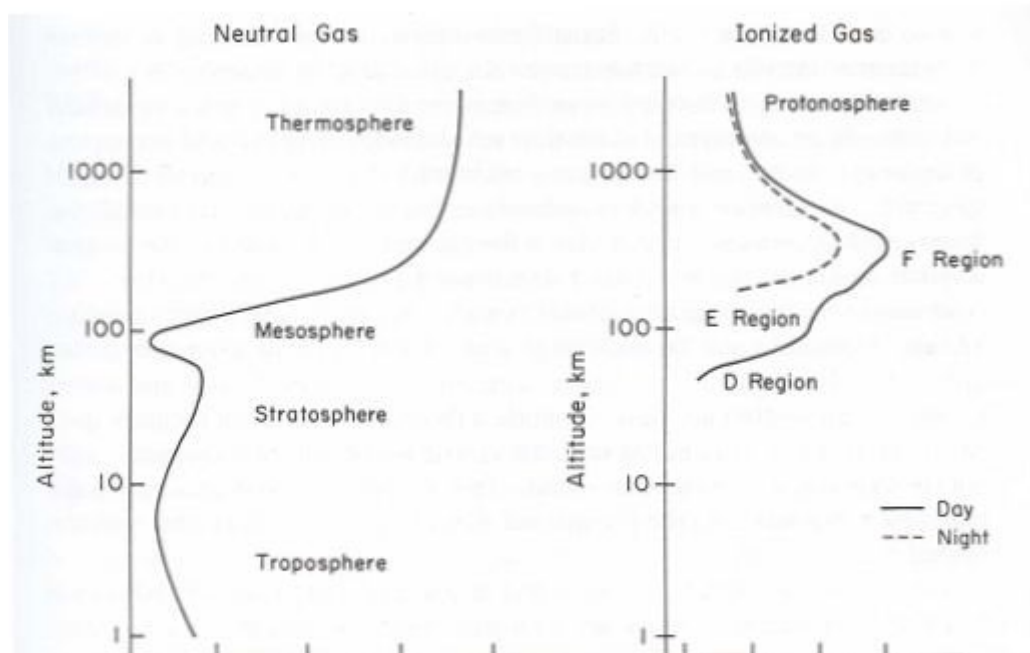
Az F-réteg másik különleges jelensége az ún. **spread F** jelenség. Az elnevezése abból ered, hogy az ionoszféra elektromágneses jelekkel való monitorozásakor (ionoszonda mérés, lásd bővebben a 3.1.1 Ionoszonda, Digiszonda fejezetben) a visszaverődött jelek az F-réteg nyomvonalának kivastagodását, kiszélesedését mutatják. A kiszélesedés történhet frekvencia és magasság szerint is (frekvencia –f spread F vagy magasság –h spread F). Ennek a jelenségnek

az oka arra vezethető vissza, hogy a visszaverődések a függőleges irányban kisugárzott jel ionoszférából való visszaverődésekor nem csak függőleges irányból érkeznek. Az ionoszférába ferdén beeső jelek visszaverődve hosszabb utat tesznek meg, mint a függőlegesen érkezők, emiatt szélesedik ki az F-réteg nyomvonala a mérés eredményéül szolgáló ún. ionogram képen (lásd az 3.1.2 Ionogram fejezetben bővebben). Az egyenlítő környéki spread F keletkezése a légköri nehézségi hullámokkal függ össze és előfordulása a napnyugtát követő időszakhoz kötődik. A közepes geomágneses szélességeken csökken a spread F gyakorisága szemben az egyenlítői és magas szélességi régiókkal. Keletkezésük ezen a szélességen a plazma instabilitásokhoz (Perkins vagy Rayleigh Taylor), illetve a sarki fény övezetből kiinduló terjedő ionoszféra zavarokhoz (Travelling Ionospheric Disturbances- TID) köthető. (Bencze, 2014)

Az ionoszférához tartozik az F2-réteg maximális magassága felett kb. 600-1500 km-ig terjedő tartomány is, az ún. külső ionoszféra (topside ionosphere). Az ionos összetételt tekintve 1400 km-ig  $O^+$  ionok koncentrációja a legnagyobb, ezen magasságon túl pedig a  $H^+$  ionok száma lesz domináns. Az éjszakai órákban ez a határ 700 km-re csökken, ahol az ionos összetételét a töltéscsere reakció határozza meg. (Bencze, 2014)

### 2.1.3. A földi elektromosan semleges légkör (atmoszféra)

Légkörnek nevezzük azt a gázburkot, mely a Föld szilárd és folyékony halmazállapotú részéhez gravitációs kölcsönhatással kapcsolódik (Barkács et al., 2012). A légkör együtt forog és Nap körüli útján együtt halad a Földdel. Általánosságban elmondható, hogy légkör nélkül nem lenne élet a Földön. Dinamikus anyag- és energiacsere zajlik folyamatosan a légkör és a hidroszféra, bioszféra, antroposzféra, geoszféra között, amely hatással van a légkör általános

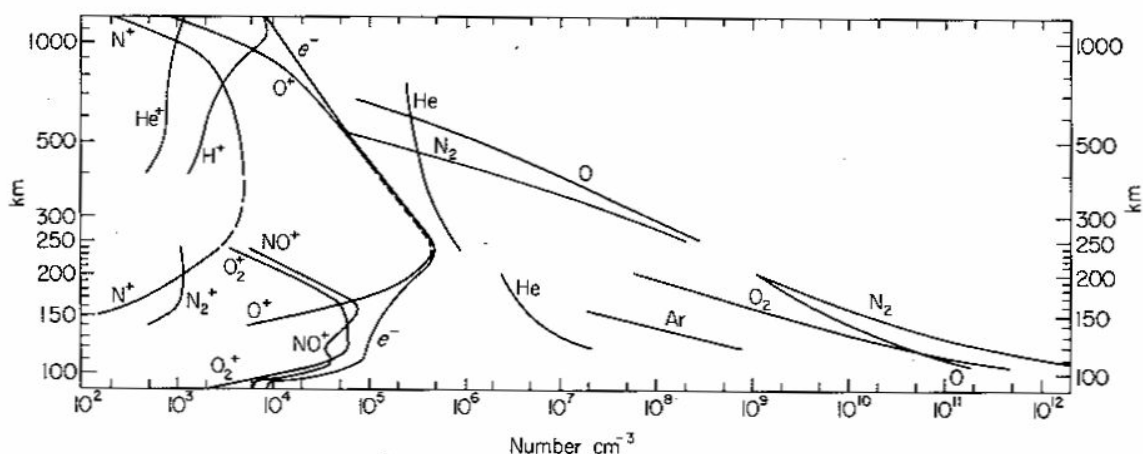


7. ábra: A hőmérséklet és a plazmasűrűség magasság szerinti változása közepes földrajzi szélességeken (Kelley and Fukao, 1991).

tulajdonságaira: kémiai összetételére, állapotátározóira (nyomás, hőmérséklet), elektromos és sugárzási folyamataira (Barkács et al., 2012).

A földi elektromosan semleges légkörnek (atmoszféra) többféle állapotátározó szerinti felosztása létezik. Fontosnak tekinthető a hőmérséklet szerinti, a semleges légkör összetétel szerinti felosztás. A hőmérséklet szerinti felosztást az 8. ábra szemlélteti. A termoszféra-ionoszféra-plazmaszféra csatolási rendszer szempontjából a kb. 80 km feletti régió a legfontosabb, tehát a mezoszférától kezdődően egészen a termoszféra tetejéig. Mint látható ebben a kijelölt régióban a mély mezoszférikus hőmérsékletcsökkenés található (ez a légkör legalacsonyabb hőmérsékletű régiója), ami annak a következménye, hogy a hőenergia forrásától el van távolodva ez a régió, mely hatás mintegy 85 km magasságig tart. Efelett ismét nő a hőmérséklet, melynek forrása a molekuláris oxigén sugárzást elnyelő hatása, valamint a magnetoszférából a mágneses erővonalak mentén létrejövő hővezetés. Ez a naptevékenységhez kötődő hatás, tehát a naptevékenység növekedésével nő a felsőlégkörbe jutó energia, így a hőmérséklet is. (Bencze, 2014)

A légkör kémiai összetételének magasság szerinti változását az 8. ábra szemlélteti. Mintegy 110 km magasságig a légkört alkotó gázok koncentrációja egymáshoz viszonyítva nem változik. Erről a légkörben működő keverő mozgások (turbulencia) gondoskodnak. 110 km felett ezek a keverő mozgások gyorsan háttérbe szorúlnak, így megindulhat a gázoknak a Föld nehézségi erőterében történő molekulasúly szerinti elkülönülése. Ennek következtében a nagyobb molekulasúlyú argon (Ar), oxigén (O<sub>2</sub>) és nitrogén (N<sub>2</sub>) molekulák koncentrációja a magassággal gyorsabban csökken, mint az ezeknél kisebb molekulasúlyú oxigén atomok (O), hélium (He) és hidrogén (H<sub>2</sub>) molekulák koncentrációja (8. ábra).



8. ábra: A nappali ionoszféra és a semleges légkör összetétele tömegspektrométerrel végzett mérések alapján. (Rishbeth and Garriott, 1969)

Az ionos összetételt tekintve pedig az 50-200 km között (D-, E-, F1-rétegben) főként NO<sup>+</sup> és O<sup>+</sup> ionok és elektronok fordulnak elő, míg 200 km felett (F2-rétegben) jellemzően He<sup>+</sup>, H<sup>+</sup>, O<sup>+</sup> és elektronok (ld. 8. ábra) (Bencze, 2004). A jelen doktori értekezésben vizsgált ~90 - 400 km-ig terjedő tartományban lejátszódó folyamatok szempontjából főként az atomos oxigén (O),



a molekuláris oxigén (O<sub>2</sub>) és nitrogén (N<sub>2</sub>) aránya a meghatározó (8. ábra). A különböző légköri paraméterek változásainak hátterét jelen esetben is (mint az ionoszféránál fentebb írtam) legszemléletesebben a **kontinuitási egyenlet** segítségével lehet kifejezni:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla(\rho \mathbf{u}) = P - L \quad (22)$$

ahol  $\rho$  bármely légköri paraméter sűrűsége,  $\mathbf{u}$  az átlagos sebesség,  $P$  (production) a paraméter növekedésének forrása,  $L$  (loss) a paraméter értékét csökkentő folyamat. Az aeronómiai folyamatok szempontjából az oxigén játszsa a fő szerepet. Az ionizált régióban lejátszódó folyamatokról lásd fentebb az 2.1.2 Ionoszféra fejezetben.

### ***Dinamikai folyamatok a semleges légkörben***

A fentebb leírt kontinuitási egyenletnek a harmadik, transzport tagjával fogunk foglalkozni ebben a szakaszban, hogy teljes képet kapjunk a semleges légkör viselkedéséről. Három csoportba sorolhatóak ezek a folyamatok: **hátteráramlás**, vagyis **szél** (prevailing wind), **légköri hullámok** és a **turbulencia** (Hines, 1960). A legnagyobb térbeli kiterjedésű és emellett nagyrészt vízszintes síkra korlátozódó folyamat a hátteráramlás. Ezen áramlás a Nap sugárzási energiájának az elnyelődése révén a szubszoláris pontból indul ki és az éjszakai oldalon a legalacsonyabb hőmérsékletű területek felé áramlik (Rosenberg, 1968). A hátteráramlást létrehozó erőket a Navier-Stokes egyenlettel fejezhetjük ki, amit kiegészíteni szükséges a Coriolis-erővel és a semleges részecskéknél az ionok mozgására gyakorolt hatásával (lásd bővebben Bencze, 2014). A mozgást végeredményben a nyomásgradiens és a függőleges összetevő esetében a nehézségi erő hozza létre.

A **légköri hullámok** pedig a hátteráramlásnál kisebb kiterjedésűek és három típusát különböztethetjük meg: **akusztikus** (longitudinális), **nehézségi** (vertikális transzverzális) és **Rossby** (horizontális transzverzális) (lásd bővebben Bencze, 2014).

A **hátteráramlás/szél** jelentősége a légkör sűrűségének a magassággal történő csökkenése miatt fokozatosan háttérbe szorul. A troposzférában (alsó légkör) a szél sebességét és irányát a légnyomás eloszlása határozza meg, melyet pedig a nagy hullámhosszúságú transzverzális horizontális hullámok, a **Rossby hullámok**nak megfelelő **planetáris hullámok** alakítanak. A troposzférában folyamatosan generálódnak planetáris méretű hullámok. Kimutatták, hogy felfelé csak akkor terjedhetnek az áramlásban zavart okozó hullámok, ha a fázissebességük a zonális átlagos áramláshoz viszonyítva nyugati irányú (Charney and Drazin, 1961). Ha az áramlás keleti irányú és sebessége nagyobb, mint néhányszor 10 m/s, a planetáris hullámok a troposzférába befogva maradnak (felfelé terjedés csak a téli hónapokban lehetséges). A planetáris hullámok kiterjedése, amint arra az elnevezése is utal, bolygó/planetáris méretű. Elsősorban közepes földrajzi szélességekhez kötődnek, és a levegő alacsonyabb szélességekről magasabb szélességekre és onnét vissza történő szállítását hozzák létre. Emiatt a planetáris hullámok "öbleiben" örvények alakulhatnak ki egymást követő (földrajzi hosszúságot tekintve) növekvő, majd csökkenő földrajzi szélességi áramlás esetén az óramutató járásával egyező

irányú örvény (anticiklon), fordított esetben az óramutató járásával ellentétes irányú örvény (ciklon) alakulhat ki. A ciklonok kialakulásával jönnek létre például a hurrikánokhoz hasonló arktiszi ciklonok. Az áramlások során az áramvonalakban görbületek léphetnek fel, így ha pontosabban fogalmazzunk, akkor sem a ciklonokban, sem pedig az anticiklonokban nem tekintjük az áramlást egyenes vonalúnak, csak nagy földrajzi kiterjedés esetén (Bencze, 2014).

A periódus és a térbeli kiterjedés csökkenésének sorrendjében a planetáris hullámokat az **árapályhullámok** követik (Chapman and Lindzen, 1970). A légköri árapály hullámok már légköri nehézségi hullámok, melyet a Nap elektromágneses sugárzásának a légkörben történő elnyelődése gerjeszt (termikus gerjesztés). Három különböző periódusú változatát ismerjük: egynapos, félnapos és harmadnapos. Mivel ezeket a hullámokat a Nap elektromágneses sugárzásának az elnyelődése gerjeszti, a hullám Föld forgásával vándorol a Föld körül, vagyis migráló légköri árapály (migrating tides). Azonban létezik nem migráló árapály hullám (nonmigrating tides) melyek földrajzi hosszúsággal történő változást jelentenek. Periódusidejük megegyezik a migráló árapály hullámokéval, azonban nem követik a Nap mozgását, sebességük különbözik a Föld forgási sebességétől. Forrásai a légkör összetételének hosszúság szerinti változása, a topográfia (például longitudinális elhelyezkedésű hegyek), a szárazföld és tengervíz felülete közti hőkülönbség, a trópusokon levő nagy konvekció által generált látens hő (Oberheide et al., 2005; Williams and Avery, 1996).

Az árapályhullámoknál kisebb periódusú és kisebb térbeli kiterjedésű hullámok a **légköri nehézségi hullámok**, melyek transzverzális vertikális hullámok. Ezeknek a periódusideje néhány órától néhány percig, a Brunt-Vaisala frekvencia mindenkori értékének megfelelő ideig terjed. A Brunt-Vaisala frekvencia annak a frekvenciának felel meg, amellyel egy egyensúlyi helyzetből kimozdított légtest egyensúlya körül oszcillál (Bencze, 2014). Ezen hullámoknak kiemelt szerepük van a Föld körüli térségben, ugyanis például főként ezek által a hullámok által létrehozott szélnyírás generálja a közepes földrajzi szélességeken az ionoszférikus Es-rétegeket, és ezek a hullámok az elindító a plazmabuborékok kialakulásának. Mivel az Es-réteg kialakulásában szerepet játszó szélnyírást a szélesebb vízszintes összetevőjének függőleges irányban történő változása hozza létre, ehhez olyan légköri hullámokra van szükség, melyekben az elmozdulás a terjedési irányra függőlegesen történik: vagyis nehézségi hullámokra. A **légköri nehézségi hullámok**nak (atmospheric gravity waves-AGWs) ennél fogva függőleges hullámhossza van, ez hozza létre a szélnyírást (Bencze, 2014).

A légkörben lejátszódó dinamikai jelenségek legfontosabbika a **turbulencia**. A turbulencia a nagyobb térbeli skálájú légköri mozgások, árapály hullámok, nehézségi hullámok folyamánként jelenik meg (Roper G.R., 1977). A turbulens áramlásban különböző méretű örvények fordulnak elő, emiatt beszélhetünk a turbulencia spektrumáról. A turbulencia spektrumának surlódásmentes, ún. tehetetlenségi tartománya a nagy méretű örvényektől a disszipációs léptékig terjed. A legnagyobb méretű örvények a Föld felszínének különböző hőmérsékletre történő felmelegedésével függenek össze (Bencze, 2014).

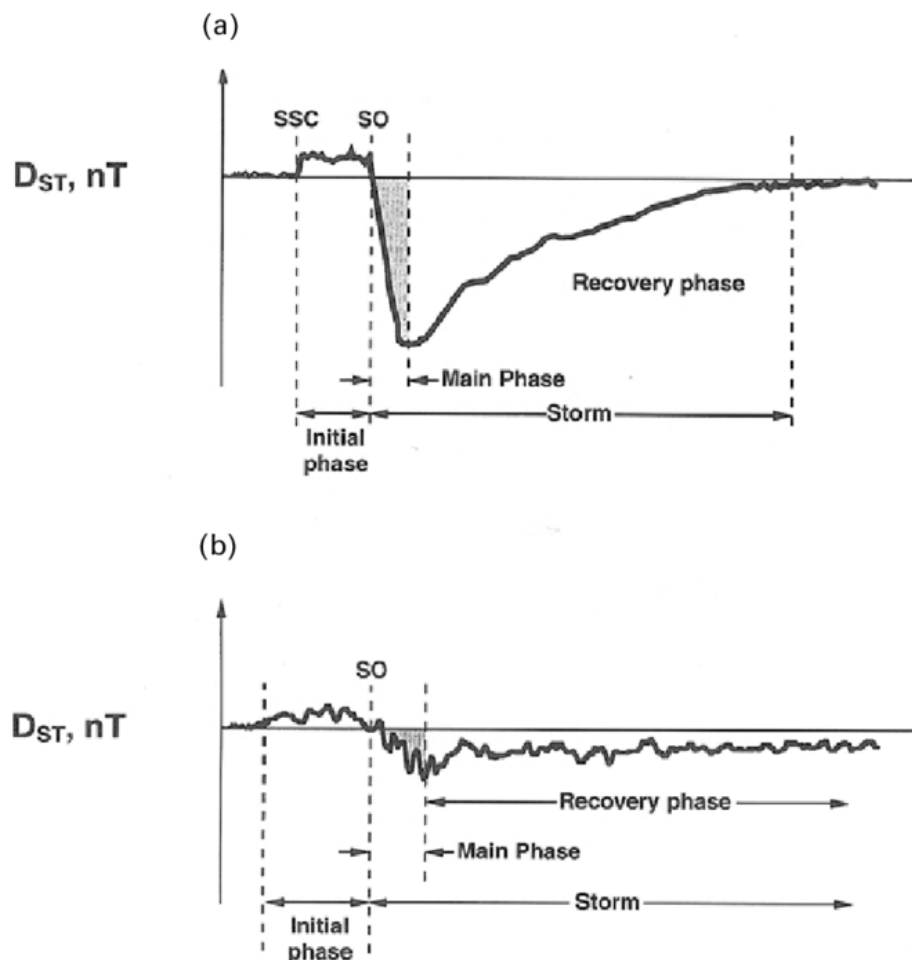
## 2.2. Űridőjárás a föld körüli térségben: geomágneses vihar típusok

A termoszféra-ionoszféra-plazmaszféra rendszerben bekövetkező zavarokat és változásokat többféle hatás okozza. A legjelentősebb és legjobban dokumentált hatások a globális geomágneses viharok idején jelentkeznek (Mendillo and Narvaez, 2010). Korábbi tanulmányok kétféle geoeffektív helioszféraszerkezetet találtak, amelyek globális geomágneses viharokat idézhetnek elő (Chen et al., 2014, 2012; Denton et al., 2009; Gonzalez et al., 1994; Shen et al., 2017; Tsurutani et al., 2006): 1. Bolygóközi koronaanyag-kidobódások (ICME-indukált események); és 2. Áramlási kölcsönhatási régiók (Stream Interaction Regions-SIR-ek) /Korotációs kölcsönhatási régiók (Corotating Interaction Regions-CIR-ek). Számos tanulmány foglalkozott a geomágneses viharok e két típusának azonosításával és geoeffektivitásának meghatározásával (lásd Buresova et al., 2014; Burns et al., 2012; Chen et al., 2012; Crooker and Cliver, 1994; Denton et al., 2006; Kamide, 2001).

Bizonyos esetekben vannak tartós SIR-ek, amelyek a definíció szerint korotáltak a Nap körül, azonban egy teljes napfordulót még nem biztos, hogy teljesítettek. Az ilyen SIR-ekre Allen et al. (2020) a SIR/CIR terminológiát találta ki. Korábbi tanulmányok megállapították, hogy a SIR-ek önmagukban geomágneses viharokat válthatnak ki (pl. Chi et al., 2018; Richardson, 2018; Tsurutani et al., 1997), hatással lehetnek a földi ionoszférára és termoszférára (pl. (Chen et al., 2014; McGranaghan et al., 2014)), illetve a bolygóközi közegben az energikus részecskék fő forrásai lehetnek (pl. (Richardson, 2018; Tsurutani et al., 1982)). Ha a SIR forrása egyszer korotál a Nap körül, akkor már korotáló kölcsönhatási régióknak (CIR) nevezik (Allen et al., 2020).

Amikor egy ICME eléri a magnetoszférát, az egyenlítői és alacsony szélességi körökön a földi magnetométereken a mágneses tér horizontális (H) komponensében történő hirtelen (néhányszor 10 nT-s) növekedéseként jelentkeznek, és kb. 1-2 óráig tart. Ezt nevezzük a geomágneses vihar hirtelen kezdetének (SSC - Sudden Storm Commencement) (9. ábra). Az SSC-k a mágneses obszervatóriumok világméretű hálózatának magnetogramjain (mágneses tér regisztrátuma) figyelhetőek meg. A következő, ún. főfázisban (main phase) pár óráig vagy napig megerősödött elektromos tér a magnetoszféra belsejébe folyamatosan egyre több részecskét injektál felépítve így egy erős vihar-időszakú gyűrűáramot, és a hozzá kapcsolódó zavart mágneses teret (9. ábra). Ezen folyamatok hatása a földön a mágneses tér horizontális komponens értékében több órán keresztül tartó jelentős csökkenést okoz (a gyűrűáram erősödése okozza, mivel földi mágneses teret redukáló mágneses teret indukál). Ennek mértéke az 1000 nT-t is elérheti nagy viharok esetén. Egy vagy két nap múlva ezen elektromos tér amplitúdója és az injekció sebessége visszatér a normális szintre. Ekkor kezd a zavart tér is visszaállítani, ugyanis a vihar-időszakú részecskék egyre elvesznek a gyűrűáramból a töltéscsere és a veszteségi szög szóródás miatt. Ez az ún. felépülési fázis (recovery phase) több napig is eltarthat, lásd a 9. ábra (Baumjohann and Treumann, 2012). Ezeket a viharokat SSC

eseményeknek vagy ICME-indukált vihareseményeknek nevezik. Ahogy korábbi tanulmányok megállapították, az ICME által kiváltott viharok elsősorban a nagyobb geomágneses viharokért ( $D_{st_{min}} < -100$  nT) és a sugárzási öv elektronáramának magasabb szintű indukálásáért felelősek (Shen et al., 2017; Zheng et al., 2003). Ráadásul az ICME-viharok magnetoszférikus konvekciós elektromos terének erőssége gyakran erősebb, mint a SIR/CIR-viharoké (Denton et al., 2006). A leghatékonyabb SSC (ICME-indukált) eseményekre a napciklus maximum idején számítunk, és gyakrabban is, mint a minimum idején.



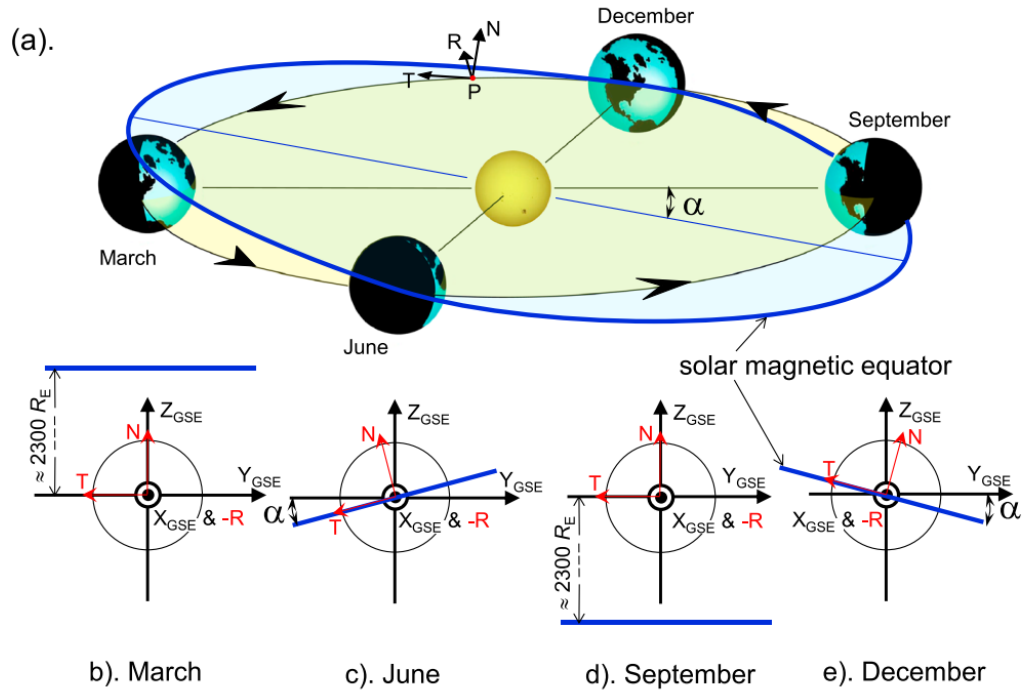
9. ábra: Bolygóközi koronaanyag-kidobódás (ICME) (a) és CIR/SIR (b) által keltett geomágneses viharok tipikus  $D_{st}$ -profiljai. Az SSC a hirtelen vihar kezdetét jelenti, az SO a vihar kezdetét jelöli. (Tsurutani, 2000) alapján. (Bothmer and Zhukov, 2007)

A SIR/CIR által kiváltott geomágneses viharoknak általában nincs SSC-fázisa, de a keletkező hatások nagysága néha nagyobb lehet, mint az ICME által kiváltotté, lásd még 9. ábra (Chen et al., 2012; Tsurutani et al., 2006). Ez annak a ténynek az eredménye, hogy egy SIR/CIR vihar hosszabb ideig tart, és ezért nagyjából ugyanannyi vagy még több energiát tud leadni a felsőléggörbe, mint a legtöbb mérsékelt ICME vihar a teljes lefolyása alatt (Emery et al., 2009; Turner et al., 2009). A SIR/CIR-viharok hatásai hosszabb ideig tartó, megnövekedett elektromos töltést eredményeznek a GEO-pályán keringő űrhajókon, és nagyobb mértékben és hosszabb ideig melegítik az éjszaka oldali plazmalepelt (Allen et al., 2020; Denton et al., 2006).

Ezek a viharok abban is hasonlítanak az ICME-indukált eseményekhez, hogy képesek elektromágneses ion-ciklotron hullámokat generálni a belső magnetoszférában (Wadley and Bingham, 2019), amelyek a sugárzási öv elektronjainak fontos veszteségmechanizmusához kapcsolódnak. Ezeket a viharokat nevezhetjük fokozatos viharkezdetű (Gradual Storm Commencement-GSC) eseményeknek is (Mendillo & Narvaez, 2009, 2010, Buresova et al., 2014). Ezeknek a geomágneses viharoknak az intenzitása jellemzően gyenge vagy közepes, ami a CIR-eken belül a GSM (Geocentric Solar Magnetospheric) koordináta rendszer szerinti mágneses tér z komponensének (mágneses egyenlítőre merőleges komponensként) erősen oszcilláló jellegéhez kapcsolódik (Tsurutani et al., 2006). Általában ezek a SIR/CIR események jellemzőbbek a napciklus-minimum idején (Buresova et al., 2014; Tsurutani et al., 2006), amikor kevesebb SSC esemény van. Ennek az az oka, hogy a koronalyukak a napciklus minimum idején közelebb kerülhetnek az ekliptika síkjához, ezáltal az ekliptika síkjában gyakoribbakká válhatnak a gyors és a lassú napszélnyalábok között kialakuló korotáló kölcsönhatási régiók (CIR-ek) előfordulásai. Fontos megemlíteni, hogy a SIR/CIR és az ICME által kiváltott események kölcsönhatásba léphetnek egymással, és együtt még geoeffektívebbek lehetnek, mint önállóan (pl. Chi et al., 2018). A legintenzívebb jelenségek két ICME-indukált esemény összeolvadásával jönnek létre (Gopalswamy, 2008).

A geomágneses vihar és annak erősségének meghatározására többféle mérőszám létezik. Korábbi tanulmányok jellemzően a geomágneses indexek, például a  $K_p$  vagy a  $D_{st}$  nagyságát figyelembe véve azonosították és jellemezték a vihareseményeket (Kane and Makarevich, 2010). A  $D_{st}$ -index az egyenlítő közeli geomágneses obszervatóriumok hálózatából származik, és amely a globálisan szimmetrikus egyenlítői elektrodzset (a "gyűrűáram") intenzitását méri. A  $D_{st}$  (Disturbance Storm Time) ekvivalens egyenlítői mágneses zavartsági indexeket az alacsony szélességi horizontális mágneses változások óránkénti skálázásából vezetik le. Megmutatja a globálisan szimmetrikus, nyugat felé áramló, nagy magasságban lévő egyenlítői gyűrűáram hatását, amely a nagy mágneses viharok idején világszerte "főfázisú" depressziót okoz a horizontális mágneses (H-komponensű) térben. Gonzales és társai (Gonzalez et al., 1994) a geomágneses vihart olyan időszakként definiálták, amikor a  $D_{st}$ -index meghalad néhány kulcsfontosságú küszöbértéket, az alábbiak szerint: a  $-30$  nT és  $-50$  nT közötti  $D_{st_{min}}$  értékkel rendelkező események gyenge viharok, a  $-50$  nT és  $-100$  nT közötti értékkel rendelkező események közepes viharok, a  $-100$  nT-nél kisebb  $D_{st_{min}}$  értékkel rendelkező események pedig intenzív viharok tekinthetők. A  $D_{st_{min}} < -300$  nT értékű viharokra a szupervihar kifejezést használják (Burešová and Laštovička, 2007). Az intenzív viharok felbonthatóak az alábbi alosztályokra: az erős ( $-200 \leq D_{st_{min}} \leq -100$  nT), nagyon erős ( $-350 \leq D_{st_{min}} \leq -200$  nT) és hatalmas ( $D_{st_{min}} \leq -350$  nT) viharokra (Danilov, 2013). Lásd még a 3.4 Geomágneses indexek fejezetben.

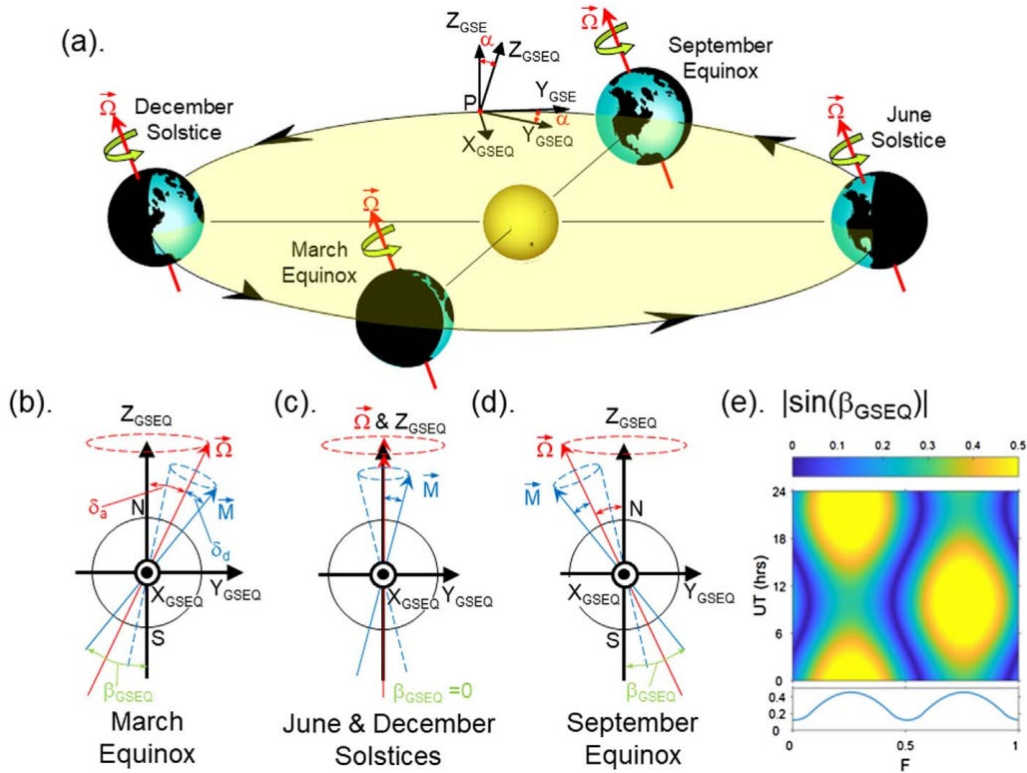
A mágneses viharok gyakoriságát tekintve arról már esett szó, hogy a napciklus fázisaiban milyen gyakoriak a geomágneses viharok, azonban egyéb tényezők is okoznak megfigyelhető ciklikusságot az előfordulásuk gyakoriságában. Az egyik ilyen tényező az évszakos változáshoz



10. ábra: A Russell-McPherron (R-M) hatás sematikus vázlatja. Az (a) rész a Földet mutatja pályáján a júniusi és a decemberi napfordulók idején, és a márciusi és szeptemberi napéjegyenlőség idején, piros színnel jelölve a Föld  $\vec{\Omega}$  forgástengelyének tájolását, és jelölve az ekliptika síkját (sárga árnyékolással), a földgömböt és a GSE vonatkoztatási rendszert. Szintén látható a GSEQ referencia koordináta rendszer; (b), (c) és (d) a Föld felé néző nézetek a Nap felől (azaz  $X_{GSEQ}$  irányban), és a  $Z_{GSEQ}$  és  $Y_{GSEQ}$  tengelyeket, valamint az  $\vec{\Omega}$  és a Föld  $\vec{M}$  mágneses tengelyének vetületeit mutatják (kékkel):  $\vec{\Omega}$  a  $Z_{GSEQ}$  tengely körül évente egyszer, az  $\vec{M}$  pedig  $\vec{\Omega}$  körül 24 óránként precesszál. Ezen éves és napi precessziók kúpszögei a következők  $\delta_a = 23,5$  és  $\delta_d = 9,6$ . (Megjegyzendő, hogy a  $\delta_d = 9,6$  egy közelítő érték, mivel a Föld tere nem geocentrikus dipólus; például 2007-ben a geomágneses pólus az északi féltekén 6,05-re volt a forgási pólustól, de 25,55-re a déli féltekén; (b) a márciusi napéjegyenlőségre, (c) a júniusi és decemberi napfordulókra és (d) a szeptemberi napéjegyenlőségre vonatkozó nézet. A GSM (Geocentric Solar Magnetospheric-geocentrikus Nap-magnetoszférikus) vonatkoztatási rendszer a GSE-hez és a GSEQ-hoz hasonlóan jobbkezes, és a GSEQ, a GSE és a GSM ugyanazon az X tengelyen osztozik, de a  $Z_{GSM}$  és az  $Y_{GSM}$  tengelyek  $\beta_{GSEQ}$  szöggel el vannak forgatva (ami az egyetemes időtől (UT) és a napok éven belüli számától (F) függően változik) úgy, hogy a  $Z_{GSM}$  az  $\vec{M}$  Z-Y síkra való vetítésével egy vonalban van. Az R-M effektus lényege, hogy a geomágneses aktivitást egy olyan csatolási függvény irányítja, amely a GSM vonatkoztatási rendszerben a déli irányú bolygóközi mágneses tértől (IMF) függ, például a  $B_s$  "félhullámmal egyenirányított" déli komponensből a GSM rendszerben (ahol  $B_s = [B_z]_{GSM}$ , ha  $[B_z]_{GSM} < 0$ , és  $B_s = 0$ , ha  $[B_z]_{GSM} > 0$ ), miközben a Földet elérő domináns IMF a GSEQ X-Y síkjában (tehát  $[B_z]_{GSEQ} = 0$ ) van. A  $B_s$  eredő F-UT mintázatát  $[B_y]_{GSEQ} = 1$  nT esetén a  $\sin(\beta_{GSEQ})$  határozza meg, és a felső ábrán látható. rész felső táblájában látható, az alsó táblában pedig a napi átlagok az F függvényében. Az F változása (2019-ben) az R-M miatt a csúcsot április 4. ( $F = 0,257$ ) és október 7. ( $F = 0,769$ ), míg a napéjegyenlőségek március 20-án ( $F = 0,216$ ) és szeptember 22-én ( $F = 0,726$ ). (Lockwood et al., 2020)

kapcsolódik, aminek háttérében a Föld mágneses dipól tengelyének „ferdesége” áll az ekliptika síkjához képest, ez az ún. **Russell-McPherron (R-M) hatás** (10. ábra). A Russell-McPherron (R-M) effektus koncepciója az, hogy a földközeli helioszférikus tér túlnyomórészt a geocentrikus Nap-egyenlítői koordináta-rendszer (the geocentric equivalent of the solar RTN frame-GSEQ: a Nap RTN vonatkoztatási rendszerének (10. ábra) geocentrikus megfelelője) Nap-egyenlítői (GSEQ XY) síkjában helyezkedik el, míg a geomágneses aktivitás a geocentrikus Nap-magnetoszférikus (Geocentric Solar Magnetospheric- GSM) rendszerben délre mutató térre reagál. Tavasszal és ősszel a bolygóközi GSM  $B_z$  könnyebben lesz negatív, mert a földi dipól tengelye nagyobb szöget zár be a Nap egyenlítői síkjával, amely az átlagos

bolygóközi mágneses teret (az ún. Parker-állás) tartalmazza. Már átlagos Parker-állás esetében is  $B_z$  negatív. Legnagyobb hatás e modell szerint március végén 22 UT, szeptember végén 10 UT körül figyelhető meg. A legnagyobb szögeltérés 34.5 fok. (Lockwood et al., 2020)



11. ábra: Az axiális hatást mutatja be (a). A Nap egyenlítői síkja (világoskék árnyalatú)  $\alpha \approx 7^\circ$ -kal dől az ekliptikai síkhoz (halványzöld árnyalatú) képest, így márciusban a Föld a déli napféltéken, szeptemberben pedig az északi napféltéken fekszik. A heliocentrikus RTN koordinátarendszer R, T és N tengelye itt arra az esetre van ábrázolva, amikor a Föld középpontja a P pontban van (december és március között). Az R a radiális irány, tehát az  $X_{GSE}$ -vel (és így az  $X_{GSM}$ -mel is) antiparalel, a T irány az R-re merőleges, a nap mágneses egyenlítőjével párhuzamos síkban fekvő (és az  $Y_{GSE}$  irányában pozitív komponensű), az N pedig a heliografikus szélesség növekedésének északi iránya. Parker-spirál konfiguráció esetén a mezőnek van T és R komponense, de az N komponens nulla. (b-e) A Föld a Nap felől nézve márciusban, júniusban, szeptemberben és decemberben. (Lockwood et al., 2016)

A másik tényező a Nap-Föld geometriában bekövetkező változással áll kapcsolatban. Az évszakas változás, oka a Nap egyenlítői és az ekliptika síkja által bezárt szög, kb.  $7^\circ$ , ez az ún. **axiális hatás** (11. ábra). Tavasszal/ősszel a Föld a Nap egyenlítői síkja alatt/felett van. Valamint GSM  $B_z$ -re is hatással van. Ez az axiális hatás a Russell-McPherron hatással ellentétes szezonálisitást mutat, de! Russell-McPherron hatáshoz képest másodlagos. (Lockwood et al., 2016)

### 2.3. Az ionoszféra vihar

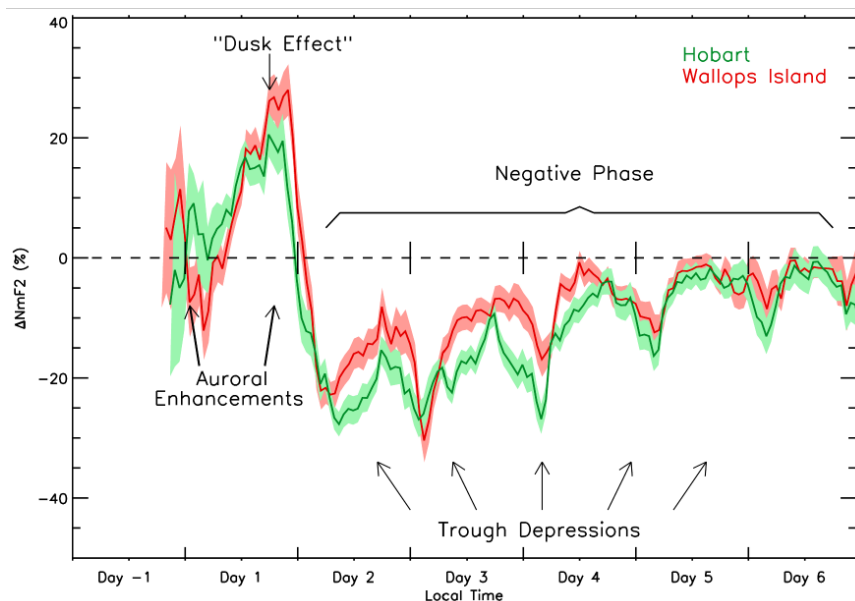
A geomágneses vihar az ionoszférában (főként az F-rétegben) úgynevezett ionoszférikus vihart generál, amely hasonló fejlődéssel és fázisokkal rendelkezik, mint a geomágneses vihar, de gyorsabb lefolyású. A tudományos közösség egyetértett abban, hogy csak a nagy geomágneses viharok indukálnak globális ionoszférikus viharokat (Buresova et al., 2014). Az

ionoszféra több rétegből áll: D-, E-, F1-és F2-rétegből (lásd még a 2.1.2 Ionoszféra fejezetet). Az ionoszféra F-rétege rendelkezik a legnagyobb elektronsűrűséggel, így az elektronsűrűség-változások itt a legmarkánsabbak (bővebb leírását lásd pl. (Bencze, 2014; Berényi et al., 2018). Dolgozatomban az Európa felett elhelyezkedő ionoszférát vizsgáltam, mely terület főként a közepes földrajzi szélességeket fedi le, mely szélességi tartomány ezen belül felosztható magas-, közepes- és alacsonyabb közepes földrajzi szélességekre (high mid-, middle- and low midlatitude) (Berényi et al., 2023a). A hatások származhatnak alacsonyabb (egyenlítői) és magasabb (aurorális/sarki) szélességi körök felől is. Így, bár a közepes szélességű ionoszféra vizsgálata egy összetettebb feladat, kutatása növelheti a háttérben egymás mellett zajló fizikai folyamatok működésének általános megértését.

A közepes szélességű ionoszféra vizsgálata során számos folyamatot figyelembe kell venni, melyek a következők: fotoprodukciónak, kémiai veszteség és szállítás a hőtágulás, semleges szelek, hullámok, árapályok, valamint belső és külső eredetű elektromos terek révén (Mendillo and Narvaez, 2009). Ezek mindegyike termoszférikus vagy magnetoszférikus eredetű zavarok során lép fel. Az ionoszféra geomágneses viharok alatti válaszához több befolyásoló tényezőt kell figyelembe venni, mint például a geomágneses aktivitás nagyságát, a geomágneses vihar típusát, a hirtelen vihar kezdetének (SSC) helyi idejét (LT), a napszakokat (dél/napfelkelte), az évszakokat (tél/nyár) és a geomágneses szélességet, hosszúságot (Immel and Mannucci, 2013; Mendillo and Narvaez, 2010, 2009).

A geomágneses viharokra adott közepes szélességű ionoszférikus F2-réteg válaszához általános lefolyását Rishbeth & Field (1997) írták le, és a közelmúltban Prölss (2004) foglalta össze, emellett érdemes tanulmányozni, lásd Berényi et al., 2023a; Bojilova and Mukhtarov, 2019; Buonsanto, 1999; Burešová and Laštovička, 2007; Danilov and Lastovicka, 2001; Kumar and Kumar, 2022; Mendillo, 2006; Prölss, 1995; Zhai et al., 2022 munkáit a témában. Általánosságban elmondható, hogy a kezdeti ionoszféra vihar szakasz fokozott elektronsűrűség csúccsal kezdődik, amely a geomágneses vihar SSC időpontja után néhány óráig tart. A főfázisban, amely többnyire egy napig tart, az elektronsűrűség (Ne) a nyugodt napi értékekhez képest csökkenhet (negatív viharfázis), és növekedhet is (pozitív viharfázis) (12. ábra). Végül a vihar felépülési fázisa pár órától napokig is eltarthat. Az ionoszférikus viharhatások globális eloszlása meglehetősen bonyolult és viharonként jelentősen eltér (Danilov, 2013). A megfigyelések alapján tehát arra lehet következtetni, hogy az F2-rétegben egy geomágneses vihar lefolyása során mind jelentős elektronsűrűség-csökkenés, mind anomális sűrűség-növekedés is előfordulhat (Buresova et al., 2014). Azt is megfigyelték, hogy vannak olyan esetek, amikor a jelentős mágneses zavarokat nem követte ionoszférikus zavar, vagy olyan is amikor kis mágneses zavar okozott szignifikáns ionoszférikus perturbációt (Burešová and Laštovička, 2007; Field and Rishbeth, 1997; Li et al., 2012).





12. ábra: Az északi féltekén, a Wallops-szigeten (piros) és a déli féltekén, Hobart-on (zöld) megfigyelt összes vihar helyi idő (local time) szerinti átlagos vihar-mintázata, az elektronsűrűség referencia napoktól való ( $\Delta NmF2$ ) százalékos változásoként ábrázolva óránként, az egyes állomások havi átlagos állapotaiból kiindulva. A pozitív fázis jellegzetes vonásai (alkony hatás-dusk effect az 1. napon és aurorális erősödés-auroral enhancement a -1. és az 1. napon) jelölve vannak az ábrán. A negatív fázis jellegzetes vonásai (nappali kiürülés és éjjeli utáni vályú-hatás-Trough depression) szintén fel vannak tüntetve. Az árnyékolások a kiszámított átlagos mintákra vonatkozó ún. átlag bizonytalanságát adják meg. (Mendillo and Narvaez, 2010)

A geomágneses viharok idején a közepes szélességű ionoszférában fellépő különböző perturbációk sokféle, az alábbiakban részletezett folyamatokhoz köthetők. Az ionoszférában fellépő egyes viharhatások pontos megértéséhez meg kell határozni az eseményekhez kapcsolódó fő mozgatórugókat:

- (1) A geomágneses viharok során az áramok Joule-disszipációja és a behatoló töltött részecskék abszorpciója felelős az alsó termoszféra sarkvidéki régiójában, 100-140 km-es magasságban az ún. termoszféra aurorális felmelegedéséért (Danilov, 2013; Prölss, 1995). Mind a részecske kicsapódási határ, mind az aurorális áramok elhelyezkedése a geomágneses aktivitástól függ. Intenzív viharok esetén ez a határ  $L = 2,5$  ( $L$ -érték másnéven az ún. McIlwain paraméter, mely megadja azt a távolságot adja meg, ahol az adott mágneses erővonal a geomágneses egyenlítői síkot metszi: pl.  $L=2,5$  azt jelenti, hogy a geomágneses erővonalak ezen  $L$ -héjazata a Föld középpontjától 2,5 Földsugár távolságban keresztezi a geomágneses egyenlítőt) alatt található, tehát alacsonyabb szélességeket érinthet (Mendillo and Narvaez, 2009). A magas szélességi körökön történő felmelegedésnek két fő következménye van: a termoszférikus semleges atom és molekula összetételváltozás (konkrétan az  $O/N_2$  arány csökkenése) és az egyenlítő felé irányuló semleges szelek erősödése, amelyek az összetételváltozást alacsonyabb szélességi körök felé vihetik (Buonsanto, 1999). Mindkét folyamat hozzájárul a hosszú ideig tartó **negatív ionoszféra viharfázisok** kialakulásához. Az F2-réteg maximumának közelében az elektronsűrűség megközelítőleg egyenesen arányos az  $O/N_2$  aránnyal (Pirog et al., 2006; Rishbeth and Barron, 1960). Ez azt jelenti, hogy ha az egyéb feltételek változatlanok (állandó a nyomás),

akkor minden olyan régióban, ahol az O/N<sub>2</sub> arány csökkent az F2-réteg magasságában, az elektronsűrűség csökkenését (negatív fázis) kell észlelnünk (Danilov, 2013). Geomágnesesen viharosnak tekinthető körülmények között ez az ún. összetétel zavartsági zóna az F2-réteg magasságában a fokozott termoszféra fűtés által indukált egyenlítői irányú semleges meridionális szelek segítségével alacsonyabb szélességekre is eljut. A negatív fázis a nyári féltéken (nappal és éjszaka egyaránt) a leggyakoribb a termoszféra háttérszél-cirkulációjának évszakos változása miatt, de intenzív geomágneses viharok idején még a téli hónapokban is kimutatható. Főként az éjfél utáni és a reggeli szektorokban kedvezőek a feltételek, mert ekkor a háttér és a vihar okozta szél cirkuláció iránya egybeesik így a kettő összeadódik, ezért ekkor sokkal alacsonyabb szélességeket is elérhet a zavartsági zóna (Buonsanto, 1999; Danilov, 2013; Pröls, 1995). A negatív fázisnak ez az egyenlítő felé irányuló kiterjedésének a sebessége körülbelül 50-300 m/s (Danilov and Belik, 1991). Az O/N<sub>2</sub> arány csökkenése mellett maga a felmelegedett termoszférikus gáz megnövekedett hőmérséklete is fontos tényező az ionoszféra negatív viharfázisának kialakulásában (Mikhailov and Foster, 1997). A hőmérséklet növekedése ugyanis a rekombinációs együttható növekedéséhez vezet, ami az elektronsűrűség további csökkenését okozza (lásd Mikhailov et al., 1995). Korábbi tanulmányok arra a következtetésre jutottak, hogy a magas és közepes szélességeken ez a negatív fázistípus gyakrabban fordul elő, és sokkal veszélyesebb hatással van a HF (high frequency) rádióhullám terjedésére (Danilov, 2013).

Ugyanakkor a geomágneses viharok által kiváltott fokozott, egyenlítő felé irányuló meridionális szelek hosszú ideig tartó **pozitív ionoszférikus viharfázist** is okozhatnak, mivel ezek a semleges atomos oxigén leáramlását és az F-réteg felemelkedését okozzák a mágneses erővonalak mentén a szél által kiváltott **vihar-idejű dinamó elektromos tér (DDEF)** miatt (Danilov, 2013; Pröls, 1995). Mint ahogy az a 2.1.2 fejezetben belül E- és Es-réteg, az ionoszférikus áramrendszer helyszíne c. részben kifejtettem, a DDEF-ek forrása a sarki övezet fűtése, amit okozhat Joule-fűtés (ionoszféra áramok által), súrlódási hő (konvekció által) és részecskekicsapódás. A generált elektromos tér a nyugodt térrel ellentétes: nyugati/ keleti irányú a nappali/éjszakai oldalon. A DDEF elektromos tér hatására az éjjeli oldalon a plazma felemelkedik (**ExB** drift) a B-re merőlegesen. A nagyobb magasságban csökken a rekombináció, ami a plazma sűrűség növekedéséhez vezet. Az éjszakai oldalon erőteljesebb a DDEF és a hatása (lásd pl. Nava et al., 2016).

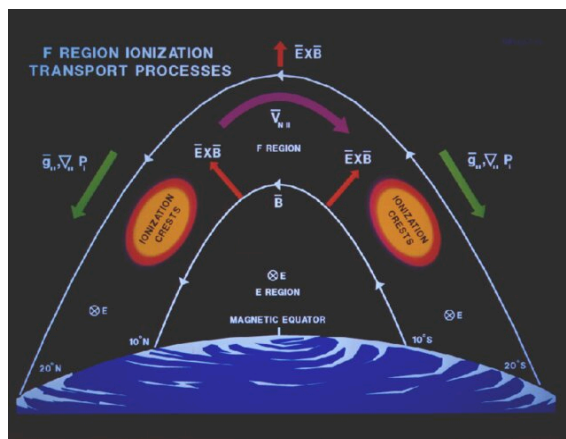
(2) Az ionoszféra F-régiójának plazmája a plazmaszféra alapját képezi (Mendillo et al., 1974), azaz a plazmaszféra a nappali ionoszférából töltődik fel, és a geomágneses erővonalak mentén történő diffúzió révén kiürül az éjszakai F-régióba. Geomágnesesen nyugodt körülmények között a közepes szélességű ionoszféra a Földdel korotáló plazmaszférába képeződik le. Viharok idején a plazmapauza (plazmapause-PP) lábnyoma gyakran a közepes szélességek felé mozog, különösen napnyugta után (Mendillo and Narvaez, 2009), mivel a plazmapauza a megnövekedett geomágneses aktivitás miatt befelé mozog (zsugorodik), míg a plazmaszféra a nappali órákban továbbra is konjugált maradhat a közepes szélességű

ionoszférával. Így a lokális déltől alkonyatig a dinamikus plazmaszféra-folyamatok hozzájárulhatnak a nappali pozitív fázisú ionoszféra-viharokhoz (Lanzerotti et al., 1975), amit napnyugta után a plazmapauza lábnyomán túl (tehát a plazmaszférán kívül) éles átmenet követ a kiürült elektronsűrűségű állapotba (Mendillo et al., 1974). Napnyugta után mind a fent tárgyalt (1) dinamikai, mind a kémiai folyamatok a negatív fázis kezdetét okozzák.

(3) Intenzív geomágneses viharesemények során, főként a főfázisban, éjszaka a magnetoszférikus plazma drasztikus "lehámlása" („peeling off”) figyelhető meg, és a PP ionoszférikus vetülete nappal is behatolhat a középső szélességi tartományba. Ilyen esetben egész napos negatív fázisú vihar várható. Korábbi tanulmányok, mint Heilig et al. (2022), azt állítják, hogy a PP ionoszférikus nyoma szorosan kapcsolódik a közepes szélességű (fő) ionoszférikus vályú (MIT) minimumához. Megfigyelték, hogy a MIT pólus felé eső pereme az esti szektorban egybeesik a lágy elektronkicsapódás egyenlítő felé eső határával, ezért ezt a kicsapódást javasolták a MIT pólus felőli falát felépítő elektronok fő forrásaként az esti szektorban (Rodger et al., 1986; Voiculescu et al., 2010). Éjszaka a plazmapauza egyenlítő felőli oldalán az ionoszféra F-rétegét a plazmaszféra tartja fenn, de a globális konvekció által dominált pólus felőli oldalon nem (Schunk and Banks, 1975). Következésképpen egy MIT-minimumot a plazmaszféra által fenntartott és a kicsapódás által fenntartott ionoszféra határolhat. A MIT minimumot élesítheti a vihar-idejű szubaurorális polarizációs áramlatok (Subauroral Polarization Streams-SAPS) elektromos tere, valamint a plazmafűtés (a driftelő plazma súrlódásos fűtése) és annak következményei (Horvath and Lovell, 2016), emellett a semleges szelek által okozott molekuláris összetétel-változások vagy az aurora oválisból történő diffúzió (tehát az összetétel zavartsági zóna miatt fokozódó rekombináció, lásd (1) pont fentebb) (Schunk and Banks, 1975).

Mint ahogy a 2.1.2 Ionoszféra fejezetben már bevezettük, a MIT egy hosszanti irányban elnyújtott és szélességi irányban korlátozott, kiürült plazma régió az ionoszférában (He et al., 2011). A MIT jellemzően valahol az 55-75° földrajzi szélesség között található, a geomágneses aktivitástól és a helyi mágneses időtől (magnetic local time-MLT) függően. Azonban, ahogyan azt majd megmutatjuk, súlyosan zavart esetekben az egyenlítői oldala akár a közepes szélességeket (42-45°) is elérheti. A MIT jellemzően a Föld esti/éjszakai féltekén fordul elő, így a téli hónapokban és a napéjegyenlőség idején figyelhető meg a legrendszeresebben, míg nyáron főként az éjféle szektorra korlátozódik (Rodger et al., 1992; Voiculescu et al., 2006).

A geomágneses viharok idején fontos még az ún. **hirtelen behatolású elektromos tér (PPEF)**. A globális magnetoszférikus konvekció felerősödésekor a konvekciós elektromos tér megjelenik az ionoszférában, melynek forrása a napszél generálta interplanetáris elektromos tér (lásd 6. ábra és 2.1.2 fejezetben az E- és Es-réteg, az ionoszférikus áramrendszer helyszíne c. részt).



13. ábra: Az F régió ionizációs transzportfolyamatainak vázlatja (Basu et al., 2002) alapján az Elsevier engedélyével módosítva). (Redmon et al., 2010)

A PPEF gyorsan megjelenik, de csak viszonylag rövid ideig tart, mivel egy idő után megjelenik az árnyékolása az erővonal-menti áramok között felépülő tér által, így a közepes szélességekről ezért eltűnik (árnyékoló hatás). Keleti irányú és az egyenlítői – alacsony – közepes szélességen van hatása. Hatásait tekintve elmondható, hogy fokozza az egyenlítői elektrodzsetet (EEJ), mivel a PPEF a normál egyenlítői keleti E-térhez hozzáadódik. Továbbá ennek az elektromos térnek a folyománya a szökőkút-hatás felerősödése (super-fountain effect), a már fentebb említett egyenlítői anomália (Equatorial Ionization Anomaly - EIA) (lásd ehhez 2.1.2-ben az F-réteg alfejezetet). A folyamatot tekintve, először az  $\mathbf{ExB}$  drift az egyenlítőnél felfelé szállítja a plazmát, majd a nagyobb magasságban az E csökken. Így a plazma a mágneses erővonalak mentén leereszkedik. Mágneses egyenlítőre szimmetrikusan létrejön az egyenlítői anomália (EIA) (13. ábra).

Az évek során az ionoszféra általános viselkedését viharok idején sokat tanulmányozták. Azonban minden egyes űridőjárási esemény és a benne zajló folyamatok egyediek, és sok esetben az okozott hatások nagyságrendje még nem jósolható meg. Következésképpen a rendkívüli/nagyméretű események esettanulmányai továbbra is fontosak, mivel ezek elmélyíthetik/pontosíthatják a geomágneses viharra válaszul a Föld egyes plazma rétegeiben várható változások mértékének megértését. Ritkaságszámba mennek továbbá a szakirodalomban a termoszféra-ionoszféra-plazmaszféra csatolási folyamatok több műszerrel történő átfogó elemzése az egyes geomágneses viharok során. A legtöbb tanulmány egy vagy kétféle megfigyelési adaton alapul, azonban a hatások nem vizsgálhatók külön-külön, mivel a földi plazmakörnyezet egy nagyon összetett, többszörösen csatolt rendszer.

## 3. Felhasznált adatok, mérési módszerek

Az ionoszféra kutatása összetett vizsgálatokat igényel. A műholdas mérések fejlődésével pedig egy új irány nyílt meg, mellyel a bonyolult folyamatokat jobban meg tudjuk érteni. A mérési módszereket kétféle csoportra tudjuk bontani: a föld bázisú és a műholdas mérésekre. A mérések rengeteg adatot szolgáltatnak, és ezek feldolgozása, elemzése sok időt vesz igénybe, tehát az ismereteink erről a plazma tartományról folyamatosan bővülnek. Ebben a fejezetben az értekezés eredményeihez felhasznált földi és műholdas méréseket ismertetem.

### 3.1. Ionoszféra szondázás, drift mérés

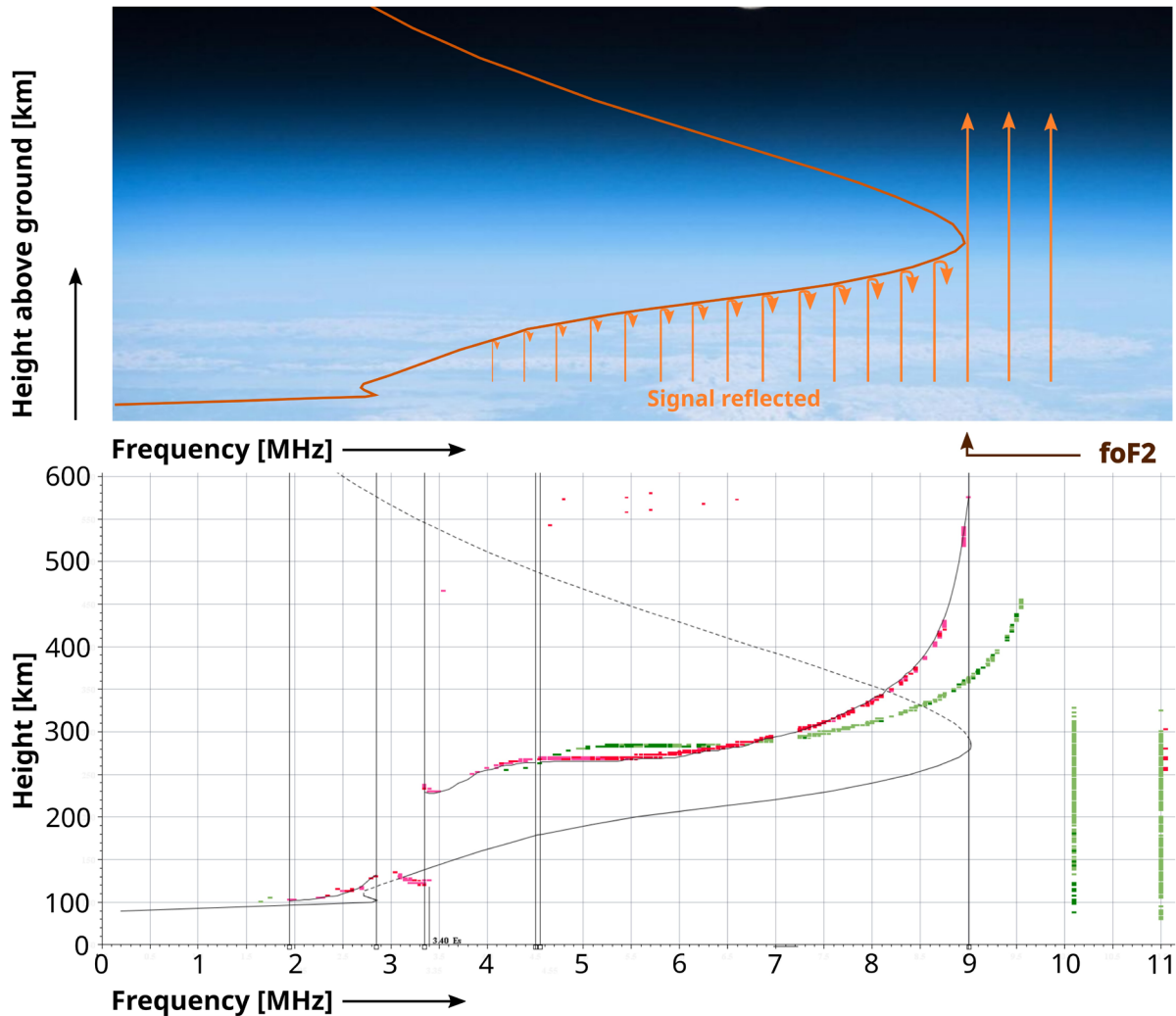
#### 3.1.1. Ionoszonda, Digiszonda

A föld bázisú mérések csoportjába tartoznak a vertikális ionoszféra szondázó berendezések pl. az ionoszonda, továbbá az ISR (Incoherent Scatter Radar) és a HAARP (High Frequency Active Auroral Research Program). Az ionoszféra felső tartományát, azaz a 300 km feletti részt műholdas ionoszféra szondázással (ún. topside sounding) lehet letérképezni pl.: az IMAGE műhold RPI műszerével (2005-ig működött). Továbbá a globális GPS-hálózatot is fel lehet használni az ionoszféra teljes elektron tartalmának (Total Electron Content-TEC) mérésével.

Az ionoszféra vizsgálatának máig is a legelterjedtebb módszere az ionoszféra függőleges irányban kisugárzott rádióhullámokkal történő szondázása (Bencze, 2014). Az ionoszféra szondázása 1925-ben kezdődött, mellyel akkor az ionoszféra magasságának meghatározása volt a cél. 1947-re a már *ionoszondaként* ismert műszer használata az ionoszféra karakterisztikájának automatikus mérésének céljából a felszínen már rutinszerűvé vált. A következőkben két általam is használt ionoszonda típust ismertetem részletesebben, a lengyel típusú ionoszondát és a legújabb, amerikaiak által fejlesztett Digiszondát.

A Széchenyi István Geofizikai Obszervatórium (IAGA kód: NCK) 1957 óta szolgáltat adatokat, McIlwain száma:  $L = 1,9$ , geomágneses szélessége:  $46^\circ$ , geomágneses hosszúság:  $99^\circ$ , inklináció:  $67^\circ$ , ezért ez az állomás az északi félteke szubaurorális (középső szélességi) helyén van. Az ionoszféra állomásán 1996 óta folynak megfigyelések az IPS-42 típusú ionoszondával, 2007-2018 között (a Lengyel Tudományos Akadémia Space Research Center által fejlesztett) VISRC-2 digitális ionoszonda működött (Barta et al., 2022; Berényi et al., 2018; Bór et al., 2020). A kézi ionogram-feldolgozó szoftverrel (ipp\_ox néven, amelyet a Lengyel Tudományos Akadémia Űrkutatási Központja fejlesztett ki) a paraméterek leolvasásának pontossága a magassági értékek esetében 1 km, a frekvenciák esetében 0,05 MHz ( $3,11 \cdot 10^1 \frac{1}{\text{cm}^3}$ ) (automatikusan kiértékelt adatok nem állnak rendelkezésre). 2018 júniusától

egy modern, ún. DPS-4D típusú Digiszondát telepítettek (Berényi et al., 2023a; Bór et al., 2020).



14. ábra: Az ionoszonda mérésének elve. A felső ábra az impulzusok (nyilak) adott magasságban való reflektálódásait szemlélteti, a reflexiók által kirajzolt ionoszféra elektronsűrűség profil is látható. Az alsó ábra a szondázás után kapott ionogramot mutatja. Ezen az ionogramon a piros vonal az ordinárius, míg a zöld az extraordinárius módusú jelet reprezentálja.

A rendszer két, egymásra merőleges, 19 m magas és széles háromszög antennából áll. Az egyik közülük mindig csak vevőként funkcionál, míg a másik az adást követően ( $\sim 500 \mu\text{s}$  időtartam) átvált vevő módba. A két vevő antenna az ionoszféráról visszaverődő elektromágneses hullámok polarizációjának észlelése miatt fontos (ld. lentebb ordinárius és extraordinárius módus). A vevő bemenete mindig blokkolva van, amíg az adó működik, ez az érzékeny elektronika védelme miatt szükséges. Adóteljesítménye jelenleg 500 W. Az adó a nagyfrekvenciás (High Frequency-HF) rádióhullámú tartomány egészét vagy egy részét végig járja, jelen ionoszonda esetén 1-16 MHz, rövid ( $50\mu\text{s}$  időtartamú) impulzusokat sugározva (14. ábra, Bencze, 2014). Ezen felszíni vertikális ionoszféra szondázó eszköz működésének elvét jelen értekezés Mellékletének 10.1.1 pontjában ismertetem (lásd még Barta et al., 2017; Bencze, 2014). A régi ionoszondák/Digioszondák adatai jellemzően 30/15 perces felbontásúak, illetve

néhány esetben (mint az athéni állomáson) 5 perces mintavételi idővel állnak rendelkezésre adatok. Magyarországon csupán itt működik ionoszonda, és jelenleg Digiszonda.

A modern DPS-4D típusú **Digiszondát** világszerte használják ionoszféra kutatásra és monitorozásra. A Digiszonda (angolul Digisonde) név egy mozaikszó a “Digitális Ionoszférikus Goniometrikus Ionoszondára (Digital Ionospheric Goniometric Ionosonde)”. Ez az LDI (Lowell Digisonde International) ionoszférikus szondázó berendezése, mely a haladóbb ionoszondák kategóriájába tartozik, és méri a beérkezés szögét, a polarizációt, és az ionoszféráról reflektálódott légkörben terjedő hullám jelek Doppler frekvencia eltolódását. Emellett az utazási időt is regisztrálja, mely szokás szerint arra használható, hogy meghatározzák a reflexió pontjának távolságát (lásd még lejjebb a 3.1.2. Ionogram fejezetet). Az állomáshálózatát a GIRO (Global Ionospheric Radio Observatory, ld. még 3. pont, 9.3 Honlapcímek jegyzéke) működteti.

### 3.1.2. Ionogram

Az ionoszondás mérések során az adatokat először ionogramok formájában kapjuk meg, a rétegmagasságot (az impulzus sugárzás kezdete és a visszaverődés utáni vétele közben eltelt idő alapján) a frekvencia függvényében ábrázolva (14. ábra alsó ábrája). Az ionoszférikus rétegpárparamétereket (pl.:  $f_{min}$ ,  $f_oE$ ,  $h'E$ ,  $f_oF1$  stb.) róluk pedig manuális vagy automatikus ionogram feldolgozó szoftver segítségével kaphatjuk meg.

Az ionoszféra rétegeinek magasságát az ionogramokon tehát mint említettem látszólagos magasság mutatja, melyek nagyobbak a valóságosnál (lásd a 10.1.1 pontban a Mellékletben). Az elektronsűrűség valódi magasság profilja  $N(h)$ , az észlelt látszólagos magasság-frekvencia nyomvonalakból adható meg (14. ábra felső ábrája). A vertikális elektronsűrűség profil meghatározása az ionoszféra kutatás szempontjából nagyon fontos, így az ionogramokról való meghatározása minden ionoszonda állomás egyik fő feladata (Barta et al., 2017; Bencze, 2014; Berényi et al., 2018). A valóságos magasság analízist a megfelelő törésmutatót használva az ordinárius (piros) nyomvonal, vagy akár az extraordinárius (zöld) nyomvonal alapján is el lehet végezni (ld. 14. ábra). Az ionoszondázás során főként az ordinárius módust szoktuk az elektronsűrűség profil meghatározásához figyelembe venni, mivel az ordinárius hullám általában a legmarkánsabb az ionogramon, és ebből a plazmafrekvencia (így az elektronsűrűség) könnyebben átszámítható (lásd még a Mellékletben az 10.1.1 Az ionoszonda működésének elméleti háttere).

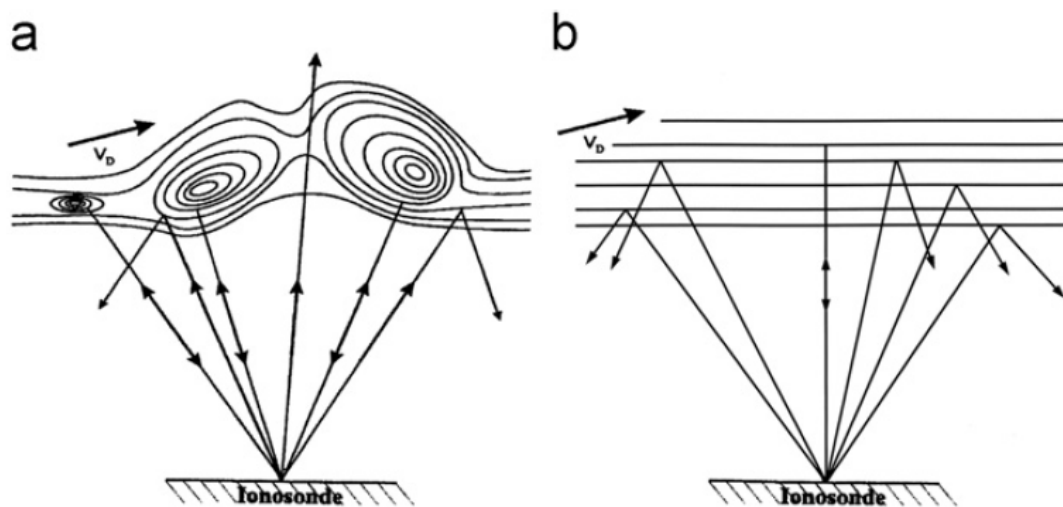
Az ionogramon az egyes rétegekhez tartozó vertikális aszimptoták a rétegek ún. *kritikus frekvenciái*, mivel ezek a legnagyobb frekvenciák, amik még az adott rétegről visszaverődnek (14. ábra). Ha az ordinárius módot vesszük figyelembe, az adott réteg elektronsűrűsége ( $N_e$ ) az alábbi képlet szerint számítható:

$$N_e = \frac{\omega_{pe}^2 \epsilon_0 m_e}{e^2} \quad (23)$$

ahol  $\omega_{pe}$ : az elektron plazmafrekvenciája,  $\epsilon_0$ : a vákuum permittivitása,  $m_e$ : az elektron tömege, és  $e$ : az elektron töltése. A képletben szereplő plazmafrekvencia az a maximális frekvencia, amivel még visszaverődik az adott hullám az adott ionoszféra rétegről. Ezen paraméter ( $\omega_{pe}$ ) mérhető, és a képlet segítségével kiszámítható az adott réteg maximális elektronsűrűsége ( $N_e$ ). Így például az foF2 kritikus frekvencia az F2-réteg maximális elektronsűrűségét, az NmF2-t adja az átszámítást követően.

Minden ionoszférikus réteghez tartozik egy kritikus frekvencia és egy látszólagos magasság, ahogy az a 14. ábrán is látható:

- a virtuális magasságok karakterisztikus értékeinek jelölése:  $h'E, h'Es, h'F, h'F2$ .
- az E-, F1-, F2- rétegekhez tartozó kritikus frekvenciák jelölése:  $foE, foF1, foF2$ .
- $fmin$  a minimum frekvencia, mely az ionoszféráról az első visszaverődés frekvenciáját jelöli. Ennél kisebb frekvenciájú szondázó elektromágneses hullámok elnyelődnek az alsó ionoszférában.
- $foEs$  a szporadikus E-réteg (Es-réteg) kritikus frekvenciája. A háttér elektronsűrűségébe beágyazódott, környezetüknél nagyobb elektronsűrűségű felhők maximális elektronsűrűségét mutatja.
- $fbEs$  az ún. takaró (blanketing) frekvencia. A réteg háttér elektronsűrűségéhez tartozik.



15. ábra: (a) (Reinisch et al., 1998) tanulmányából átvéve) Az ábra a visszatérő visszhang útját mutatja, miután az ionoszféra plazmája visszaverte (zavart állapot). Minden visszatérő jelnek más Doppler-frekvencia eltolódása van, ha a szerkezet  $v_D$  sebességgel mozog. (b) Visszatérő visszhang a vízszintesen rétegzett ionoszférából. A vevő csak egy nagyon korlátozott területről regisztrálja a visszhangot a függőleges reflexió pont körül. A többi, nem-vertikálisan sugárzott jel a vevőantenna területén kívül eső részen verődik vissza. (Kouba and Knížová, 2012)

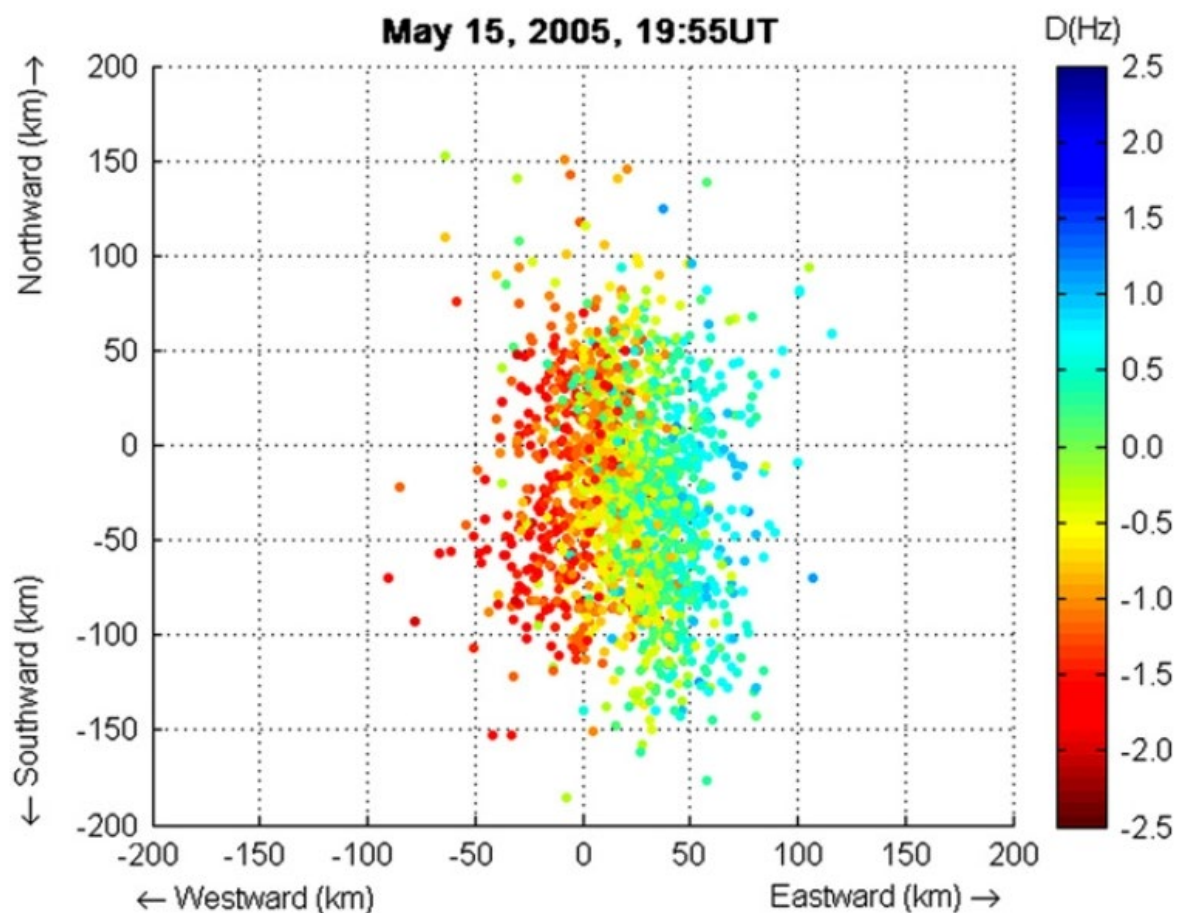
### 3.1.3. Digiszonda drift mérések

A modern digitális ionosondák, a Digiszondák, a klasszikus vertikális ionoszféraszondázás mellett rutinszerű ionoszféra-drift méréseket is végeznek, amelyen megfigyelhető az E- és F-réteg plazmájának vertikális és horizontális mozgása. Az ionoszféra plazmamozgásának kimutatására leggyakrabban használt technika a jel Doppler-eltolódásának mérése. A



Digiszonda plazma drift mérése az elektromágneses hullám ionoszférából való visszaverődésén alapul. A 15. ábra a drift mérés menetét mutatja be. A vevőantenna rendszer a reflexiós pontok helyéről érkező függőleges és ferde irányból érkező visszhangokat is megfigyeli. A ferde irányú visszhangok az ionoszféra egyenetlenségei miatt keletkeznek, amelyek megzavarják az elektronsűrűség kontúrjait.

A Digiszonda szoftvere spektrális analízissel különbözteti meg az egyes visszhangokat, melyek különböző Doppler-frekvencia eltolódásokkal rendelkeznek. A többelemes antenna-interferometria képes meghatározni a visszaverődési forrásból érkező hullám paramétereit (beesési szög, beérkezési azimut és polaritás). Az észlelt visszaverődési pontokat általában grafikusan ún. a SKYmaps-ben (égtérkép) interpretálják, egy klasszikus SKYmap a 16. ábrán látható (Kouba and Knížová, 2012).



16. ábra: Sikeres drift sebességmérés domináns bipoláris mintázattal, nulla Doppler-eltolódással a SKYmap központ közelében. A jobb oldali színskálán a Doppler-eltolódás értéke egyenletesen változik alulról piros színű negatív értékektől a tetején látható kék színű pozitív értékekig. A visszaverődési pontok a SKYmap kellően nagy területén oszlanak el (a visszavert jelek nem-vertikális visszhangokat tartalmaznak). A 2005. május 15-én, 19:55 UT-kor rögzített mérések geomágneses vihar ( $\Sigma Kp = 34$ ) alatt készültek. Az észlelt visszhangpontok száma: 1750 a 2,7-3,7 MHz-es frekvenciaablakban, vízszintes sebesség  $v_H = 346$  m/s, függőleges sebesség  $v_Z = 40$  m/s. (Kouba and Knížová, 2012)

Kouba et al. (2008) rámutatott a korábban alkalmazott drift adatok feldolgozásának lehetséges problémáira, és egy módszert javasolt a helyes forráspontok kiválasztására a megbízható driftsebesség-vektor kiszámításához. Egy másik tanulmányukban megvizsgálták a

Pruhonice állomás alapvető jellemzőit, és megfigyelték a drift sebesség függőleges komponensének napi és éves függését (lásd Kouba and Koucká Knížová, 2016). A drift mérések feldolgozásának lépéseit lásd bővebben a Melléklet 10.1.1 pontjában.

## 3.2. GNSS TEC, rTEC mérések

Az értekezés eredményeihez felhasználtam kétféle, a földbázisú Global Navigation Satellite System (GNSS) mérései által szolgáltatott teljes elektron tartalom (Total Electron Content – TEC) adatot. Az amerikai GPS-műholdak (Global Positioning System – globális helymeghatározási rendszer) két frekvencián sugároznak egyszerre – ezeket L1-nek és L2-nek nevezik, az L1 1575,42 MHz-en, az L2 1227,60 MHz-en. Az adatfeldolgozása során az ionoszféra azon tulajdonságát lehet felhasználni, hogy ionizált közegben az elektromágneses jelek terjedése frekvenciafüggő vagyis diszperzív. Ennek következtében a különböző frekvenciájú jelek eltérő mértékű jelkésleltetést szenvednek el. A két különböző frekvenciás (L1 és L2) méréseket kombinálva kiszámítható egyetlen jel útvonalára vonatkoztatott TEC-érték (ld. bővebben a számítást Chen et al., 2017; Ma et al., 2022). Egy TEC-egység (TEC Unit röviden TECU)  $10^{16} \frac{el}{m^2}$ -nek feleltethető meg.

A GNSS TEC IONEX (IONosphere Map EXchange) térkép adatokat (ld. 6. pont, 9.3 Honlappcímek jegyzéke) a Nemzetközi Geodinamikai GPS Szolgálat (International GPS Service for Geodynamics- IGSG) 2 órás gyakorisággal készített adatai alapján határozták meg a vertikális teljes elektrontartalom (vertical Total Electron Content- vTEC) alakulását a megfelelő Digiszondákat körülvevő területeken, ahol minden egyes térkép-terület mérete 2,5 (szélességi) x 5 (hosszúsági) fok.

Összehasonlításképpen továbbá felhasználtam a Nemzeti Információs és Híradástechnikai Intézet (National Institute of Information and Communications Technology- NICT) TEC-különbség arány (ratio of the TEC difference- rTEC) globális térképeit, amelyeket a világ több ezer (9300 db) GNSS-vevőjéből származó RINEX-fájlok felhasználásával készítettek. Az európai régióra készített rTEC térképek grid (rács) mérete 0,5x0,5 fokos. Az egyes földrajzi szélesség és hosszúság szerinti TEC rácsadatok simítását 5x5-ös rácsadatainak boxcar átlagával végezték el. Az rTEC-értéket a megfigyelt TEC és a havi átlagos nyugodt TEC-érték (a 10 geomágnesesen legcsendesebb nap átlaga) különbségeként határozták meg, az átlagos TEC-értékkel normalizálva.

## 3.3. Műholdas mérések: TIMED, Swarm, ACE, WIND, Stereo

A TIMED műhold 2001 decembere óta 625 km magasságban működik, és méréseit a műhold alatti kb. 60-180 km-es magassági tartományra (semleges termoszféra és ionoszféra) összpontosítja (Christensen et al., 2003). A TIMED körkörös poláris pályán kering, 74,1°-os

dőlésszöggel, ami 97,8 perces periódusnak felel meg. Ez azt jelenti, hogy 14,9 napi keringésből globális térképet lehet készíteni a mérésekről.

A TIMED műhold **GUI** mérései a nappali O/N<sub>2</sub> összetételt (megjegyzendő, hogy ez egy magassági tartományra vonatkozó oszlop integrált érték) és a mezoszféra és az alsó termoszféra/ionoszféra (Mesosphere and Lower Thermosphere/Ionosphere - MLTI) régió hőmérsékletprofilját, valamint a sarki energiabevitelt szolgáltatják (Christensen et al., 2003; Crowley et al., 2006; ld. 9.3 Honlapcímek jegyzéke).

A három **Swarm** műholdat 2013 novemberében indították alacsony Föld körüli pályára (LEO). A Swarm A és C (egymás mellett, kb. 1,5°-os hosszúsági szög eltéréssel repülve) magassága 2015 márciusában 460 km körül volt, míg a Swarm B kb. 520 km magasságban működik, 91 perces keringési idővel. A Swarm műholdak a Langmuir-szondák által megfigyelt elektronsűrűség és hőmérséklet helyszíni mérését, valamint a mérésekből származtatva a MIT helyét is biztosítják, amelyből az éjszakai plazmapauza lábnyomát lehet levezetni.

Az Advanced Composition Explorer (**ACE**) elnevezésű műhold célja, hogy tanulmányozza helyben vajon a detektált részecskék napenergia, bolygóközi, csillagközi és galaktikus eredetűek-e. Az ACE tanulmányozza a Nap, a helyi bolygóközi közeg és a galaxis anyagának összetételét. Az ACE-t 1997-ben indították, és feladata 2024-ig tart. A Nap-Föld vonalon elhelyezkedő ún. L1 Lagrange pontban helyezkedik el (hőzavetőlegesen 1,5 millió kilométerre található a Földtől), kiváló helyen ahhoz, hogy egy Nap felől érkező napaktivitási esemény (ICME vagy SIR/CIR) beérkezésének valószínűségét akár előrejelezhessük illetve a szerkezeti és összetételbeli tulajdonságai tanulmányozhassuk.

A NASA (Amerikai Egyesült Államok) 1994-ben bocsátotta fel a **Wind** műholdat, eredeti nevén Interplanetary Physics Laboratory (ld. még 5. pont, 9.3 Honlapcímek jegyzéke). Működésének első célja a földi magnetoszféra vizsgálata volt. 2004-ben átirányították a Nap-Föld rendszer L1 Lagrange-pontja körüli halo pályára. Azóta a napszél tulajdonságait méri. Elsősorban tudományos célú műhold, mely ugyanazokat a napszélparamétereket méri, mint az ACE vagy a DSCOVR műholdak, de az adatai sokkal lassabban válnak hozzáférhetővé.

2006-ban indult el a **STEREO**-program (Solar Terrestrial Relations Observatory). Ez a szondapáros a napkutató új szintre emelte a sztereotipikus napfelvételekkel. Két szonda volt, a STEREO-A és a STEREO-B. A két eszközt egyszerre indították, és azok heliocentrikus pályára álltak a Föld keringési irányával megegyező és ellentétes irányban úgy, hogy az eszközök a pályájukon általában a legtávolabb maradjanak egymástól (fokozatosan távolodva egymástól). A kutatók így a Nap túloldaláról is közel valós idejű képeket tudtak kapni, így a napkitörések, vagy egyéb naptevékenységek bármely irányból észlelhetővé váltak akkor, amikor valamelyik szonda épp ott tartózkodott. A STEREO-B-vel 2014-ben szakadt meg a kapcsolat, de az „A” még mindig gyűjti, és a továbbítja az adatokat.

### 3.4. Geomágneses indexek

A geomágneses tér aktivitásának jellemzésére ún. *geomágneses indexeket* vezettek be. Léteznek olyanok, melyek a globális, és olyanok, amik inkább lokális (helyi) állapotokat jellemzik. A leggyakrabban használt globális geomágneses aktivitást jellemző indexek az alábbiak: Kp, Dst, Ae, Ap. A lokális, azaz adott földi mágneses obszervatórium által meghatározott geomágneses index például az általam, a nagycenki Széchenyi István Geofizikai Obszervatórium földi mágneses regisztrátumaiból 3 óránként meghatározott K-index.

A geomágneses vihar és annak nagyságrendjének meghatározására többféle definíció létezik. Korábbi tanulmányok jellemzően a geomágneses indexek, mint például a Kp vagy a Dst nagysága alapján azonosították és jellemezték a vihareseményeket (Kane and Makarevich, 2010). E két index mellett az AE-index is jó mutató, amely az aurorális elektrodzset aktivitását méri (nT-ben), így ezzel az indexszel vizsgálhatjuk, hogy a regisztrált ionoszféra-zavarok például a sarkvidékről származnak-e vagy sem. Az AE-indexet az északi félteke sarkvidéki zónája mentén kiválasztott (10-13) obszervatóriumokban megfigyelt horizontális mágneses komponens ingadozásaiból származtatják. A Kp-index a globális geomágneses aktivitási index, amely a földi magnetométerek (mágneses tér mérőműszer) világszerte végzett 3 órás mérésein alapul. Minden állomás a földrajzi szélessége szerint van kalibrálva, és a magnetométer a lokációján mért geomágneses aktivitás mértékéhez kapcsolódó nagyságú K-indexet szolgáltat. Maga a K-index egy három órás kvázi-logaritmikus helyi indexe az adott helyen és időben mérhető geomágneses aktivitásnak egy nyugodt napi görbéhez viszonyítva. A magnetométer a mágneses tér vízszintes komponensének maximális eltérését méri a tartózkodási helyén, és ezt jelenti. A globális Kp-indexet ezután egy olyan algoritmussal határozzák meg, amely az egyes állomások által jelentett K-értékeket adja össze. A Kp-index 0 és 9 között mozog, ahol a 0 érték nagyon kicsi geomágneses aktivitást, a 9-es érték pedig extrém geomágneses viharokat jelent. A Kp-index a közepes szélességi régiók geomágneses aktivitását mutatja, skálája logaritmikus (Matzka et al., 2021). A Dst (Disturbance Storm Time) ekvivalens egyenlítői geomágneses zavartsági indexeket az alacsony szélességi horizontális mágneses változások óránkénti skálázásából vezetik le. Megmutatják a globálisan szimmetrikus, nyugat felé áramló, nagy magasságban lévő egyenlítői gyűrűáram hatását, amely a nagy geomágneses viharok idején világszerte ún. "főfázisban" jelentkező depressziót okoz a mágneses tér H-komponensében. A Dst-index tehát főként egyenlítői gyűrűáram indexe (nT-ben), de tartalmazza a magnetopauza Chapman-Ferraro áramát is (Campbell, 1996; Daglis, 2006). A geomágneses indexek használata az ionoszféra viselkedésének leírására egy geomágneses vihar során meglehetősen összetett feladat (Danilov, 2013); lásd még a Burton et al., (1975); Kalegaev and Makarenkov, (2006) cikkeket.

### 3.5. ICME és SIR/CIR adatok, felhasznált adatbázisok

Az értekezés egyes vizsgálatainak elvégzéséhez létrehoztam egy egyedi adatbázist a 2012. november és 2014. október közötti időszakban (a 24. napciklus maximuma, lásd (Berényi, 2023)) külön az ICME-indukált eseményekről és külön a SIR/CIR események által generált tiszta geomágneses viharokról (a tiszta eseményekre vonatkozó kritériumokat lásd 6.1 Módszer c. fejezetben). Végül 42 tiszta ICME és 34 tiszta SIR/CIR eseményt választottam ki a vizsgálataimhoz, amelyeket a Berényi (2023) publikált listában soroltam fel. A geomágneses vihar nagysága és az foF2 paraméter változása közötti függvény meghatározásához három globális geomágneses aktivitási indexet használtam: a Kp, Dst és AE indexeket. Első megközelítésként a geomágneses vihar fő fázisát, vagyis a  $Dst_{min}$  értéket tartalmazó napot (összesen 24 óra) vizsgáltam.

Az adatbázisok létrehozásához a következő adatokat használtam fel (a honlapok linkjeit lásd az alább, a 9.3 Honlapcímek jegyzékében):

1. Az SSC (Sudden Storm Commencement) időpontokat és a nemzetközi csendes napokat (Q-napok) a Kp-indexből a németországi GFZ Potsdam és a spanyolországi ISGI (International Service of Geomagnetic Indices) szolgáltatta.
2. Az ICME forrásdátumok és ICME-kommentárok a NASA különböző honlapjairól származnak.
3. Az ACE/WIND sokk dátumait három különböző weboldaltól szolgáltatták. Ezen kívül felhasználtuk a Dályá & Opitz ACE ICME kezdő- és végdátumai című, társszerzőink által összeállított listát (elérhető a (Dályá et al., 2023)).
4. A CIR és a napszél nagysebességű áramlási (HSS) katalógusokat is felhasználtuk a listánk összeállításához.
5. Nap- és geomágneses indexek: A Dst-, AE-index és  $Dst_{min}$  időpontokat használtuk 1 órás felbontással az OMNIWeb-ből.
6. Ionoszonda adatok: Az ionoszféra foF2 paramétereinek adatait a Nagycenki Geofizikai Observatórium ionoszonda állomásáról vettük (bővebben lásd fentebb az Ionoszféra szondázás, drift mérés fejezetben).

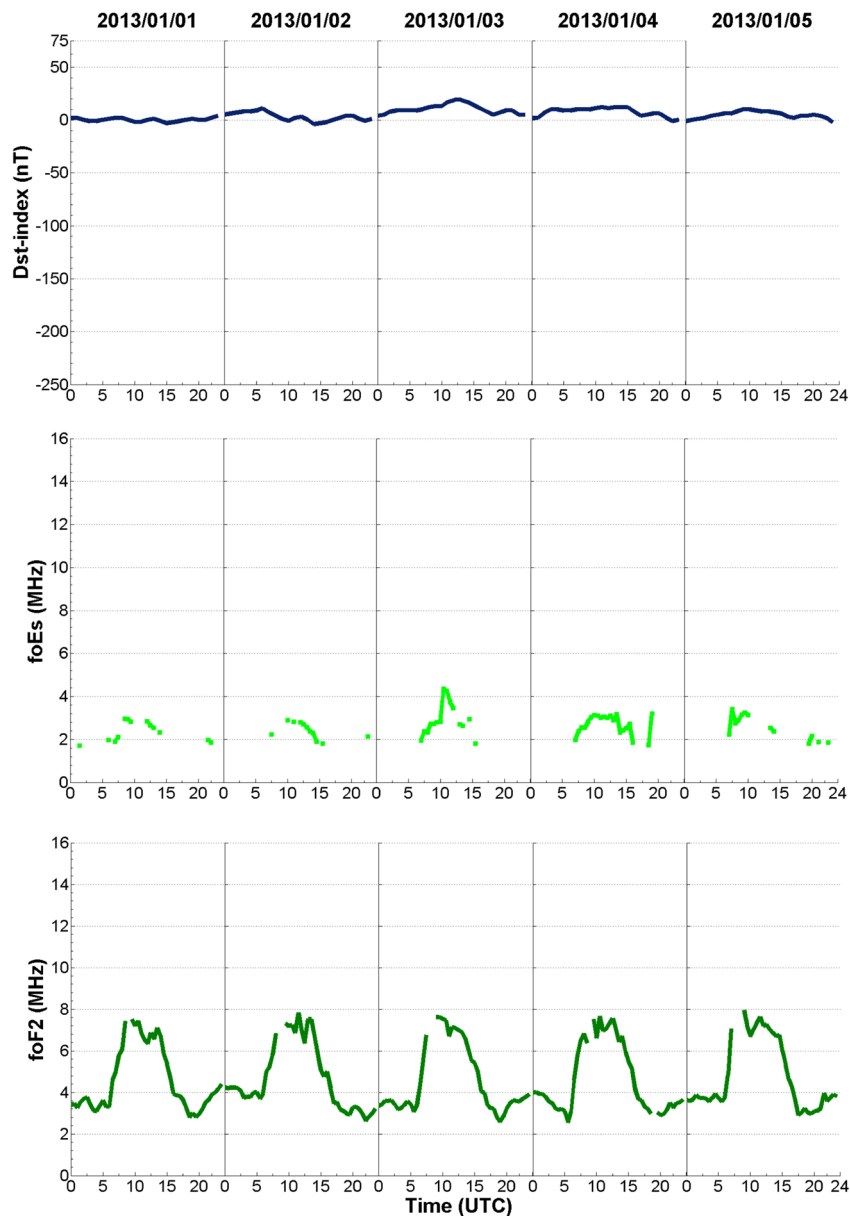
## **4. A közepes szélességű ionoszféra F2-rétegének válasza geomágneses zavarokra Magyarország felett: esettanulmány (Berényi et al., 2018)**

Ebben a fejezetben elemeztem és összehasonlítom az ionoszféra F2 és a szporadikus E (Es) réteg választát és viselkedését három erős (azaz  $Dst_{min} < -100$  nT) egyedi geomágneses vihar során a 2012-es, 2013-as és 2015-ös téli időszakból. Az adatokat a közepes geomágneses szélességen elhelyezkedő Nagycenken (IAGA kód: NCK, geomágneses szélesség:  $46,17^\circ$  geomágneses hosszúság:  $98,85^\circ$ ) található Széchenyi István Geofizikai Observatórium korszerű digitális ionoszondája (VISRC-2) szolgáltatta. Az ionoszférikus vihar típusának jellemzésére a hirtelen vihar kezdet (SSC) helyi időpontját használtam (Mendillo and Narvaez, 2010 után). Ennek eredményeként három szabályos pozitív fázisú (Regular Positive Phase-RPP) ionoszférikus vihart elemeztem. Mindhárom esetben az F2-réteg elektronsűrűségének jelentős növekedése figyelhető meg hajnalban/kora reggel (6:00 UT, 07:00 LT körül). Szintén megfigyelhető az ionoszféra rétegek eltűnése éjszaka a geomágnesesen zavart időszakokban. Eredményeim arra utalnak, hogy az eltűnés nem függ össze a szporadikus E-rétegek éjszakai megjelenésével.

### **4.1. Módszer**

Az elemzéshez az északnyugat-magyarországi Széchenyi István Geofizikai Observatóriumban, Nagycenken található korszerű ionoszonda (VISRC-2) adatait használtam fel (lásd bővebben az 3.1 Ionoszféra szondázás, drift mérés fejezetben). A releváns ionoszféra paramétereket az ionogramok gondos kézi kiértékelésével kaptam meg. A vizsgálat során főként az foF2 paraméterre koncentráltam, mivel ez a paraméter az F2-rétegben lévő maximális plazma (elektron) sűrűséget jelzi. Vizsgáltam továbbá az foEs paramétert (a szporadikus E-réteg maximális elektronsűrűsége) és a h'F2 paramétert (az F2-réteg virtuális magassága) is a geomágneses viharok során. A vizsgált időintervallum a 24. napciklus maximális fázisának három évét, azaz 2012-től 2015-ig, a téli időszakot öleli fel. A legnagyobb és leghatékonyabb ICME események ebben a napciklus fázisban fordulnak elő. A téli ionoszféra az északi földgömbön különbözik a nyári ionoszférától, a háttérben lévő (Nap-indukált) termoszféra szélcirculáció ellentétes irányú (É-i) a napsütötte féltekén kialakuló, a geomágneses vihar indukálta széllal (D-i), ezért nagy általánosságban pozitív ionoszféra viharfázisokra lehet számítani a középső szélességeken. Éjszaka azonban ezek a circulációk egybeesnek, és emiatt meglehetősen gyakori a negatív ionoszférikus viharfázisok előfordulása a közepes szélességeken is a geomágneses vihar főfázisában (Buonsanto, 1999; Danilov, 2013). Lásd bővebben 2.3 Az ionoszféra vihar fejezetben. Az OMNIWEB által szolgáltatott szoláris- és

geomágneses indexeket (óránkénti adatok) használtam fel a geomágneses vihar lefolyásának vizsgálatához.



17. ábra: A felső ábrán a Dst-index értékek, az alsó ábrákon pedig a kiválasztott 5 nyugodt nap foEs és foF2 értékei láthatók, amelyek referenciaként használtunk. (Berényi et al., 2018)

Ahhoz, hogy a geomágnesesen nyugodt napokat a zavart (viharos) napokkal összehasonlíthassam, szükségem volt nyugodt napokból számított referenciaértékekre. Ezért 5 geomágnesesen nyugodt ( $K_p$ -index  $< 2$ ) napot választottam referenciaértéknek (a 2013/01/01-2013/01/05 közötti időszakban), és az öt nyugodt nap adataiból félórás átlagokat számoltam, hogy megkapjam a nyugodt nap átlagos ionoszféraparaméter-változását az idő függvényében (17. ábra).

Az elemzéshez a három legintenzívebb ICME-vel kapcsolatos geomágneses vihareseményt választottam ki geomágnesesen zavart időszaknak. Ezek az események a következő időszakokban történtek: 2012/11/11-17 ( $D_{st\min} = -108$  nT), 2013/03/16-23 ( $D_{st\min} = -132$  nT) és

2015/03/16-25 ( $D_{st_{min}} = -228$  nT). A zavart időszak teljes lefedése érdekében a kiválasztott intervallumok tartalmazzák az egyes események vihar előtti (24 órával az SSC előtt), vihar kezdeti, fő és felépülési szakaszát. A viharfázisok azonosítására a Dst-indexet használtam. Az események lefolyását addig követtem, amíg a Dst-index vissza nem tért -10 nT fölé. A viharok SSC idejét az SSC-k hivatalos adatállományából kaptam (lásd a forrást a 9.3 Honlapcímek jegyzékében). Ezen viharok mindegyike téli időszakban, éjszaka kezdődött. Az események összehasonlítása azért fontos, mert a geomágneses vihar által generált fizikai folyamatok erősen függenek az SSC bekövetkezésének helyi idejétől (LT) (Mendillo and Narvaez, 2010, 2009).

## 4.2. Megfigyelések, eredmények

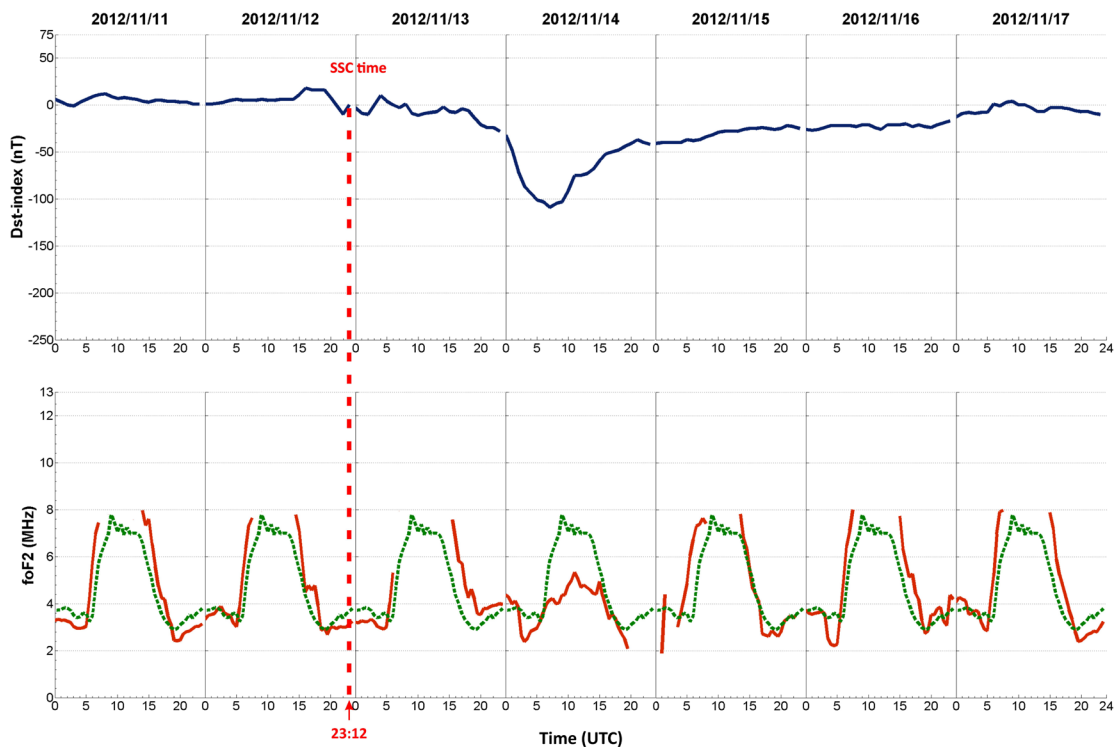
### 4.2.1. A 2012. évi geomágneses vihar, november 11-17.

A vihar erőssége (november 14-én.):  $D_{st_{min}} = -108$  nT,  $K_p_{max} = 6,33$ . A hirtelen vihar kezdete (SSC) a hónap 12. napján 23:12 UT-kor (00:12 LT) volt. A geomágneses vihar fázisai ezen vihar esetében az alábbi időintervallumokba estek: a vihar előtti fázis nov.11. 23:15-től nov. 12. 23:12-ig, a főfázis nov. 12. 23:12-től nov. 14. 8:00-ig; a felépülési fázis nov. 14. 08:00-tól nov. 17-éig tartott. A geomágneses és ionoszféra vihar fázisainak időintervallumai ezen vihar esetében különböztek.

Ez egy kissé szokatlannak tekinthető vihar, mivel a geomágneses vihar főfázisa csak egy nappal az SSC megérkezése után érte el a maximumát, ahogy az a 18. ábrán jól látható, ami megnehezíti az ionoszféra vihar típusának kategorizálását a Mendillo and Narvaez (2009) szabálya alapján. Azonban vihar során néhány jellemző segíthet a kategorizálásban: az ionoszféra vihar főfázisa alatt (november 13-án) egy pozitív ionoszférikus (vihar) fázis figyelhető meg, amelyet a vihar korai felépülési fázisában (november 14-én) először az foF2 paraméter csökkenése majd 1 nappal később a növekedése követ, így ez a vihar a szabályos pozitív fázisú (Regular Positive Phase-RPP) ionoszféra vihar jellemzőit mutatja. Megjegyzés: e vihar során az NCK-ban lévő ionoszonda csak 8 MHz-ig szolgáltatott adatokat, de a korai felépülési fázisában így is jól megfigyelhető a negatív ionoszféra-válasz.

Az foF2 paraméter negatív válasza télen a geomágneses vihar fő fázisában korábbi tanulmányok vizsgálatai alapján főként intenzív viharok idején. Ebben az esetben is egy viszonylag gyenge (azaz a közepeshez közelebb álló) geomágneses vihar alatt is megfigyelhetünk negatív ionoszféra viharfázist. Ez az esemény atipikus viharnek tekinthető, mivel a főfázis és egyben az ionoszférikus vihar fázisa is késik. A közepes szélességi körökön egy szabályosnak tekinthető ionoszféra viharban a főfázisnak az SSC-t követő néhány órán belül jelentős pozitív vagy negatív fázissal kellene kezdődnie.





18. ábra: Egy teljes geomágneses viharos időszak 2012/11/11-től 2012/11/17-ig. A Dst-index napi változása (felső ábra), az ionoszféra foF2 paraméterének napi változása (ami az elektronsűrűséggel összefüggő érték, alsó ábra). Minden nap dél körül adathiányok figyelhetők meg, mivel az NCK-ban lévő ionoszonda 8 MHz-ig szolgáltatott adatokat a vihar alatt. Az SSC ideje 23:12-kor volt (piros szaggatott vonal). A referencia napok adataiból generált foF2 paraméter átlagos napi változása a zöld szaggatott vonallal van jelölve. (Berényi et al., 2018)

Ez a hatás télen a közepes szélességen nem olyan gyakori. Kane (2005) is vizsgált egy hasonló vihart (ő a 1989/03/13-14-es eseményt Z intenzív geomágneses viharoknak nevezte), és a környező ionoszonák minden foF2 adatában hasonló nagyságrendű negatív ionoszféra reakciót talált a geomágneses vihar főfázisában. Ő is regisztrálta a vihar előtti elektronsűrűség növekedést (pre-storm enhancement), 24 órával az SSC időpontja előtt (lásd pl. Burešová and Laštovička, 2007). Valószínűleg a vihar előtti erősödés az itt vizsgált viharban is előfordult, de ennek a hatásnak a nagysága nem határozható meg a 8 MHz feletti adatok hiánya miatt. Ezért ezt a szomszédos ionoszonás állomásokon (pl. Pruhonice) mért adatokkal lehetne megerősíteni. A korai felépülési fázisban az elektronsűrűség lassú helyreállása látható, így az ún. korai felépülési fázis növelési hatása (early recovery phase enhancement) csak kismértékben figyelhető meg (lásd 18. ábrát). A fő fázisban (2012/11/14-én) éjszaka 20:00 és 00:30 UT között az ionoszféra rétegek eltűnése észlelhető az ionogramokon (18. ábra), ami azt jelzi, hogy az F-réteg elektronsűrűsége a detektálhatósági szint alá csökkent. Az ionoszonák általában 1,5 MHz-től érzékelik a jeleket, ez állomásonként változhat. Az eredmények arra utalhatnak, hogy ez a hatás a közepes földrajzi szélességeken a geomágneses viharok fő fázisában az éjszakai negatív ionoszféra vihar fázisoknál figyelhető meg. Emellett a vihar nagysága is fontos tényező lehet, feltételezhetően csak intenzív geomágneses viharok ( $Dst_{min} < -100$  nT) képesek ilyen hatást kiváltani.

A geomágneses vihar főfázisa alatti negatív fázis lehetséges oka: a geomágneses viharok hatására a sarki melegedés által kiváltott összetételű zavartsági zóna (csökkent O/N<sub>2</sub> aránnyal, ami az elektronsűrűség csökkenését okozza) terjed az ionoszférában a sarki régióból az alacsonyabb szélességekre (Buonsanto, 1999). A termoszféra dinamikai rendszere, amely befolyásolja ennek az összetétel zavartsági zónának a terjedését, nyáron és télen eltérő. Télen a napsütötte szektorban a termoszféra háttér szélcirculációja (napindukált, pólus felé irányuló) ellentétes a viharindukált (egyenlítő felé irányuló) cirkulációval (Danilov, 2013). Ezért van egy szélességi zóna, ahol a negatív fázis megáll. Ebben a 2012-es viharos esetben az összetétel zavartsági zóna valószínűleg elérte a mi közepes szélességen levő állomásunkat (18. ábra).

A vihar főfázisa után éjszaka gyors elektronsűrűség-csökkenés következik be: éjszaka a két cirkuláció egybeesik, és ez a negatív fázis meglehetősen gyakori megjelenéséhez vezet a közepes szélességeken (Danilov, 2013). A 18. ábrán ez a negatív fázis jól látható az éjszakai órákban. A termoszférikus cirkuláció dinamikai változása nem okozhat ilyen erős csökkenést (az F2-réteg eltűnik az ionogramokról, lásd alább a 10.2 Melléklet 52. ábráján). Egy másik folyamat is hozzájárulhat az elektronsűrűség éjszakai erős csökkenéséhez: viharok idején állomásunk L=2 tartománya gyakran a plazmaszférán belül marad a nappali órákban (hozzájárulva a nappali pozitív fázisú ionoszféra viharokhoz). Másrészt napnyugta után a közepes szélességi területünk a plazmapauzán kívülre kerül, főként a főfázis nappali erős vihareseményei során (Mendillo and Narvaez, 2010). A plazmaszférikus kapcsolat elvesztése lehetővé teszi, hogy a kémiai folyamatok (csökkent O/N<sub>2</sub> arány) hatékonyabbak legyenek, és erős negatív ionoszférikus viharfázist idézzenek elő éjszaka (lásd Mendillo et al., 1974; Mendillo and Narvaez, 2009).

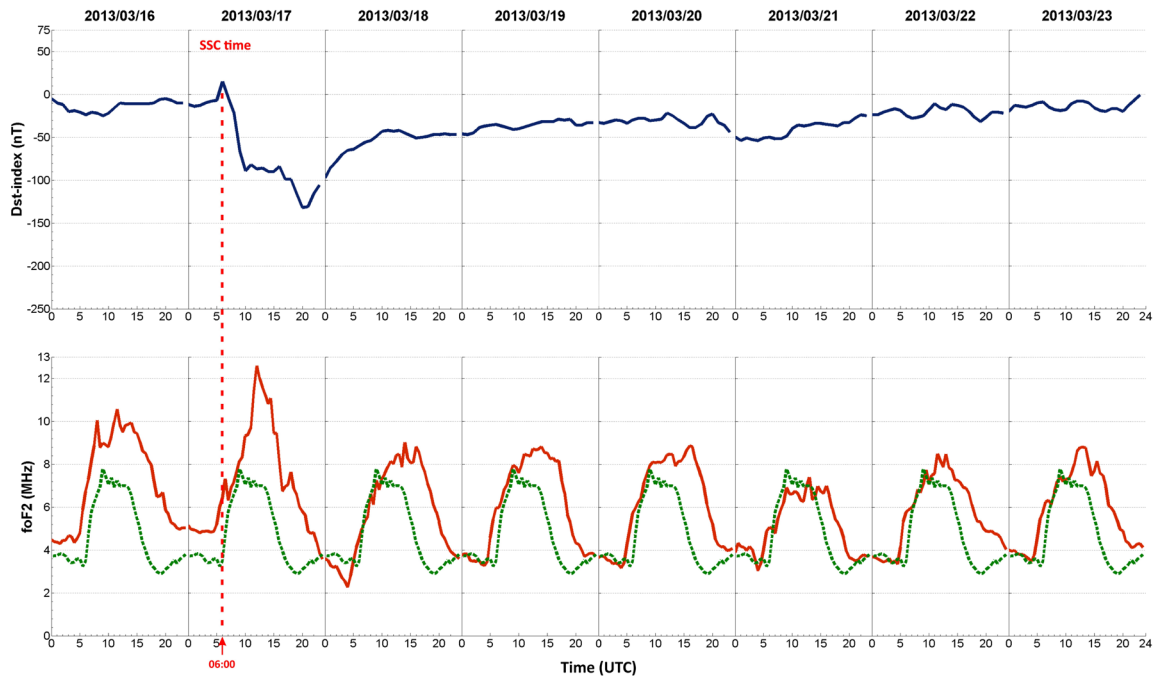
#### ***4.2.2. A 2013-as és 2015-ös viharok összehasonlítása (Szent Patrik-napi események).***

##### ***A 2013. évi geomágneses vihar, március 16-23.***

Ennek a geomágneses viharnek a nagysága (március 17-én):  $Dst_{min} = -132$  nT,  $Kp_{max} = 6,7$ . Az SSC időpontja március 17-én 06:00 UT (07:00 LT) volt. A geomágneses vihar fázisai ezen vihar esetében az alábbi időintervallumokba estek: a vihar előtti fázis márc. 16. 06:00-tól márc. 17. 06:00-ig, a főfázis márc. 17. 06:00-tól márc. 17. 21:00-ig; a felépülési fázis márc. 17. 21:00-tól márc. 23-áig tartott. A geomágneses és ionoszféra vihar fázisának időintervallumai ezen vihar esetében hasonlóan alakultak.

A geomágneses és ionoszféra vihar fő fázisában az elektronsűrűség növekedése jelentős (19. ábra). A korai felépülési fázisban az elektronsűrűség értékének mérsékelt növekedése figyelhető meg, míg az időszak utolsó napjain az átlagos nyugodt napi görbe (zöld) és a viharos napi görbe (piros) közötti különbség kisebb léptékűvé válik. Ez az eset a Mendillo and Narvaez (2010) leírása szerinti szabályos pozitív fázisú (RPP) ionoszférikus vihartípus "tankönyvi"

példája. Az SSC ideje 06:00 UT órakor volt, és közvetlenül utána egy erős pozitív fázis regisztrálható.



19. ábra: A teljes geomágneses vihar időszak 2013/03/16-tól 2013/03/23-ig. A Dst-index napi változása (felső ábra), az ionoszféra foF2 paramétereinek napi változása (az elektronsűrűséghez kapcsolódóan, alsó ábra) van itt ábrázolva. Az SSC ideje március 17-én 06:00 órakor volt (piros szaggatott vonal). A referencia nap adataiból generált foF2 paraméter átlagos napi változása a zöld szaggatott vonallal van jelölve. (Berényi et al., 2018)

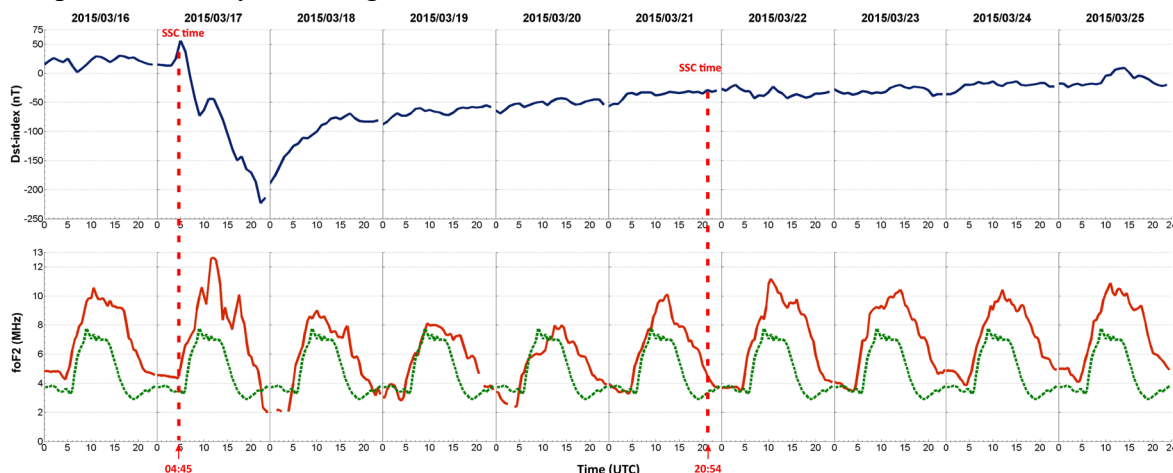
### ***A 2015. évi geomágneses vihar, március 16-25.***

Ennek a viharnek a nagysága (március 17-én):  $Dst_{\min} = -223$  nT,  $Kp_{\max} = 7,67$ . További ICME információk Wu et al. (2016) cikkében. Ennek a geomágneses viharnek az SSC-je a 17. napon 04:45 UT-kor (05:45 LT) volt. A geomágneses vihar fázisai ezen vihar esetében az alábbi időintervallumokba estek: a vihar előtti fázis márc.16. 04:45-től márc. 17. 04:45-ig, a főfázis márc. 17. 04:45-től márc. 17. 23:00-ig; a felépülési fázis márc. 17. 23:00-től márc. 25-éig tartott. A geomágneses és ionoszféra vihar fázisának időintervallumai ezen vihar esetében hasonlóan alakultak.

A Szent Patrik-napi vihar néven is ismert vihar a 24. napciklus legnagyobb viharja. A 2013-as viharhoz hasonlóan ez az esemény is Regular Positive Phase (RPP) ionoszférikus vihart generált (Mendillo and Narvaez, 2010). A mintázatok is meglehetősen hasonlóak e két esemény esetében (lásd a 19. és 20. ábra).

A 2013-as és a 2015-ös viharok véletlenül ugyanazon a napon kezdődnek, csak az SSC időpontja tér el 1 óra 55 perccel, ha összehasonlítjuk a két esetet. Március 16-án az foF2 paraméterben mindkét vihar esetében jelentős vihar előtti erősödés (pre-storm enhancement) (Burešová and Laštovička, 2007) figyelhető meg. Az SSC-k ideje 06:00 és 04:45 UT-kor volt (ezeket a 19. és 20. ábrán piros szaggatott vonallal jelöltük). Közvetlenül az SSC után kezdődött az ionoszférikus vihar pozitív fázisa. Az foF2 paraméter értékében a főfázis értékéhez képest csökkenés figyelhető meg a következő napokon. Télen ez az ionoszférikus viharok általánosan

megfigyelt típusa a közepes szélességi körökön (Buonsanto, 1999; Danilov, 2013). Mint Danilov (2013) tanulmányában megállapította, a negatív fázisok a tél kivételével minden évszakban előfordulnak, míg a pozitív fázisok télen valószínűbbek a nappali időszakban. A szélességfüggő fizikai folyamatok (lásd Buonsanto, 1999; Danilov, 2013) következtében magas szélességi körökön szinte csak negatív fázisok figyelhetők meg, a pozitív fázisok pedig inkább a közepes és alacsony szélességi körökön fordulnak elő.

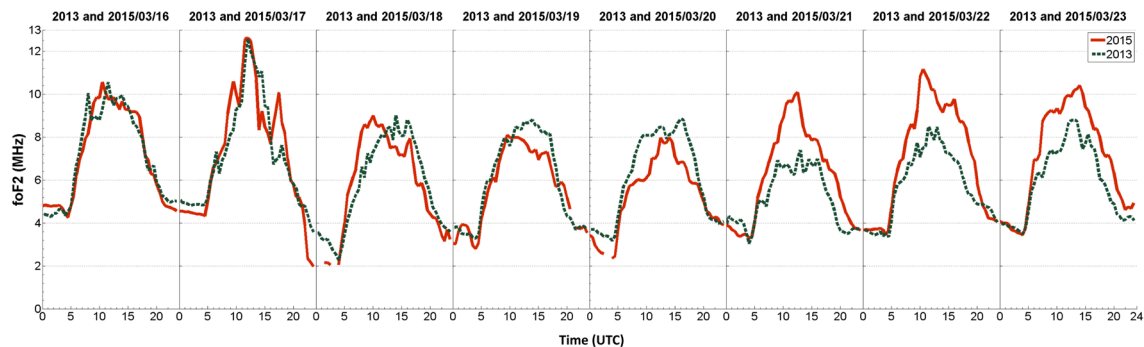


20. ábra: A teljes geomágneses vihar időszak 2015/03/16-tól 2015/03/25-ig, az úgynevezett Szent Patrik-napi vihar. A Dst-index napi változása (felső ábra), az ionoszféra foF2 paraméterének (az elektronsűrűséghez kapcsolódóan, alsó ábra) napi változása ábrázolva. Az első SSC ideje 04:45-kor, a második SSC pedig 20:54-kor volt (piros szaggatott vonalak. A referencia nap adataiból generált foF2 paraméter átlagos napi változása a zöld szaggatott vonallal van jelölve. (Berényi et al., 2018)

Az foF2 paraméter növekedése, amelyet a szakirodalomban vihar előtti erősödésnek (pre-storm enhancement) neveznek (Burešová and Laštovička, 2007; Danilov, 2013; Kane, 2005), mindkét esetben az SSC-t megelőző napon volt megfigyelhető. Burešová and Laštovička (2007) cikkében a szerzők arra a következtetésre jutnak, hogy ezeknek a vihar előtti erősödéseknek az eredete nem határozható meg. Burešová and Laštovička (2007) tanulmánya szerint a következő folyamatok okozhatják esetleg ezt a hatást: napkitörések (ezek csak alkalmanként erősíthetik a vihar előtti erősödéseket), lágú részecskék kicsapódása a nappali poláris kúpba, magnetoszférikus elektromos tér behatolása, sarkvidéki aktivitás, amelyet az AE indexen keresztül fejeznek ki.

Úgy tűnik, hogy az foF2 értékében regisztrált változás nagysága nincs közvetlen összefüggésben a geomágneses vihar nagyságával (lásd a Dst-indexet a 18. és 20. ábra). Más szóval, egy jelentősen nagyobb Dst-érték nem eredményez jelentősen eltérő választ az foF2-értékben, amint az a 21. ábrán látható. Mindkét vihar során az foF2 paraméter az SSC után körülbelül ugyanabban az időben (11:30 UT-kor) éri el a maximális ~12,5 MHz-es értéket, később pedig mindkét esetben a délutáni órákban kifejezett "alkony hatás" (dusk effect) figyelhető meg (21. ábra). Másrészt a vihar főfázisában a két esemény éjszakai időszakában meglehetősen jelentős különbség figyelhető meg. Az foF2 paraméter sokkal gyorsabban csökken az esti órákban a 2015-ös vihar során, sőt március 17-én 24:00 UT-kor el is tűnik (20. ábra). A F2-réteg eltűnése a következő két éjszakán is előfordul a 2015-ös vihar során, míg a

2013-as vihar során nem figyelhető meg hasonló hatás, azonban a két vihargörbe menete egyre hasonlóbb. Megjegyzés: hasonló hatás figyelhető meg a 2012-es vihar során is, azaz az ionoszféraréteg elhalványulása. A 2012-es vihar során azonban ez a hatás sokkal jelentősebb és hosszabb ideig tart. Ez valószínűleg annak köszönhető, hogy a 2012-es vihar esetében negatív ionoszféra viharfázis volt.



21. ábra: A két eset összehasonlítása érdekében a két hasonló, 2013-as és 2015-ös vihar foF2-értékeit ábrázoljuk. A főfázisban éjszaka jelentős különbség látható. Az elektronsűrűség-növekedés maximális csúcsainak nagysága (pozitív fázis) mindkét viharban megegyezik. A 2015-ös vihar esetében 2015.03.21. és 2015.03.23. között növekedés figyelhető meg, ami egy második viharral magyarázható (a szövegben részletezett). (Berényi et al., 2018)

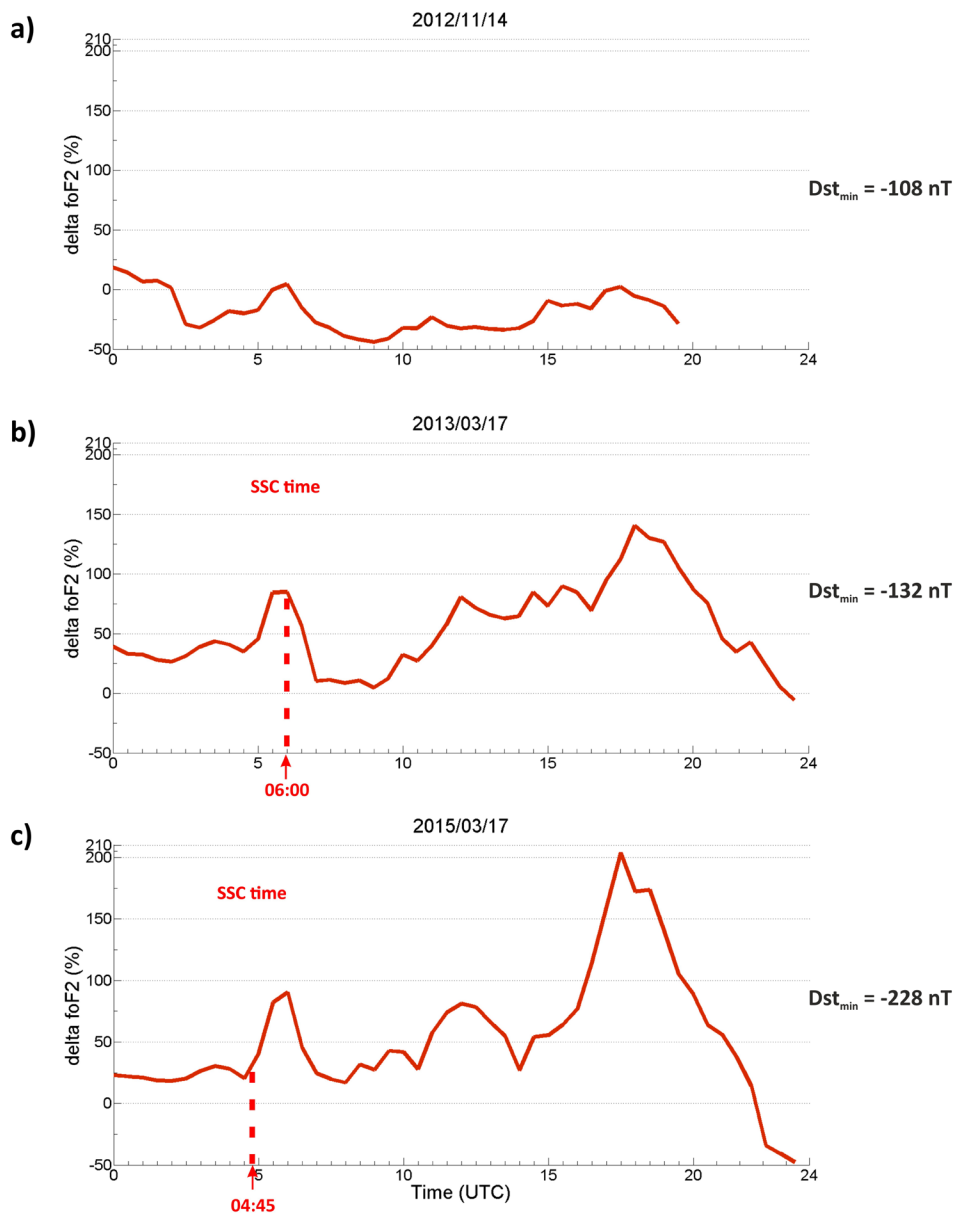
A 2015-ös vihar felépülési szakaszában (2015.03.21-től 2015.03.23-ig) az foF2 értékében jelentős növekedés figyelhető meg, ami a három esetet tekintve egyedülálló. Ez az elektronsűrűség-növekedés egy második geomágneses zavarral magyarázható (lásd a 21. ábrát). Ez a második geomágneses vihar nem jelenik meg a Dst-index értékében, de a Kp-értékben jól látható. Ez a zavar, amely az első vihar felépülési fázisában következett be, pozitív ionoszférikus vihart generált, amelynek valószínűleg vihar előtti erősödési (pre-storm enhancement) hatása is volt. Az "alkony hatás" (dusk effect) a második SSC után is megfigyelhető a délutáni szektorban. A pozitív fázis - jelentősen megemelkedett foF2 értékkel - hosszú ideig fennmaradt: még négy nappal a második SSC után is megfigyelhető (lásd a 20. ábrát), ami ezt a vihart nagyon szokatlanná és egyedivé teszi.

#### 4.2.3. A deltafoF2, h'F2, foEs paraméterek vizsgálata a három viharesemény során

A geomágnesesen zavart és a nyugodt napok közötti különbségek részletes tanulmányozása érdekében kvantitatív elemzést végeztem. Az eltéréseket százalékban számoltam ki a következő képlet segítségével (Buresova et al., 2014 után):

$$\Delta foF2 = \left( \frac{foF2_{storm} - foF2_{quiet}}{foF2_{quiet}} \right) * 100 \% \quad (24)$$

Ezzel az egyenlettel megkapható az foF2 nyugodt nap átlagos értéke és a viharidejű értéke közötti különbség (reziduál), a  $\Delta foF2$  (deltafoF2) paraméter (%). Ha a 22. ábrán szereplő érték 0 %, akkor a viharidejű foF2 érték megegyezik az adott fél órában a nyugodt napi értékkel.



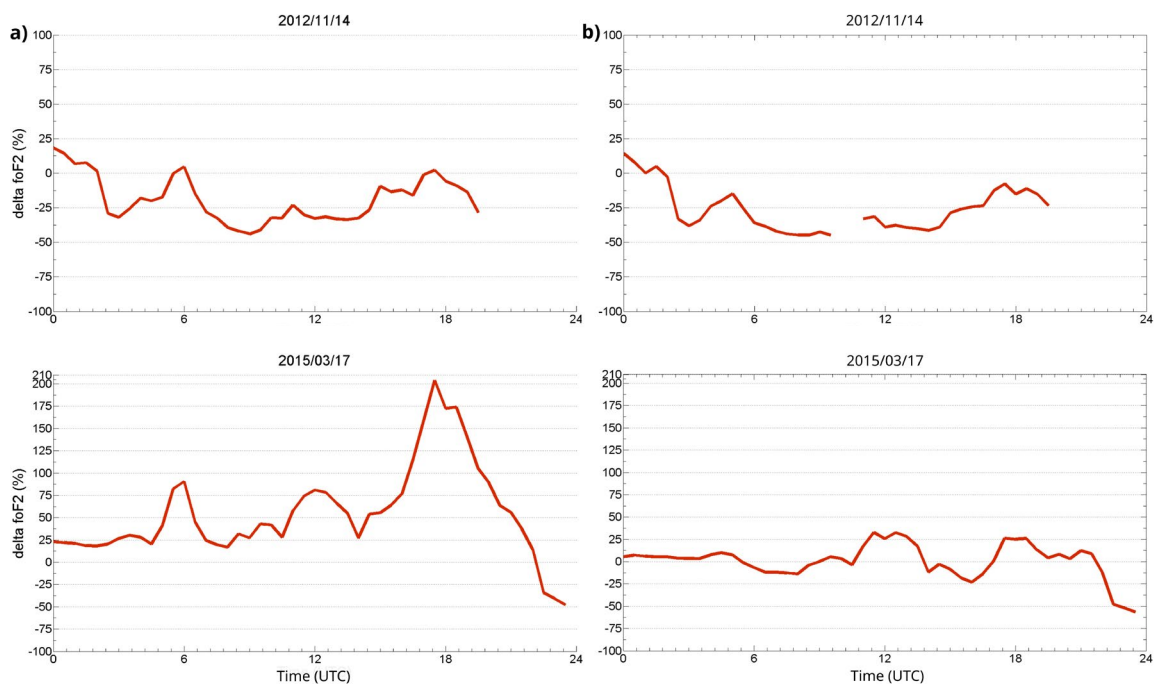
22. ábra: A három vihar során a nyugodt napi értékektől való százalékos eltérés (reziduális értékek, a szövegben részletezve) van ábrázolva. Ezzel a módszerrel csak a viharok főfázisát elemeztük. A 2012/11/14-es vihar a negatív ionoszféra viharfázissal látható (a). A 2013-as év viharát ábrázoljuk (b), és a pozitív ionoszférikus viharhatás is látható ezzel a módszerrel. A legerősebb elemzett vihart a 2015-ös évből ábrázoljuk jelentős pozitív ionoszférikus viharfázissal (c). A változások nagysága összefügg a vihar magnitúdójával (ahogy a Dst-index mutatja). A szaggatott vonallal az SSC időpontját (UTC) ábrázoljuk a diagramokon. (Berényi et al., 2018)

A vihar idejű értékeknek a nyugodt napi átlag-párjaiktól való eltérései megmutatják a geomágneses viharok alatti hatások nagyságát. Az elektronsűrűség-növekedés maximális csúcsa, amely a 19. ábra és 20. ábrán 11:30 UT (12:30 LT) időpontban jelenik meg, a 22. ábra (b) és (c) ábráján kisebb, tehát a csúcsok nem annyira dominánsak ebben az ábrázolásban, mint az abszolút értékek ábrázolása esetén. Ugyanis a nyugodt napi görbétől való eltérés nagysága ebben az időpontban nem olyan nagy, mint a délutáni órákban.

A 22. ábra (b) és (c) ábráján a délutáni órákban az elektronsűrűség növekedése a legfeltűnőbb jelenség, amit, mint említettem a szakirodalomban "dusk effect" (alkony hatás)

néven emlegetnek (Buonsanto, 1999; Kane, 2005). Úgy tűnik, hogy az "alkony hatás" nagysága arányos összefüggést mutat a három vizsgált geomágneses vihar nagyságával, függetlenül a vihar típusától (azaz pozitív vagy negatív). Az értékek akár kétszer nagyobbak lehetnek a nyugodt nap párjukhoz képest, mint például a 22. ábrán 17:00 UT (18:00 LT) körül látható. Meg kell azonban említeni, hogy további vizsgálatokra van szükség, statisztikailag megfelelő számú viharos eset felhasználásával, hogy ezt az eredményt meg lehessen erősíteni. Továbbá, az elektronsűrűség növekedésének egy nagy csúcsa jelentkezik 6:00 UT (7:00 LT) körül mindkét esetben, megközelítőleg azonos nagyságrenddel (22. ábra (b) és (c)). Ez a hatás a 2012-es vihar adataiban is megjelenik, de sokkal kisebb (lásd a 22. ábra (a)). Mindhárom esetben ez egyfajta hajnali hatásként értelmezhető.

Fontos megemlíteni, hogy a változások nagyságrendje nagyobb a Mendillo and Narvaez (2010, 2009) által bemutatott értékekhez képest, akik több esemény statisztikai elemzését végezték el. A különbség az egyes eseményekre összpontosító részletes vizsgálatok fontosságát mutatja, mivel az eredmények arra utalnak, hogy a statisztikai elemzés hajlamos eltüntetni a geomágneses zavarra adott ionoszféra-válasz rendkívül változó jellemzőit.



23. ábra: A deltafoF2 paraméter számítási módjának összehasonlítása két viharesemény esetén (2012 novemberi és 2015 márciusi). a) a Berényi et al., (2018) cikkben publikált eredményeket mutatja, ahol ugyanazon referencia napok lettek felhasználva a számítás során (5 geomágnesesen legnyugodtabb nap átlagértékei), míg a b) ábránál a Berényi et al., (2023a) cikkben publikált adatok szerint került számításra a deltafoF2 paraméter.

A 23. ábrán egy összehasonlító vizsgálat látható. A Berényi et al., (2018) cikkben számított deltafoF2 paramétereket (22. ábra) újraszámítottam ugyanazon napokra, a Berényi et al., (2023a) cikkben használt referencia napokat használva. A 22. ábrán, mint ahogy előzőekben bemutattam ugyanazt az 5 geomágnesesen nyugodt napot használtam a deltafoF2 paraméter számításához mindhárom viharesemény esetében, ezzel szemben a 23. ábra b) ábráin a viharesemény adott hónapjának 3 legnyugodtabb napjának átlagát vettem alapul (lásd bővebben

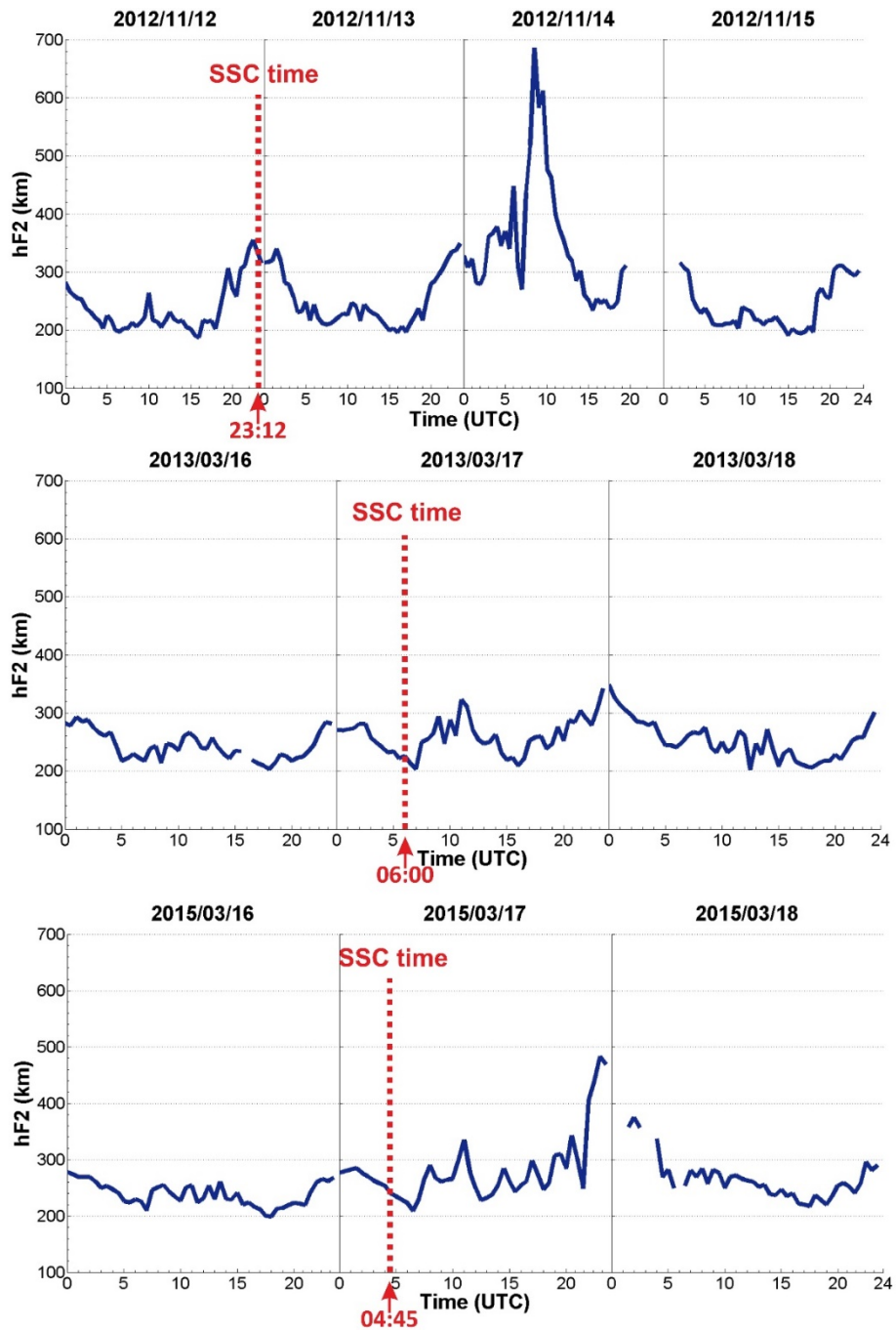
5.1 fejezetet). A 2012-es geomágneses viharesemény esetén nem látható szignifikáns különbség a két módszer között, azonban a 2015-ös geomágneses vihar esetén igen. Két mintázat megfigyelhető mindkét módszerrel: a déli pozitív ionoszféra vihar fázis és az alkony hatás, ami szintén elektronsűrűség növekedésként jelentkezik. A magnitúdóbeli különbség a jelentős: a déli pozitív hatás a) esetén 80%-os, míg b) esetén 40%-os; az alkony hatás a) esetén 205 %-os, míg b) módszerrel 25%-os a 2015 márciusi vihar esetén. Ezek alapján elmondható, hogy a főbb mintázatok mindkét módszer esetén jól kivehetőek, azonban jelentős magnitúdóbeli különbséggel. Ezen vizsgálatból egyértelmű, hogy különösen fontos a referencianapok megfelelő megválasztása. További vizsgálatok szükségesek a témában.

### ***h'F2 paraméter***

A 24. ábra a h'F2 paraméter ingadozását mutatja be az idő függvényében a három kiválasztott vihareseményre vonatkozóan, beleértve a geomágneses vihar esemény előtti, a fő és a korai felépülési fázist. A h'F2 paraméter (az F2-réteg virtuális magassága) elemzésével óvatosnak kell lenni, mert széles körben ismert, hogy nem megbízható mutatója a valós F2-réteg magasságának. Az F2-réteg mozgásának tendenciáját azonban jól jelezheti. A 2012-es viharesemény során a h'F2 paraméter jelentős növekedése figyelhető meg a főfázisban, a nappali időszakban. Ez alátámasztja azt a feltételezésünket, hogy ebben az esetben az F2-réteg plazmája a sarkvidéki felmelegedés (Joule-fűtés) okozta lökéshullám által mozdult feljebb a geomágneses erővonal mentén, azaz a réteg felemelkedett (Danilov, 2013). Emellett a lökéshullám által generált (vihar indukált) termoszférikus szélcirculáció a csökkent O/N<sub>2</sub> aránnyal rendelkező (a veszteséget fokozó) összetétel zavartsági zónát (composition disturbance zone) alacsonyabb szélességek felé szállítja. Télen ez a folyamat ritkán éri el a közepes szélességi területet, mivel ahogy fentebb említettem a termoszférikus szélcirculáció a nappali órákban ellentétes a viharidejű cirkulációval, és emiatt az egyenlítő felé terjedő összetétel zavartsági zóna a legtöbb esetben megáll a magasabb szélességeken. Erős geomágneses viharok idején azonban ez a zavartsági zóna elérheti akár a mi szélességünket is.

Éjszaka a semleges légköri háttércirkuláció iránya megváltozik. Ezért a felemelkedett F2-réteg plazmája az összetétel zavartsági zónával együtt jóval alacsonyabb szélességekre is terjedhet. Ez a hatás szépen megfigyelhető mindhárom viharos esetben mind az foF2, mind a h'F2 paraméterben (lásd a 18. ábra, 20. ábra és a 24. ábra): az foF2 paraméter csökken, a h'F2 növekszik. Az F2-rétegben az elektronsűrűség megnövekedett erodálódása okozhatja a réteg éjszakai eltűnését (fade-out). A 24. ábrán ez az eltűnés a h'F2 paraméterben is látható (nem csak az foF2-ben, lásd a 18. ábra és 20. ábra) a 2012-es és 2015-ös viharoknál. Az F2-rétegek eltűnnek az ionogramokról, mert réteg plazmafrekvenciája  $1,9 \text{ MHz}$  ( $4,5 \cdot 10^4 \frac{1}{\text{cm}^3}$  elektronsűrűségnek felel meg) alá csökken, ami az ionoszonda észlelési minimum határa.





24. ábra: A hF2 paraméterek változása a három kiválasztott geomágneses vihar esemény vihar előtti és fő fázisa során. Az SSC-idő piros szaggatott vonalakkal van ábrázolva. (Berényi et al., 2018)

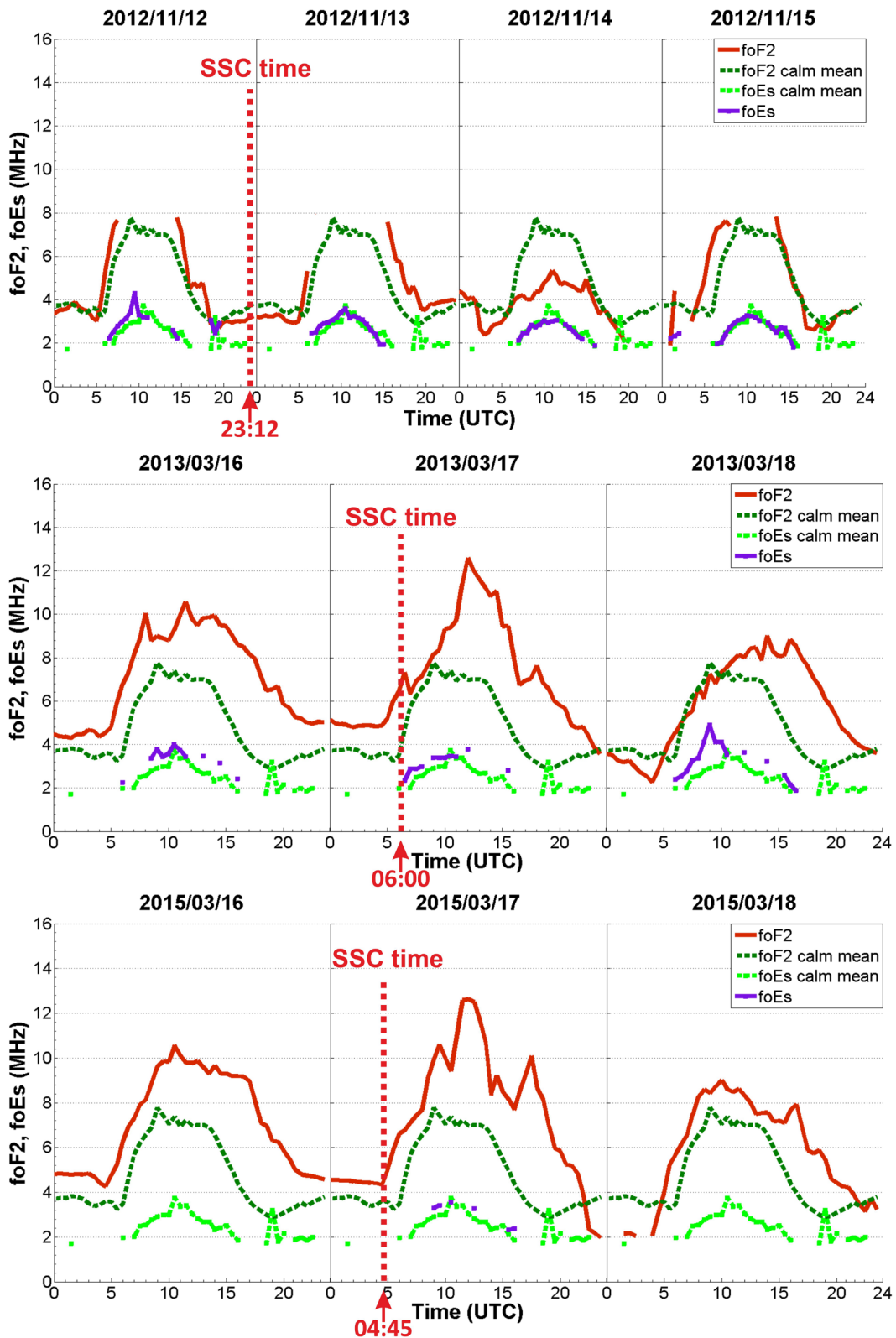
## *foEs paraméter*

A 25. ábra az foEs és az foF2 paraméter alakulását mutatja be az idő függvényében a nyugodt napokon (sötét és világoszöld színnel), valamint az elemzett geomágneses szempontból zavart időszakok vihar előtti, fő és korai felépülési fázisaiban.

A foEs és az foF2 paraméter menetéből levonható első nyilvánvaló következtetés az, hogy az Es-réteg jelenléte nem befolyásolja a felette lévő F2-réteget. Más szóval az Es-réteg nem takarja el az F2-réteget, ezért a megfigyelt réteg eltűnés (fade-out) hatás nem függ össze a sporadikus E-réteg megjelenésével. Másrészt úgy tűnik, hogy a geomágneses zavar nagyságának kimutatható hatása van a sporadikus E-réteg előfordulására: a nagyság növekedésével az Es-réteg előfordulási valószínűsége csökken. Megfigyelhető, hogy a legnagyobb vihar idején (azaz 2015-től, 25. ábra, alsó ábra) az Es-réteg szinte teljesen eltűnik.

Következésképpen ezek az eredmények alátámasztják a negatív korreláció előfordulását a geomágneses aktivitás függvényében. Ugyanakkor Pietrella and Bianchi (2009) arra a következtetésre jutott, hogy ez a hatás nem jelentős.

Maksyutin and Sherstyukov (2005) elemezték a geomágneses hatást a közepes szélességű Es-rétegre, és megállapították, hogy a réteg intenzitásának csökkenése nyáron és télen is megfigyelhető a geomágneses szempontból leginkább háborgatott napon. Eredményeim arra utalnak, hogy a geomágneses zavar bizonyos nagyságrendje szükséges ahhoz, hogy az Es-réteg intenzitása a VISRC-2 ionoszonda észlelhetőségi szintje alá csökkenjen. Az erősebb zavarok (pl. 2015-ös geomágneses vihar) esetén az Es-réteg eltűnése nappal is láthatóvá válik, és több napon keresztül fennáll, nem csak a legzavartabb napon. További vizsgálatokra van azonban szükség a foEs paraméterre vonatkozó következtetéseim alátámasztásához.



25. ábra: A három kiválasztott geomágneses vihar esemény vihar előtti és főfázisának foEs paraméterének változása (nyugodt átlaggörbéjével együtt) van ábrázolva. Az foF2 paraméter ingadozása is látható az ábrán, hogy a folyamatok jobban láthatóak legyenek. Az SSC idő piros szaggatott vonalakkal van ábrázolva. (Berényi et al., 2018)

### 4.3. Összefoglalás

1. A három kiválasztott geomágneses viharesemény foF2 paraméterének változásában több ismert jelenség is megfigyelhető: a vihar előtti erősödés (pre-storm enhancement), a "hajnali hatás" (dawn effect) 06:00 UT (07:00 LT) körül és az "alkonyati hatás" (dusk effect) délután 18:00 UT (19:00 LT) körüli órákban, valamint a korai felépülési fázis erősödés (early recovery phase enhancement).
2. A geomágneses zavar hatásának számszerűsítése érdekében mindhárom esetben meghatároztam az foF2 százalékos eltérését az átlagos nyugodt napi értékhez képest. Hajnalban pozitív hatás tapasztalható, amelyet a jelek szerint nem befolyásol a geomágneses vihar erőssége (a Dst-indexszel jellemezve), míg az alkony hatás egyértelműen arányos összefüggést mutat a geomágneses vihar erősségével. Fontos megemlíteni, hogy ezen egyedi események esetében jelentősen nagyobb eltérések tapasztalhatók, mint a korábbi tanulmányok által végzett különböző (átlagolásokat használó) statisztikai elemzésen alapuló nyugodt naptól való eltérési értékek esetén.
3. A geomágneses vihar főfázisában, az éjszakai órákban megfigyelt ionoszféra rétegek „eltűnését” a következő esetekben észleltem (a plazmafrekvencia a detektálhatósági szint: 1,9 MHz alá csökkent, ami  $4,5 \cdot 10^4 \frac{1}{\text{cm}^3}$  elektronsűrűségnek felel meg): a 2012. novemberi viharnál, amikor az ionoszférikus viharfázis negatív volt napközben és a  $\text{Dst}_{\text{min}} < -100$  nT; a 2015 márciusi viharnál, amikor pozitív ionoszférikus vihar volt a nappali órákban, és a  $\text{Dst}_{\text{min}} < -200$  nT. Az elemzés azt sugallja, hogy a hatás a közepes földrajzi szélességen a geomágneses vihar főfázisában, negatív ionoszférikus fázisok idején, az éjszakai órákban figyelhető meg. Továbbá eredményeim megerősítik azt az általánosan elfogadott elképzelést, hogy főként intenzív geomágneses viharok ( $\text{Dst}_{\text{min}} < -100$  nT) képesek ilyen hatást kiváltani. A h'F2 és foEs paraméterek elemzése alátámasztja ezt az állítást. A h'F2 paraméter értéke jelentősen megnő a réteg „eltűnés” előtt, tehát az F2-réteg gyors felemelkedése figyelhető meg az éjszakai órákban, amely feltételezhetően aztán az adatok eltűnésével folytatódik.
4. Eredményeim azt is mutatják, hogy az Es-réteg nem okozhatja a réteg „eltűnését” az éjszakai órákban, mivel nem takarja el az F2-réteget.
5. Másrészt eredményeim arra utalnak, hogy a geomágneses vihar nagysága érzékelhetően befolyásolja az Es-réteg megjelenését: a vihar erősödésével az Es-réteg intenzitása csökken, a legintenzívebb geomágneses vihar alatt a detektálhatósági szint alá csökken.

---

Ehhez a tanulmányhoz kapcsolódó tézisek sorszáma: **1), 3)**

Kapcsolódó publikáció: (Berényi et al., 2018)

# **5. Ionoszféra vihar lefolyásának meridionális vizsgálata Európában (Berényi et al., 2023a) - A 24. napciklus legnagyobb geomágneses viharaira adott ionoszférválasz több műszeres elemzése Európa felett**

Jelen tanulmányban bemutatom, hogyan reagált az Európa felett elterülő ionoszféra F2-rétege (250-400 km) a 24. napciklus két legnagyobb, ICME által kiváltott geomágneses viharára. A kiválasztott események (2012. november 11-17. és 2015. március 16-25.) vizsgálatához 5 európai Digiszonda állomás, a földi globális navigációs műholdrendszer teljes elektrontartalom (GNSS TEC) adatai, a TEC különbség arány (rTEC) térképek, valamint a Swarm és a TIMED (termoszféra, ionoszféra, mezoszféra, energetika és dinamika) műholdas megfigyelések adatai lettek felhasználva. A vihar alakulása az foF2 paraméterrel (az F2-réteg kritikus frekvenciája, mely a maximális elektronsűrűséggel arányos) és GNSS TEC adatokkal lettek nyomon követve. Ezenkívül a TIMED műhold GUVI (Global Ultraviolet Imager) méréseit használtam a termoszféra O/N<sub>2</sub> arányában bekövetkezett változásainak vizsgálatára. A kutatásom fókuszja a geomágneses viharok fő fázisára irányult, amikor az éjszakai órákban a nyugodt napokhoz képest rendkívül lecsökkent plazmasűrűség lett megfigyelve az F-rétegben. Az extrém kiürülés az foF2, a TEC és az rTEC (referencia napoktól való eltérés) adatokban is megfigyelhető, és az eredmények alapján közvetlen kapcsolatban áll a közepes szélességű ionoszféra vályú (MIT- Midlatitude Ionospheric Trough) egyenlítő felé irányuló mozgásával az éjszakai oldalon. Ebben a fejezetben bemutatok egy olyan új módszert, amely lehetővé teszi a termoszféra-ionoszféra-plazmaszféra rendszerben a zavarok (pl. MIT, SAPS, SED) viharidőszaki kialakulásának nyomon követését a globális Digiszonda hálózat adatainak (az 5-15 perces ütemezésű drift mérésekkel és az ionoszféra réteg paramétereivel), az rTEC térképek és GNSS TEC adatok, valamint a műholdas adatok (pl. Swarm, TIMED/GUVI) kombinált elemzésével.

## **5.1. Módszer**

Jelen tanulmányban elsősorban az ionoszféra F2-rétegében két intenzív ( $D_{st_{min}} > -100$  nT) ICME-vel kapcsolatos geomágneses vihar során fellépő hatások elemzésére összpontosítottam. A vizsgált viharok a 2012-es és a 2015-ös évek (a 24. napciklus maximuma) tél/napéjegyenlőség idejéből származnak, a következő jellemzőkkel: 2012.11.11-17 ( $D_{st_{min}} = -108$  nT,  $K_{p_{max}} = 6,33$ ) és 2015.03.16-25. ( $D_{st_{min}} = -223$  nT,  $K_{p_{max}} = 7,67$ ).

A vizsgálathoz a geomágneses vihar előtti (24 órával az SSC előtt), a kezdeti, a fő és a felépülési szakaszra kiterjedő intervallumokat választottam ki. A viharfázisok azonosítására a

geomágneses Dst-indexet használtam. Egy SSC bekövetkezésekor hirtelen ugrásszerű növekedés figyelhető meg a Dst-indexben, ezt követi az értékek jelentős csökkenése (főfázis), majd egy lassabb, több napig tartó felépülési szakasz. Magának a viharnek a nagyságát a Dst minimum értéke adja meg. Az AE-index (aurorális elektrodzset index - elsősorban a sarkvidéket jellemzi) a szubvihar aktivitásának fokozódásával nő.

Az egyes eseményeket külön elemeztem, hogy részletesen lássam a folyamatokat, és meghatározhassam a geomágneses viharok által generált ionoszféra-perturbációk fő mozgatórugóit. A meridionális mérőállomás lánc segítségével a hatások szélességi alakulása jól követhető. A Digiszonda drift mérésekkel meghatározhatók a zavarokhoz kapcsolódó plazma mozgások irányai és léptéke. A műholdas adatok felhasználásával a termoszférikus (TIMED, GUVI mérésekkel) és plazmaszférikus (Swarm, Langmuir szonda mérésekkel) folyamatok összekapcsolhatók az ionoszférában megfigyelt perturbációkkal.

1. táblázat: Ebben a táblázatban a használt 5 Digiszonda állomásról láthatunk információkat. A geomágneses koordinátákhoz a Nemzetközi Geomágneses Referenciátér (IGRF-13) modell (2015-ös évre) alapú kalkulátort használtam. (Eredeti Berényi et al., 2023a táblázatából magyarra fordítva)

	Állomás neve	Állomás ID	Geomágneses szélesség (fok)	Geomágneses hosszúság (fok)	Földrajzi szélesség (fok)	Földrajzi hosszúság (fok)
<b>Magasabb közepes szélesség</b>	Juliusruh	JR055	53.95° É	99.48° K	54.6° É	13.4° K
<b>Közepes szélesség</b>	Pruhonice	PQ052	49.32° É	98.61° K	50° É	14.6° K
	Sopron	SO148	46.67° É	99.75° K	47.63° É	16.72° K
<b>Alacsonyabb közepes szélesség</b>	Róma	RO041	41.7° É	93.76° K	41.8° É	12.5° K
	Athén	AT138	36.17° É	103.33 ° K	38° É	23.5 ° K

A szélességi változások reprezentálására egy meridionális ionoszondás állomásláncot választottunk ki Európa területén. Az elemzéshez a következő 5 állomás került kiválasztásra (északról délre): Juliusruh (JR), Pruhonice (PQ), Sopron (SO), Róma (RO) és Athén (AT). Az 1. táblázatban az ionoszondás állomásokra vonatkozó információk találhatóak. A helyi idő (LT) = UT +1. A legtöbb állomás DPS-4D típusú ionoszondával, azaz Digiszondával működik. Egyedül SO jelent kivételt, ahol egy VISRC-2 típusú ionoszonda működött 2018-ig. A régi ionoszondák/Digiszondák adatai jellemzően 30/15 perces felbontásúak, illetve néhány esetben (mint az athéni állomáson) 5 perces kadenciával állnak rendelkezésre adatok.

A vizsgálat során az F2-réteg két ionoszféraparaméterét vizsgáltam, nevezetesen az foF2, h'F2 értékeket. Minden Digiszonda adatot kézzel ellenőriztem és korrigáltam az ún. SAO Explorer programmal. Emellett a modern digitális ionoszondák a klasszikus vertikális ionoszféra-szondázás mellett rutinszerű ionoszféra drift méréseket is végeznek (bővebben lásd fentebb az Ionoszféra szondázás, drift mérés fejezetben és (Kouba et al., 2008; Kouba and Knížová, 2012; Kouba and Koucká Knížová, 2016). Jelen tanulmányban a PQ állomás drift adatai kerültek kézi feldolgozásra a kiválasztott viharok idején.

A nyugodt állapottól való viharidőszaki eltérések nagyságának meghatározásához referenciaértékekre volt szükség. Ehhez a vizsgált viharokat megelőző 3 legközelebbi geomágnesesen csendes napot (QD) választottuk ki (2012. november 8., 9., 10., illetve 2015. március 10., 13., 14.) a nemzetközi nyugodt, ún. Q-napok (Quiet Day-QD) listája alapján, és átlagoltuk őket. Ezek a referenciaértékek zöld vonalként jelennek meg a 28., 29., 30. és 31. ábrákon.

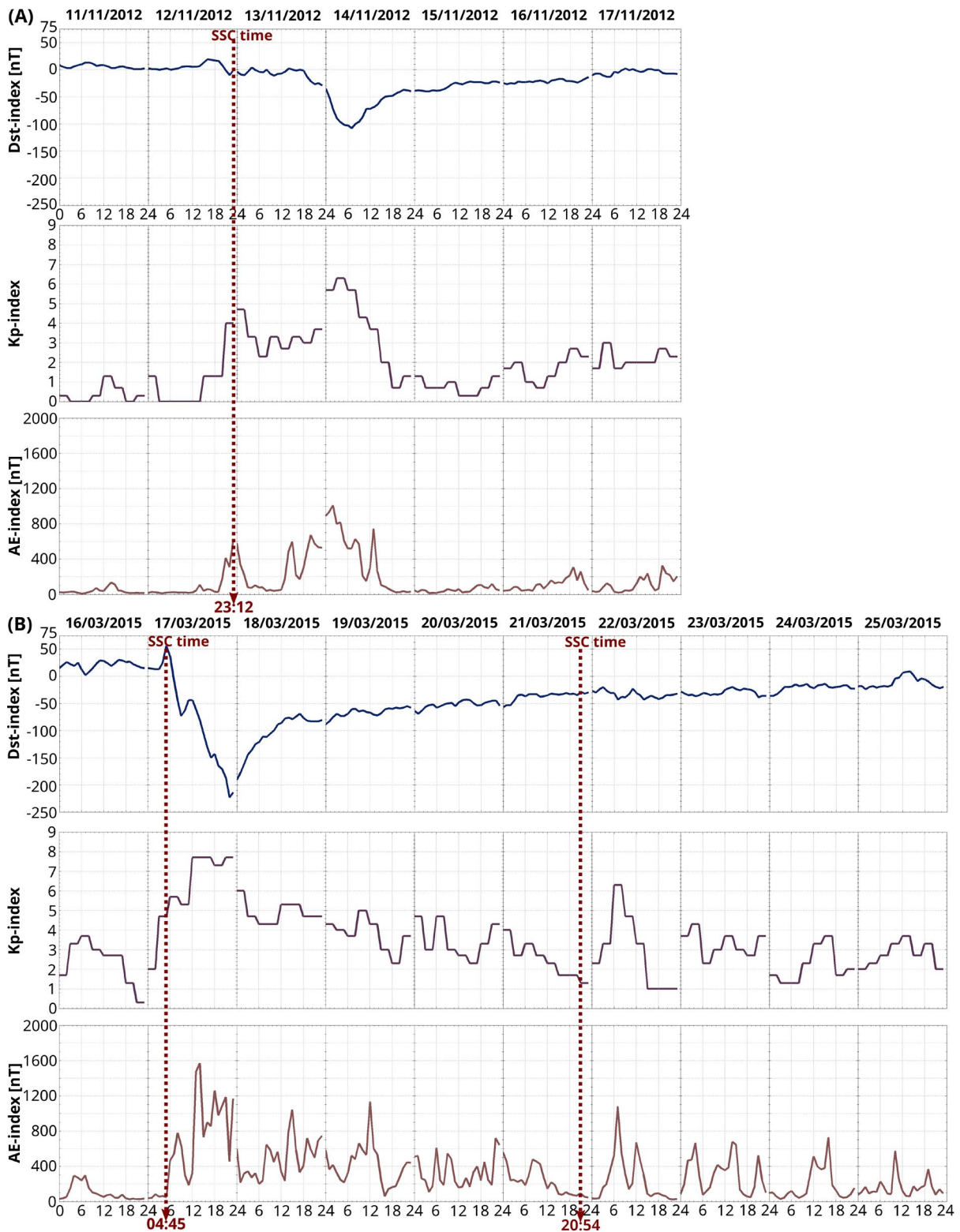
Még nyugodt napokon is találhatunk némi ingadozást az F-réteg elektronsűrűségében, ennek oka, hogy az ionoszféra egy dinamikusan változó rendszer, még akkor is, ha nincs geomágneses viharhatás. Ezek az egyéb hatások magukban foglalják a Nap sugárzásában és a napkitörésekben észlelhető változásokat; az ionoszféra-plazmaszféra kölcsönhatásokat, mint például az éjszakai ionkiáramlást; "meteorológiai hatásokat"; meteorokat; egyéb galaktikus eseményeket.

## 5.2. Megfigyelések, eredmények

Korábbi cikkemben (Berényi et al., 2018) részletesen ismertettük a 2012. novemberi és a 2015. márciusi geomágneses viharok jellemzőit, a viharok lefolyását több szempontból is vizsgáltuk a soproni (SO) ionoszonda állomás adatainak felhasználásával. Ebben a cikkben a két vizsgált vihar meridionális (földrajzi hosszúság mentén való) lefolyását és jellemzőit tárgyalom többféle mérés felhasználásával, amelyeket a 3. Felhasznált adatok, mérési módszerek fejezetben részleteztem.

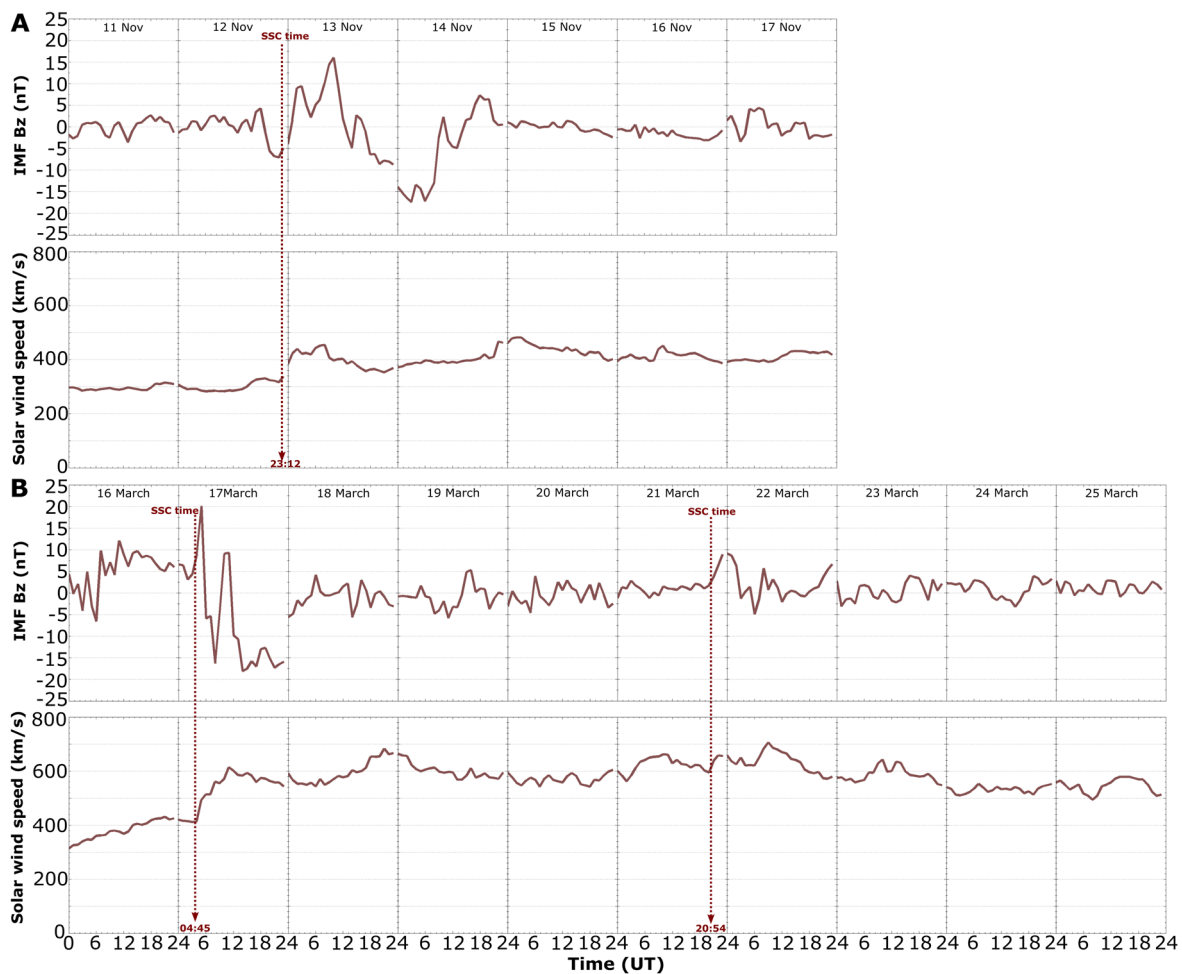
Az ACE műhold adatai szerint a 2012. novemberi viharok esetében a geomágneses zavarás két ICME-sokk érkezésével kezdődött november 12-én 22:16 UT-kor (forrás: SWPC PRF 1942, 2012. november 19., lásd a forrást a 9.3 Honlapcímek jegyzékben). A vihar november 12-én 23:12 UT-kor (00:12 LT) SSC-vel kezdődött. 27. ábra a bolygóközi mágneses tér (IMF) Bz komponensének és a napszél (SW) sebességének alakulását mutatja (az 1 perces felbontás a 10.2 Mellékletben a 54. ábrán látható). Az SSC ideje alatt a Bz rövid, déli irányú (negatív Bz) elfordulása jelent meg, amely 1 órával később észak felé fordult, és kb. 13 órán át úgy maradt. Eközben az SW sebessége az SSC utáni 300 km/s-ról 420 km/s-ra emelkedett, és ezen érték körül ingadozott a vihar teljes időintervallumában. Nov. 13-án 13 UT-kor egy rövid negatív Bz átfordulás, majd egy hosszabb pozitív után 18 UT-tól hosszú negatív Bz periódus következett. Nov. 14-én a nap elején a vihar elérte a maximális nagyságát (intenzív vihar), amit a 18 óráig tartó elhúzódó negatív Bz-periódus (27. ábra) okozott, ami a tartós ICME hatások és egy napszektorhatár átlépésének kombinációjának tulajdonítható, ami kb. 02:45 UT-kor következett be (forrás: SWPC PRF 1942, 2012. november 19., lásd a forrást a 9.3 Honlapcímek jegyzékben). Közvetlenül ezután egy negatív polaritású koronalyukhoz kapcsolódó nagysebességű napszéláramlás (High Speed Solar Wind Stream-HSSWS) érkezett 23 UT körül (lásd 10.2 Mellékletben a 54. ábrán). A geomágneses vihar fő fázisa november 14-én kezdődött

( $D_{stmin} = -108$  nT,  $K_p_{max} = 6,33$ ), ez jól látható az 26. ábrán a geomágneses Dst-,  $K_p$ - és AE-indexek alakulásában.



26. ábra: A geomágneses Dst-,  $K_p$ - és AE-indexek a 2012. novemberi viharra (a) és a 2015. márciusi viharra (b). A felső ábrákon a Dst-index napi változása, a középső panelen a  $K_p$ -index, míg az alsó panelen az AE-index napi változása látható. A 2012-es vihar esetében a piros szaggatott vonallal jelölt SSC időpont UT 23:12-kor volt. A 2015-ös viharban az első vihar UT 04:45-kor kezdődött, míg a második SSC 20:54-kor következett be (piros szaggatott vonalak). (Berényi et al., 2023a)





27. ábra: A bolygóközi mágneses tér (IMF) Bz komponense és a napszél sebességére vonatkozó adatok láthatók a két vizsgált vihar intervallumra. (a) a 2012. novemberi, (b) a 2015. márciusi viharra vonatkozik. Az SSC-idők piros szaggatott vonalakkal vannak jelölve (az S1 kiegészítő ábra ugyanez, kivéve, hogy az 1-perces felbontású). (Berényi et al., 2023a)

A 2015. márciusi geomágneses vihar március 17-én, a napjegylenlőség környékén, 04:45 UT-kor (05:45 LT) SSC-vel kezdődött. Ennek a viharnek a nagysága (március 17-én):  $Dst_{\min} = -234$  nT,  $Kp_{\max} = 7,67$  (lásd még az 26. ábrát). További információ erről az ICME által generált geomágneses viharról Wu et al. (2016) cikkében olvasható. A 27. ábrán az IMF Bz és SW sebesség értékeit tüntettük fel (az 1 perces felbontás a 10.2 Mellékletben a 54. ábrán látható). A legjelentősebb epizódok: közvetlenül az SSC után 7 UT körül az északi Bz délre fordult, ezt 10 körül északra fordulás követte, majd déltől éjfélig egy elhúzódó déli Bz figyelhető meg. A délnyugati sebességértékek a kezdeti 400 km/s-ról március 17-én dél körül 600 km/s-ra emelkedtek, és március 18-án éjjel 700 km/s-os csúcsot értek el. Az ICME-t követő napokon a Föld a HSSWS áramlásán belül volt (Nava et al., 2016). Március 21-én 20:54 UT-kor kezdődött egy ezt követő geomágneses zavar, amely a HSSWS-hez (lásd 26. ábrát) kapcsolódik, és amely a Dst-index értékében nem jelenik meg, de a Kp- és AE-indexben jól látható (lásd 26. ábra) (Nava et al., 2016). Az elmúlt években több cikk is megjelent erről a Szent Patrik-napi viharról, amely a 24. napciklus legnagyobb viharja volt (pl. Astafyeva et al., 2015;

Cherniak and Zakharenkova, 2015; Liu et al., 2016; Zhang et al., 2017b, 2017a, Kumar and Kumar, 2019; Nava et al., 2016; Nayak et al., 2016; Polekh et al., 2017; Wu et al., 2016).

### ***5.2.1. Digiszonda adatok Európa felett***

A következő fejezetben az előzőekben bemutatott meridionális állomáslánc ionoszondás és Digiszonda méréseiből származó főbb eredményeket ismertetem, főképp az foF2 és h'F2 paraméterek változását. Összehasonlításként használtam az európai ionoszondás állomások adatait, mivel egyik elsődleges célom annak ellenőrzése, hogy a soproni állomáson Berényi et al. (2018) cikkben ismertetett ionoszférabeli hatások lokálisak vagy regionális/globálisak voltak-e. Továbbá szerettem volna bemutatni, hogyan fejlődik egy ionoszférikus vihar északról délre, egy geomágneses meridián (hosszúság) mentén. A bemutatott eredményeken keresztül meghatározható az ionoszférikus vihar fázis fejlődése, és a fázisváltás szélességi köre (lásd Buonsanto, 1999; Kane, 2005). Általános esetben a sarkvidék felett negatív ionoszférikus viharfázis figyelhető meg, míg az alacsonyabb szélességeken (az Egyenlítőhöz közelebb) ez pozitív fázisba fordul (a fázisfordulat pontos szélessége függ pl. az évszaktól, a helyi időtől (LT-től), a geomágneses vihar erősségétől, a meridionális semleges szélről stb.).

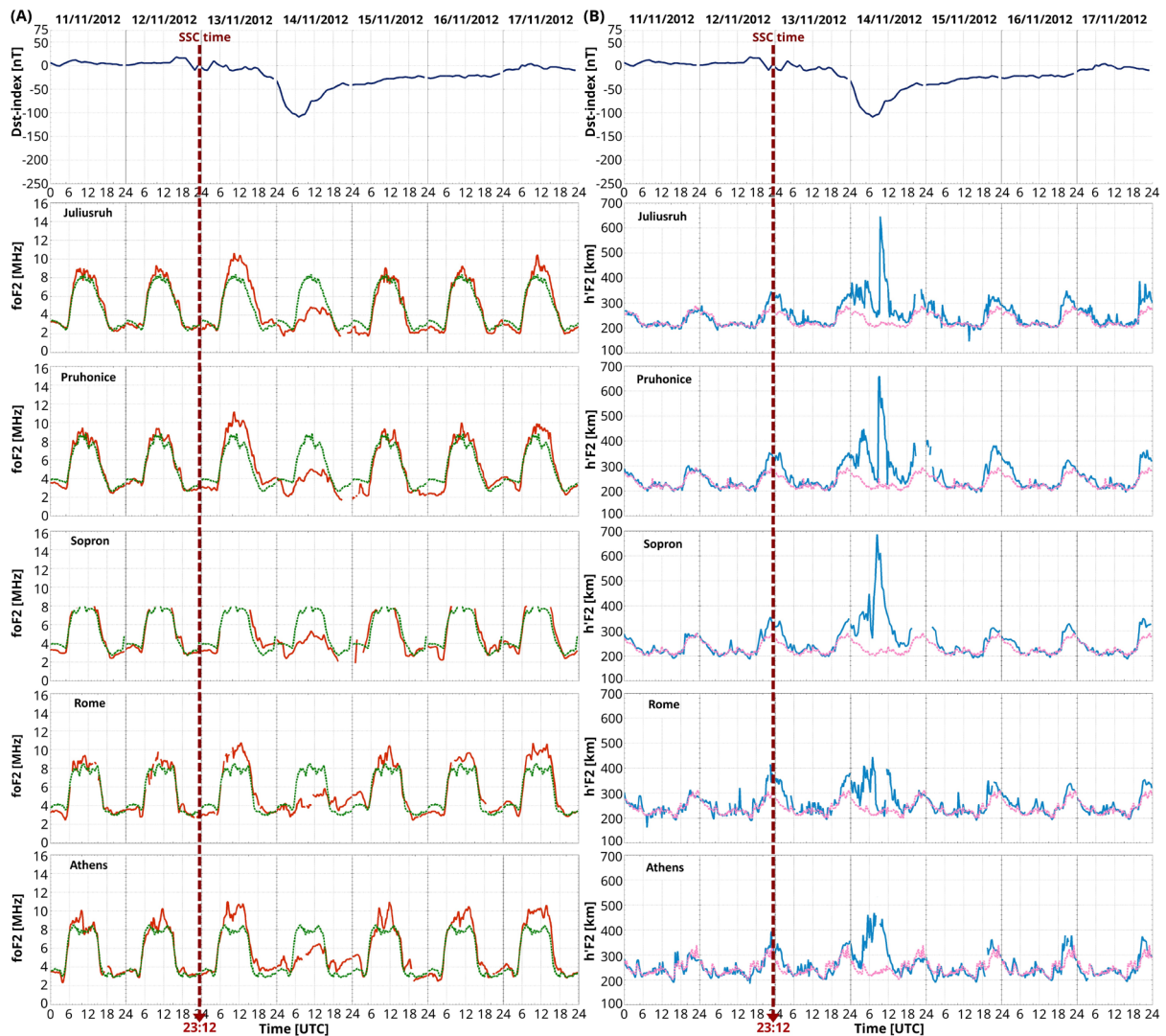
### ***A 2012. november 11-17-ei geomágneses vihar***

A korábbi vizsgálatokból ismert első jelenséget, amely az foF2-ben akár 24 órával az SSC előtt, a nappali órákban is megjelenhet, vihar előtti erősödésnek nevezzük (Burešová and Laštovička, 2007; Danilov, 2013; Kane, 2005). Ez a jelenség mind az 5 Digiszonda állomás adatain megfigyelhető, de nem mondható szignifikánsnak a növekedés (lásd a 28. ábrát).

A 28. ábra jobb oldali paneljén az F2-réteg virtuális magassága (h'F2) látható, nov. 12-én egyik állomáson sem látható jelentős nappali változás, azonban az éjszaka folyamán 21:00 UT-tól kezdődően, közvetlenül az SSC előtt elég jelentős növekedés figyelhető meg.

Közvetlenül az SSC után, 23:12 UT-kor az elektronsűrűség (foF2 paraméter) csökkenése látható az éjszaka folyamán, ezzel szemben nov. 13-án napközben minden állomáson növekedés figyelhető meg. Ez az ionoszférikus vihar főfázisa, de a geomágneses vihar főfázisa csak később, másnap kezdődik. A következő éjszaka elején még minden állomáson pozitív fázis látható, de éjjel körül negatívba fordul a JR, PQ és SO állomásokon. Emellett a h'F2 jelentős növekedése már 20:00 UT körül megjelenik, ami még a következő napon (nov. 14.) is kitart.

A geomágneses vihar fő fázisában (nov. 14.) a nappali órákban minden állomáson negatív ionoszférikus viharfázis volt megfigyelhető. Eközben az F2-réteg rendkívüli felemelkedését láthatjuk, egészen 680 km-ig az SO, PQ és JR állomásokon (28. ábra, jobb oldali panel). Ebben az esetben negatív ionoszférikus viharfázist figyelhetünk meg egy kevésbé intenzív (azaz a közepeshez közelebb álló) geomágneses vihar alatt.



28. ábra: A felső diagramokon a Dst-index értékek és az alsó diagramokon a vihar idejére vonatkozó foF2 (piros vonallal, (a)) és h'F2 (világoskék vonallal, (b)), valamint a kiválasztott 3 nyugodt nap referencia foF2, h'F2 értékei (szaggatott zöld (a) és rózsaszín vonal (b)) vannak ábrázolva a 2012-es viharra a meridionális állomáslánc mentén. (Berényi et al., 2023a)

Megjegyzés: ebben a viharban a soproni ionoszonda csak 8 MHz-ig szolgáltatott megfigyeléseket, de a geomágneses vihar főfázisában a negatív ionoszféra-válasz jól látszik.

Ez a vihar a (Mendillo and Narvaez, 2010) által bevezetett nevezéktant követve az foF2 meridionális alakulása alapján a szabályos-pozitív fázisú (RPP) vihartípusként azonosítható. Besorolásuk alapja az SSC helyi időpontja, amely ebben az esetben november 13-án éjfél körül volt (00:12 LT). Az foF2 (elektronsűrűség) jelentős növekedése minden állomáson körülbelül 10-11:00 és 20:00 között tartott, és ezt a pozitív fázist november 14-én negatív fázis követte.

A 28. ábrán a geomágneses vihar fő fázisa után az éjszakai órákban (nov. 14/15 18:00-02:30 UT) negatív ionoszférikus viharfázis figyelhető meg az SO, PQ és JR állomásokon. Az elektronsűrűség az észlelhetőségi szint alá csökkent (eltűnt az ionogramokról) ezeken az állomásokon. Ezzel az elektronsűrűség-csökkenéssel együtt az F2-réteg virtuális magassága (h'F2) 400 km-re nőtt (a 250-280 km-es QD értékről) a megfigyelt eltűnést megelőzően (lásd a 26. és 28. ábrát, valamint a 10.3 Melléklet 3. táblázat). Ezzel szemben az RO és AT

állomásokon az foF2 paraméter (elektronsűrűség) jelentős növekedése volt megfigyelhető a referencia napokhoz képest az éjszaka folyamán. Továbbá a h'F2 növekedése nem volt annyira jelentős az RO és AT állomásokon ebben az időszakban, mint a többi állomáson. A 10.3 Melléklet 3. táblázatában az eltűnések pontos ideje és időtartama, a csökkenés/növekedés kezdeti időpontja és a minimális/maximális értékek vannak táblázatba foglalva (az foF2 érték MHz-ben).

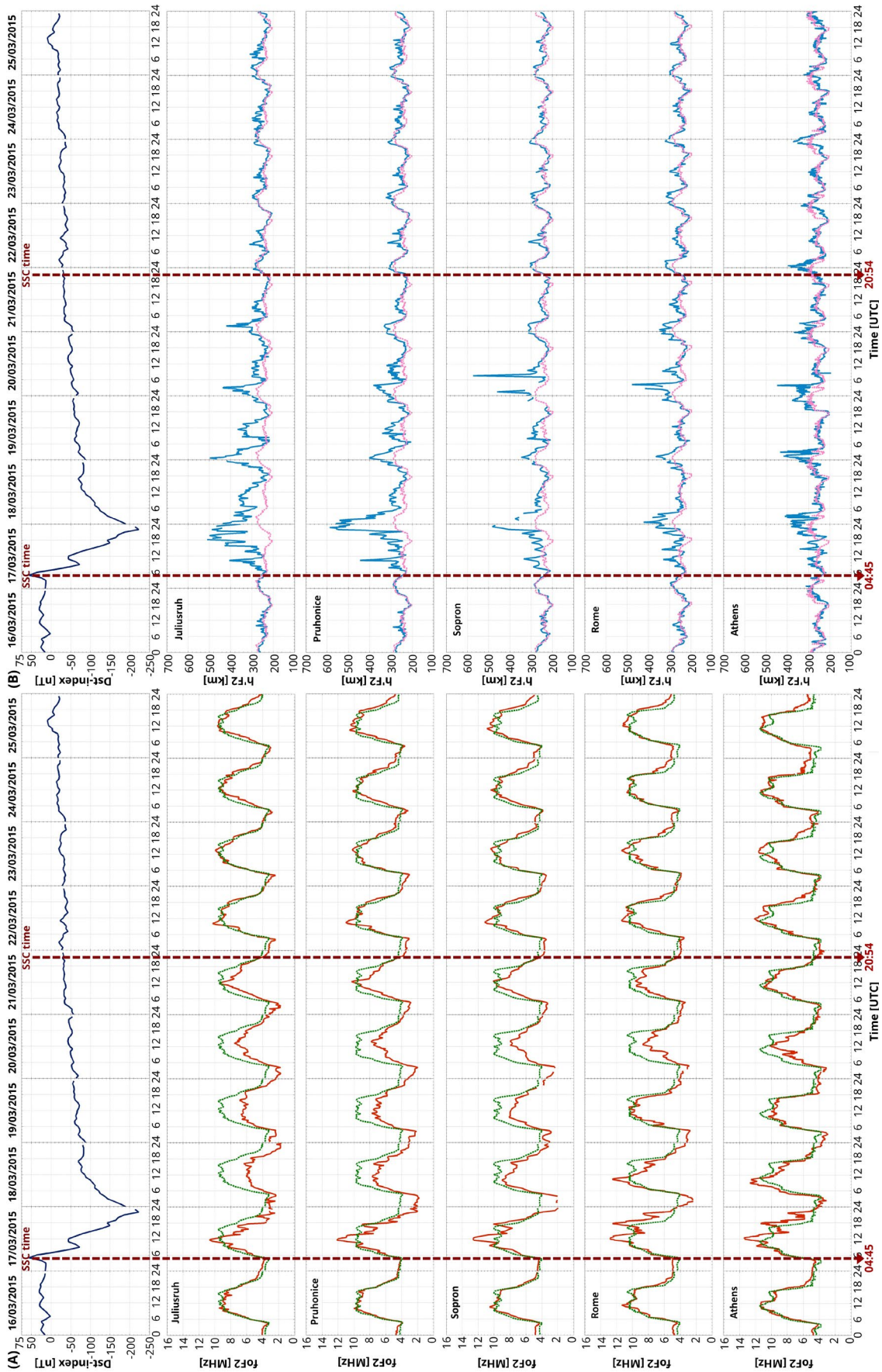
November 15-től, a korai felépülési fázisban az AT, RO, SO és PQ állomásokon a foF2 értékében egy úgynevezett korai felépülési fázis erősítés (early recovery phase enhancement) mutatkozik (lásd 28. ábrát). Ez a dél körüli órákban megnövekedett elektronsűrűséggel járó hatás 3 napig tart, legkifejezettebben a RO és az AT állomáson, de a többi állomáson is megfigyelhető (lásd a 28. ábrát). Másrészt a nov. 15-i éjszakai órákban minden állomáson negatív fázis jelenik meg, míg nov. 16-án csak JR negatív, és PQ és SO nem mutat egyértelmű tendenciát, RO és AT pedig pozitív.

A felépülési fázisban nappal nem volt eltérés a nyugodt napi referencia h'F2 képest, éjszaka azonban elég jelentős növekedés volt tapasztalható, elsősorban a PQ állomáson, de kevésbé kifejezetten SO és a JR állomáson is megfigyelhető.

### ***A 2015. március 16-25-ei geomágneses vihar***

A 2015. márciusi geomágneses vihar a 17-én kezdődött. Az SSC helyi ideje március 17-én 05:45-kor volt (ezeket piros szaggatott vonal jelzi a 29. ábrán). Az SSC után, az ionoszférikus és geomágneses vihar fő fázisa alatt is minden állomáson az ionoszférikus vihar pozitív fázisa kezdődött. Az ilyen típusú viharokat reguláris pozitív fázisú (RPP) viharoknak nevezzük, mivel a vihar fő fázisában az elektronsűrűség (foF2) késedelem nélkül növekszik (Mendillo and Narvaez, 2010). Ugyanakkor az F2-réteg virtuális magasságának (h'F2) jelentős növekedése is megfigyelhető a nappali órákban minden állomáson, de RO és AT állomáson sokkal kevésbé kifejezett ez a növekedés (lásd a 29. ábra jobb oldali paneljét).

Az F2-réteg virtuális magasságának legjelentősebb növekedése március 17-én 20:00 UT (21 LT) körül következett be. A h'F2 paraméter legmagasabb csúcsát Pruhonicében figyelték meg 587,6 km-en 22:45 UT-kor. A h'F2 paraméter e fő fázismintázata (éjszakai felemelkedés) március 21-ig tart, és az SO, PQ és JR állomásokon a legjelentősebb (lásd a 29. ábrát).



29. ábra: A felső ábrákon a Dst-index értékek, a többi ábrán pedig A) a vihar idején mért foF2 (piros vonal) és B) a vihar idején mért h'F2 (világoskék vonal), valamint a megfelelő referencia foF2 és h'F2 értékek (zöld (A), illetve rózsaszín (B)) vannak ábrázolva a 2015-ös viharra a meridiális lánc mentén.

Emellett március 17/18-án este/éjszaka folyamán az elektronsűrűség erőteljes csökkenése volt megfigyelhető, a negatív fázis kezdete a JR-nél délben kezdődött, és a szélesség csökkenésével egyre később és később következett be. A csökkenés a PQ, SO és RO állomásokon volt a legkifejezettebb (lásd a 29. ábrát és a 10.3 Melléklet 4. táblázat). Az elektronsűrűség a RO és SO állomáson rövid időre (RO-ban csak fél órára) a kimutathatósági szint alá csökkent (eltűnt az ionogramokról). A 10.3 Melléklet 4. táblázat az eltűnések pontos ideje és időtartama, a negatív fázis kezdetének időpontja és a megfigyelt minimumérték időpontja van táblázatba foglalva. Az elektronsűrűség csökkenésével párhuzamosan az F2-réteg virtuális magassága 483 km-re nőtt (a 250-280 km-es QD-értékről) a Sopronban bekövetkező eltűnést megelőzően (lásd a 29. ábrát).

Az foF2 paraméter értékének csökkenése (negatív fázis) a főfázis értékéhez képest a következő napokon (a korai felépülési fázisban) SO, PQ és JR állomásokon (közepes - és magasabb közepes szélesség) megfigyelhető mind nappal, mind éjszaka. AT és RO állomáson is rövid ideig pozitív fázis jelent meg 18-án 9 UT körül, majd 11 UT körül jelentős negatív fázisba váltott át. Az RO és AT állomásokon (alacsony közepes szélesség) a csökkenés csak március 20-án vált igazán jelentőssé (lásd a 29. ábrát). Megállapítható, hogy a korai felépülési fázisban az alacsonyabb és a magasabb közepes szélességi körök eltérő módon viselkednek.

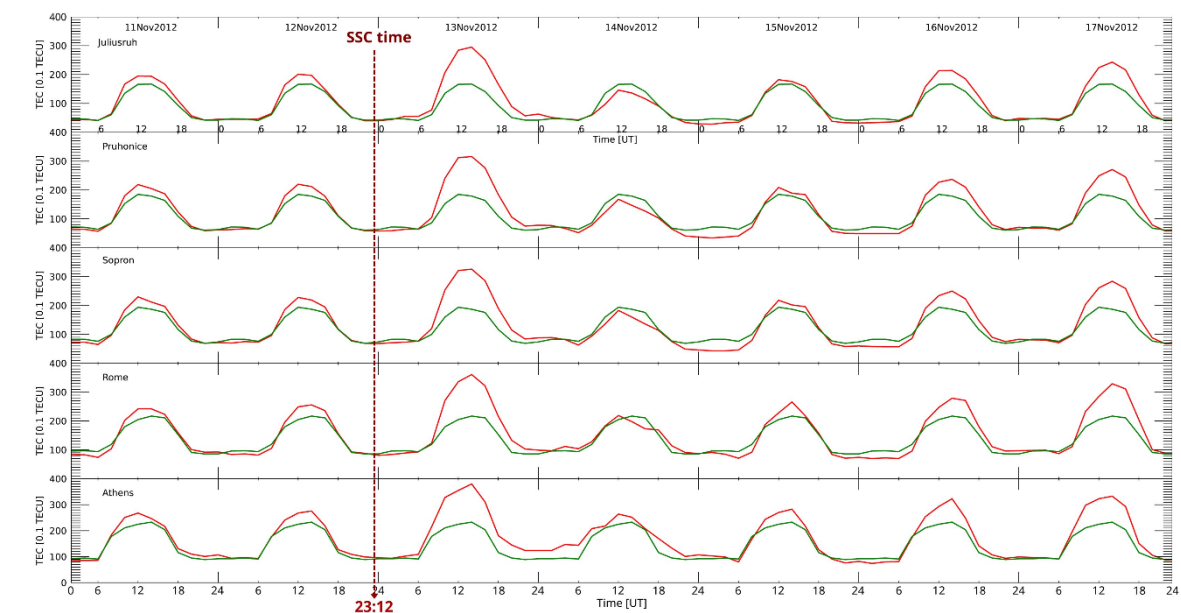
Március 21-én 20:54 UT-kor kezdődő HSSWS-hez kapcsolódó geomágneses zavar (lásd 26. ábra, 29. ábra) kezdődött az első vihar felépülési fázisában, mely az ionoszférában enyhe elektronsűrűség növekedést okozott a következő napon (lásd még Berényi et al., 2018). 21-én napközben és éjszaka minden állomáson, de a legjelentősebben a RO-nál figyelhető meg az elektronsűrűség csökkenése. A h'F2 paraméterben közvetlenül az SSC után az éjszaka folyamán csak enyhe növekedés figyelhető meg, leginkább az AT és RO állomásokon. Eközben március 22-én JR-nél a nappali időszakban nem volt változás megfigyelhető, és csak enyhe növekedés volt tapasztalható az foF2-ben PQ, SO, RO, AT-nél. Az éjszaka folyamán a vihar minden állomáson negatívba fordul, kivéve RO és AT állomásokat, ahol nem észleltem változást.

A fennmaradó napokon a felépülési fázisban: március 23-án JR-nél és PQ-nál nem észleltem változást, de az foF2 enyhe növekedése SO-nál, RO-nál és AT-nél dél körül megfigyelhető. Az éjszaka folyamán csak JR nem mutatott változást, a többinél pozitív hatás volt észlelhető. Március 24-én nappal nem volt változás az foF2-ben az összes állomáson, de éjszaka csak JR nem mutatott változást, a többi állomáson pozitív volt a fázis. Március 25-én a helyzet ugyanaz volt, mint a 23. napon. A h'F2 paraméter ezeken a napokon nem mutatott eltérést a QD görbétől.

### **5.2.2. GNSS TEC adatok**

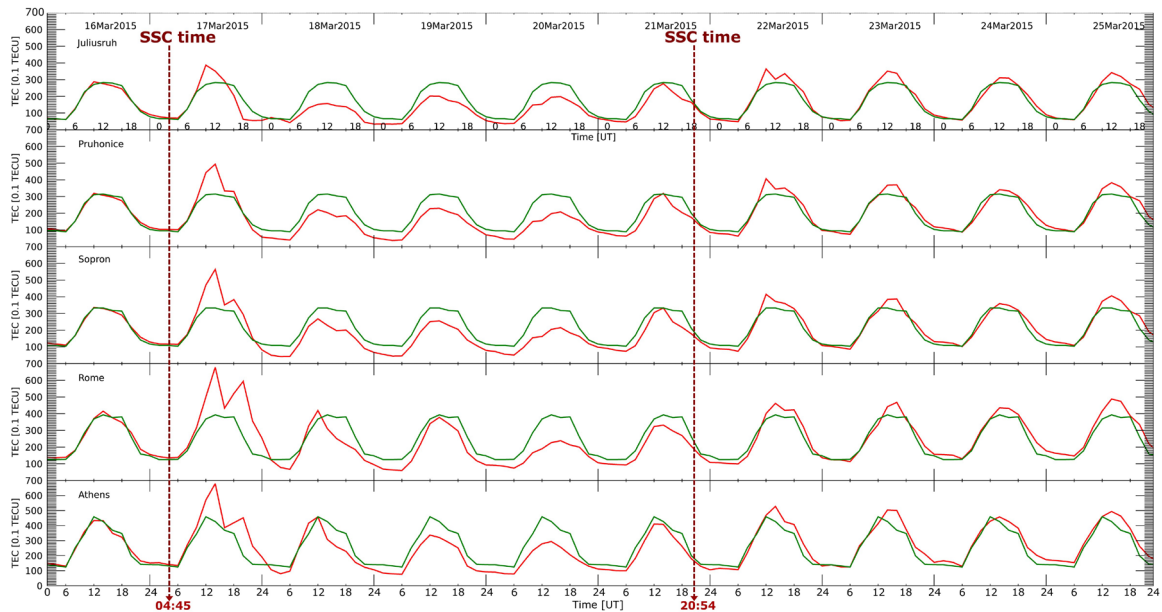
Az ionoszondás megfigyelések tágabb kontextusba helyezése érdekében a teljes elektrontartalom (TEC) adatainak változásait is összehasonlítottam az ionoszondák által mért foF2 értékekkel. A TEC-adatokat a jobb összehasonlíthatóság érdekében a 28. ábra és 29. ábrához hasonlóan mutatom be. A TEC a teljes elektrontartalmat a földi vevő és a GNSS

műhold (MEO pálya, kb. 20 000 km magasságban) közötti integrált értéként mutatja, ezért nemcsak a teljes ionoszférát, hanem a plazmaszféra nagy részét is tartalmazza (pl. (Hofmann-Wellenhof et al., 2001).



30. ábra: A 2012-es viharra vonatkozóan a vihar idején mért GNSS TEC meridionális alakulása (piros vonallal) és a kiválasztott 3 nyugodt nappól származó referencia TEC (zöld vonallal). Az SSC-idő piros szaggatott vonallal van jelölve.

Az 30. ábrán a 2012. novemberi viharra vonatkozó TEC-értékek (piros) és a hozzájuk tartozó referenciák (zöld) vannak ábrázolva. Az SSC idő előtt, november 11-én és 12-én napközben minden állomáson kis pozitív eltérés látható, míg november 11-én éjszaka nem volt megfigyelhető jelentős eltérés. A következő éjszakán (nov. 12.) enyhe negatív fázis jelentkezett RO-nál, SO-nál és PQ-nál. Nov. 13-án, az SSC-t követő napon nagyon látványos pozitív ionoszférikus viharfázis alakult ki minden állomáson mind nappal, mind éjszaka. A geomágneses vihar fő fázisában (nov. 14.) minden állomás negatívba fordult, kivéve RO-t és AT-t, ahol 12 UT-ig a TEC-változás az átlagos változást követte. Később enyhe csökkenés kezdődött, amely 18 UT-ig tartott. AT is másképp viselkedett, mivel itt a TEC érték egész nap nagyobb volt az átlagosnál. A felépülési szakaszban (nov. 15-17.) a nap folyamán pozitív fázis volt észlelhető. Ezzel szemben az éjszakai órákban nov. 15-én negatív fázis, nov. 16-án pedig egyik állomáson sem volt megfigyelhető változás.



31. ábra: A 2015-ös viharra vonatkozóan a vihar idején mért GNSS TEC (piros vonal) és a kiválasztott 3 nyugodt nap referencia TEC-jének (zöld vonal) meridionális alakulását ábrázoljuk. Az SSC-idő piros szaggatott vonallal van jelölve.

A 31. ábrán a 2015. márciusi vihar lefolyása látható a TEC-adatokban. A vihar előtti nappal és éjszaka (március 16-án) egyik állomáson sem tapasztalható eltérés a referenciaértékektől. A vihar fő fázisában (március 17.) nappal minden állomáson jelentős pozitív fázis észlelhető, de éjszaka a vihar fázisa minden állomáson negatívba fordul. Kivéve JR-t, ahol nappal a pozitív fázis már kora délután hirtelen mély negatívba fordul, majd éjfél után itt nem látható eltérés a referencia értékekhez képest. A március 18-20. közötti korai felépülési fázisban a TEC referencia értékhez képesti csökkenése mind nappal, mind éjszaka minden állomáson kimutatható. Érdekes módon március 18-án RO-nál és AT-nál a TEC március 18-án 06-12 UT között a QD-értékhez képest megemelkedik, majd gyorsan csökken, és a következő 3 napban csökkent marad. Március 21-én ugyanez a hatás megismétlődött nappal, de éjszaka a JR állomás nem mutatott eltérést, míg az összes többi állomás adatai negatívak voltak. Március 22-én (a 2. SSC utáni napon) a TEC-ben napközben minden állomáson pozitív ionoszférikus viharfázis jelent meg, de az éjszakai órákban nem volt hatás. Március 23-25. között enyhe pozitív fázis látható nappal és éjszaka minden állomáson, kivéve a JR állomáson, ahol március 23-án éjszaka nem volt hatás.

A konkrétabb összefüggéseket a 5.3 Diszkusszióban ismertetem.

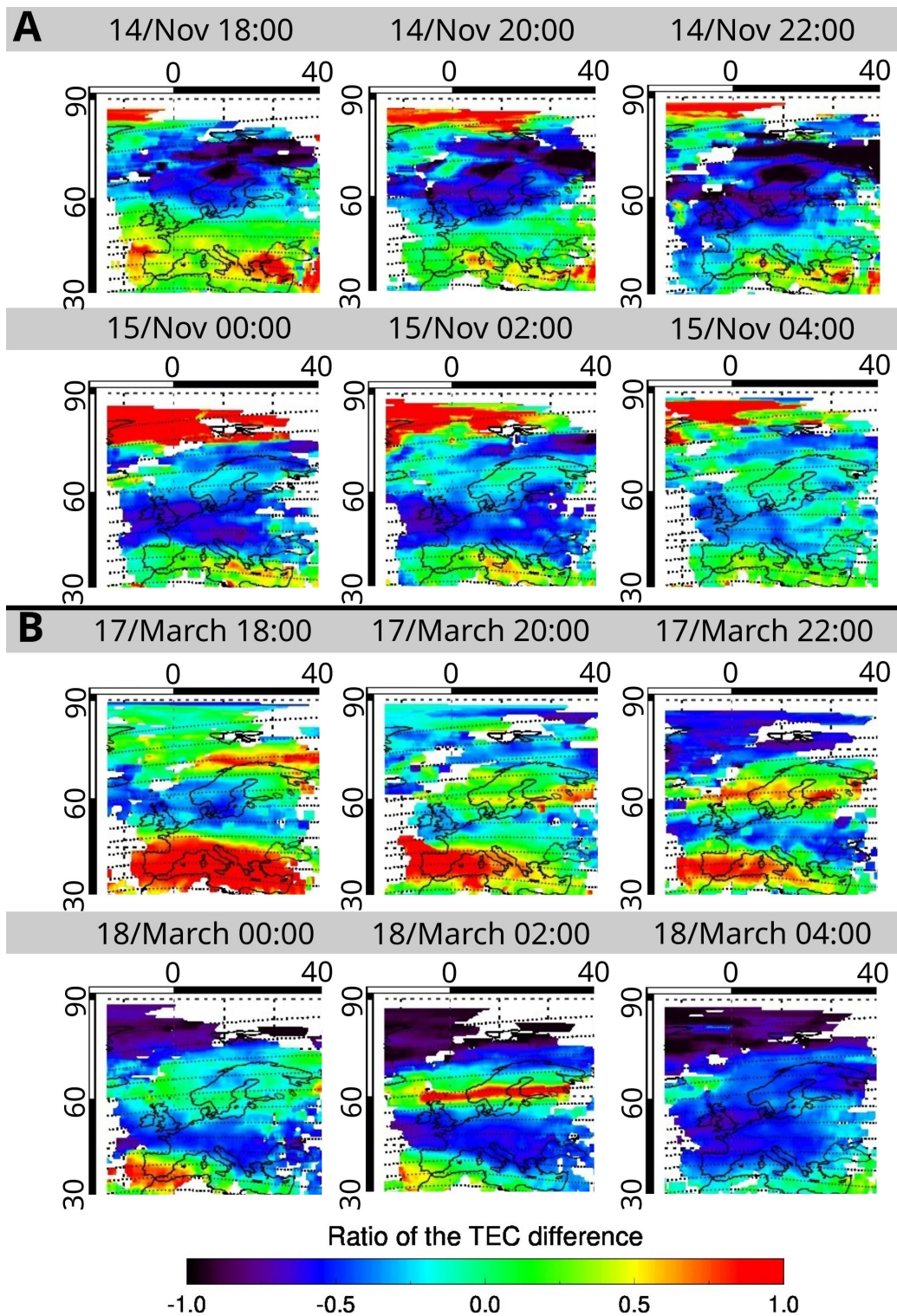
### 5.2.3. A viharok $rTEC$ -térképei

A 32. ábrán a TEC-különbség arány ( $rTEC$ ) térképek láthatók a két vihar (geomágneses) főfázisára vonatkozóan az éjszakai órákban (18-04:00 UT). Ezek a térképek a TEC relatív eltérését mutatják a QD értékétől (a hónap 10 legnyugodtabb napja). Ezek az  $rTEC$ -térképek egyértelműen bemutatják az éjszakai negatív fázis alakulását a vizsgált európai állomások mentén.



A 32. ábrán látható 2012-es vihar esetében a csökkent elektronsűrűségű régió a magasabb szélességekről az alacsonyabb szélességek felé mozog, és éjjel körül éri el a szélességi minimumát az Athén-Róma vonaltól kicsit északabbra. Eközben az is szépen látható, hogy az alacsony közepes szélességű Athén-Róma régió egész éjszaka pozitív fázisban marad. A 00:00 és 02:00 UT térképeken szépen kirajzolódik kézzel a kimerült elektronsűrűségű zóna és látható, hogy a JR, PQ, SO állomások mind a zónában helyezkednek el.

A 2015-ös vihar esetében március 17-én 18 UT-kor egy nagyon erős pozitív fázis (piros szín a 32. ábra) látható, amely ÉNy-DK irányban terül el, határa sárgával látszik a Fekete-tengert és Észak-Franciaországot összekötő vonal mentén (lásd a 32. ábrát). SO és PQ állomás észak felé zöld színű, ami azt jelzi, hogy nincs eltérés a várható értéktől, míg a JR negatív fázisban van. Érdekes módon a magas szélességeken (Skandinávia felett) egy keskeny, de erős pozitív fázisú régió található. Ahogy haladunk az éjszakába, 22:00 UT-kor a negatív fázis az Egyenlítő felé mozog, és a pozitív fázisú régió is csökken az Athén-Róma vonalon. 00:00 órakor a kimerült plazma még délebbre húzódik, és ekkor Róma és Athén is negatív fázisba kerül éjszaka, így az alacsony közepes szélességi régió is ennek a negatív viharhatásnak a tartományába kerül, ez az időszak 04:00 UT-ig tart.



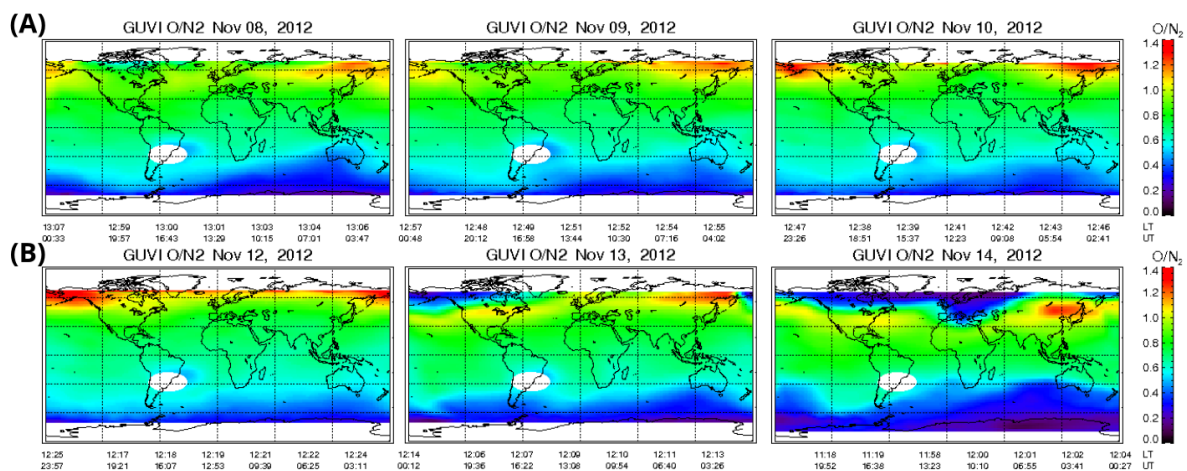
32. ábra: Az rTEC értékek 2012. november 14-én (a) és 2015. március 17-én (b) az éjszakai órákban (18:00-04:00 UT). (Berényi et al., 2023a)

#### 5.2.4. GUVI mérések

A TIMED műhold GUVI-méréseit használtam fel a nappali termoszféra O/N<sub>2</sub> összetételének változás vizsgálatára a tanulmányban elemzett ionoszféra-viharok kialakulása során. A 33. és a 34. ábrán három QD-t mint referenciát, valamint három napot mutatunk be vihar időszakból. A

teljes viharintervallumokat a 10.2 Melléklet 55. ábra és 56. ábra szemlélteti (megjegyzendő, hogy az idő jobbról balra halad, mivel a műhold úgy végezte időben a méréseket).

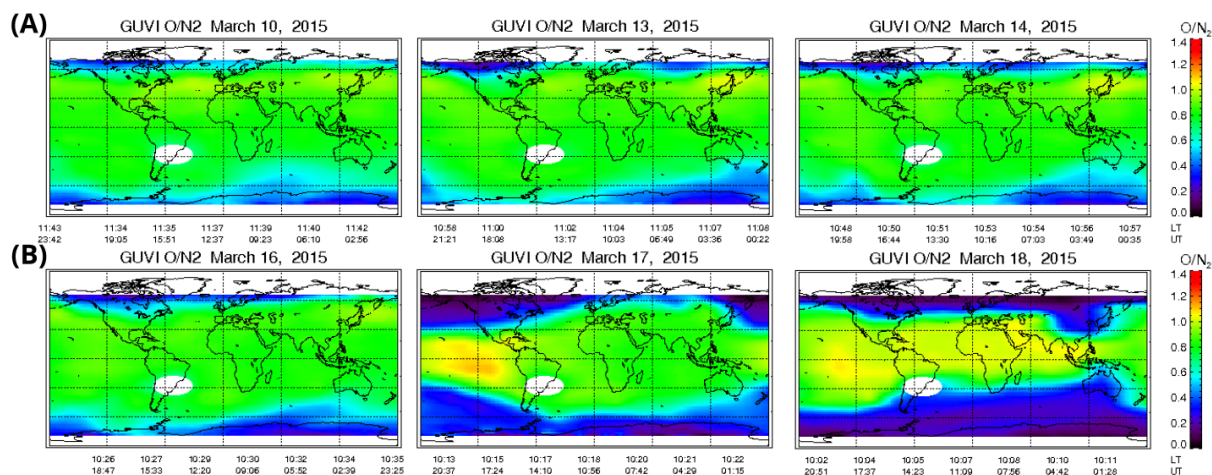
A 2012. novemberi vihar esetében a 33. ábrán bemutatott GUVI-adatok nem mutatnak eltérést az  $O/N_2$  arányban a QD-szinthez képest a vizsgált állomásokon a vihar előtti fázisban (nov. 12.) a nappali órákban. Nov. 13-án (az SSC utáni napon) dél körül (LT-ben) az  $O/N_2$  (sárga) enyhe emelkedése látható Európa felett. A fő fázisban (amikor a Dst minimum érték bekövetkezett), nov. 14-én 12 LT körül a GUVI által mért  $O/N_2$  arány jelentős csökkenése (kék) figyelhető meg egész Európában (33. ábra). Nov. 15-én nincs eltérés (zöld), de nov. 16-án és 17-én enyhe növekedés jelenik meg a sárgával jelölt GUVI-adatokban (lásd a 10.2 Melléklet 55. ábráját).



33. ábra: A GUVI által mért  $O/N_2$  arány a 2012. novemberi viharban. A felső ábrán (a) 3 nyugodt nap referenciaadatai láthatók; az alsó ábrákon (b) a viharintervallum 3 kiválasztott napjának adatai láthatók, nevezetesen az SSC napja (nov. 12.), az ionoszférikus vihar fő fázisa (nov. 13.) és a geomágneses vihar fő fázisa (nov. 14.). (Megjegyzés: a GUVI-adatok grafikonja a teljes viharra vonatkozóan megtalálható a 10.2 Melléklet 55. ábra). (Berényi et al., 2023a)

2015-ös Szent Patrik-napi vihar (34. ábra): a vihar előtt 16-án az  $O/N_2$  arány csökkenést mutat (kék) a szubaurorális régióban, pl. a JR állomás felett. Az SSC után, a geomágneses és ionoszférikus vihar fő fázisában, március 17-én a nappali GUVI-adatok nem mutatnak jelentős eltérést a referenciaértékektől.

Ezzel szemben a következő napon, március 18-án az  $O/N_2$  arányban meglehetősen mély csökkenés volt megfigyelhető a JR, a PQ és SO állomásnak megfelelő szélességeken, de a legjelentősebb mértékben a JR állomás felett. Ez a hatás a következő két napon is ugyanígy jelentkezik, egy különbséggel. Március 20-án a RO és AT állomásokon is enyhe csökkenés (világoskék) mutatkozott (lásd a 10.2 Melléklet 56. ábra). Március 21-én, a második SSC-t követően, újabb enyhe csökkenés következik a GUVI-adatokban JR, PQ, SO felett. A következő napon, március 22-én a JR állomás felett is megfigyelhető egy enyhe csökkenés. Március 23-25-én SO, PQ és JR állomások a nap folyamán az enyhén megfogyatkozott  $O/N_2$  régióban vannak (világoskék).

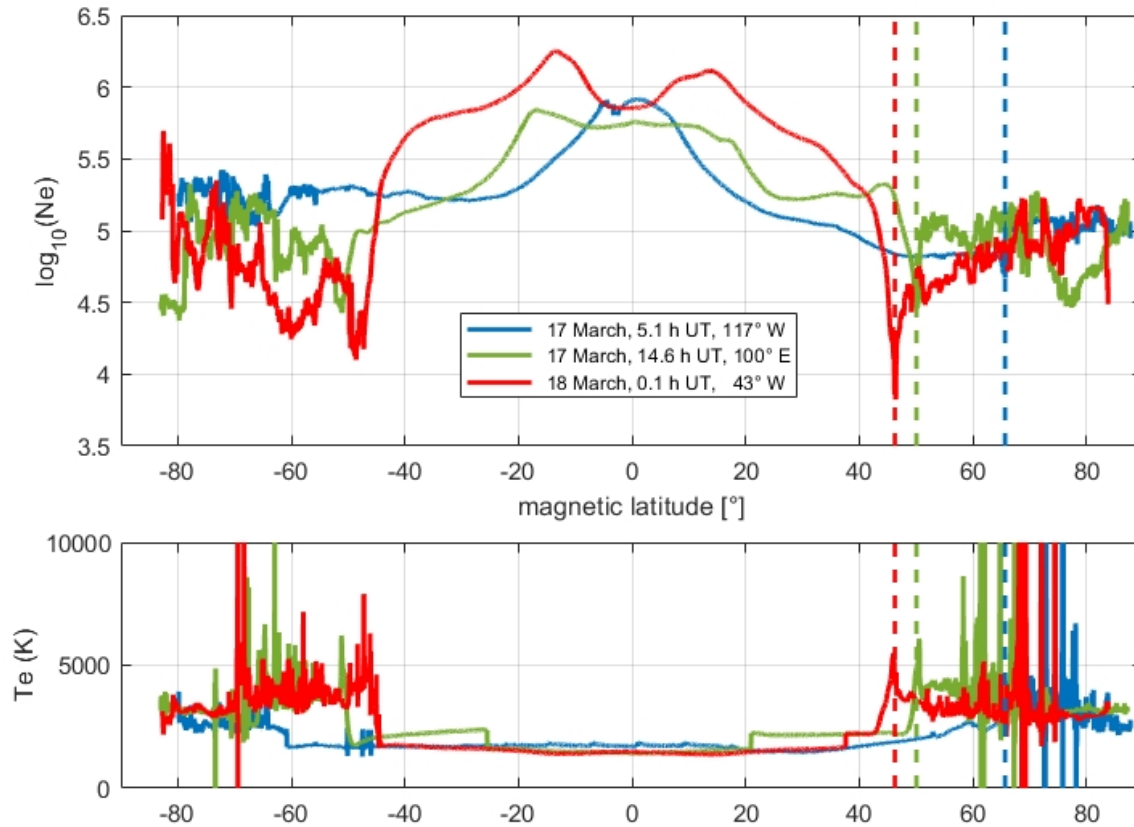


34. ábra: A GUVI által mért  $O/N_2$  arány a 2015. márciusi vihar során. A felső (a) ábrán 3 nyugodt nap referenciaadatai láthatók; az alsó (b) ábrán a viharintervallum 3 kiválasztott napjának adatai láthatók, nevezetesen a vihar előtti fázis egy napja (március 16.), az ionoszférikus és geomágneses vihar fő fázisa (március 17.), valamint a felépülési fázis egy napja (március 18.). (Megjegyzés: a GUVI-adatok grafikonja a teljes viharra vonatkozóan a 10.2 Melléklet 56. ábráján található). (Berényi et al., 2023a)

### 5.2.5. A Swarm műholdas mérések

Míg a földi ionoszondák alkalmasak az ionosféra paraméterek időbeli változásának megfigyelésére rögzített helyeken, addig a poláris alacsony Föld körüli pályán (Low Earth Orbit-LEO) végzett megfigyelések a vizsgált paraméterek kb. 45 perc alatt rögzített, pólustól pólusig terjedő szélességi profiljait képesek biztosítani. A plazmapauza (PP), pontosabban a PP-vel konjugált ionoszférikus jelenségek, például az MIT helyét szintén LEO műholdakkal lehet nyomon követni (pl. Heilig et al., 2022; Heilig and Lühr, 2018, 2013). A Swarm megfigyelések csak a 2015-ös vihareseményre vonatkozóan állnak rendelkezésre. A 35. ábra a Swarm B három, egymástól 9,5 órával (UT-ban) elválasztott pályájára vonatkozóan mutatja a felső elektronsűrűség változását (felső panel). Minden mérés 21 óra MLT (Magnetic Local Time) körül készült, de különböző meridiánok mentén. Így ez a grafikon elsősorban a felső elektron-sűrűség időbeli alakulását mutatja 21 h MLT-nél, de a profilokat a hosszirányú hatások is befolyásolják.

Mindkét féltekén megfigyelhető egy mélyülő plazma sűrűség minimum (az északi féltekén függőleges szaggatott vonalakkal jelölve), amely a geomágneses vihar főfázisának kialakulásával fokozatosan az egyenlítő felé mozog. Ezek a MIT minimumai, és tipikusan jól megfigyelhetők az éjszakai ionoszférában napéjegyenlőség idején. A MIT-től pólusirányban a megnövekedett ExB drift okozta erózió egész nap folytatódott, míg az alacsonyabb szélességeken a Swarm B magasságában (505-525 km) általános növekedés volt megfigyelhető. A bemutatott profilok mindegyike az SSC után készült (04:45 UT). A legutolsó profil a plazmaszféra erózió maximumának idejére esik (a leginkább egyenlítő fele levő MIT).



35. ábra: A Swarm B által 2015. március 17-én és 18-án megfigyelt felső elektron-sűrűség (felső panel) és elektron-hőmérséklet (alsó panel) meridionális profiljai. A függőleges szaggatott vonalak az MIT északi féltekén való helyzetét jelzik. (Berényi et al., 2023a)

Az éles MIT-minimumokat megnövekedett elektron hőmérséklet ( $T_e$  (K)) kíséri (alsó panel). Ez a szubaurorális dinamika jól ismert jellemzője, és főként az intenzív nyugati irányú drift okozta sűrűlódásos felmelegedés eredményeként jelenik meg, amelyet viszont egy intenzív szubviharhoz (kicsapódás) kapcsolódó pólusirányú elektromos tér hajt (pl. Heilig et al., 2022).

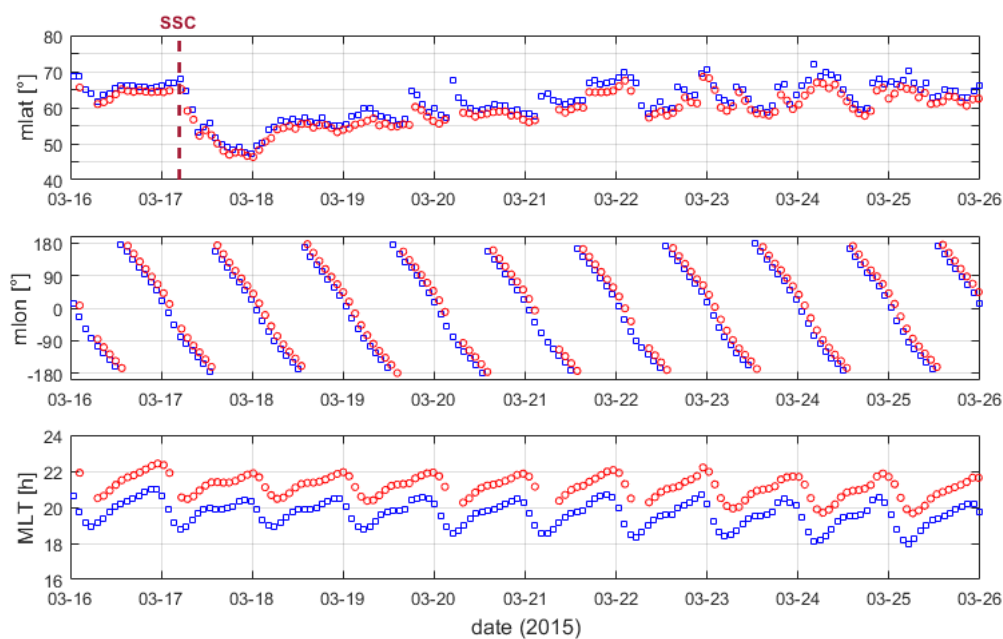
A MIT-minimum ebben az MLT szektorban szorosan kapcsolódik a plazmapauza lábnyomához (Heilig et al., 2022). Így a MIT egyenlítő felé irányuló mozgása a plazmaszféra zsugorodását tükrözi a megnövekedett magnetoszférikus konvekció és a szubviharokkal kapcsolatos szubaurorális elektromos tér erősödése miatt (lásd még a 10.2 Mellékletben a 57. ábra).

A MIT minimum pozíciójának időbeli alakulását az északi féltekén végzett Swarm in-situ megfigyelések alapján a 36. ábra mutatja be. A két szín a Swarm B és C műholdak megfigyeléseit ábrázolja. Közvetlenül az SSC után a MIT az Egyenlítő felé kezdett eltolódni. Ez a csökkenés egész nap tartott, és a nap végére a MIT megközelítette a  $45^\circ$ -os mágneses szélességet. A ténylegesen (a Swarm B által) megfigyelt MIT-pozíció legalacsonyabb szélessége  $46,3^\circ$  volt. Ez a megfigyelés március 18-án 00:15 UT-kor (21,9 óra MLT) történt -  $43,2^\circ$  hosszúságon.

Amint az alsó panel mutatja, a Swarm B (piros) és a C (kék) megfigyelései közötti MLT különbség meglehetősen stabil volt, átlagosan 1,5 óra körül. A MIT pozíciója köztudottan erős

MLT-függést mutat (pl. Heilig et al., 2022). Az MIT szélessége délután és éjszaka is csökken 4-6 h MLT-ig. Itt ez a függés a Swarm B és C megfigyelések közötti szélességi különbségben tükröződik, a Swarm B megfigyelések ennek következtében átlagosan  $2,3^\circ$ -kal az egyenlítő felé esnek a Swarm C megfigyelésekhez képest.

A megfigyelési minimum idején az MLT Sopronban 0,72 h volt. A Sopron és a Swarm B közötti MLT-különbség (1,1 h) és a csökkenés mértéke ( $2,3^\circ/1,5 \text{ h} = 1,53^\circ/\text{h}$ ) alapján becsülve az MIT minimum 0,72 h MLT-nél  $45,6^\circ$  körül volt. Deminov and Shubin (2018) képlete (az ő (4) egyenletük) az MLT-függésre valamivel magasabb MIT-szélességet ( $45,9^\circ$ ) eredményez. Ezek az értékek azonban már alacsonyabbak, mint a PQ szélessége, és nagyon közel vannak SO szélességéhez.



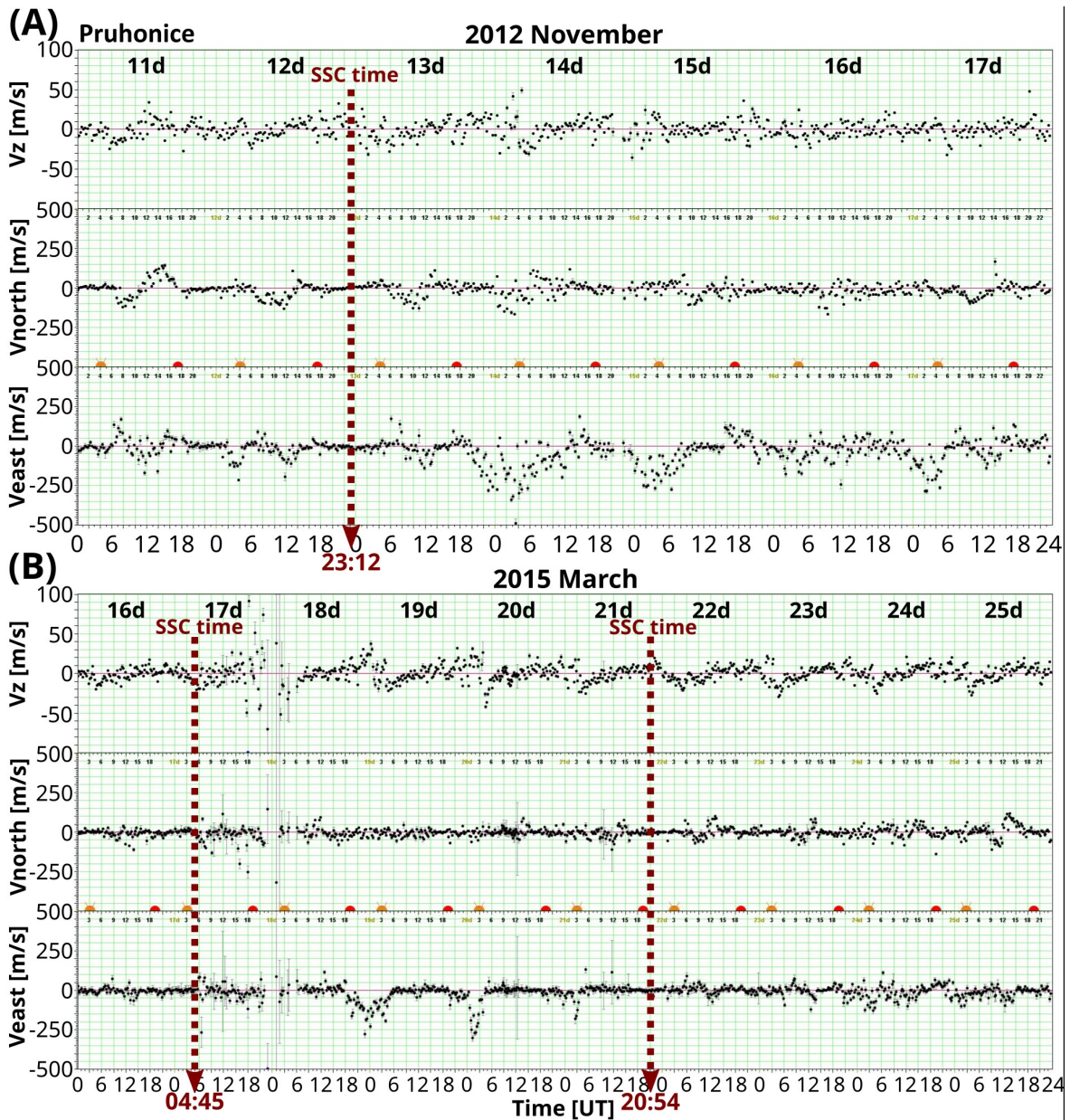
36. ábra: Az MIT minimum pozíciójának (kvázi dipólus mágneses szélessége) alakulása a 2015-ös esemény során (felső panel); mágneses hosszúság (középső panel) és MLT (alsó panel) a helyszíni Swarm megfigyelések alapján. A piros és kék színek a Swarm B és C megfigyeléseket ábrázolják. (Berényi et al., 2023a)

Az MIT pozíciója ismert módon függ a földrajzi hosszúságtól is (pl. Heilig et al., 2022). Az amerikai szektorban a MIT néhány fokkal magasabban jelenik meg, mint az európai vagy ázsiai szektorban. Deminov and Shubin (2018) (5) egyenlete ezt a különbséget  $0,98^\circ$ -ra becsüli, míg Karpachev (2019) statisztikai eredményei szerint ez a különbség könnyen lehet  $2-3^\circ$  is. Ezeket a kiigazításokat alkalmazva a soproni hosszúsági fokon és 0,72 h MLT idején a MIT akár a  $44,6^\circ$ -os mágneses szélesséig, sőt talán még  $42^\circ$  alá is lemehetett.

A leginkább egyenlítő felé eső MIT szélessége  $3,6^\circ$  volt a Swarm B megfigyelése szerint, ez a szélesség megoszlik az egyenlítő felé eső fal ( $1,9^\circ$ ) és a pólus felé eső fal ( $1,7^\circ$ ) között. Ez azt jelenti, hogy március 17-én éjszaka a MIT-nek (de legalábbis az egyenlítő felé eső falának) el kellett volna érnie a soproni állomást. A soproni ionoszonda tehát a MIT struktúrához kapcsolódó kimerült plazmát figyelte meg. Az is egyértelmű, hogy a MIT nem tudta megközelíteni a  $36,1^\circ$  mágneses szélességen fekvő Athént.

### 5.2.6. Digiszonda drift mérések

A Pruhonice állomáson végzett Digiszonda drift mérések kézzel lettek elemezve, hogy meghatározható legyen az F-réteg valódi vízszintes és függőleges mozgása a két viharintervallum alatt. A kézi korrekció részletes elemzési módszerét lásd a 3.1.3 fejezetben. Ebben a részben a kézi drift adatokban talált jelenségek kerülnek bemutatásra az egyes viharok esetében külön-külön.



37. ábra: Az F-réteg kézzel korrigált Digiszonda drift mérési adatai a 2012. novemberi (a) és a 2015. márciusi (b) viharra a Pruhonice (PQ) állomáson. (Berényi et al., 2023a)

A 2012. novemberi viharesemény első jelentős megnyilvánulásai a november 13-ról 14-re virradó éjszaka drift adatain láthatók (37. ábra). Nov. 13-án 20:30 UT körül kezdődik az erőteljes nyugati irányú driftet mutató időszak. Nagyjából nov. 14-én 10:00 UT-ig dominánsan horizontális nyugati irányú sodródásokat figyelhetünk meg. A megfigyelt driftek sebessége

jelentősen nagyobb, mint a nyugodt körülmények között megfigyelt horizontális sebességek (<100 m/s, Kouba and Knížová, 2012 szerint). Az észlelt maximális sebességek meghaladják a 350 m/s-ot is.

Az égtérkép (SKYmap) minősége nagyon jó, és megfelel annak a feltételezésnek, hogy az állomás feletti területen egyetlen drift sebességvektor van. A becsült vektorok megbízhatóan meghatározhatóak.

November 14-én 00:00 UT körül a függőleges drift sebességkomponens jelentősen megnövekedett értéke (több tíz m/s-ra) és nagyon gyors változásai a fent leírt hatáshoz járulnak hozzá. A drift mérési időbeli felbontása 15 perc volt. A drámai változások minden további mérésen láthatóak, nyilvánvaló, hogy a függőleges drift sebesség változásának periódusa lényegesen kisebb, mint 15 perc, és a drift mérések korlátjai miatt nem vizsgálható (leírható) részletesebben.

November 14-én a nappali időszakban mindkét előzőekben leírt megnyilvánulás gyakorlatilag eltűnt. A függőleges sebességkomponens értéke már nem ingadozik gyorsan, a vízszintes (nyugati irányú) komponens értéke pedig kis értékekre csökken. Itt kell megjegyezni, hogy a mért égtérképek minősége nappal jelentősen gyengébb, mint éjszaka. Ezért a nyugati irányú drift értékére vonatkozó információk esetén nagy hibával kell számolni. A legtöbb esetben a nappali égtérképek minősége nem elegendő a vízszintes drift összetevőinek jó megbízhatósággal történő meghatározásához.

A második jelentős epizód a nov. 14/15-i éjszakán figyelhető meg. Ez az epizód hasonló jellemzőkkel bír, ismét kb. 21:00 UT és 03:00 UT között a függőleges komponens fokozott aktivitása - nagyobb értékek és gyors változások mutathatóak ki. A vízszintes komponensekben a nyugati komponens jelentős növekedése ismét a 23:00 - 08:00 UT közötti időintervallumban figyelhető meg. Ebben az epizódban a nyugati komponens maximális mért értékei meghaladják a 250 m/s-ot. Látható, hogy a második epizód esetében a megfigyelt megnyilvánulások kisebbek, mint az első epizód esetében.

A 2015. márciusi vihar drift méréseiben (37. ábra) a vihar első jelentős megnyilvánulásai március 17-én 20:00 UT körül figyelhetők meg. A mérések az összes megfigyelt paraméter nagyon gyors változásait mutatják. A változások lényegesen gyorsabbak, mint a mérések időbeli felbontása (15 perc), ezért ezen ingadozási periódus a feldolgozás során nem oldható meg. A függőleges drift sebességkomponens értéke meghaladja a +/- 50 m/s szélső értékeket.

Sajnos a vihar ezen fázisában az aktuális szélsőséges ionoszférahelyzet (az foF2 és h'F2 értékek) a legtöbb esetben nem teszi lehetővé a drift mérés sikeres megvalósítását. A 22:00 UT és 01:00 UT közötti időszakban a sikeres mérések ritkák.

Március 18-án napközben a drift mérésekben nem figyelhető meg a vihar jelentős megnyilvánulása.

A következő epizód március 18/19-én éjszaka következik. A függőleges komponensben gyors változások láthatóak 23:00 UT és 06:00 UT között, és a függőleges drift amplitúdója jelentősen nagyobb, mint a normál körülmények között mért értékek. A vízszintes



komponensben kb. 18:00 UT és 06:00 UT között egy kifejezett nyugati irányú csúcsot figyelhetünk meg. Az észlelt maximális értékek jelentősen meghaladják a 200 m/s-ot.

Az utolsó jelentős epizód a következő éjszaka figyelhető meg. Március 20-án 00:00 és 04:00 UT körül megismétlődnek az előző epizódnál leírt jellemzők. Érdekes, hogy ez az epizód lényegesen rövidebb, mint az előző (nagyjából a fele), de a megnyilvánulások kifejezettebbek (mind a nyugati, mind a függőleges komponensek tekintetében).

A vihar által befolyásolt drift aktivitás a jelek szerint a következő éjszaka (március 21., kb. 00:00 - 05:00 UT) is megfigyelhető a nyugati komponensben. Az észlelt maximális sebességérték közel 200 m/s. Ebben az esetben azonban a jó minőségű mérések elégtelen száma nem teszi lehetővé a viharral való egyértelmű kapcsolat bizonyítását.

## 5.3. Diszkusszió

Ebben a szakaszban szeretném meghatározni az ok-okozati összefüggéseket, hogy részletesebben megértsük a földi ionoszféra-plazmaszféra rendszer geomágneses viharokra adott válaszát. A fő fókusz a geomágneses vihar fő fázisára irányult, amikor az éjszaka folyamán rendkívüli módon lecsökkent a plazmasűrűség. Az esettanulmányok továbbra is fontosak, mivel segítenek rávilágítani az olyan mélyebb összefüggésekre, amelyeket nem lehet könnyen levonni a több eseményen alapuló statisztikai vizsgálatokból.

### 5.3.1. Vihar előtti fázis

A 2012-es vihar vihar előtti fázisában (nov. 11-12. -  $D_{st_{min}}=0$  nT;  $K_p_{max}=1,33$ ;  $A_{E_{max}}=134$ nT) az foF2 és a TEC minden állomáson enyhe pozitív eltérést mutat, míg a 2015-ös viharra (márc. 16. -  $D_{st_{min}}=0$  nT;  $K_p_{max}=3,77$ ;  $A_{E_{max}}=300$ nT) nem mutat eltérést a referenciaértéktől. A vihar O/N<sub>2</sub> adatai azonban már ebben a fázisban (március 16.) csökkenést mutatnak a szubaurorális régióban. Korábbi tanulmányok (pl. Araujo-Pradere et al., 2002; Burešová and Laštovička, 2007; Kane, 2005, 1973) az foF2 paraméterben 24 órával az SSC előtt egy vihar előtti jellemzőt (pozitív hatást) találtak, más szerzők azonban kétségbe vonják ennek a jelenségnek a jelenlétét (Mikhailov and Perrone, 2009). Burešová and Laštovička (2007) 65 erős geomágneses vihart vizsgáltak az 1995-2005 közötti időszakból, és azt találták, hogy a viharok mintegy 20-25%-ában szignifikánsan erős vihar előtti (pre-storm) hatás volt megfigyelhető. Liu et al. (2008) eredményéhez hasonlóan mi is enyhe vihar előtti erősödést találtunk mind a TEC, mind az foF2 esetében a 2012-es vihar esetében. Más szerzők szerint ez a hatás a bolygóközi környezetből és a magnetoszférából az ionoszférába jutó energia valamilyen eltérő behatolási csatornával függhet össze (Danilov and Belik, 1991), de ez még ellenőrzésre szorul.

### 5.3.2. Az ionoszféra és a geomágneses vihar fő fázisa

Közvetlenül az SSC-t követő napon (2012. nov. 13-án -  $Dst_{min}=-29nT$ ;  $Kp_{max}=4,77$ ;  $AE_{max}=674nT$  és 2015. márc. 17-én -  $Dst_{min}=-234nT$ ;  $Kp_{max}=7,7$ ;  $AE_{max}=1570nT$ ) mindkét viharban pozitív ionoszférikus vihar fázist figyeltünk meg minden állomáson mind az foF2-ben, mind a TEC-ben. Ez a viselkedés összhangban van a korábbi tanulmányokban (pl. Buonsanto, 1999; Danilov, 2013; Matsushita, 1959; Mendillo, 2006; Prölss, 1995) megfigyelt átlagos téli ionoszféra-válaszokkal (az foF2 és a TEC tekintetében), a geomágneses viharokkal összefüggésben. Az Astafyeva et al. (2015) tanulmányban a Szent Patrik-napi vihar főfázisa (március 17-18.) lett vizsgálva globálisan, több műszeres méréssel (pl. Swarm VTEC, GUVI, GNSS TEC), és azt találták, hogy a március 17-i napközbeni pozitív fázis az alacsonyabb szélességeken az O/N<sub>2</sub> arány növekedésének volt köszönhető. Ezt a megállapítást Nayak et al. (2016) és Kalita et al. (2016) is vizsgálta és alátámasztotta. Az AE-index többnyire meghaladta az 500 nT értéket, és gyakran 1500 nT-ig emelkedett a nap folyamán, ami a termoszféra intenzív Joule-fűtésének lehetőségére utal, ami kétféleképpen is okozhat pozitív viharfázist: 1) a réteg felemelkedése a megerősödött meridionális szelek révén, és ezáltal a rekombináció csökkenése (Prölss, 1995). 2) az atomi [O] leáramlása, ami az O/N<sub>2</sub> arány növekedését okozza (lásd még a 2.3 Az ionoszféra vihar fejezetben). Nava et al. (2016) és Polekh et al. (2017) azt is megállapították, hogy a pozitív ionoszférikus hatások a közepes és alacsony szélességeken eltérő energiabevitelhez kapcsolódnak (ahogyan az AE-indexben, 26. ábrán látjuk), és ahogyan tanulmányukban leírták, a termoszféra magas szélességen való felmelegedése okozta lökéshullám március 17-én 460 m/s sebességgel haladt az egyenlítő felé (120°E mentén, Polekh et al., 2017). Emellett Zhang et al. (2017a) cikkében az amerikai szektor felett napközbeni PPEF-jelenségeket találtak, amelyek pólus felé/felfelé irányuló ion driftként jelentek meg, emellett pedig a megfigyelések semleges meridionális szél egyenlítő felé irányuló hullámzását mutatták a nappali órákban is. A felfelé irányuló ion drift is hozzájárulhat a nappali pozitív fázishoz (Zhang et al. (2017a). A pozitív fázis napszakos alakulása eltérő volt, kettős csúcs volt megfigyelhető minden állomáson. Az első csúcs délben volt, maximum félórás késéssel, a második 18 óra körül (UT). A második csúcs a következő időpontokban volt megfigyelhető az egyes állomásokon (állomás-óra): JR-17:00, PQ és SO-17:30, RO és AT-18:00 órakor (UT). Ez összefügghet a vihar által indukált elektromos tér északról dél felé történő terjedésével (pl. PPEF-ek). Kumar and Kumar (2022) nyomán elmondható, hogy a kelet/nyugat irányú PPEF-ek a dél/észak irányú IMF Bz-hez kapcsolódnak. Az IMF Bz komponensének dél felé fordulásai (kelet felé irányuló PPEF-et indukálnak) a nappali órákban elektronsűrűség-növekedést okozhatnak (Kumar and Kumar, 2022). Ebben az időszakban két jelentős déli irányú Bz epizód volt (27. ábra): 8 és 14 (UT) körül, ami alátámaszthatja a fenti részletes feltételezést, de ez még ellenőrzésre szorul.

A 2012. novemberi vihar esetében a GUVI-adatok az O/N<sub>2</sub> enyhe emelkedését mutatják Európa felett november 13-án déli helyi idő körül (33. ábra), ami hozzájárulhat az foF2 pozitív

fázisához (28. ábra). Az AE-indexben (az SSC után) egy második csúcs volt ~600 nT értékkel, ami itt is a termoszféra Joule-fűtését jelzi. Az itt keletkezett folyamatok a 2015-ös viharhoz hasonlóan kétféleképpen is hozzájárulhatnak a pozitív fázishoz. Sajnos nincs Digiszonda drift epizód, ami erősíthetné a réteg felemelkedésének jelenlétét, illetve a megerősödött egyenlítői meridionális szelek jelenlétét. Ezt a feltételezést a 2007-es horizontális szélmodellel (HWM07, Huang et al., 2018) is ellenőrizni kell. Kumar and Kumar (2022) azt találták, hogy a PPEF-ek hozzájárultak az elektronsűrűség növekedéséhez 2012. november 13-án. Érdekes módon ez a nap az ionoszférikus vihar főfázisa, és általában ugyanekkor van a geomágneses vihar főfázisa is, azonban a 2012-es vihar során a geomágneses vihar főfázisa egy nappal későbbre tolódott.

A 2012-es geomágneses vihar főfázisában (nov. 14.) napközben a foF2-ben minden állomáson rendkívül csökkent elektronsűrűséget figyeltünk meg. Hasonló csökkenés volt megfigyelhető a TEC-ben is minden állomáson, de kisebb mértékben, kivéve AT és RO esetében, ahol csak 12 UT után vált negatívvá (lásd a 28. ábrát és 30. ábrát). Kane (2005) szintén az elektronsűrűség mély csökkenését tapasztalta a környező állomásokon a közepes szélességen egy hasonló vihar fő fázisában ( $Dst_{min}=-589$  nT). Azt is megállapította, hogy a Dst nagysága nem arányos a negatív hatás nagyságával az ionoszférában a közepes és magas szélességen. Pirog et al. (2006) megerősítette ezt, ahol az elemzett földrajzi szélességi tartomány hasonló volt, mint a mi esetünkben. Az foF2 csökkenése a geomágneses vihar fő fázisában az ionoszféra ismert válasza télen, de főként intenzív viharok ( $Dst_{min} \leq -100$  nT) során, és ekkor alacsonyabb szélességekre is kiterjedhet (Danilov, 2013). A GUVI mérései szerint 12 LT körül Európa felett az O/N<sub>2</sub> arány jelentős csökkenését figyelték meg (a 33. ábrán késsel jelölve). Általában a negatív ionoszférikus vihar kialakulásának fő oka az O/N<sub>2</sub> arány csökkenéséhez kapcsolódik. Ezt az aurorális termoszféra semleges gázának vihar idején bekövetkező Joule-fűtése hozza létre, ami összetétel zavartsági zóna kialakulásához vezet (csökkent O/N<sub>2</sub> aránnyal). Ezt a zónát a megnövekedett termoszférikus meridiánszelek (Travelling Atmospheric Disturbances- TAD) szállítják az egyenlítő felé (Astafyeva et al., 2015; Mikhailov et al., 1995; Prölss, 1995; Prölss and Zahn, 1974). Az AE-index harmadik, 1000 nT értékű csúcsa ~01:00 UT-kor következett be. Ez az energiabevitel a termoszféra Joule-fűtését is generálhatta, és erősíti hipotézisünk lehetőségét. Valamint megerősíti azt a korábbi feltételezésünket, hogy a negatív fázis fő oka a meridionális semleges szelek által az alacsonyabb szélességek felé (egészen a soproni állomásig) szállított csökkent O/N<sub>2</sub> arány (Berényi et al., 2018).

### ***5.3.3. Mély elektron-sűrűségcsökkenés a 2012 november 14-ei és a 2015 március 17-ei éjszakán.***

2012. nov. 14-én 18:00 UT-tól és 2015. márc. 17-én 20:43-tól az éjszakai órákban jelentős ionoszféra plazma erodáció volt megfigyelhető, amely egyes állomásokon rövid ideig tartó F-réteg eltűnéssel járt az ionogramokon (részletesen a 3.1 Ionoszféra szondázás, drift mérés szakaszban). Az foF2 és TEC adatok a 2012. novemberi viharban a JR, PQ és SO állomásokon

egyértelműen negatív fázist mutatnak. Ezzel szemben az AT és RO állomásokon erős pozitív fázis mutatkozik, főként az foF2-ben, de enyhén a TEC-ben is, a november 14-15-i éjszaka folyamán. A 2012-es vihar rTEC-térképei (32. ábra) a november 14-i éjszakai órákban (18-4:00 UT) bekövetkező változásokat jelzik. Ezek az rTEC-térképek világosan mutatják, hogy a csökkent elektronsűrűségű régió a magasabb szélességektől az egyenlítő felé halad, és éjjel körül éri el minimális szélességét az Athén-Róma vonaltól északra. A 00:00 és 02:00 UT közötti időszakban a csökkent elektronsűrűségű régió nagyon szépen kirajzolódik, és látható, hogy a JR, PQ és SO állomások teljes egészében benne helyezkednek el. Eközben az alacsony közepes szélességen levő Athén-Róma régió egész éjszaka pozitív fázisban marad. Megfigyeléseink és korábbi tanulmányok, mint például Yizengaw et al. (2005) eredményei alapján feltételezhetjük, hogy az AT és RO térségben ezt az éjszakai pozitív fázist a plazmaszféra-ionoszféra csatolás okozza a fokozott lefelé irányuló ExB drift miatt (ami a plazmaszféra elektronsűrűségfenntartó hatását eredményezi), ami időközben a plazmaszféra erős eróziójához vezetett. A 2012-es vihar esetében a PQ-ról aznap éjjel végzett drift mérések az F-réteg plazmájának erős nyugati irányú mozgását mutatják ( $v \sim 350$  m/s), ami az ionoszféra vályú (MIT) jelenlétére utal (lásd még Heilig et al., 2022). Így az foF2 és drift adatok alapján arra következtethetünk, hogy az MIT régió (tehát a PP lábnyoma) egyenlítő felé irányuló mozgása volt a fő oka az foF2, GNSS TEC és rTEC adatokban a geomágneses vihar főfázisának éjszakáján a SO, PQ és JR állomásokon észlelt hirtelen és nagymértékű elektronsűrűség csökkenésnek. Egy másik tényező lehetett a csökkent  $O/N_2$  arány is, ugyanis a GUVI mérések jelentős kimerülést mutatnak Európa felett nappal, ami a Földdel együtt (nyugati irányú széllel) átterjedhetett az éjszakai szektorba, hosszan tartó negatív fázist okozva (lásd a 33. ábra).

A 2015-ös Szent Patrik-napi vihar során mind az foF2, mind a TEC csökkent az összes állomáson az éjszaka folyamán. Az rTEC térképeken március 17-én 18 UT-kor egy nagyon erős pozitív fázis látható az alacsonyabb szélességeken, amelynek határa a Fekete-tengert és Észak-Franciaországot összekötő vonal mentén húzódik (a 32. ábrán sárgával jelentkezve). SO, PQ a zöld tartományban van, ami azt jelzi, hogy nincs eltérés a nyugalmi szinttől, amit az foF2 érték is megerősít (29. ábra). Ugyanakkor a JR negatív fázisban van, az foF2 jelentősen lecsökkent elektronsűrűséget mutat. Meg kell jegyezni, hogy a TEC (és az rTEC) negatív fázisának kezdő időpontja 3 órával később, összehasonlítva azt az foF2 paraméterrel ugyanazon a helyen. A Swarm adatai alapján (36. ábra) az MIT már elérte ezt a szélességet, és később tovább mozgott alacsonyabb szélességek felé, így valószínűleg ez okozta a negatív hatást a JR-nél. Korábbi vizsgálatok szerint az MIT délutáni megjelenése egy ún. plazmaszférikus fűvókához (plasmaspheric plume) kapcsolódhat (lásd Heilig et al., 2022). A megfigyelt rTEC értékek alapján, ahogy 22:00 UT-kor beléptünk az éjszakába (megjegyezzük, hogy a valóságban ez valószínűleg ~01:00 UT-kor történt a fent említett 3 órás rTEC késés alapján), a csökkent elektronsűrűségű zóna az egyenlítő felé mozog, és még a pozitív fázisú régió is hátrébb tolódott az Athén-Róma vonalig. 00:00-ra a kimerült zóna még lejjebb húzódott, ekkor Róma és Athén is negatív fázisba kerül az foF2 adatok alapján, ami azt jelzi, hogy az alacsony

közepes szélességi régió is az MIT hatása alá került. Az MIT helye a Swarm elektronsűrűség és hőmérséklet mérések (35. ábra, 36. ábra) és a Heilig et al. (2022) által leírt módszer alapján 0,72 h MLT-nél érte el a 44,6° mágneses szélességet (vagy talán még a 42°-ot is). Ezt az éles MIT-minimumot 5000 K-nál magasabb elektronhőmérséklet is kísérte (35. ábra), amit (Liu et al., 2016; Zhang et al., 2017a, 2015) is megfigyeltek március 17-én 16-19:30 UT időintervallumban, amit feltehetően a nagy plazma drift miatti erős sűrűdésos melegedés okozott. Az MIT minimumainak egyenlítő felé irányuló mozgása arra utal, hogy a plazmaszféra zsugorodott (lásd még a 10.2 Mellékletben 57.ábra), és az állomások (JR, PQ, SO) a plazmaszférán kívülre kerültek, ahol az ionoszférát már nem töltötte fel a plazmaszféra, ami rendkívül csökkent elektronsűrűséghez vezetett (részletesen 2.3 fejezetben). A súlyosan kimerült ionoszféra a kimerült külső magnetoszférával (plazma vályú- plasma trough) volt konjugált (lásd még Heilig et al., 2022). Az F-réteg drift mérés (a PQ-nál) kb. 20-02:00 UT között intenzív ~ 500 m/s sebességű nyugati irányú driftet észlelt (lásd 37. ábra), ami a MIT kialakulási mechanizmusával hozható összefüggésbe. A MIT hatása 04:00 UT-ig tart. Eredményeink jó összhangban vannak egymással és korábbi cikkek eredményeivel, mint például Nayak et al. (2016), akik a MIT egyenlítő felé irányuló mozgását vizsgálták az amerikai szektorban (az Északi szélesség 40°-ig ért), valamint Huang et al., (2018) is megfigyeltek nyilvánvaló nyugati irányú zavarokat a zonális szélben Közép-Kína felett (Ázsia, 38,7°N, 111,6°E). Tanulmányuk alapján 22:00 -02:00 UT között erős nyugati irányú semleges szél volt megfigyelhető. Majd 03:00 UT-kor a jelentős nyugati szélamplitúdókból eredő pólusirányú Coriolis erő hatására ~100 m/s-os pólusirányú szélmozgás jelent meg (lásd Huang et al., 2018; Tulasi Ram et al., 2016; Zhang et al., 2015). Ezeket az erős, >500 m/s-os nyugati irányú SAPS (Subauroral Polarization Stream) -ion drift okozta, amely a MIT-ben tetőzött, és a 22:43 UT-kor kezdődő SAPS-periódusok alatt a szubaurorális és a közepes szélességi területeken >50 m/s-os felfelé irányuló ion drift kísérte az E- és F-rétegben (Zhang et al., 2017a, 2015). Az alacsonyabb szélességeken azonban a pólusirányú szeleket nem feltétlenül a SAPS hajtja, valószínűleg ezek a szélváltozások a déli féltekén található zavarforrás régióból származó utazó légköri zavarokhoz (TAD) kapcsolódnak (Huang et al., 2018).

Zhang et al. (2017a) megfigyelése alapján az Amerika (Millstone Hill) felett 20-24 UT között észlelt ún. hirtelen megnövekedett sűrűségű fúvóka (Sudden Enhanced Density-SED plume) összekapcsolható a Dél-Európa (AT és RO) felett 18-22 UT között észlelt pozitív fázissal. Ugyanis a nyugati irányú szelek Európából Észak-Amerikába hozhatják a plazmát, ami néhány órán belül az ott észlelt SED fúvókához vezethet (lásd 29. ábra és 32. ábra), azonban a kialakulásában a PPEF is szerepet játszhat (Liu et al., 2016). (Liu et al., 2016) vizsgálata és (Lu et al., 2020) modelleredményei megerősítik ezt a lehetőséget. Érdekes módon egy erős pozitív fázisú régió jelent meg a magas szélességeken (Skandinávia felett), amely a MIT pólus felé eső határát jelentheti. Az adatok pozitív eltérést mutatnak, részben azért, mert az elektronsűrűség a nyugodt napok (QD-k) idején meglehetősen alacsony volt ebben a régióban, míg az azt követő

vihar során a MIT egyenlítő felé irányuló mozgásával összefüggésben igen jelentős növekedés következett be.

Az alacsonyabb szélességi körökről szólva, korábbi tanulmányok a főfázis éjszakája alatt az ÉSZ 30-40°-os zónában a fokozott meridionális szél és az elektromos terek változásának kumulatív hatását találták. Az alacsony szélességeken (mint RO és AT) az ionoszférában észlelt változásokat a megzavart elektromos terek (DDEF-ek és PPEF-ek) szuperpozíciója irányította, ami március 17-én este és március 18-án reggel az foF2 csökkenését váltotta ki (lásd Astafyeva et al., 2016; Jin et al., 2017; Polekh et al., 2017). A Szent Patrik-napi vihar esetében a PPEF alacsony szélességekre gyakorolt ionoszférikus hatásait és az ionoszférikus DDEF-et több más cikk is vizsgálta és tárgyalta: (Jin et al., 2017; Kalita et al., 2016; Lu et al., 2020; Tulasi Ram et al., 2016). Utóbbi hozzájárulhat az éjszakai elektronsűrűség csökkenéséhez az alacsonyabb szélességeken (AT, RO).

#### **5.3.4. A felépülési fázis**

A felépülési fázisban (2012. november 15-17-én -  $D_{\text{stmin}} = -40; -27; -13$  nT;  $K_{\text{pmax}} = 1,33; 2,77; 3$ ;  $A_{\text{Emax}} = 119; 310; 328$  nT és 2015. március 18-20-án -  $D_{\text{stmin}} = -200; -99; -81$  nT;  $K_{\text{pmax}} = 6; 5; 4,77$ ;  $A_{\text{Emax}} = 1043; 1134; 611$  nT) minden állomás TEC és foF2 adatai pozitív fázist mutattak a 2012-es vihar esetében, míg a 2015-ös St. Patrick vihar esetében negatív. Yizengaw et al. (2005) a 2001. március 31-i geomágneses vihart vizsgálták ( $D_{\text{stmin}} = -380$  nT), és szintén egy hosszan tartó negatív fázist találtak a felépülési fázisban. A 2015-ös vihar alatti hosszan tartó negatív fázis oka a Danilov (2013) által javasolt összetétel zavartsági zóna alacsony szélességeig való nagymértékű kiterjedése lehetett. Ezeket az állításokat a GUVI- adatok elemzése is megerősíti. 2015. március 18-án Juliusruh felett (34. ábra) az O/N<sub>2</sub>-arányban meglehetősen mély csökkenést figyeltünk meg, amihez foF2-csökkenés társult (29. ábra). Ez a hatás március 19-én is megismétlődik, ráadásul az foF2 paraméterek adatai március 20-án a PQ, SO és RO-nál is enyhe csökkenést mutatnak. Chernigovskaya et al., (2021); Huang et al., (2018); Nava et al., (2016) szintén ezt az elektronsűrűség-csökkenést tapasztalták (március 18-20. közötti intervallumban). Megállapították, hogy a felépülési fázisban a közepes szélességű ionoszféra dinamikájában fontos szerepe lehet a molekuláris gáz hullámszerű termoszférikus zavarainak, amelyek több napon keresztül nyugat felé terjednek, és a terjedési pályák mentén elektronsűrűség-csökkenést okoznak. Emellett Kumar and Kumar (2019) vizsgálata alapján elmondható, hogy a negatív fázis kialakulása a DDEF-ekhez is köthető. Ami a 2012-es vihart illeti, a negatív fázis pozitív fázisra váltott, amit feltehetően utazó légköri zavarok (TAD) okoztak (Danilov, 2013). Ezeket általában ugyanaz a fentebb tárgyalt, vihar idején az egyenlítő felé irányuló meridionális szél hozza, és sebességük körülbelül 440 m/s (Mansilla, 2003). Ezek a folyamatok felemelik a réteget nagyobb magasságba, ahol a rekombináció lassabb, emellett lefelé áramlik az atomi [O], ami az elektronsűrűség növekedését eredményezi. Nov. 16-17-én a GUVI segítségével enyhén megnövekedett O/N<sub>2</sub> értéket figyeltek meg (sárgával jelölve a 33.

ábra), ami hozzájárulhat az foF2 10-15 UT körüli nappali pozitív hatásához minden vizsgált állomáson (28. ábra; lásd még (Illés-Almár et al., 1987; Pirog et al., 2006) cikkét).

A 2015-ös vihar során egy második SSC is bekövetkezett egy HSSWS által, ami március 21-én éjszaka történt. Ezen a napon minden állomáson negatív fázis észlelhető mind a TEC, mind az foF2 adatokban, de a GUVI-adatokban nem észlelhető semmilyen zavar. Egy nappal később ( $D_{st_{min}}=-56$  nT;  $K_{p_{max}}=6,33$ ;  $A_{E_{max}}=1078$ nT) enyhe pozitív fázis volt jelen mind a TEC-ben, mind az foF2-ben minden állomáson. A felépülési fázis fennmaradó napjain az foF2 adatok nem mutatnak jelentős eltérést a QD értékektől, míg a TEC-ben enyhe pozitív hatás látható. A késői felépülési fázis viselkedésének lehetséges oka összefügghet azzal, hogy a vizsgált európai állomások ekkor a plazmaszférán belül voltak napközben. Így az összetételváltozás hatását más tényezők elnyomhatták. Egy másik lehetséges ok lehet, hogy a HSSWS az első két napban elektronsűrűség-növekedést okozott. Nava et al. (2016) azt találták, hogy a HSSWS esemény némi energiát ad a magnetoszférába, ami meghosszabbítja a felépülési fázis élettartamát.

Az foF2 és a TEC között a két vihar nappali és éjszakai időszakában megfigyelt eltéréseket a jelen értekezéshez kapcsolódó Melléklet 10.1.2 fejezetében részletezem (Berényi et al., 2023a). Az foF2 paraméter és a TEC viselkedése közötti különbségek azzal hozhatók összefüggésbe, hogy a TEC nemcsak a felső ionoszférából (az foF2 paraméter magassága - hmF2 - fölött), hanem a plazmaszférából is tartalmaz plazmát. Általánosan elfogadott, hogy az integrált TEC körülbelül 2/3-a a hmF2 feletti régióból származik (Mendillo, 2006). Ennek köszönhetően a TEC a legjobb a földközeli termikus plazma (ionosféra és plazmasféra) általános viselkedésének ábrázolására, értékelésére és megértésére (Mendillo, 2006). Itt kell megemlíteni, hogy a jelen tanulmányhoz használt TEC ábrák (30. ábra, 31. ábra) egy TEC rácshálós térképen alapulnak (és nem az egyes GNSS-állomásokhoz kapcsolódnak). Az ábrázolt értékeket e TEC-térképek egy (az egyes ionoszonda állomásokhoz legközelebbi) rácspontjánál vették, így egy simított interpolált értékről van szó, ami szintén oka lehet annak, hogy kevésbé pontos, szemben az egyes állomásokon mért foF2-vel.

A jövőbeli vizsgálatok során fontosnak tartom, hogy ezek az eredmények össze legyenek hasonlítva néhány létező modellel/szimulációval, hogy elemezni és tesztelni lehessen a fent említett folyamatokat: az NRL ionosféra/plazmasféra SAMI3 modellel (Huba et al., 2017), a termosféra-ionosféra-elektrodinamikai általános cirkulációs modellel (TIEGCM, lásd Lu et al., 2020), a Horizontal Wind Model 2007 (HWM07, Huang et al., 2018), a Global Self-consistent Model of the Thermosphere, Ionosphere, and Protonosphere (GSM TIP, Ratovsky et al., 2019). Ez elsősorban a 2012-es vihar esetére lenne fontos, ahol nem rendelkezünk Swarm műholdas mérésekkel, és Fabry-Perot interferométeres semleges szélmegfigyelésekkel, hogy megerősítsük a feltételezéseinket a lehetséges ionoszférikus hatások mozgatórugóiról.

## 5.4. Összefoglalás

Két ICME-vel kapcsolatos geomágneses vihar kialakulása során vizsgáltam az ionoszférában fellépő zavarok mértékét. Legfőbb célom az volt, hogy felkutassam az összefüggéseket a geomágneses viharok által az ionoszférában kiváltott folyamatok között Európa felett. Különböző méréseket (Digiszonda foF2 és drift, GNSS TEC, TIMED/GUVI, és Swarm adatok) használtam az észlelt zavarok lehetséges okainak feltárására. A vizsgálat eredményeinek összefoglalása az alábbiakban olvasható:

1. 2012. november 13-án: a termoszféra összetételének változása és a PPEF-ek minden állomáson hozzájárultak a nappali pozitív fázis kialakulásához. A Pruhonice-i drift mérések az ionoszférikus vályú (MIT) jelenlétét jelzik 13-a 20:30 és 14-e 10:00 UT között, ami az F-réteg plazmájának 350 m/s sebességű nyugati irányú mozgásában tükröződött, ami az foF2 csökkenésének fő oka volt az éjféli utáni szektorban a JR, PQ és SO állomásokon.
2. 2015. március 17-én JR állomás kivételével minden állomáson nappali pozitív ionoszférikus vihar alakult ki. Ebből arra következtethetünk, hogy a JR-nél kialakult negatív fázis az MIT napközbeni egyenlítő felé irányuló mozgásának következménye. A GUVI adatok alapján feltételezzük, hogy az összetétel változásnak feltehetően nem volt hatása. Feltételezhető, hogy a pozitív fázis lehetséges oka főként a sarki termoszféra Joule-fűtésével kapcsolható össze, amely a plazmát a megerősödött egyenlítő felé irányuló szelek révén olyan magasságokba emelte, ahol lassabb az ionok rekombinációja. Emellett a korábbi tanulmányok alapján egy másik ok valószínűleg a PPEF-ek voltak. A megfigyelt virtuális magasságváltozások és a függőleges drift adatok a korábbi tanulmányokkal együtt szintén megerősítik a felemelkedési scenáriót.
3. 2012. november 14-én: az foF2 adatokban a negatív fázis rendkívül jelentős minden állomáson 6 UT-tól a délutáni órákig. A GUVI adatok alapján ez a hatás az O/N<sub>2</sub> arány nagyon erős csökkenésével függ össze a nap folyamán.
4. 2012. nov. 14-én éjszaka azt tapasztaltuk, hogy a JR, PQ, SO állomásokon a negatív fázis kialakulásának elsődleges oka a közepes szélességű ionoszféra vályú (MIT) jelenléte volt. Az rTEC térképek és a PQ-n végzett drift mérések is megerősítik az éjszakai vályú jelenlétét. Emellett a GUVI-adatok alapján úgy tűnik, hogy a nappali összetétel zavartsági zóna az éjszaka folyamán az egyenlítő felé terjed, hozzájárulva a kifejezettebb elektronsűrűség-csökkenéshez.
5. A MIT-minimumok helye (egybeesik a PP ionoszférikus lábnyomával) az éjszakai időszakban az adatok alapján valószínűleg elérte a soproni szélességet november 14-én éjjel. Ezzel szemben az AT és RO a plazmaszférán belül maradt, ami az foF2 növekedéseként jelent meg. Ez összhangban van a korábbi tanulmányokkal.
6. A Swarm adatok a Digiszonda drift méréseivel együtt alátámasztják hipotézisünket, miszerint az foF2 és a TEC szélsőséges csökkenése 2015 március 17-én éjjel a MIT



egyenlítő felé irányuló mozgásához kapcsolódik az intenzív SAPS nyugati irányú iondriftjével együtt, mivel a MIT 0,72 h MLT-kor elérte a  $44,6^\circ$  (vagy akár meghaladta a  $42^\circ$ ) geomágneses szélességet. Ez az állapot még kifejezettebb elektronsűrűség-csökkenést eredményezett az SO és PQ feletti ionoszférában. A lecsökkent O/N<sub>2</sub> arány szintén hozzájárult a kimerítő hatáshoz.

7. A korábbi tanulmányok megfigyelései után a március 17-én 20-24 UT között Amerika felett (szubaurorális szélességi körökön) észlelt ún. hirtelen emelkedett sűrűségű (SED) felhő összefüggésbe hozható a Dél-Európa (RO és AT) felett 18-22 UT között az foF2-ben és az rTEC-ben bekövetkezett pozitív fázissal (SED): a nyugati szél Európából Észak-Amerikába hozhatta a plazmát, ami az ott észlelt SED-felhőhöz vezetett.
  8. A 2012-es vihar felépülési fázisára az foF2 és a TEC nappali pozitív fázisából a negatívba való átmenet valószínűleg a semleges összetétel változásának köszönhető.
  9. Az foF2 és a TEC adatok fő mintázatai hasonlóak a két vizsgált geomágneses vihar során.
  10. Az foF2, az rTEC, a drift és Swarm mérések kombinált elemzése egy újabb módszert ad a már meglévő módszerek mellett az ionoszféra jellemzőinek, mint az MIT (a plazmapauza ionoszférikus lábnyoma), a SED és a SAPS fejlődésének és mozgásának nyomon követésére. Ez elmélyítheti a különböző geomágneses viharok során lejátszódó folyamatok megértését, és a jövőben felhasználható lesz az űridőjárás-előrejelző modellekben.
  11. A jövőbeli tanulmányok során fontosnak tartom, hogy ezeket az eredményeket összehasonlítsuk néhány létező modellel/szimulációval, hogy elemezzük és teszteljük a fent említett folyamatokat.
- 

Ehhez a tanulmányhoz kapcsolódó tézisek sorszáma: **2), 3)**

Kapcsolódó publikáció: (Berényi et al., 2023a)

### **Szerzői hozzájárulások (az eredeti nemzetközi publikációra vonatkozóan)**

Berényi Kitti Alexandra volt a fő szervezője és írója a Berényi et al., (2023a) cikknek, emellett felelős az összes felhasznált ionoszonda adat kézi korrekciójáért, az rTEC térképek, valamint TIMED (GUVI) adatok előkészítéséért, elemzéséért. Barta Veronika részt vett a kutatás szerkezetének kialakításában, az alapkoncepcióban, ellenőrizte a munkafolyamatot és javította a kéziratot. Heilig Balázs végezte a Swarm műholdas adatok elemzését, ábrázolását és az MIT pozíciójának kiszámítását, hozzáadta az ábrákat. Jaroslav Urbar kiválasztotta és ábrázolta a GNSS TEC adatokat. Daniel Kouba kézzel korrigálta a Digiszonda drift méréseit, és megírta hozzá a módszer leírást. Kis Árpád ötletekkel és finanszírozással támogatta az első szerzőt.

## **6. Különböző típusú geomágneses viharok ionoszférikus hatásának összehasonlítása: Az foF2 és deltafoF2 paraméter kapcsolata a geomágneses indexekkel (Berényi et al., 2023b)**

A következő fejezetben a 24. napszaki maximumának idején a bolygóközi koronaanyag-kidobódások (ICME) és az áramlási kölcsönhatási régiók/korotáló kölcsönhatási régiók (SIR/CIR) okozta geomágneses viharok ionoszféra F2-rétegére gyakorolt hatásai közötti különbségeket vizsgálom. A 2012 novembere és 2014 októbere közötti időszakra vonatkozóan összeállításra került két egyedi lista, mely az ICME- és SIR/CIR-indukálta geomágneses viharesemények tartalmazza. Végül 42 tiszta ICME- és 34 tiszta SIR/CIR-esemény lett kiválasztva az elemzéshez. Az egyes geomágneses viharidőszakok évszakok, napszakok és a  $D_{st\min}$  helyi ideje szerint lettek csoportosítva, és három különböző módszerrel elemezve: lineáris korrelációs elemzés az foF2 paraméterek és a geomágneses indexek 4 órás átlagai között (1.), a deltafoF2 napi változásának vizsgálata (2.) és 3D ábrázolás: geomágneses indexek az idő és a deltafoF2 függvényében (3.). A vizsgálat fókuszában az ICME- és SIR/CIR-indukálta geomágneses viharok főfázisának napja állt. Az elemzéshez a soproni ionoszonda állomáson mért, kézzel kiértékelt ionoszféra foF2 paraméterek és a geomágneses indexek ( $K_p$ , Dst és AE) lettek felhasználva.

### **6.1. Módszer**

Az elemzés elején meghatároztam bizonyos kritériumokat az egyedi, „tisztá” viharesemények kiválasztása céljából: nem szabad egy előző vihar felépülési fázisa alatt kezdődnie, és a két esemény kezdő időpontja között legalább 24 órának kell eltelnie a Dst-index alapján. A kiválasztott tiszta eseményeket több viharesemény- és műholdas adatkatalógus segítségével validáltuk és ellenőriztük, lásd fentebb a 3.5 fejezetben, illetve összefoglalva a 10.3 Melléklet 6. táblázat és 7. táblázatában. Az összes említett befolyásoló tényezőt figyelembe véve az eseményeket a következők szerint soroltam csoportokba: évszak (nyári, téli vagy napéjegyenlőségi), napszak (éjfél, hajnal, délelőtt, dél, délután/alkonyat és éjszaka) és a geomágneses vihar típusa (ICME-indukált vagy SIR/CIR-indukált).

A kiválasztott tiszta geomágneses vihareseményeket háromféle módszerrel elemeztem:

1. **Az első módszer:** foF2 változása az ICME és SIR/CIR események során mért geomágneses indexek és a napszakok függvényében.

Mendillo and Narvaez (2009) kategorizálása után a következő napszak csoportok lettek elemezve: éjfél (Midnight), hajnal (Dawn), délelőtt (Morning), dél (Noon), délután/alkonyat

(Afternoon/Dusk) és éjszaka (Night). Ezek a csoportok az 38, 39, 41., 42, 43, 44. ábrákon láthatóak: az ionoszférikus foF2 paraméter 4 órás átlaga (az y-tengelyen) és a geomágneses indexek 4 órás átlagának függvényében (az x-tengelyen).

Időbeli felbontás: 4 h.

A geomágneses indexek és az ionoszféra foF2 paramétere közötti kapcsolat megismeréséhez lineáris regresszió lett alkalmazva az adatokon. Az egyes napszakok időintervallumai a következők: a hajnali csoport 02-06:00 (UT), a reggeli csoport 06-10:00 (UT) a déli csoport 10-14:00 (UT), a délután/alkonyat csoport időintervalluma 14-18:00 (UT), az éjszakai csoport 18-22:00 (UT) és az éjféλι csoport 22-02:00 (UT) (Mendillo and Narvaez, 2009 után).

A 4 órás átlagértékeket és a hozzájuk tartozó szórásokat, valamint a lineáris illesztés eredményeit a számított korrelációs együtthatóval (R) és az átlagos négyzetes hiba gyöke (Root Mean Square Deviation- RMSD) együtt a 10.3 Melléklet 9. táblázat, 10. táblázat és 11. táblázat tartalmazzák.

## 2. A második módszer: A $D_{st_{min}}$ helyi ideje szerinti változások vizsgálata

A valós viharidőszaki foF2 változások (a  $\Delta foF2 = \Delta foF2$ ) százalékos értékének meghatározásához itt is a 4.2.3 A  $\Delta foF2$ , h'F2, foEs paraméterek vizsgálata a három viharesemény során fejezetben leírt (24) egyenlet lett felhasználva, amelyet más szerzők is elfogadtak és általánosan használnak (Barta et al., 2022; Berényi et al., 2018; Buresova et al., 2014).

Ez a  $\Delta foF2$ -t kiszámító egyenlet megadja az foF2 paraméter relatív eltérését a három nyugodt nap foF2 medián értékétől. Ha a 45, 46, 47 és 48. ábrán szereplő érték 0%, akkor a viharidejű foF2 érték megegyezik a nyugodt nap medián értékével az adott félórában. A 10.3 Melléklet 8. táblázatában felsoroltuk a felhasznált nyugodt napokat.

Ennél a módszernél három új vizsgálati csoport lett meghatározva a  $D_{st_{min}}$  érték helyi ideje alapján (lásd a 10.3 Melléklet 12. táblázat):

Éjfél utáni (Post-midnight): éjfél után és napfelkelte előtt.

Nappali (Daytime): napfelkelte után és napnyugta előtt.

Éjfél előtti (Pre-midnight): napnyugta után és éjfél előtt.

Megjegyzendő, hogy a napnyugta és napkelte időpontja egyenként és kézzel lett meghatározva az ionogramok segítségével.

Időbeli felbontás (megegyezik az ionoszonda időbeli felbontásával): 0.5 h.

## 3. A harmadik módszer: A geomágneses indexek 3D ábrázolása az idő és a $\Delta foF2$ paraméter függvényében.

A geomágneses indexek változásainak szemléltetéséhez a paramétereket 3D-s szórásdiagramban (3D scatter plot) jelenítettem meg. Szivárvány színezés lett alkalmazva a  $\Delta foF2$  paraméter változásai szerint (ami az y-tengelyen lett ábrázolva). Megjegyzendő, hogy itt a második módszer során meghatározott  $\Delta foF2$  paraméterek lettek felhasználva, valamint a második módszer során alkalmazott napszak szerinti vizsgálati csoportokat használtam az évszak és a  $D_{st_{min}}$  helyi ideje szerinti hatások elkülönítésére.

Időbeli felbontás (megegyezik a geomágneses indexek időbeli felbontásával): 1 h.

## 6.2. Eredmények

Három módszer lett alkalmazva a kiválasztott 42 tiszta ICME- és 34 tiszta SIR/CIR-indukálta viharesemény elemzésére. A fő cél az volt, hogy jellegzetes hasonlóságokat és/vagy különbségeket kimutassam az F2-réteg elektronsűrűségére (foF2 paraméterre) gyakorolt ICME- és SIR/CIR-indukált hatások között. További cél volt annak a geomágneses indexnek a megtalálása, amely a legjobban korrelál az ionoszféra F2-réteg elektronsűrűségének változásával a geomágneses zavarok során.

### 6.2.1. Első módszer: ICME és SIR/CIR események nappali változásai

A kiválasztott eseményeket az évszakok figyelembevételével is elemeztem. Az ICME-k által kiváltott tiszta események esetében 16 téli, 13 nyári és 13 napéjgyenlőségi geomágneses vihar esemény került kiválasztásra. A SIR/CIR-ek esetében 6 téli, 17 nyári és 11 napéjgyenlőségi esemény lett kiválasztva. Az 38, 39, 41. ábra, 42, 43, 44. ábrán az első módszerrel kapott eredmények láthatóak. Minden adatpont a geomágneses indexek és az foF2 paraméter 4 órás átlagát jelenti (a 4 órás átlagokat a standard eltérésekkel együtt lásd a 10.3 Melléklet 9. táblázatában). A 38, 39, 41. ábra, 42, 43, 44. ábrákon az egyes diagramokon az értékeket a hat napszak csoport szerint különítettem el: éjfél, hajnal, délelőtt, dél, délután/alkony és éjszaka.

A cél az volt, hogy meghatározzam az foF2 trendjét a különböző geomágneses indexek függvényében. Ezért lineáris regressziót alkalmaztam az adatokon, amelyet a 39, 42 és 44. ábrán piros vonal jelöl. A kapcsolódó korrelációs együttható (R) értékek és az átlagos négyzetes hiba gyöke (RMSD) is ki lettek számítva, előbbi azt jelzi, hogy mennyire erős a kapcsolat a két változó között, míg utóbbi azt, hogy mennyire pontos az adatokra való lineáris illesztés (Az R és RMSD értékek a 39, 42 és 44. ábrákon minden egyes ábra bal alsó részén látható). A lineáris illesztési alap eredményeket, valamint a kapcsolódó korrelációs együttható (R) és RMSD értékeket tartalmazó táblázat a 10.3 Melléklet 7-8. táblázatában találhatóak. A 0,5-nél nagyobb korrelációs együttható (R) értékek a következő szakaszokban lesznek tárgyalva. Megjegyzendő, hogy a Dst-index esetében az R korrelációs együttható ellentétes előjelű a Dst-index értékének a természetéből adódó negatív értékei miatt; nevezetesen, minél negatívabb értéket észlelünk a Dst esetében, annál nagyobb a geomágneses vihar.

## ***Téli események***

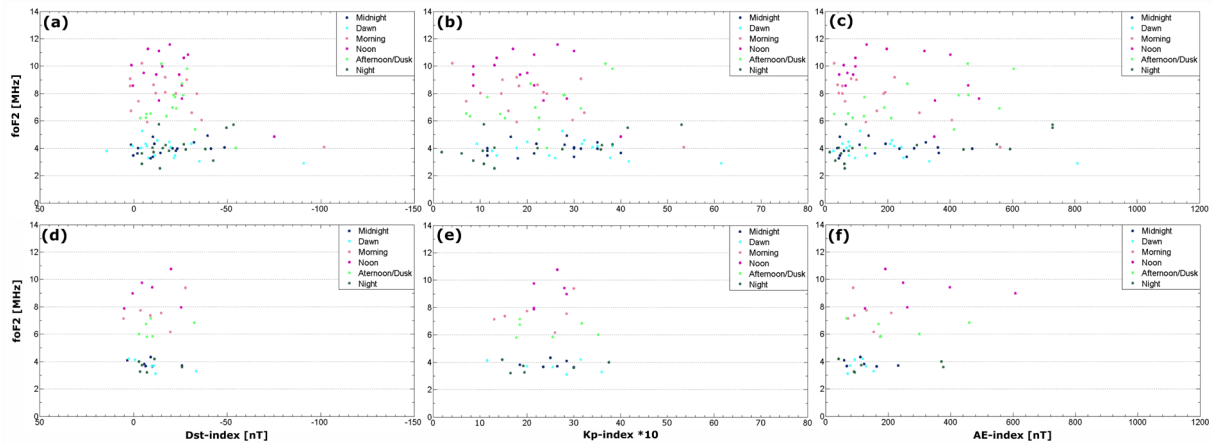
Az 38a-c ábrán a 16 téli ICME esemény látható. Az foF2 értékek a 2-12 MHz-es frekvenciatartományban mozognak. Az 38d-f ábrán a 6 téli SIR/CIR esemény látható. A frekvenciatartomány ugyanaz, mint a téli ICME által kiváltott események esetében. A pozitív ionoszférikus viharhatás a nappali időszakban ugyanolyan nagyságrendű, mint az ICME-események esetében. Általánosságban elmondható, hogy az északi féltekén a közepes szélességen télen nagyobb valószínűséggel várunk pozitív ionoszférikus viharfázist (lásd ennek a háttérét még bővebben a 2.3 fejezetben). A vizsgált időszakban télen sokkal kevesebb SIR/CIR esemény történt, mint ICME-indukált esemény, és az események magnitúdója is kisebb. Ez megegyezik a korábbi tanulmányok feltételezéseivel (Buresova et al., 2014; Chen et al., 2014; Chi et al., 2018).

A lineáris illesztés eredményei a téli eseményekre vonatkozóan külön-külön mindegyik napszak csoportra és a megfelelő korrelációs együttható (R) értékek a 39. ábrán láthatók (a lineáris illesztés eredményét és a felsorolt korrelációs együttható (R) értékeket lásd a 10.3 Melléklet 9. és 10. táblázatában). A téli ICME-indukált hajnali, délelőtti és déli csoportok foF2 értékei a geomágneses indexek függvényében jelentős csökkenést mutatnak; más szóval az indexek növekedésével az foF2 paraméter csökkenése látható (39 (a,c,e) ábra). A megfelelő R-értékek a Dst-foF2 korreláció esetében a legjobbak,  $R = 0,5932$  a déli (Noon) csoport esetében (megjegyzendő, hogy a Dst-index esetében a korrelációs együttható ellentétes az általában negatív értékei miatt), de a délelőtti (Morning) csoportok esetében a legjobb  $R = -0,761$  korreláció az AE-foF2 paraméter párral volt. Az 1,429 és 1,029 RMSD értékek azonban nem mutatnak túl jó lineáris illeszkedési pontosságot az adatokra. Ezzel szemben a délután/alkonyat (Afternoon/Dusk), az éjszakai (Night) és az éjféle (Midnight) csoportok növekvő foF2 tendenciát mutatnak az indexek függvényében (39 (g,i,k) ábra). A legjobb korrelációs együttható értékek az AE-foF2 korrelációra vonatkoznak, ahol az  $R$  0,5471 és 0,5789, amíg az RMSD 1,349 és 0,782 a délután/alkonyat (Afternoon/Dusk) és az éjszakai (Night) csoportban.

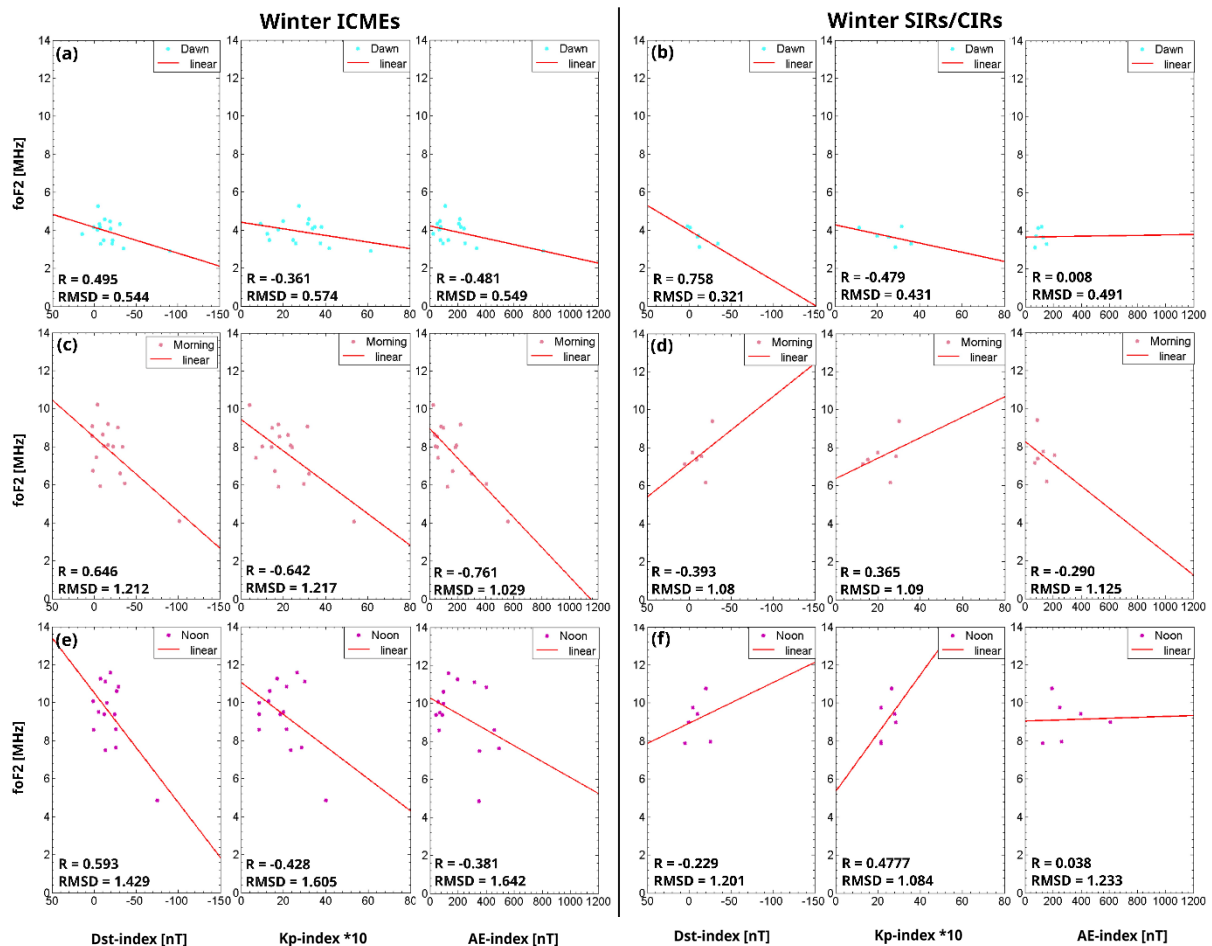
A téli SIR/CIR-indukált események esetében a tendencia nem olyan szép, mint az ICME-indukált eseményeknél. Ennek oka lehet, hogy ebben az évszakban csak 6 tiszta SIR/CIR esemény volt. A délelőtti (Morning), déli (Noon) és délután/alkonyat (Afternoon/Dusk) csoportok vihareseményei a leginstabilabbak (39 (d,f,h) ábra). A Hajnali (Dawn) és Éjféle (Midnight) csoportokban az foF2 csökkenése figyelhető meg a növekvő viharerősség függvényében (39 (b,l) ábra). Az éjszaka folyamán azonban mindhárom geomágneses index függvényében enyhe növekedés figyelhető meg.

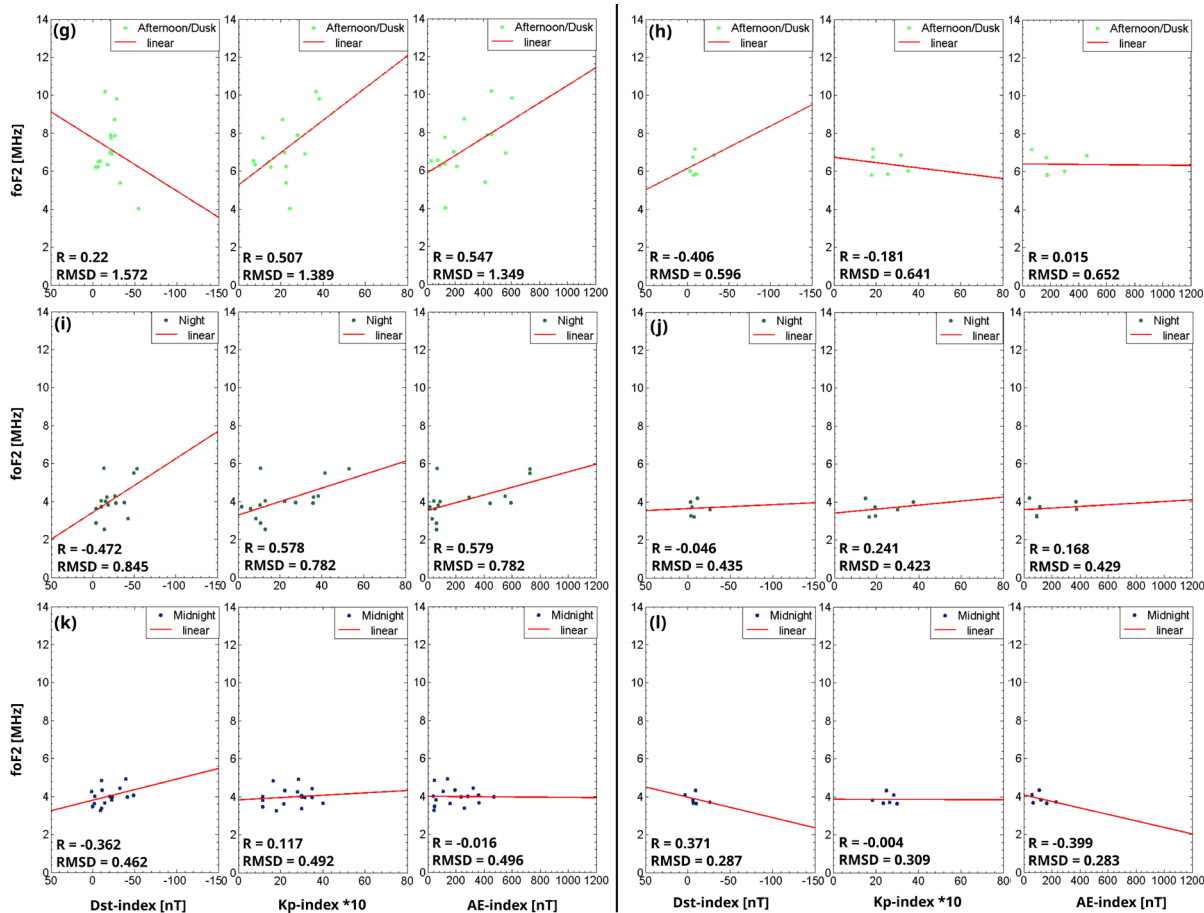
A legjelentősebb különbség a téli ICME- és SIR/CIR-események között az, hogy a téli időszakban sokkal kevesebb SIR/CIR-esemény volt. Megállapítható, hogy hatnál több eseményre lenne szükség, ha meg akarnánk határozni az foF2 változásának tendenciáját a viharok növekvő erősségének függvényében. Ezenkívül az ionoszféra F-rétegének elektronsűrűségében bekövetkező változások az ICME által kiváltott geomágneses

viharesemények során stabilabbak és előre kiszámíthatóbbnak tűnnek, mint a SIR/CIR által kiváltottak során.



38. ábra. A 16 téli ICME 4 órás átlagának ábrái: az foF2 4 órás átlagadatai a (a) Dst-index (nT), (b) Kp-index\*10, (c) AE-index (nT) 4 órás átlagértékeinek a függvényében. A 6 téli SIR/CIR ábrák: az foF2 4 órás átlagadatok a (d) Dst-index (nT), (e) Kp-index\*10, (f) AE-index (nT) 4 órás átlagértékek függvényében. A napszakcsoportok különböző színekkel vannak elkülönítve (lásd még az ábrákon a jobb felső sarkában a jegyzéket). (Berényi et al., 2023b)

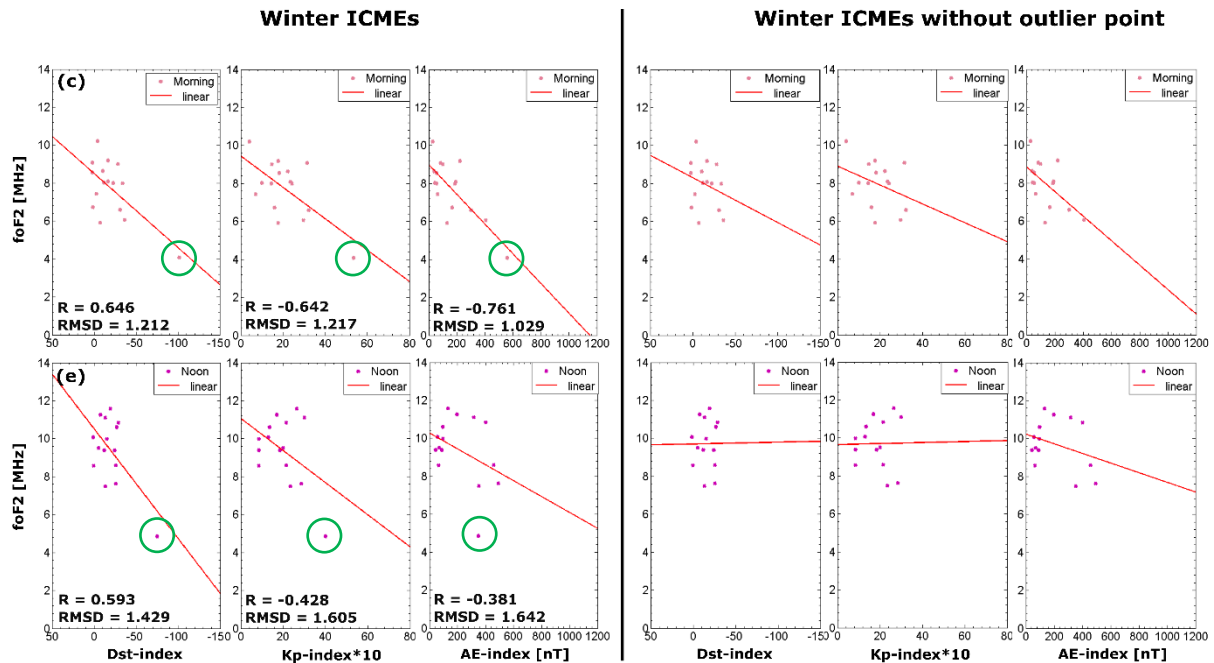




39. ábra: A téli ICME-indukált események lineáris illesztési eredményei a napszakok csoportjaiban: (a) hajnal (Dawn), (c) délelőtt (Morning), (e) dél (Noon), (g) délután/alkonyat (Afternoon/Dusk), (i) éjszaka (Night), (k) éjfél (Midnight). A téli SIR/CIR események lineáris illesztési eredményei a következő napszak csoportokban: (b) Hajnal (Dawn), (d) délelőtt (Morning), (f) dél (Noon), (h) délután/alkonyat (Afternoon/Dusk), (j) éjszaka (Night), (l) éjfél (Midnight). Minden egyes nappali fáziscsoport az foF2 paramétereket a Dst-, Kp- és AE-indexek függvényében is ábrázolja. A lineáris illesztési egyenes a piros vonallal. Az egyes ábrák bal alsó részén a korrelációs együttható (R) és az RMSD értékek szerepelnek (a 4 órás átlagértékeket lásd a 10.3 Melléklet 11. táblázatában, a lineáris illesztés eredményeit, az R és RMSD értékeket 10.3 Melléklet 9-10. táblázatában). (Berényi et al., 2023b)

A 40. ábrán látható a kiugró események paramétereinek egyenes illesztésre való hatása. Látható, hogy a reggeli csoport illesztési trendjére nincs szignifikáns hatással a kiugró adatok eltávolítása. Ezzel szemben a déli csoport esetében jelentős a különbség a Dst-foF2 és a Kp-foF2 illesztéseknél. A kiugró adatpont eltávolításával gyakorlatilag nem figyelhető meg se pozitív se negatív trend. Ezen vizsgálat alapján elmondható, hogy nagyon fontos az adatpopuláció szórása, melyet a kiugró pontok nagyban meghatároznak. A kiugró események jelen vizsgálat során (is) nagy geomágneses viharokat jelölnek. Kiemelendő, hogy jelen vizsgálat alapján nem javasolt egy kiugró pontot sem ignorálni, mivel más következtetés vonható le az eredményekből. Mivel gondos válogatás során lettek a tiszta geomágneses vihar események kiválogatva, és korábbi tanulmányok alapján is tudva levő, hogy az intenzív geomágneses vihar események jóval ritkábbak, mint a közepes erősségűek, ezért nem érdemes az intenzív eseményeket, amelyek leginkább hatással vannak az ionoszféra állapotára, figyelmen kívül hagyni (mint jelen esetben). Azonban ahhoz, hogy megbízható trendet lehessen

mondani, sokkal több eseményre van szükség, több napciklus eseményeinek együttes vizsgálatát javaslom a jövőben.



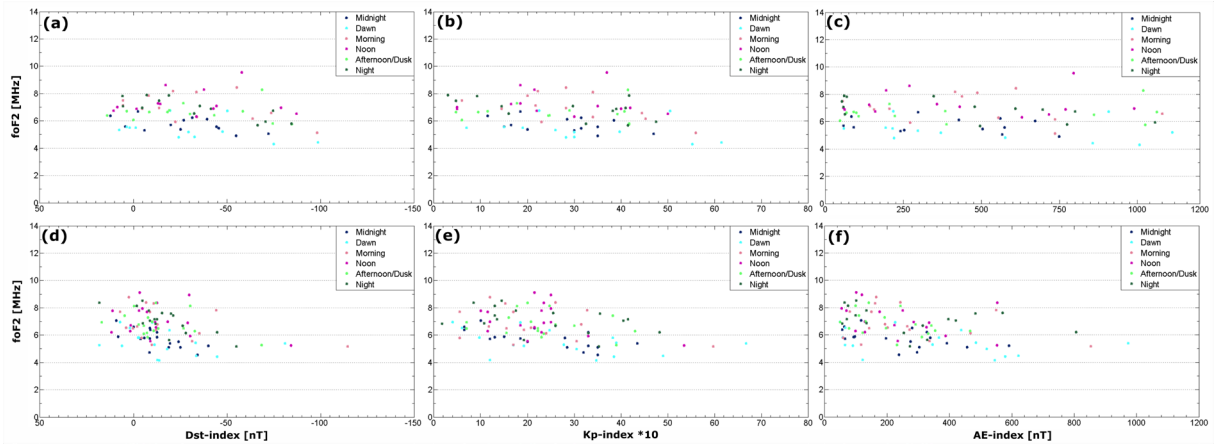
40. ábra: A kiugró pontok illesztésre való hatásának vizsgálata. A jobb oldali ábrason láthatók az új illesztések. A bal oldali ábrason zöld körrel van jelölve a kiugró esemény, amit el lett távolítva az új illesztésnél.

## Nyári események

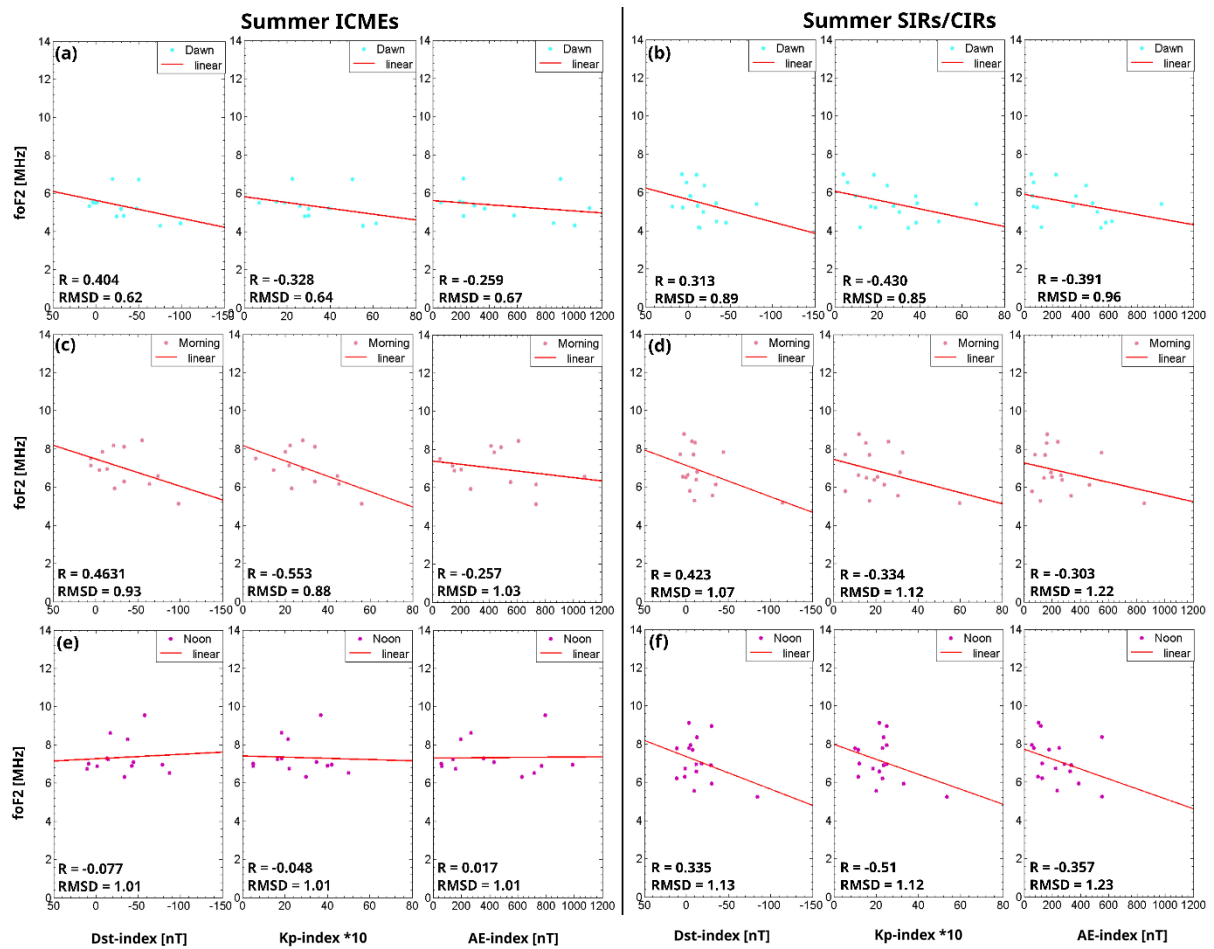
A 41. ábra (a-c) ábrán a 13 nyári ICME esemény van ábrázolva. Az foF2 értékek a 4-10 MHz-es frekvenciatartományban mozognak. A 41. ábra (d-f) ábrán a 17 nyári SIR/CIR esemény elemzési eredményei láthatók. A nyári SIR/CIR-ek foF2 frekvenciatartománya megegyezik a nyári ICME-kével. A téli viharokkal összehasonlítva, a frekvenciatartományról elmondható, hogy szűkebb, és csökkenő tendenciát mutat a növekvő viharerősség (indexek) függvényében.

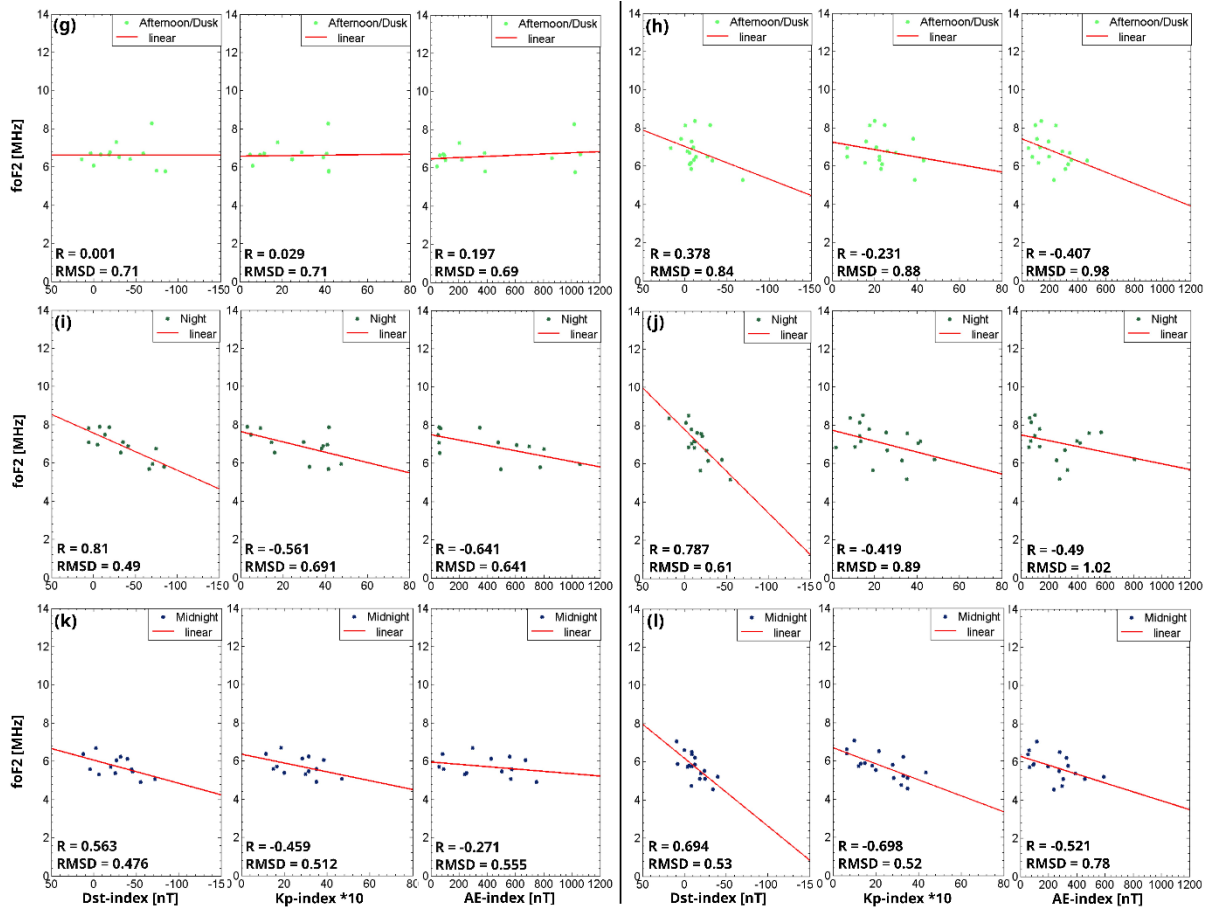
Általánosságban elmondható, hogy nyáron az északi féltekén gyakrabban számítunk negatív ionoszférikus viharfázisra a közepes szélességi fokon, mivel nyáron a háttérben lévő termoszférikus szélcikláció egybeesik a vihar által kiváltottal, ami lehetővé teszi, hogy a negatív viharfázis alacsonyabb szélességi fokokra is eljusson (lásd még erről a 2.3 fejezetet és Buonsanto, 1999; Danilov, 2013 cikkeit). A geomágneses vihar típusa (ICME- vagy SIR/CIR-indukált) nem befolyásolja ezt a jelenséget.





41. ábra: A 13 nyári ICME 4 órás átlagának ábrái: az foF2 4 órás átlagadatainak az (a) Dst-index (nT), (b) Kp-index\*10, (c) AE-index (nT) 4 órás átlagértékeinek a függvényében. A 17 nyári SIR/CIR ábrák: az foF2 4 órás átlagadatok a (d) Dst-index (nT), (e) Kp-index\*10, (f) AE-index (nT) 4 órás átlagértékek függvényében. A napszak csoportok különböző színekkel vannak elkülönítve (lásd még az ábrákon a jobb felső sarkában a jegyzéket). (Berényi et al., 2023b)





42. ábra: A nyári ICME-indukált események lineáris illesztési eredményei a napszakok csoportjaiban: (a) hajnal (Dawn), (c) délelőtt (Morning), (e) dél (Noon), (g) délután/alkonyat (Afternoon/Dusk), (i) éjszaka (Night), (k) éjfél (Midnight). A nyári SIR/CIR események lineáris illesztési eredményei a következő napszak csoportokban: (b) Hajnal (Dawn), (d) délelőtt (Morning), (f) dél (Noon), (h) délután/alkonyat (Afternoon/Dusk), (j) éjszaka (Night), (l) éjfél (Midnight). Minden egyes nappali fáziscsoport az foF2 paramétereket a Dst-, Kp- és AE-indexek függvényében is ábrázolja. A lineáris illesztési egyenes a piros vonallal. Az egyes ábrák bal alsó részén a korrelációs együttható (R) és az RMSD értékek szerepelnek (a 4 órás átlagértékeket lásd a 10.3 Melléklet 11. táblázatában, a lineáris illesztés eredményeit, az R és RMSD értékeket 10.3 Melléklet 9-10. táblázatában). (Berényi et al., 2023b)

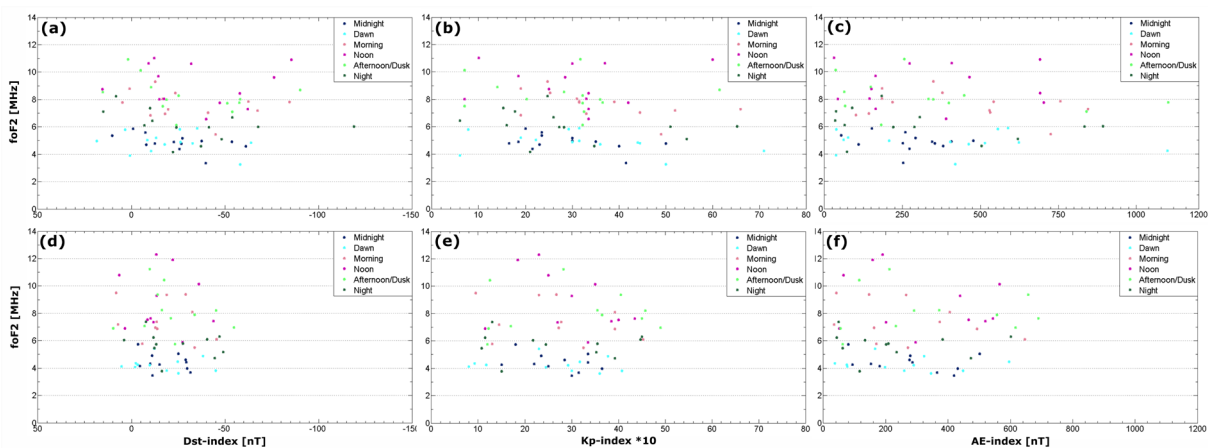
A 42 (a-l). ábrán a napszak csoportokra vonatkozó eredmények külön ábrákon láthatóak, valamint a lineáris illesztés a megfelelő R- és RMSD-értékekkel együtt az egyes ábrák bal alsó részén van feltüntetve (ezen adatok összefoglalása megtalálható a 10.3 Melléklet 9. táblázat és 10. táblázatban). A hajnali (Dawn), délelőtti (Morning), éjszakai (Night) és éjféle (Midnight) csoportok esetében egészen hasonló csökkenő tendencia figyelhető meg a geomágneses indexek függvényében mind az ICME-, mind a SIR/CIR-indukálta geomágneses viharok esetében (42 (a-d,i-j) ábra). Az ICME-indukált események nem mutatnak jelentős tendenciát a déli (Noon) és a délutáni/alkonyati (Afternoon/Dusk) időszakban (42 (e,g) ábra), ami az R-értékekből is látható. Ezzel szemben a SIR/CIR események déli (Noon) és délutáni/alkonyati (Afternoon/Dusk) csoportjai a nyár folyamán a vihar intenzitásának növekedésével csökkenő tendenciát mutatnak az foF2-ben, hasonlóan az első három napszak csoportéhoz. Ha a korrelációs együttható értékeit nézzük, megállapítható, hogy az ICME-indukált események a

legjobb a Dst-foF2 adatpár tekintetében,  $R = 0,8095$  és  $0,5631$ , ahol  $RMSD = 0,49$  és  $0,476$  az éjszakai (Night) és az éjféle (Midnight) csoportok esetében (megjegyezzük, hogy a Dst-index esetében a korrelációs együttható ellentétes az általában negatív értékei miatt). Ezenkívül a legjobb illeszkedés a Kp-foF2 korrelációra jellemző,  $R = -0,553$ , ahol az  $RMSD = 0,882$  a délelőtti (Morning) csoportra. Ami a SIR/CIR-eket illeti, a legjobb korrelációs együttható (R)  $R = 0,7873$  értékkel a Dst-foF2 adatpárhoz kapcsolódik az éjszakai (Night) csoport esetében, ahol az  $RMSD = 0,609$  volt. A többi esetben az R értékek  $-0,357$  és  $-0,698$  között változnak, és az foF2 paraméter és a geomágneses indexek közül egyik sem emelhető ki.

Eredményeink azt mutatják, hogy az ICME és a SIR/CIR által kiváltott geomágneses viharok hatása az ionoszférában napközben mind a hat 4 órás intervallumban hasonló. Ez alól kivételt képeznek az ICME eseményekhez kapcsolódó déli (Noon) és délutáni/alkonyati (Afternoon/Dusk) csoportok eredményei, ahol nem azonosítható tendencia. Ezért a korábbi tanulmányok eredményeivel összhangban az a következtetés vonható le, hogy a nyáron az északi féltekén a geomágneses indexek növekedésével a negatív ionoszféra viharfázis a legvalószínűbb (Buonsanto, 1999; Danilov, 2013).

### Napéjegylenlőségi események

Az 43 (a-c) ábrán a 13 napéjegylenlőségi ICME-indukált esemény eredményei láthatók. Az foF2 frekvenciatartománya napközben 3-11 MHz között van. A 43 (d-f) ábrán a 11 napéjegylenlőségi SIR/CIR-indukált eseményt ábrázolom. Az foF2 értékek a 3-12,5 MHz-es frekvenciatartományban mozognak. A napéjegylenlőségi események esetében az adatok szórása nagyobb, és a napszak csoportok adatai is sokkal jobban elterülnek a frekvencia szerint, és nem mutatnak egységes képet, mint a téli és nyári adatok esetében.

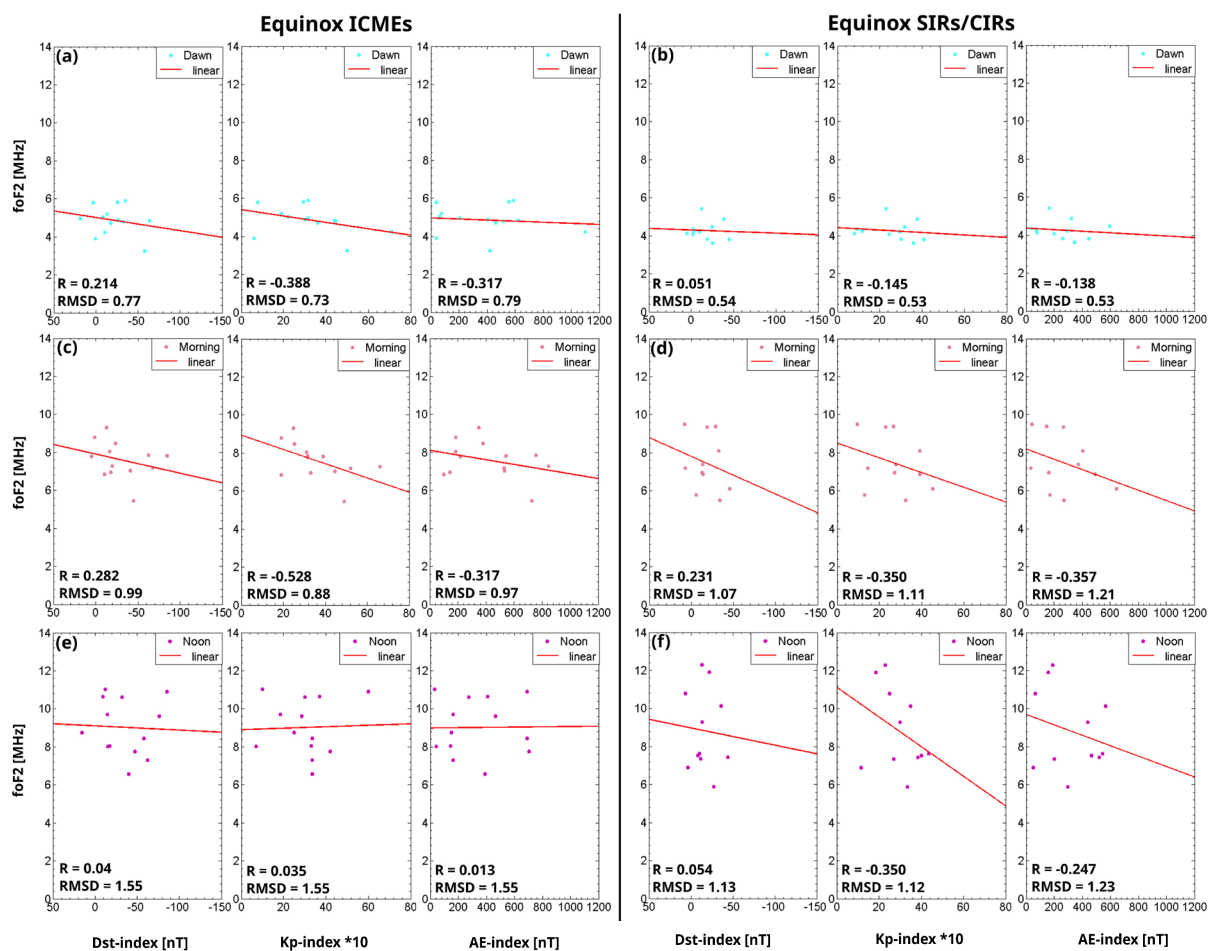


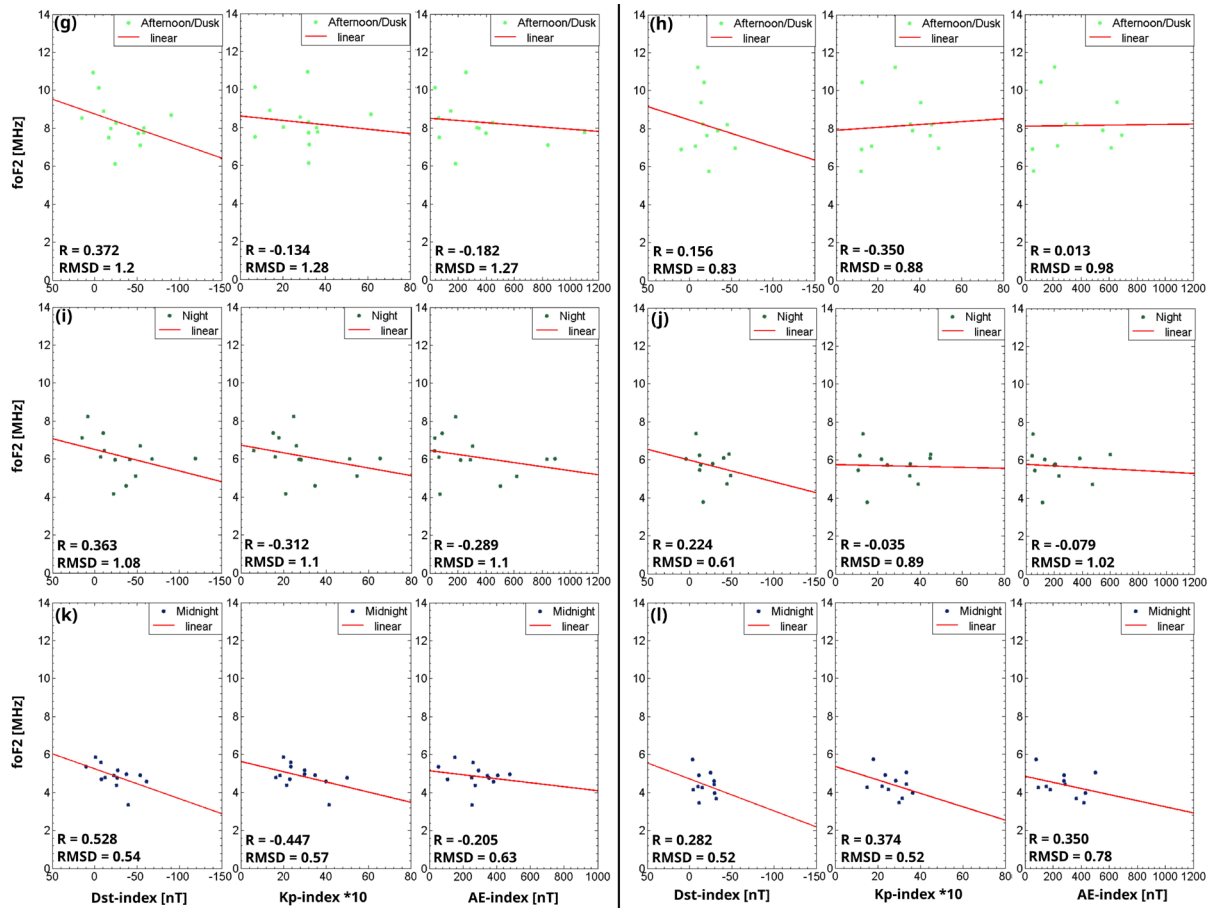
43. ábra: A 13 napéjegylenlőségi ICME 4 órás átlagának ábrái: az foF2 4 órás átlagadatok az (a) Dst-index (nT), (b) Kp-index\*10, (c) AE-index (nT) 4 órás átlagértékeinek a függvényében. A 11 napéjegylenlőségi SIR/CIR ábrák: az foF2 4 órás átlagadatok a (d) Dst-index (nT), (e) Kp-index\*10, (f) AE-index (nT) 4 órás átlagértékek függvényében. A napszakcsoportok különböző színekkel vannak elkülönítve (lásd még az ábrákon a jobb felső sarkában a jegyzéket). (Berényi et al., 2023b)

A 44. ábrán a napszak csoportok adatait külön-külön ábrázolom, valamint az illesztett egyeneseket (piros) a megfelelő R és RMSD értékekkel együtt az egyes ábrák bal alsó sarkában mutatom be. A hajnal (Dawn) csoport esetében nem látunk szignifikáns tendenciát az adatokban

(44 (a,b). ábra). Délelőtt (Morning), éjszaka (Night) és éjfél (Midnight) csoportok esetében az elektronsűrűség szignifikáns csökkenését tapasztaljuk az összes geomágneses index függvényében. A déli (Noon) és a délutáni/alkonyati (Afternoon/Dusk) csoport adatai elszórtabbak, ezért a trendek nem határozhatók meg. Emellett a számított korrelációs együttható (R) értékek azt mutatják, hogy az foF2 paraméter és a geomágneses indexek változása nem korrelál ebben az évszakban; a maximális R-érték 0,528, ahol az RMSD = 0,879 az ICME-indukálta események délelőtti (Morning) csoportjára volt. Ezt az állítást azonban még ellenőrizni kell. Egyik javaslat erre az eredeti (nem átlagolt) adatok keresztkorrelációs elemzése annak megállapítására, hogy van-e konzekvens időbeli eltérés a paraméterek változása között.

A legjelentősebb különbség az ICME és a SIR/CIR által vezérelt geomágneses viharok között a napéjegyenlőség idején az, hogy a SIR/CIR események foF2 frekvenciatartománya szélesebb, és az események nagyságrendje (lásd a geomágneses index értékeket) korlátozottabb. A hasonlóság abban áll, hogy az eredmények szerint többnyire az elektronsűrűség csökkenését (negatív fázis) várjuk a nap folyamán, ahogy a vihar nagysága növekszik.

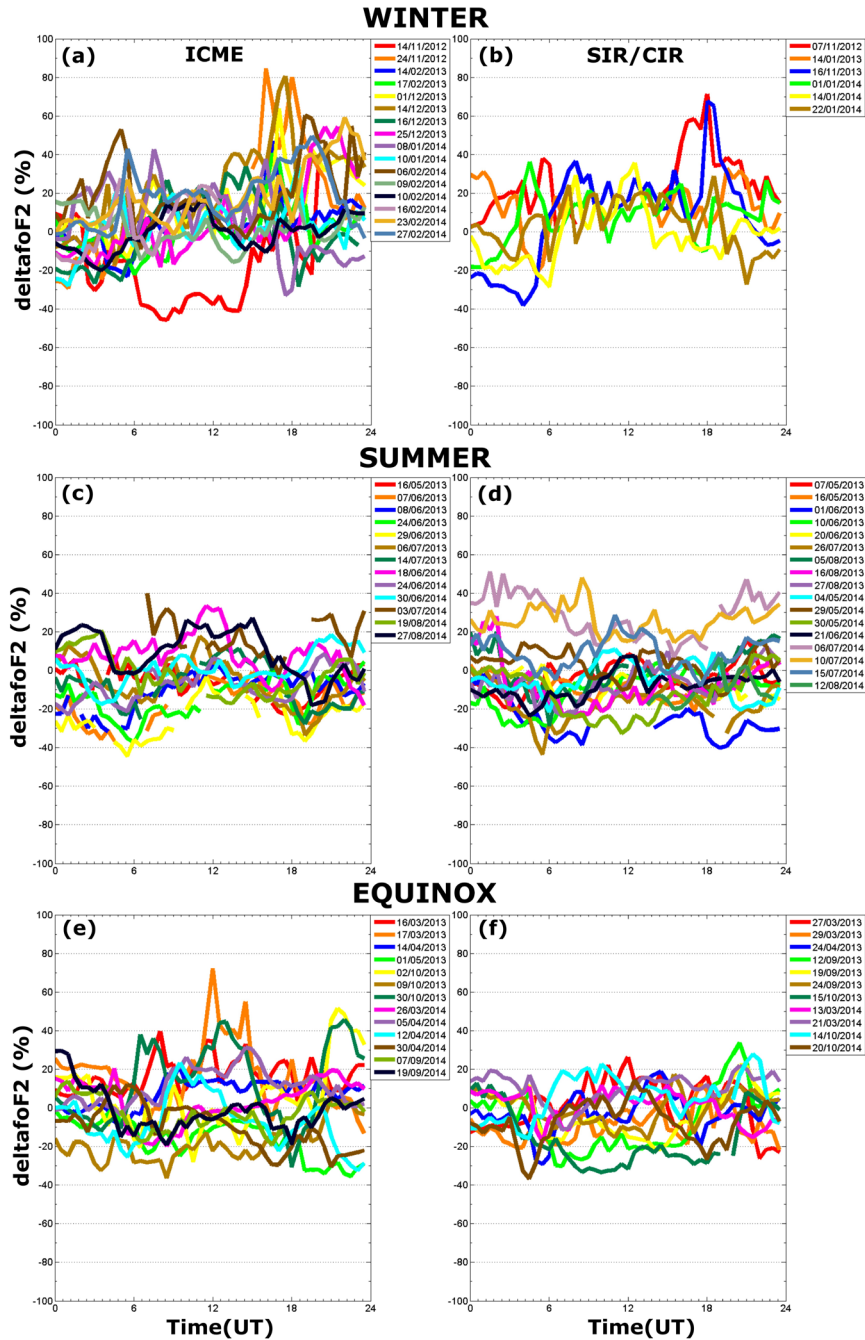




44. ábra: A napjegylenlőségi ICME-indukált események lineáris illesztési eredményei a napszakok csoportjaiban: (a) hajnal (Dawn), (c) délelőtt (Morning), (e) dél (Noon), (g) délután/alkonyat (Afternoon/Dusk), (i) éjszaka (Night), (k) éjfél (Midnight). A napjegylenlőségi SIR/CIR-indukált események lineáris illesztési eredményei a következő napszak csoportokban: (b) Hajnal (Dawn), (d) délelőtt (Morning), (f) dél (Noon), (h) délután/alkonyat (Afternoon/Dusk), (j) éjszaka (Night), (l) éjfél (Midnight). Minden egyes nappali fáziscsoport az foF2 paramétereket a Dst-, Kp- és AE-indexek függvényében is ábrázolja. A lineáris illesztési egyenes a piros vonallal. Az egyes ábrák bal alsó részén a korrelációs együttható (R) és az RMSD értékek szerepelnek (a 4 órás átlagértékeket lásd a 10.3 Melléklet 11. táblázatában, a lineáris illesztés eredményeit, az R és RMSD értékeket 10.3 Melléklet 9-10. táblázatában). (Berényi et al., 2023b)

## 6.2.2. Második módszer: Változások a $Dst_{min}$ helyi ideje szerint

A deltafoF2 (%) értékeket az foF2 paraméterek nyugodt napi értékeinek mediánjától való százalékos eltérésként határoztam meg. Az (1) egyenlet szerint számítottam ki. A deltafoF2 értékeket az idő (UT) függvényében a 45. ábra mutatja. Az eseményeket évszakonként is vizsgáltam, és a  $Dst_{min}$  időpontok szerint is 3 csoportra osztottam az eseményeket a korábban leírtak szerint (6.1 rész) (lásd még a 10.3 Táblázatok fejezet 12. táblázatát). A 45. ábrán és a 10.2 Melléklet 59, 60, 61.ábráin az eredmények látható.



45. ábra: Minden évszak ICME versus SIR/CIR ábrái a pontos napokkal a jelmagyarázatban: (a,b) téli, (c,d) nyári, (e,f) napéjegyenlőségi geomágneses vihar események vannak ábrázolva, a deltafoF2 (%) értékek az idő (UT) függvényében. (Berényi et al., 2023b)

A 45. ábra az összes évszak eseményeinek összefoglaló ábrája, az egyes eseményeknél pedig a különböző színek jelzik az adott vihar időpontokat (lásd a pontos szín-időpont jegyzéket az ábrák jobb felső oldalán). Télen a deltafoF2 érték -46-85% között van az ICME által kiváltott események esetében és -38-71% között a SIR/CIR által kiváltott események esetében (45 (a,b) ábra, 2. táblázat). Úgy tűnik, hogy a deltafoF2 az utóbbi esetben jól meghatározott napi ingadozást mutat. A nyári események során a deltafoF2 tartománya -44-40% az ICME által kiváltott eseményekre és -43-51% a SIR/CIR által kiváltott eseményekre (45 (c,d) ábra, 2. táblázat). Itt az foF2 napi mintázata az ICME-indukált események esetében jelenik meg. A napéjegyenlőségi események során a deltafoF2 tartománya -36-72% az ICME-indukált események esetében és -37-34% a SIR/CIR-indukált események esetében (45 (e,f) ábra, 2. táblázat), és nem mutatható ki tipikus napi változás.

Általánosságban a legfontosabb jellemzők a következők:

- (1) Az ICME nagyobb zavarokat okozhat az F2-réteg elektronsűrűségében mind negatív, mind pozitív irányban, míg a SIR/CIR-vezérelt viharok által okozott hatás mérsékeltebb (különösen télen és a napéjegyenlőség idején).
- (2) A második esetben (SIR/CIR által vezérelt vihar) a hatás egyértelműbb évszakfüggést mutat: télen pozitív fázist láthatunk, míg nyáron napközben főként negatív fázis jelentkezik.
- (3) Télen mindkét esetben láthatjuk az alkonyati hatást (dusk effect) (napnyugta utáni megnövekedett értékek) (lásd még a Berényi et al. (2018) cikkben és a 4.2.3 fejezetben).

Annak érdekében, hogy tisztább képet kapjunk az eseményekről, az eseményeket  $D_{st_{min}}$  időpontja szerint is elkülönítettük. A három vizsgálati csoport (éjfél utáni, nappali és éjfél előtti csoportok) szerint a deltafoF2 értékeket az 10.2 Ábrák fejezet 59., 60. és 61. ábrái mutatják, és az események a 10.3 Táblázatok fejezet 10. táblázatában vannak összefoglalva. A deltafoF2 paraméterek részletes elemzése az ábrákkal együtt (a 10.2 Ábrák fejezet 59, 60, 61. ábra) a Melléklet 1.3.2 szakaszában olvasható. A  $D_{st_{min}}$  időket ezeken az ábrákon színes szaggatott vonalak jelölik. A 2. összefoglaló táblázat a deltafoF2 paraméterek tartományait tartalmazza a különböző évszakok során az összes  $D_{st_{min}}$  idő szerinti csoportra vonatkozóan.

2. táblázat: A deltafoF2 (%) értéktartományok összefoglaló táblázata a három  $D_{st_{min}}$  időcsoportra vonatkozóan minden évszakban és a két geomágneses vihar típusra (ICME- és SIR/CIR-indukált események) rendezve. (A (Berényi et al., 2023b) cikk táblázatának magyarra fordított verziója)

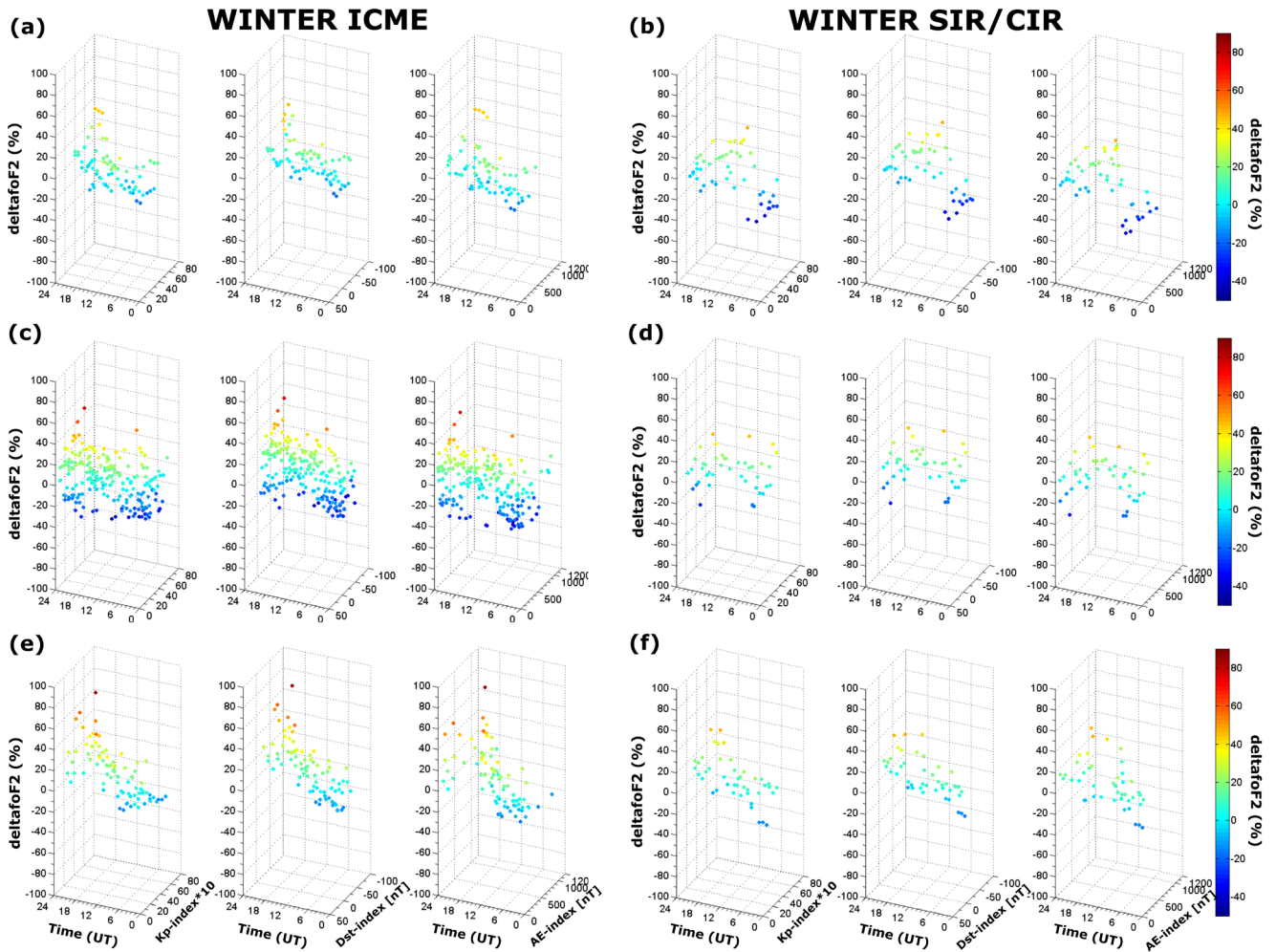
<b>deltafoF2 (%) érték határok</b>						
	<b>TÉL</b>		<b>NYÁR</b>		<b>NAPÉJEGYENLŐSÉG</b>	
	<b>ICME</b>	<b>SIR/CIR</b>	<b>ICME</b>	<b>SIR/CIR</b>	<b>ICME</b>	<b>SIR/CIR</b>
Éjfél után (post-midnight)	-33% to 50%	-38% to 68%	-37% to 18%	-29% to 20%	-36% to 30%	-33% to 13%
Nappal (daytime)	-46% to 85%	-27% to 33%	-44% to 40%	-40% to 48%	-32% to 52%	-21% to 22%
Éjfél előtti (pre-midnight)	-22% to 81%	-18% to 71%	-37% to 33%	-43% to 51%	-36% to 72%	-37% to 34%
ÖSSZES	-46% to 85%	-38% to 71%	-44% to 40%	-43% to 51%	-36% to 72%	-37% to 34%

Megállapítható, hogy egy ilyen elemzés nem képes egyértelmű tendenciát meghatározni a deltafoF2 értékében, tehát semmilyen tipikus viharidőszakú ionoszféra-perturbáció sem mutatható ki. Az eredmények az okozott hatások időbeli késleltetésére utalnak, ami szépen vizsgálható pl. keresztkorrelációs vagy szuperponált epochák elemzési módszerekkel. Ez további vizsgálatot igényel.

### ***6.2.3. Harmadik módszer: A deltafoF2 paraméter 3D ábrázolása az idő és a geomágneses indexek függvényében***

Ebben a részben a harmadik módszer eredményei kerülnek bemutatásra és elemzésre. A 46, 47, 48. ábrákon a deltafoF2 paraméter az idő és a geomágneses indexek függvényében láthatók. Itt is alkalmaztam az események  $D_{st_{min}}$  időpont szerinti kategorizálását. A deltafoF2 változásainak szivárványos színezése segít megkülönböztetni az elektronsűrűség pozitív (piros) és negatív (kék) eltéréseit a geomágneses viharesemények során. A deltafoF2 minimum és maximum értékei megegyeznek a fenti 2. táblázatban mutatottakkal. Ez a módszer lehetővé teszi az F2-rétegben a vihar idején jelentkező elektronsűrűség-anomáliák összetettebb, de áttekinthetőbb módon történő vizsgálatát.

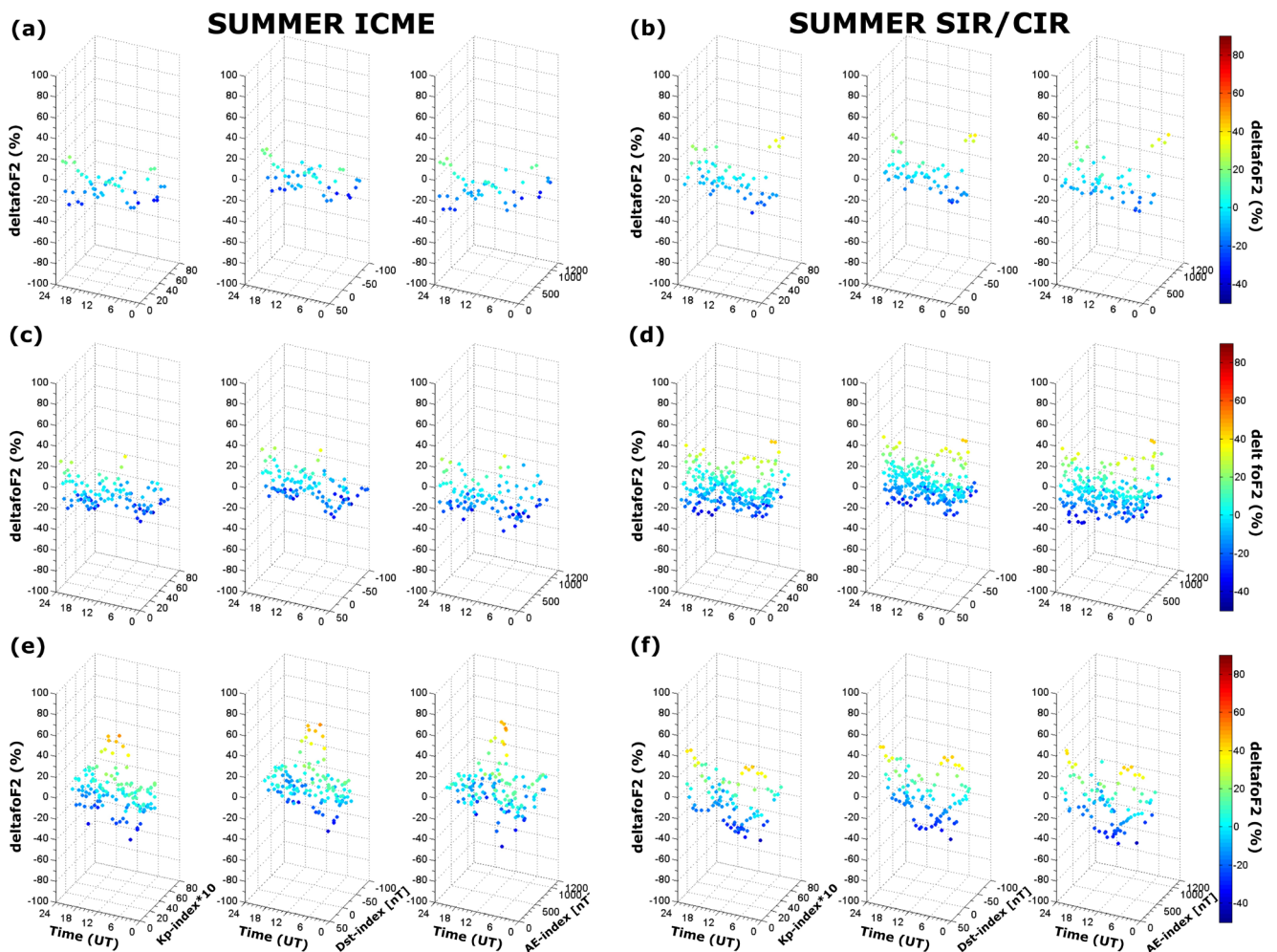




46. ábra: A téli ICME versus SIR/CIR 3D pontdiagramok: (a,b) éjjel utáni, (c,d) nappali, (e,f) éjjel előtti deltafoF2 (%) értékek az idő (UT) és a geomágneses indexek (Kp-, Dst- és AE-index) függvényében. A deltafoF2 változások szivárványos színezése szépen jelzi az elektronsűrűség pozitív (piros) és negatív (kék) eltéréseit.(Berényi et al., 2023b)

A 46. ábrán a téli ICME és SIR/CIR események láthatók a  $Dst_{min}$  időpont szerint kategorizálva (éjjel utáni – post-midnight, nappali- daytime és éjjel előtti- pre-midnight). A 46a,b. ábrán az éjjel utáni csoport azt mutatja, hogy az ICME által kiváltott események miatt az elektronsűrűség a vihar intenzitásának növekedésével enyhén növekszik, a deltafoF2 maximális értéke napnyugta után éri el a csúcst (46a. ábra). A SIR/CIR-indukált események esetében az adatok mélyebb csökkenést mutatnak éjjel után napfelkeltéig, majd a vihar erősségének növekedésével az elektronsűrűség növekedése következik be, a deltafoF2 csúcsertékét dél körül figyelhetjük meg (46b. ábra). Az ICME-k által kiváltott nappali csoport eseményei változatosabb képet mutatnak (46c. ábra). A gyengébb viharok esetében minden órában negatív deltafoF2-értékek figyelhetők meg. Az intenzívebb geomágneses viharok esetében az elektronsűrűség éjjel után csökkenni kezd, majd növekedik, és délben, valamint napnyugta után éri el a csúcspontját, ~60%-os deltafoF2 értékkel mindhárom geomágneses index esetében. A SIR/CIR-vezérelt viharok esetében hasonló nappali viharerősséggel kapcsolatos változások láthatók; azonban jóval több esetre van szükség ahhoz, hogy világosabb

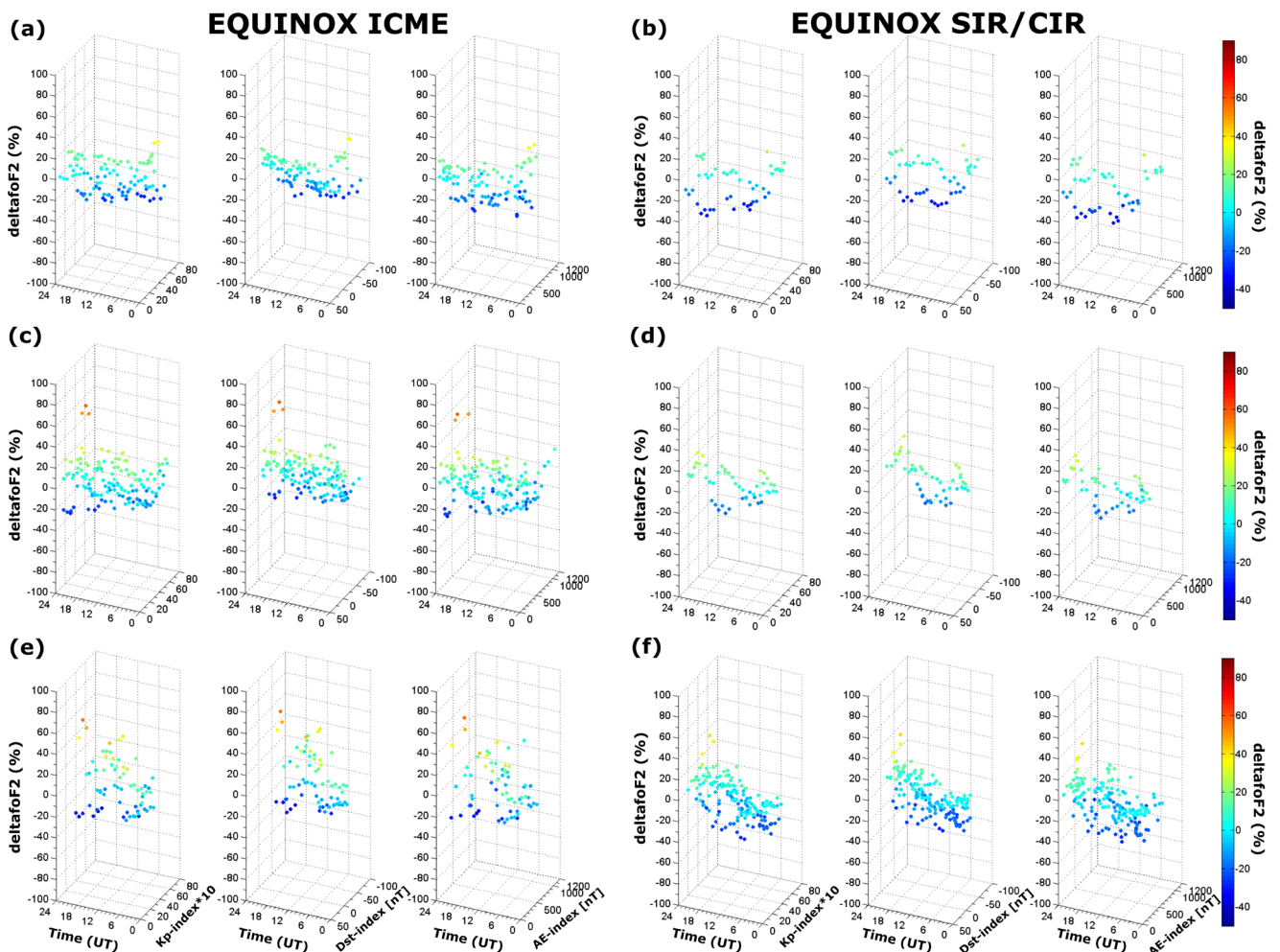
képet kaphassunk az ilyen típusú események hatásairól (46d. ábra). Az éjféli előtti csoport ICME eseményei növekvő deltafoF2 értékeket mutatnak a nap folyamán, és napnyugta után érik el a maximumot (alkonyati hatás). A deltafoF2 a három index által jelzett maximális geomágneses aktivitás idején érte el maximális értékét (46e. ábra). A SIR/CIR események által okozott deltafoF2 alakulása (46f. ábra) hasonló képet mutat, de kisebb értékekkel.



47. ábra: A nyári ICME versus SIR/CIR 3D pontdiagramok: (a,b) éjféli utáni, (c,d) nappali, (e,f) éjféli előtti deltafoF2 (%) értékek az idő (UT) és a geomágneses indexek (Kp-, Dst- és AE-index) függvényében. A deltafoF2 változások színárnyalat színezése szépen jelzi az elektronsűrűség pozitív (piros) és negatív (kék) eltéréseit. (Berényi et al., 2023b)

A harmadik módszerrel vizsgált nyári események eredményeit a 47. ábra mutatja be. A 47a,b. ábrán az ICME által kiváltott események éjféli utáni csoportja látható. A deltafoF2-ben az idő és a geomágneses aktivitás függvényében csak enyhe erősödést mutat az éjszaka közepe táján, de többnyire csökkenő értékeket figyelhetünk meg, továbbá egyértelmű geomágneses index függés nem mutatható ki (47a ábra). A SIR/CIR-rel kapcsolatos hatások esetében az adatokban látható, hogy alacsony geomágneses aktivitás idején a deltafoF2-ben meglehetősen mély kimerülés mutatkozik. Az érték csak rövid időre nő kb. 35%-ra a napfelkelte körüli órákban (47b. ábra). A 47c. ábrán látható nappali csoport esetében a deltafoF2 értékek korlátozottabb tartományok között változnak. A legtöbb deltafoF2-érték jelentős csökkenést

mutat a napfelkelte előtti és a napnyugta utáni időszakokban a nyugodt napi értékhez képest. Két enyhén megnövekedett deltafoF2 érték (20-35%) látható dél körül és éjfél közelében a megnövekedett geomágneses index értékekkel egy időben. Ezzel szemben a SIR/CIR események egyértelmű tendenciát mutatnak, az elektronsűrűség a geomágneses aktivitás növekedésével folyamatosan növekszik a nap folyamán (47d. ábra). Ki kell emelni egy jelentős csúcsot, 45%-os értékkel 7-8 UT-kor, amely a geomágneses indexek maximális értékeivel esik egybe. Az éjfél előtti csoport ICME eseményei szintén folyamatos deltafoF2 növekedést mutatnak a geomágneses indexek függvényében; a maximális értékek (55%) azonban időben korlátozottak, 12 és 18 UT között figyelhetők meg (47e. ábra). E csoport SIR/CIR által vezérelt eseményeinek eredményeit a 47f. ábra mutatja be. Úgy tűnik, hogy a deltafoF2 itt szintén függ a geomágneses aktivitástól; továbbá két csúcsértéket (45%) mutat 10-17 UT és éjfél körül. Mindazonáltal az elemzés alapján megállapítható, hogy a nyár folyamán legtöbbször negatív ionoszféra viharokra (csökkent elektronsűrűség) lehet számítani.



48. ábra: A napjegylenlőségi ICME versus SIR/CIR 3D pontdiagramok: (a,b) éjfél utáni, (c,d) nappali, (e,f) éjfél előtti deltafoF2 (%) értékek az idő (UT) és a geomágneses indexek (Kp-, Dst- és AE-index) függvényében. A deltafoF2 változások szivárványos színezése szépen jelzi az elektronsűrűség pozitív (piros) és negatív (kék) eltéréseit. (Berényi et al., 2023b)

A 48. ábra a harmadik módszer eredményeit mutatja a napéjegyenlőségi ICME- és SIR/CIR-vezérelt eseményekre vonatkozóan. Az éjjeli utáni csoport adataiban többnyire az elektronsűrűség csökkenését látjuk; azonban, ahogyan a 48a. ábrán látható, a deltafoF2 (40%) megnövekedett értékét látjuk a 6-7 UT közötti rövid időszakban, a legnagyobb geomágneses aktivitás idején. A SIR/CIR események esetében egész nap többnyire negatív vagy semmilyen eltérést nem látunk, és a deltafoF2-ben nem figyelhető meg jelentős pozitív csúcs (48b. ábra). Az ICME-indukált események nappali csoportjára vonatkozó adatokat vizsgálva az elektronsűrűség csökkenését tapasztaljuk -32%-os minimális deltafoF2 értékkel, amely aztán a geomágneses indexek növekedésével folyamatos növekedést mutat, és napnyugtától (kb. 18 UT-tól) 52%-os csúcsot ér el (48c. ábra). E csoport SIR/CIR eseményeinek deltafoF2 értéke korlátozottabb, -21-22%, de a geomágneses aktivitás függvényében ugyanaz a növekvő mintázat jelenik meg, amely éjjel körül tetőzik (48d. ábra). Az éjjeli előtti csoport ICME eseményei a deltafoF2-ben jelentős negatív eltérést mutatnak az alacsony geomágneses index értékek esetében az éjjeli utáni és a hajnali órák közötti időszakban (48e. ábra). A nappali események alakulásához hasonlóan az elektronsűrűség a geomágneses indexek növekedésével nő és éjjel körül éri el a csúcspontját (72%). A SIR/CIR események esetében ugyanez a fejlődési mintázat látható, csak korlátozottabb deltafoF2-tartományban (48f. ábra, 2. táblázat).

### 6.3. Diszkusszió

E tanulmány során 42 tiszta ICME és 34 tiszta SIR/CIR esemény került elemzésre három különböző módszerrel, amelyek a 6.1 fejezetben olvashatók részletesen. Az ICME- és SIR/CIR-indukálta geomágneses viharok fő fázisának napjai lettek analizálva a 24. napszaki maximuma alatt (2012 novembere és 2014 októbere között). Célok a hasonlóságok és különbségek feltárása volt az ICME és SIR/CIR által kiváltott viharesemények ionoszférikus hatásai között, valamint, hogy vizsgáljam a geomágneses aktivitás nagysága ( $K_p$ -, AE-, Dst-index) és az okozott ionoszférikus elektronsűrűség-változás (foF2 paraméter) közötti kapcsolat erősségét és lineáris voltát. Az ionoszféra két különböző geomágneses viharra adott ionoszféra reakciójának ilyen jellegű összehasonlító vizsgálata statisztikai elemzéssel meglehetősen ritka a szakirodalomban. Így ezen tanulmánynak a motivációja ennek a hiányosságnak is a pótlása volt. Ebben a fejezetben a három módszer fent részletezett eredményeinek komplex tárgyalása kerül bemutatásra.

Első közelítésként a Mendillo and Narvaez (2009) által kidolgozott napszak szerinti kategorizálást alkalmaztam a kiválasztott eseményekre (első módszer, lásd a 6.1 szakaszt). Az ő módszerük alapján kiszámítottam az foF2 paraméter 4 órás átlagait, majd ezeket az átlagértékeket korreláltattam a geomágneses indexekkel egy 24 órás időintervallumban. Az elemzés során figyelembe vettem a geomágneses viharok szezonális és napszakos ingadozásait, nagyságait és forrásainak típusait. A második és harmadik módszerrel a nyugodt napok átlagos

foF2 értékeitől való eltérést számítottam ki, az ún. deltafoF2 paramétert (%). Mindkét esetben a deltafoF2 paraméternek az idő függvényében történő változása lett vizsgálva, külön csoportosítva az évszakok és a  $Dst_{min}$  helyi ideje szerint. A harmadik módszer a deltafoF2 változásait az idő és a geomágneses indexek függvényében ábrázolja egy 3D-s szórásdiagramban (3D scatter plot). Mindhárom módszernek megvannak a maga előnyei és hátrányai. Az első módszerrel kvantitatív módon meghatározhatók a megfigyelt változások: az foF2 és a különböző geomágneses indexek ( $Dst$ ,  $Kp$  és  $AE$ ) közötti kapcsolat erőssége ( $R$ -érték) és a köztük lévő lineáris kapcsolat mértéke (RMSD) számszerűsíthető. Általában meglehetősen alacsony korreláció figyelhető meg az indexek és az foF2 változásai között. Mindazonáltal a  $Dst$ -index a legtöbb esetben erősebb korrelációt mutat az foF2 változással, mint a másik két index. Továbbá az RMSD-értékek is általában kisebbek a  $Dst$ -index esetében. Ezért a lineáris kapcsolat megfelelőbbnek tűnik a  $Dst$  és az foF2 paraméterek között a többi esettel összehasonlítva. A második módszer előnye, hogy egyes esetekben a deltafoF2 napi ingadozási mintázatot mutat, és a két különböző típusú vihar okozta hatás szezonális függősége is felismerhető. Továbbá, bár a harmadik módszer nem képes számszerűsíteni a változásokat, az foF2 függése a vihar intenzitásától és az időtől elég jól követhető a 3D ábrákon. Ezért jobb képet nyújt az elektronsűrűség változásainak meghatározásához a növekvő geomágneses aktivitás és az idő függvényében. Az eredmények azt is sugallják, hogy a  $Dst_{min}$  időpontját mindig figyelembe kell venni, mivel eltérő ionoszférikus válaszok várhatók attól függően, hogy a nap melyik szakában érte el a  $Dst$ -index a minimum értéket, vagyis mikor volt a legerősebb az egyenlítői gyűrűáram a geomágneses vihar lefolyása alatt.

A geomágneses viharok két típusára (ICME vagy SIR/CIR) adott ionoszféra reakciók közötti hasonlóságokat és különbségeket a következő szakaszok tárgyalják.

Mind a 4 órás átlagolt foF2 értékek az 1. módszer, mind a deltafoF2 értékek a 2. és 3. módszerek használatával jelentős szezonális különbségeket mutatnak mindkét vihartípus esetében, ha a fellépő elektronsűrűség-tartományokat figyelembe vesszük. A téli és napéjgyenyelőségi viharok szélesebb tartományban generálnak elektronsűrűség-változást, szemben a nyáriakkal (Rishbeth and Mendillo, 2001; Zhang et al., 2011; Zou et al., 2000). Emellett télen az értékek napszakos változása szélesebb, 2-12 MHz-es tartományban változik mind az ICME, mind a SIR/CIR események esetében, ami Zhang et al., (2011) eredményeivel is megegyezik. Általában télen közepes szélességeken a legtöbb esetben azt várjuk, hogy az ionoszférikus elektronsűrűség megnő a nappali órákban a geomágneses zavarok hatására (Mendillo, 2006; Araujo-Pradere et al., 2002; Danilov, 2013; Kil et al., 2003); ez a viselkedés az első módszerrel elemzett adatainkban is visszaköszön. Ezzel szemben a nyári időszakban a negatív ionoszféra viharfázisának előfordulása (nappal és éjszaka egyaránt) a legvalószínűbb a közepes szélességen, ahol a soproni állomás is található. Ezen tanulmány eredményei is ezt a várt viselkedést igazolják: a nyári ICME és SIR/CIR események különböző napszak csoportjaira végzett lineáris illesztés a legtöbb esetben az foF2 csökkenését mutatja a növekvő geomágneses indexek függvényében. A téli események esetében csak az ICME-k indukálta viharesemények

éjszakai és az éjféli napszak csoportjának adatai mutatnak pozitív foF2 tendenciát a geomágneses indexek függvényében (39. ábra). A SIR/CIR-indukált vihar események esetében hatnál több eseményre lenne szükség a tendencia meghatározásához. A geomágneses viharok során a közepes szélességű ionoszférában bekövetkező különböző perturbációk különböző folyamatokhoz köthetők. A jól ismert mozgatórugók a termoszféra sarki felmelegedése; a termoszféra háttér-szélcirculációjának évszakos változása; az O/N<sub>2</sub> arány csökkenése, a felmelegedett termoszférikus gáz hőmérsékletének emelkedése; a semleges atomos oxigén lefelé irányuló áramlása és az F-réteg felemelkedése a mágneses erővonalak mentén a szél okozta függőleges ExB drift miatt; a fő ionoszféra vályú (MIT) egyenlítő felé történő terjedése stb. (Berényi et al., 2023a; Buonsanto, 1999; Danilov, 2016, 2013; Heilig et al., 2022; Pröls, 1995). További elemzésekre van szükség, ha meg akarjuk határozni pontosan a fő mozgatórugókat e viharesemények során.

Ami a különbségeket illeti, a 45. ábrán az összes viharesemény deltafoF2 paramétere ábrázolva lett, csak évszakok szerint csoportosítva. Ez szépen mutatja az évszakos függőségeket: a SIR/CIR által kiváltott események jelentősebb évszakos függést mutatnak, mint az ICME által kiváltott események. A 10.2 Ábrák fejezet 59, 60, 61. ábráin a Dst<sub>min</sub> helyi ideje szerinti kategorizálás szerinti csoportok ugyanezt a mintázatot mutatják. Összefoglalva, a vizsgálat azt mutatja, hogy az ICME által kiváltott események szélesebb tartományban okoznak elektronsűrűség-változást, míg a SIR/CIR által kiváltott perturbációk kiszámíthatóbb szezonális és Dst<sub>min</sub> időfüggést mutatnak.

Ha azonban a napi és a geomágneses aktivitással kapcsolatos változásokat együttesen vesszük figyelembe (a harmadik módszerben), akkor az ICME-indukált események valóban jelentős évszak- és geomágneses aktivitásfüggő különbségeket mutatnak a 46, 47, 48. ábrákon. A 46. ábrán látható téli ICME-indukált események és SIR/CIR-ek mindhárom Dst<sub>min</sub> csoport esetében növekvő elektronsűrűség trendet mutatnak a növekvő geomágneses index függvényében. Ezzel szemben a nyári ICME-indukált események éjféli utáni és napszakos csoportjai a geomágneses indexek függvényében szignifikánsan csökkenő tendenciát mutatnak. Ezek az eredmények szintén összhangban vannak a fent részletezett szezonális függőséggel.

Érdekes módon, figyelembe véve az időt (UT), a deltafoF2 értékek maximális csúcsai (egy vagy két csúcs) dél körül és 18:00 után (leggyakrabban éjféli körül) figyelhetők meg, ahogy a geomágneses aktivitás növekszik. Ez a viselkedés mindkét vihartípus esetében megfigyelhető az adatokban. A kettős csúcs jelenség a téli ICME által kiváltott események nappali csoportjának (46c,d. ábra) esetében volt megfigyelhető. A nyári SIR/CIR-indukálta éjféli utáni, nappali és éjféli előtti csoportok adatai a geomágneses indexek függvényében növekvő elektronsűrűség-trendet mutatnak, a deltafoF2 értékek kettős csúcsával a reggeli és a napnyugta szektorban a geomágneses index maximumok idején (47b,d,f. ábra), hasonlóan az előző esethez. Ezekről az elektronsűrűség déli kiugrásával járó kettős csúcsokról a közepes szélességi körökön szintén beszámoltak már a szakirodalomban (Lynn et al., 2014; Zhang et al., 2000). A nyári, éjféli előtti csoport és a téli, nappali ICME csoport egy-egy csúcsot mutat a deltafoF2-

ben, dél körül vagy napnyugta után. A napnyugta utáni megnövekedett értékek (a szakirodalomban általában "alkony hatásként" (= dusk effect) (Buonsanto, 1999; Danilov, 2013; Mendillo et al., 1972) emlegetik a második módszer eredményeiben is jól láthatóak mindkét téli geomágneses vihartípus esetében (45. ábra). E jelenség lehetséges okaként több mechanizmust is felvetettek, például az ionoszféra felemelkedését olyan régiókba, ahol a rekombináció alacsony a TAD-okhoz kapcsolódó fokozott semleges szelek vagy az elektromos terek miatt (lásd pl. Gong et al., 2013 és benne a hivatkozásokat).

Korábbi tanulmányok az foF2 paraméter összehasonlítását javasolták az f10.7 naprádió fluxus indexszel, a napfoltszám-index (Rz) havi átlagával és a Ly-alfa indexszel, valamint lineáris illesztést is alkalmaztak az adatokon (Danilov and Konstantinova, 2020; de Haro Barbás and Elias, 2020; Ouattara and Zerbo, 2011). Danilov and Konstantinova (2020) feltételezte, hogy az f10.7 értékek nem írják le helyesen a nap ultraibolya sugárzásának változását a 24. napciklusban. Ha valódi/ésszerű foF2-trendet szeretnénk kapni, akkor ennek az indexnek a korrekciójára van szükség (ők ezt f10.7sm12-nek nevezik), amit a napfoltszám-index (Rz) és a napspektrumban a Lyman- $\alpha$  vonal intenzitásának (Ly) felhasználásával végeztek el. Amikor a rendszeresen használt f10,7 paraméter helyett a korrigált indexet (f10.7sm12) használták, a korrelációs együttható  $\sim 0,5$ -ről  $0,9$ -re nőtt. Jelen tanulmányban a legjobb korrelációs együtthatót,  $R = 0,81$ , ahol  $RMSD = 0,49$ , a Dst-index és az foF2 paraméter között a nyári ICME-indukált események éjszakai csoportjánál volt megfigyelhető. Továbbá Danilov and Konstantinova (2020) a deltafoF2 időben lineárisan csökkenő tendenciát találtak, amely a korrigált f10,7 paraméterrel korrelált. Jelen tanulmány esetében a téli SIR/CIR események éjjeli csoportjánál a Dst és az foF2 közötti lineáris illesztés tűnt a legjobbnak  $RMSD = 0,283$  értékkel. Ouattara and Zerbo (2011) egy másik tanulmánya az aa geomágneses és az f10.7 naptevékenységi indexeket használta az foF2 és a h'F2 paraméterek változása és az indexek közötti korreláció meghatározására három napciklus (20, 21 és 22) alatt. Hasonló vizsgálatot végeztek, mint amit ismertettem ebben a fejezetben, de az egyenlítői régióra vonatkozóan. Munkájuk kiegészítéseként folytattam az ionoszféra foF2 paraméterének más indexekkel való korrelációs vizsgálatát, hogy megtaláljam mely index jelzi legjobban az északi félteke közepes szélességi fokain az ionoszféra elektronsűrűségének változását a geomágneses viharok idején. A geomágneses Kp-, Dst- és AE-indexek lettek felhasználva a jelenlegi tanulmányban. Az indexek összehasonlítása során tisztán látható, hogy a legstabilabb lineáris illeszkedést elsődlegesen a Dst-indexek, majd a Kp-indexek mutatták (39, 42 és 44. ábra). Ouattara and Zerbo (2011) nagyon jó korrelációt találtak az foF2 és F10,7 paraméterek között (korrelációs együttható  $0,953$ ), ami a naptevékenység és az F2-réteg elektronsűrűsége között sokkal erősebb összefüggést jelent, mint ami ezen kutatás eredményei alapján megállapítható. Mindazonáltal ők a legintenzívebb események (severe shock, amikor  $aa \geq 100$  nT) F2-rétegre gyakorolt hatását analizálták, míg ebben a tanulmányban a kevésbé intenzív geomágneses viharok hatása is figyelembe volt véve. Továbbá jelen tanulmányban az foF2 és a Dst-, Kp- és AE-indexek közötti kapcsolat vizsgálata történt, nem az F10.7 paraméteré. Ez a két tényező

magyarázatot adhat az általuk és a jelen vizsgálat által talált korrelációs együtthatók értékei közötti nagy különbségre. Továbbá az AE-index jelezte ionoszféra zavarok a soproni állomás földrajzi szélességéhez időbeli eltolódással érkehetnek; ezért ehhez a következő vizsgálatok alkalmával pl. az AE-index és az foF2/deltafoF2 adatok keresztkorrelációs elemzése szükséges, hogy látni lehessen a forrás és az észlelt ionoszféra perturbáció közötti pontos időbeli eltolódásokat egy-egy ionossonda állomás felett.

Mendillo and Narvaez (2010) cikkükben arra a következtetésre jutottak, hogy a jellegzetes zavart időszakú mintázatok inkább LT-függő mechanizmusokra vezethetők vissza: pozitív fázis esetén a termoszférikus szél, az elektromos terek és a részecske kicsapódás, míg negatív fázis esetén a nappali O/N<sub>2</sub> változások és a közepes szélességű ionoszféra vályú (MIT) éjszakai egyenlítő felé történő driftje. Ezért érdemes lenne az ionoszféra foF2 paraméterét összehasonlítani olyan helyi vagy regionális geomágneses viharral kapcsolatos indexekkel, mint az ún. elnyelődés óránkénti tartománya (Hourly Range of Absorption-HRA), amely az ionoszférikus elnyelődés lokális jellemzőit reprezentálja a sarkvidéki régióban, vagy az ún. mágneses tér óránkénti tartománya (hourly range of the magnetic field-HR) (Fiori et al., 2020). Korábbi tanulmányban már megállapították, hogy a mágneses tér óránkénti tartománya (HR) erősebb mutatónak tűnik szemben a Kp-indexel, a sarki elnyelődés jellemzésére (Fiori et al., 2020). Egy másik alkalmas regionális index lehet a közepes szélességi körökre a hosszirányú aszimmetrikus (longitudinally asymmetric-ASY) és a szimmetrikus (longitudinally symmetric-SYM) zavartsági index nagyon nagy időbeli felbontással (1 perc), amelyeket mind a H, mind a D komponensekre bemutattak és levezettek ((Imtiaz et al., 2020; “Mid-latitude Geomagnetic Indices ‘ASY’ and ‘SYM’ for 200 (Provisional),” n.d.). A SYM-H index a viharidőszakú gyűrűáram intenzitását méri (Imtiaz et al., 2020; Rostoker, 1972; Wanliss and Showalter, 2006). Az Ap-index (a Kp-hez hasonlóan) a földi mágneses tér vízszintes komponensének a közepes szélességű ionoszférikus áramrendszerből eredő zavarát számszerűsíti (Jian et al., 2011). Ezek mellett még érdekes lehet az foF2 adatok korrelációja a Hp30, Hp60 és ap30 indexekkel, amelyeket a GFZ (German Research Centre for Geosciences) Geomágneses Observatóriuma Niemegkben állít elő (Yamazaki et al., 2022). Mindegyik index dimenziótlan. Továbbá a két félgömb (É és D) állomásainak egyidejű vizsgálata ugyanazon viharesemények idején is fontos lehet, ahogyan azt Mendillo and Narvaez (2010) javasolta, mert fontos, hogy jobban megismerjük a két félteke közötti összefüggéseket és különbségeket, ha a jövőben empirikus modellel akarjuk megjósolni az űridőjárási események ionoszférikus hatásait (Perrone and Mikhailov, 2022; Pietrella and Perrone, 2008; Tshisaphungo et al., 2018).



## 6.4. Összefoglalás

E tanulmány eredményeként a különböző forrásokból (ICME vagy SIR/CIR) származó geomágneses viharok során az ionoszférikus foF2 paraméter változékonyságának új elemzési koncepcióját állítottam fel. A fő következtetések a következők:

1. A különböző napszak csoportok vizsgálata során a 4 órás átlagos foF2 adatok felhasználásával (első módszer (Mendillo and Narvaez, 2009) alapján) kimutattam, hogy a téli ICME által vezérelt események csökkenő foF2 tendenciát mutatnak a növekvő geomágneses indexek függvényében a hajnali, délelőtti és déli csoportban. Ezzel szemben a délutáni/alkonyati és éjszakai csoportokban növekvő tendencia figyelhető meg az ICME által vezérelt események során. A SIR/CIR által vezérelt események esetében nem lehet egyértelmű tendenciát meghatározni az események kis száma miatt.
2. Nyáron a legtöbb esetben az foF2 csökkenése figyelhető meg a növekvő geomágneses aktivitás függvényében, mind az ICME-, mind a SIR/CIR-vezérelt események esetében.
3. A napéjgyenlőségi események hasonlóan viselkednek, mint a nyáriak, a különbség az, hogy az adatpontok szórtabbak, ezért az illesztés kevésbé megbízható.
4. Az első elemzési módszerrel kapott eredmények megerősítik, hogy hatnál több eseményre van szükség, ha az foF2 paraméterben bármilyen tendenciát szeretnénk meghatározni bármely geomágneses index függvényében.
5. A legerősebb kapcsolat a Dst-index és az foF2 paraméter között volt a  $D_{st_{min}}$  időpontja szerinti nyári éjszakai csoportok esetében. A lineáris illesztés a Dst-index és az foF2 között a legmegbízhatóbb RMSD alapján,  $RMSD = 0,258$  a téli SIR/CIR éjfél csoportra.
6. A lineáris illesztés tendenciái meglehetősen összhangban vannak az F2-réteg elektronsűrűségének az idő függvényében a különböző évszakok és napszakok során megfigyelhető viselkedéséről szóló szakirodalmi megfigyelésekkel.
7. A második és harmadik módszer alapján az ICME-indukálta geomágneses viharok nagyobb zavart okozhatnak az F2-réteg elektronsűrűségében mind negatív, mind pozitív irányban, míg a SIR/CIR-vezérelt viharok által okozott hatás mérsékeltebb és kiszámíthatóbbnak tűnik.
8. Az adatok harmadik módszerrel történő ábrázolása (3D ábrák), jobb képet ad az elektronsűrűség változásáról a növekvő geomágneses aktivitás és az idő függvényében.
9. Egy másik fontos következtetés, hogy ha össze szeretnénk hasonlítani az ICME és a SIR/CIR által kiváltott geomágneses viharok ionoszférikus hatásait, akkor az SSC időpontja helyett a  $D_{st_{min}}$  időpontját is érdemes használni, mivel a SIR/CIR által kiváltott viharok esetében általában nincs SSC. Mindazonáltal a  $D_{st_{min}}$  időpontját mindig figyelembe kell venni, mivel attól függően, hogy a  $D_{st_{min}}$  mely napszakban következik be eltérő ionoszféra-válaszok várhatók, tehát attól függően, hogy a gyűrűáram a geomágneses vihar lefolyása alatt mikor volt a legerősebb.

10. Jelen tanulmány eredményei megerősítik az ionoszféra válaszána korábbi tanulmányok által megállapított fő évszakfüggését, miszerint a pozitív fázis télen valószínűbb, míg a negatív fázis főként nyáron fordul elő a Föld északi féltekén.
  11. A második és harmadik módszer használatával kimutattam az foF2/deltafoF2 paraméter geomágneses viharok idején jellemző (az irodalomban korábban leírt) napszakos mintázatait is, úgy, mint például déli csúccsal és a napnyugta utáni ún. "alkony hatással"(dusk effect) jellemzett kettős csúcs mintázatot.
  12. A jövőbeni vizsgálatokban fontos lesz ezeket az eseményeket más elemzési módszerekkel összevetni, mint például a szuperponált epochák módszerével, ahol tervezem és javaslom a  $Dst_{min}$  helyi időpontok null-időpontként való használatát és hosszabb időintervallum alkalmazását (36 órás a 24 helyett). Továbbá fontos, hogy ezeken az adatokon a keresztkorrelációs elemzés alkalmazása a geomágneses viharok által okozott időben eltoló ionoszféra-változások feltárása érdekében. Ezen kívül a következő kutatási projekt fontos célja több Digiszonda állomás adatainak (Európából és a déli félgömből) és más helyi és regionális geomágneses/ionoszférikus indexeknek is a felhasználása.
- 

Ehhez a tanulmányhoz kapcsolódó tézis sorszáma: **4)**

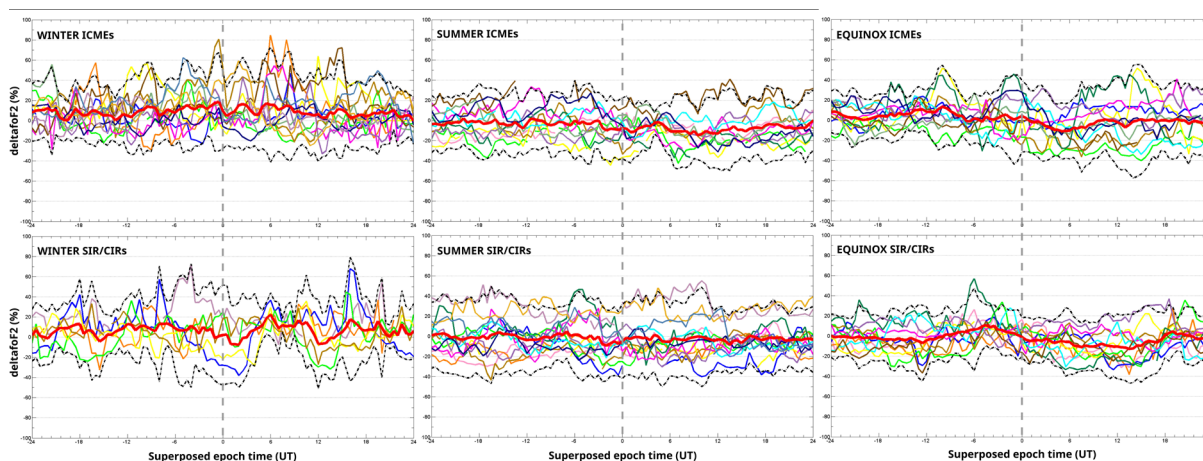
Kapcsolódó publikáció: (Berényi et al., 2023b)

### **Szerzői hozzájárulások (az eredeti nemzetközi publikációra vonatkozóan)**

Berényi Kitti Alexandra volt a cikk fő szerzője, mely során elkészítette az események listáit, az ábrákat és az eredményeket diszkrétálta, levonta a következtéseket. Barta Veronika aktívan hozzájárult a teljes folyamathoz; segített az események elemzése során és a kézirat összeállításában. Opitz Andrea és Dálya Zsuzsanna ellenőrizték Berényi Kitti Alexandra által összeállított viharesemények adatbázisát, felhasználva széleskörű tudásukat a Napból érkező ICME és SIR/CIR események felismerésére és listázására vonatkozóan a műholdas adatokban. Kis Árpád ötleteket adott az események elemzése során, és Kis Árpád Opitz Andreával együtt átnézte a kézirat egyes részeit.

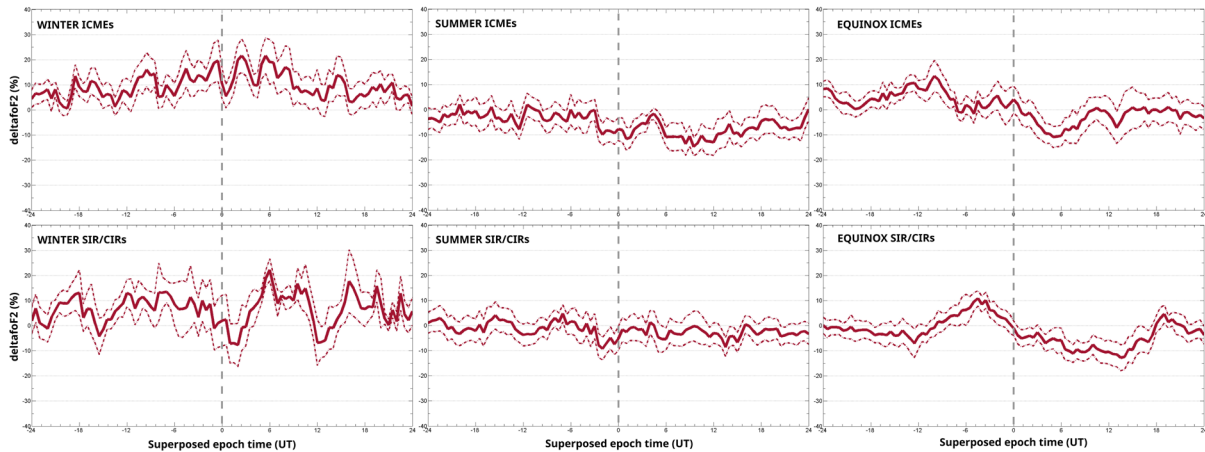
## 7. Jövőbeni tervek, publikálásra váró eredmények

A 6. fejezetben ismertetett ICME és SIR/CIR-indukálta tiszta geomágneses vihar események elemzését folytattam, egy másik elemzési módszert alkalmazva évszak szerinti csoportosításban Sopron állomáson. Az eseményekre az ún. szuperponált epochák módszerét alkalmaztam, amikor is nulla időpontként a Dst-index minimumának időpontját adtam meg. 24 órával ezen időpont előtt és után ábrázoltam a deltafoF2 értékeket, tehát 48 órás időintervallumot vizsgáltam. Az adatokat erre a Dst minimum időpontra szuperponáltam (ábrán szürke szaggatott vonallal van jelölve), lásd a 49. ábra és 50. ábra. A 49. ábrán az összes vihar esemény látható, különböző színű vonalakkal megjelenítve, és vastag piros vonallal az összes eseményre számított medián érték látható, alul felül fekete szaggatott vonallal pedig a 2x szórás értékek vannak feltüntetve.



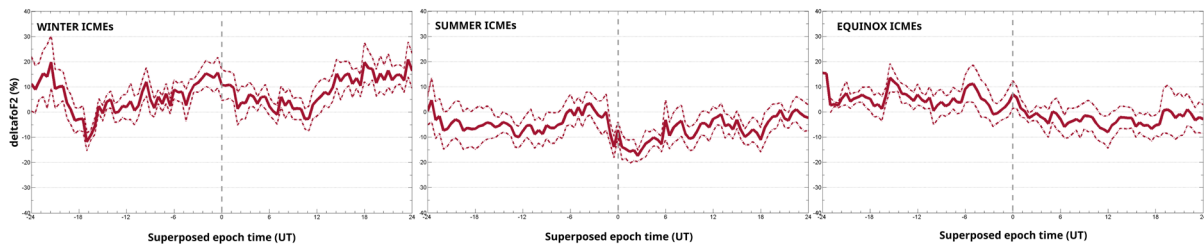
49. ábra: Dst minimum idejére szuperponált deltafoF2 értékek, felső sor ICME-k, alsó sor SIR/CIR viharokra vonatkozóan, itt az összes vihar görbéje látható, különböző színekkel. Piros vastag vonallal a számolt medián értékek, szaggatott fekete vonallal a mediánra vonatkozó 2x-es szórás van jelölve.

A 50. ábrán a  $Dst_{min}$  időpontra szuperponált deltafoF2 paraméterek láthatóak mind az ICME-kre, mind a SIR/CIR okozta eseményekre vonatkozóan. A 49. ábrához képest itt szűkítettük az y-tengely  $-40 - 40\%$  közé, így jobban megfigyelhetőek a változások. Ha a két geomágneses vihar típus között szeretnénk különbséget tenni, akkor elmondható, hogy ezzel a módszerrel a SIR/CIR-indukálta vihar hatások jobban láthatóak.



50. ábra: Dst minimum idejére szuperponált medián deltafoF2 értékek, felső sor ICME-k, alsó sor SIR/CIR viharokra vonatkozóan. Piros szaggatott vonallal a medián értékek hibája van jelölve (standard deviation error).

A 51. ábra az ICME-indukálta események SSC időpontra szuperponált deltafoF2 értékei láthatóak évszak szerint csoportosítva. Tisztán látható, hogy a 50. ábra bemutatott eredményekkel szemben, ez sokkal egyértelműbb menetet mutat, főként a nyári ICME-kre vonatkozóan. Tehát feltételezhető, hogy az ICME-indukálta geomágneses viharok hatása az ionoszférában jobban függ az SSC időpontjától, mint a  $Dst_{min}$  időponttól. Valamint szépen kirajzolódik az évszaki változás, amit fentebb is említettünk, miszerint nyáron negatív, míg télen főként pozitív ionoszféra vihar fázis várható közepes földrajzi szélességen.



51. ábra: SSC idejére szuperponált medián deltafoF2 értékek ICME viharokra számítva. Piros szaggatott vonallal a medián értékek hibája van jelölve (standard deviation error).

A jövőben szeretném megerősíteni ezen fentebb leírt szuperponált epochák módszerével is elemzett események eredményeit. Valamint ki szeretném terjeszteni a vizsgálatot a jelenlegi (25.) napszaki geomágneses vihar eseményeire is.

A jövőbeni vizsgálatokban fontos lesz ezeket az eseményeket más elemzési módszerekkel analizálni, mint például az ICME és SIR/CIR események adatainak a keresztkorrelációs elemzést alkalmazni a geomágneses viharok által okozott időben eltolódott ionoszféra-változások feltárása érdekében. Ezen kívül a következő kutatási projekt fontos célja több Digiszonda állomás adatainak (Európából és a szemközti félgömből) és más helyi és regionális geomágneses/ionoszférikus indexeknek is a felhasználása. Valamint fel tervezem használni a viharok elemzéséhez a későbbiekben a napszéli nyomás paramétert, mivel ezen paraméter változásán keresztül jól látható a geomágneses vihar fejlődése, fázisai és az alviharok.

Továbbá az általam kapott eredményeket, amiket a 4, 5, 6. fejezetekben ismertettem, össze szeretném hasonlítani különböző empirikus termoszféra-ionoszféra-plazmaszféra modellekkel. Úgy, mint az IRI-2016-os vagy a SWIF (Solar wind – driven Ionospheric Forecasts) empirikus modellel, illetve lehetőségeinkhez mérten pl. a következő létező modellek valamelyikével: a Thermosphere-Ionosphere-Electrodynamics General Circulation Model (TIEGCM, lásd még Lu et al., 2020), Horizontal Wind Model 2007 (HWM07, Huang et al., 2018), Global Self-consistent Model of the Thermosphere, Ionosphere, and Protonosphere (GSM TIP, Ratovsky et al., 2019).

## 8. Köszönetnyilvánítás

Nagyon sok embernek köszönhetem a segítségét és a támogatását, hogy eljuthattam eddig a pontig, és végre beadásra kerülhetett ez a munkám. Először is családomat szeretném megemlíteni, mivel ők az a kulcs bázis, akik nélkül én tényleg nem lehetnék itt, hálás vagyok, hogy vagytok nekem, és mindig mellettem álltok, támogattok, kísérték az utamon. Köszönöm anya, apa, nagymamáim, nagypapáim a sok szeretetet. Természetesen köszönöm férjemnek és lányaimnak, hogy mindig mellettem vannak, kitartanak mellettem/velem minden körülmény között.

Hálás vagyok témavezetőmnek, Dr. Kis Árpádnak, hogy mögöttem állt az évek során és tanácsaival, iránymutatásával segítette előre a doktori kutatásomat, nélküle se lennék itt. Valamint különösen ki szeretném emelni Dr. Barta Veronika konzulensem szerepét, mivel ő mind szakmailag mind barátként végig kísért ezen az úton és segített a kutatóvá válásban. Szakmai utamat tekintve kiemelendő, hogy az ionoszférakutatásban szerzett tudásom nem lehetne ezen a szinten nélküle és Dr. Bencze Pál professzor nélkül. Szerencsém volt ugyanis a pályám kezdetén Bencze Pállal többször konzultálnom és egyetemi órát is tartott még nekem. Valamint hagyatéka, az Űridőjárás című könyve is kulcs szerepű nemcsak számomra, hanem véleményem szerint minden magyar kutatónak, aki ebben a témában szeretné tudását elsajátítani.

Továbbá szeretnék köszönetet mondani Dr. Wesztergom Viktornak, a Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet igazgatójának, aki még mesterszakos hallgatóként az űrkutatás irányába terelt, és bemutatott az intézet kutatóinak, így ott is írhattam mesterszakos diplomamunkám már akkor is ionosféra kutatás témában.

Külön köszönetet szeretnék mondani társ szerzőimnek, Opitz Andreának, Heilig Balázsnak, Dálya Zsuzsannának, Jaroslav Urbarnak, Daniel Koubanak, akik rengeteget segítettek mind szakmailag adatokkal és információkkal, míg kollégaként a doktori kutatásom során.

Köszönöm az intézet összes dolgozójának, hogy mindig barátságosan fogadtak, és hogy ott egy igazi összetartó közösség tagja lehetek. Köszönöm barátaimnak, szaktársaimnak és mindenkinek, aki az évek során engem támogatott az utamon.



## 9. Hivatkozásjegyzék

### 9.1. Irodalomjegyzék

- Aa, E., Zou, S., Erickson, P.J., Zhang, S.R., Liu, S., 2020. Statistical Analysis of the Main Ionospheric Trough Using Swarm in Situ Measurements. *J Geophys Res Space Phys* 125, e2019JA027583. <https://doi.org/10.1029/2019JA027583>
- Allen, R.C., Ho, G.C., Jian, L.K., Mason, G.M., Vines, S.K., Lario, D., 2020. Predictive Capabilities and Limitations of Stream Interaction Region Observations at Different Solar Longitudes. *Space Weather* 18. <https://doi.org/10.1029/2019SW002437>
- Amory-Mazaudier C., Menvielle M., Curto, J.-J., Le Huy, M., 2017. Recent Advances in Atmospheric, Solar-Terrestrial Physics and Space Weather From a North-South network of scientists [2006-2016]. *Sun and Geospace*.
- Araujo-Pradere, E.A., Fuller-Rowell, T.J., Codrescu, M. V., 2002. STORM: An empirical storm-time ionospheric correction model 1. Model description. *Radio Sci* 37, 3-1-3-12. <https://doi.org/10.1029/2001RS002467>
- Astafyeva, E., Zakharenkova, I., Alken, P., 2016. Prompt penetration electric fields and the extreme topside ionospheric response to the June 22-23, 2015 geomagnetic storm as seen by the Swarm constellation Swarm Science Results after two years in Space. *Earth, Planets and Space* 68, 1-12. <https://doi.org/10.1186/S40623-016-0526-X/FIGURES/4>
- Astafyeva, E., Zakharenkova, I., Förster, M., 2015. Ionospheric response to the 2015 St. Patrick's Day storm: A global multi-instrumental overview. *Journal of Geophysical Research A: Space Physics* 120, 9023-9037. <https://doi.org/10.1002/2015JA021629>
- Baggaley, W.J., 1985. CHANGES IN THE FREQUENCY DISTRIBUTION OF foEs AND fbEs OVER TWO SOLAR CYCLES. *Planet. Space Sci* 3359, 457-4.
- Baggaley, W.J., 1984. Three solar cycles of day-time southern hemisphere Es activity. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics* 46, 207-210. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(84\)90147-8](https://doi.org/10.1016/0021-9169(84)90147-8)
- Barkács, K., Bartholy, J., Kiss Keve, T., Pongrácz, R., Reskóné Nagy, M., Salma, I., Sohár, P., Tóth, B., 2012. *K Ö R N Y E Z E T K É M I A*. Typotex Kiadó , Budapest.
- Barta, V., Haldoupis, C., Satori, G., Buresova, D., Chum, J., Pozoga, M., Berényi, K.A., Bór, J., Popek, M., Kis, Á., Bencze, P., 2017. Searching for effects caused by thunderstorms in midlatitude sporadic E layers. *J Atmos Sol Terr Phys* 161. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2017.06.006>
- Barta, V., Natras, R., Srećković, V., Koronczay, D., Schmidt, M., Šulic, D., 2022. Multi-instrumental investigation of the solar flares impact on the ionosphere on 05-06 December 2006. *Front Environ Sci* 10, 1174. <https://doi.org/10.3389/FENV.S.2022.904335/BIBTEX>
- Basu, S., Groves, K.M., Basu, Su, Sultan, P.J., 2002. Specification and forecasting of scintillations in communication/navigation links: current status and future plans. *J Atmos Sol Terr Phys* 64, 1745-1754. [https://doi.org/10.1016/S1364-6826\(02\)00124-4](https://doi.org/10.1016/S1364-6826(02)00124-4)
- Baumjohann, W., Treumann, R.A., 2012. *Basic space plasma physics: Revised Edition*, Basic Space Plasma Physics: Revised Edition. <https://doi.org/10.1142/P850>

- Bencze, P., 2014. Bevezetés a Nap-Földfizikába. LÖVÉR PRINT Nyomdaipari Kft., Sopron.
- Bencze, P., 2004. Naptevékenység és a rádióhullámok terjedése. *Híradástechnika* 12–17.
- Berényi, K.A., 2023. Unique list of clear ICME- and SIR/CIR- related geomagnetic storm events from the maximum of 24 solar cycle (Nov 2012-Oct 2014) 1. <https://doi.org/10.17632/N245SCJZK4.1>
- Berényi, K.A., Barta, V., Kis, 2018. Midlatitude ionospheric F2-layer response to eruptive solar events-caused geomagnetic disturbances over Hungary during the maximum of the solar cycle 24: A case study. *Advances in Space Research* 61, 1230–1243. <https://doi.org/10.1016/J.ASR.2017.12.021>
- Berényi, K.A., Heilig, B., Urbář, J., Kouba, D., Kis, Barta, V., 2023a. Comprehensive analysis of the ionospheric response to the largest geomagnetic storms from solar cycle 24 over Europe. *Frontiers in Astronomy and Space Sciences* 10, 1092850. <https://doi.org/10.3389/FSPAS.2023.1092850/BIBTEX>
- Berényi, K.A., Opitz, A., Dály, Zs., Kis, Á., Barta, V., 2023b. Impact of ICME- and SIR/CIR- Driven Geomagnetic Storms on the Ionosphere over Hungary. *Atmosphere* 2023, Vol. 14, Page 1377 14, 1377. <https://doi.org/10.3390/ATMOS14091377>
- Blanc, M., Richmond, A.D., 1980. The ionospheric disturbance dynamo. *J Geophys Res Space Phys* 85, 1669–1686. <https://doi.org/10.1029/JA085IA04P01669>
- Bojilova, R., Mukhtarov, P., 2019. Response of the electron density profiles to geomagnetic disturbances in January 2005. *Studia Geophysica et Geodaetica* 63, 436–454. <https://doi.org/10.1007/S11200-019-0510-6/METRICS>
- Bór, J., Sántori, G., Barta, V., Szabóné-André, K., Szendrői, J., Wesztergom, V., Bozóki, T., Buzás, A., Koronczay, D., 2020. Measurements of atmospheric electricity in the Széchenyi István Geophysical Observatory, Hungary. *Hist Geo Space Sci* 11, 53–70. <https://doi.org/10.5194/HGSS-11-53-2020>
- Bothmer, V., Zhukov, A., 2007. The Sun as the prime source of space weather. *Space Weather- Physics and Effects* 31–102. [https://doi.org/10.1007/978-3-540-34578-7\\_3](https://doi.org/10.1007/978-3-540-34578-7_3)
- Buonsanto, M.J., 1999. Ionospheric storms – A review. *Space Sci Rev* 88, 563–601. <https://doi.org/10.1023/A:1005107532631>
- Burešová, D., Laštovička, J., 2007. Pre-storm enhancements of foF2 above Europe. *Advances in Space Research* 39, 1298–1303. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2007.03.003>
- Buresova, D., Lastovicka, J., Hejda, P., Bochnicek, J., 2014. Ionospheric disturbances under low solar activity conditions. *Advances in Space Research* 54, 185–196. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2014.04.007>
- Burns, A.G., Solomon, S.C., Wang, W., Qian, L., Zhang, Y., Paxton, L.J., 2012. Daytime climatology of ionospheric NmF2 and hmF2 from COSMIC data. *J Geophys Res Space Phys* 117, 9315. <https://doi.org/10.1029/2012JA017529>
- Burton, R.K., McPherron, R.L., Russell, C.T., 1975. An empirical relationship between interplanetary conditions and Dst. *J Geophys Res* 80, 4204–4214. <https://doi.org/10.1029/JA080i031p04204>
- Campbell, W.H., 1996. Geomagnetic storms, the Dst ring-current myth and lognormal distributions. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics* 58, 1171–1187. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(95\)00103-4](https://doi.org/10.1016/0021-9169(95)00103-4)



- Chapman, S., 1931. The absorption and dissociative or ionizing effect of monochromatic radiation in an atmosphere on a rotating earth. *Proceedings of the Physical Society* 43, 26. <https://doi.org/10.1088/0959-5309/43/1/305>
- Chapman, S., Bartels, J., 1940. *Geomagnetism, vol. II: Analysis of the data, and physical theories*. London: Oxford Univ. Press.
- Chapman, S., Lindzen, R.S., 1970. Quantitative Theory of Atmospheric Tides and Thermal Tides. *Atmospheric Tides* 106–174. [https://doi.org/10.1007/978-94-010-3399-2\\_4](https://doi.org/10.1007/978-94-010-3399-2_4)
- Charney, J.G., Drazin, P.G., 1961. Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *J Geophys Res* 66, 83–109. <https://doi.org/10.1029/JZ066I001P00083>
- Chen, G.M., Xu, J., Wang, W., Burns, A.G., 2014. A comparison of the effects of CIR- and CME-induced geomagnetic activity on thermospheric densities and spacecraft orbits: Statistical studies. *J Geophys Res Space Phys* 119, 7928–7939. <https://doi.org/10.1002/2014JA019831>
- Chen, G.M., Xu, J., Wang, W., Lei, J., Burns, A.G., 2012. A comparison of the effects of CIR- and CME-induced geomagnetic activity on thermospheric densities and spacecraft orbits: Case studies. *J Geophys Res Space Phys* 117, 8315. <https://doi.org/10.1029/2012JA017782>
- Chen, P., Yao, Y., Yao, W., 2017. Global ionosphere maps based on GNSS, satellite altimetry, radio occultation and DORIS. *GPS Solutions* 21, 639–650. <https://doi.org/10.1007/s10291-016-0554-9>
- Cherniak, I., Zakharenkova, I., 2015. Dependence of the high-latitude plasma irregularities on the auroral activity indices: A case study of 17 March 2015 geomagnetic storm. *Earth, Planets and Space* 67, 1–12. <https://doi.org/10.1186/S40623-015-0316-X/FIGURES/6>
- Chernigovskaya, M.A., Shpynev, B.G., Yasyukevich, A.S., Khabituev, D.S., Ratovsky, K.G., Belinskaya, A.Y., Stepanov, A.E., Bychkov, V. V., Grigorieva, S.A., Panchenko, V.A., Kouba, D., Mielich, J., 2021. Longitudinal variations of geomagnetic and ionospheric parameters in the Northern Hemisphere during magnetic storms according to multi-instrument observations. *Advances in Space Research* 67, 762–776. <https://doi.org/10.1016/J.ASR.2020.10.028>
- Chi, Y., Shen, C., Luo, B., Wang, Y., Xu, M., 2018. Geoeffectiveness of Stream Interaction Regions From 1995 to 2016. *Space Weather* 16, 1960–1971. <https://doi.org/10.1029/2018SW001894>
- Christensen, A.B., Paxton, L.J., Avery, S., Craven, J., Crowley, G., Humm, D.C., Kil, H., Meier, R.R., Meng, C.I., Morrison, D., Ogorzalek, B.S., Straus, P., Strickland, D.J., Swenson, R.M., Walterscheid, R.L., Wolven, B., Zhang, Y., 2003. Initial observations with the Global Ultraviolet Imager (GUVI) in the NASA TIMED satellite mission. *J Geophys Res Space Phys* 108. <https://doi.org/10.1029/2003JA009918>
- Cowley, S.W.H., Lockwood, M., Cowley, S.W.H., Lockwood, M., 1992. Excitation and decay of solar wind-driven flows in the magnetosphere-ionosphere system. *AnGeo* 10, 103–115.
- Crooker, N.U., Cliver, E.W., 1994. Postmodern view of M-regions. *J Geophys Res Space Phys* 99, 23383–23390. <https://doi.org/10.1029/94JA02093>

- Crowley, G., Hackert, C.L., Meier, R.R., Strickland, D.J., Paxton, L.J., Pi, X., Mannucci, A., Christensen, A.B., Morrison, D., Bust, G.S., Roble, R.G., Curtis, N., Wene, G., 2006. Global thermosphere-ionosphere response to onset of 20 November 2003 magnetic storm. *J Geophys Res Space Phys* 111. <https://doi.org/10.1029/2005JA011518>
- Daglis, I.A., 2006. Ring Current Dynamics. *Space Science Reviews* 2006 124:1 124, 183–202. <https://doi.org/10.1007/S11214-006-9104-Z>
- Dalya, Z., Opitz, A., Biro, N., 2023. Duration of ICME signatures in in-situ data from several space probes for the time interval of 2004-2021 1. <https://doi.org/10.17632/4ZWBP8K7CR.1>
- Danilov, A., 2016. New results in studying foF2 trends. *J Atmos Sol Terr Phys*. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2017.04.002>
- Danilov, A.D., 2013. Ionospheric F-region response to geomagnetic disturbances. *Advances in Space Research* 52, 343–366. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2013.04.019>
- Danilov, A.D., Belik, L.D., 1991. Thermosphere-ionosphere coupling during ionospheric storms. *Geomagnetizm i Aeronomiya* 31, 209–222.
- Danilov, A.D., Konstantinova, A. V., 2020. Trends in foF2 and the 24th solar activity cycle. *Advances in Space Research* 65, 959–965. <https://doi.org/10.1016/J.ASR.2019.10.038>
- Danilov, A.D., Lastovicka, J., 2001. Effects of geomagnetic storms on the ionosphere and atmosphere. *International Journal of Geomagnetism and Aeronomy* 2.
- de Haro Barbás, B.F., Elias, A.G., 2020. Effect of the Inclusion of Solar Cycle 24 in the Calculation of foF2 Long-Term Trend for Two Japanese Ionospheric Stations. *Pure Appl Geophys* 177, 1071–1078. <https://doi.org/10.1007/S00024-019-02307-Z/FIGURES/6>
- Deminov, M.G., Shubin, V.N., 2018. Empirical Model of the Location of the Main Ionospheric Trough. *Geomagnetism and Aeronomy* 2018 58:3 58, 348–355. <https://doi.org/10.1134/S0016793218030064>
- Denton, M.H., Borovsky, J.E., Skoug, R.M., Thomsen, M.F., Lavraud, B., Henderson, M.G., McPherron, R.L., Zhang, J.C., Liemohn, M.W., 2006. Geomagnetic storms driven by ICME- and CIR-dominated solar wind. *J Geophys Res Space Phys* 111, 7–07. <https://doi.org/10.1029/2005JA011436>
- Denton, M.H., Ulich, T., Turunen, E., 2009. Modification of midlatitude ionospheric parameters in the F2 layer by persistent high-speed solar wind streams. *Space Weather* 7, 1–10. <https://doi.org/10.1029/2008SW000443>
- Emery, B.A., Richardson, I.G., Evans, D.S., Rich, F.J., 2009. Solar wind structure sources and periodicities of auroral electron power over three solar cycles. *J Atmos Sol Terr Phys* 71, 1157–1175. <https://doi.org/10.1016/J.JASTP.2008.08.005>
- Field, P.R., Rishbeth, H., 1997. The response of the ionospheric F2-layer to geomagnetic activity: an analysis of worldwide data. *J Atmos Sol Terr Phys* 59, 163–180. [https://doi.org/10.1016/S1364-6826\(96\)00085-5](https://doi.org/10.1016/S1364-6826(96)00085-5)
- Fiori, R.A.D., Trichtchenko, L., Balch, C., Spanswick, E., Groleau, S., 2020. Characterizing Auroral-Zone Absorption Based on Global Kp and Regional Geomagnetic Hourly Range Indices. *Space Weather* 18, e2020SW002572. <https://doi.org/10.1029/2020SW002572>

- Gong, Y., Zhou, Q., Zhang, S.D., Aponte, N., Sulzer, M., González, S.A., 2013. The F region and topside ionosphere response to a strong geomagnetic storm at Arecibo. *J Geophys Res Space Phys* 118, 5177–5183. <https://doi.org/10.1002/JGRA.50502>
- Gonzalez, W.D., Joselyn, J.A., Kamide, Y., Kroehl, H.W., Rostoker, G., Tsurutani, B.T., Vasyliunas, V.M., 1994. What is a geomagnetic storm? *J Geophys Res* 99, 5771. <https://doi.org/10.1029/93JA02867>
- Gopalswamy, N., 2008. Solar connections of geoeffective magnetic structures. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2008.06.010>
- Harwood, J., 1961. Some observations of the occurrence and movement of sporadic-E ionization. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics* 20, 243–262. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(61\)90204-5](https://doi.org/10.1016/0021-9169(61)90204-5)
- He, M., Liu, L., Wan, W., Zhao, B., 2011. A study on the nighttime midlatitude ionospheric trough. *J Geophys Res Space Phys* 116, 5315. <https://doi.org/10.1029/2010JA016252>
- Hedin, A.E., 1988. The atmospheric model in the region 90 to 2000 km. *Advances in Space Research* 8, 9–25. [https://doi.org/10.1016/0273-1177\(88\)90038-5](https://doi.org/10.1016/0273-1177(88)90038-5)
- Heilig, B., Lühr, H., 2018. Quantifying the relationship between the plasmapause and the inner boundary of small-scale field-aligned currents, as deduced from Swarm observations. *Ann Geophys* 36, 595–607. <https://doi.org/10.5194/ANGE0-36-595-2018>
- Heilig, B., Lühr, H., 2013. New plasmapause model derived from CHAMP field-aligned current signatures. *Ann Geophys* 31, 529–539. <https://doi.org/10.5194/ANGE0-31-529-2013>
- Heilig, B., Stolle, C., Kervalishvili, G., Rauberg, J., Miyoshi, Y., Tsuchiya, F., Kumamoto, A., Kasahara, Y., Shoji, M., Nakamura, S., Kitahara, M., Shinohara, I., 2022. Relation of the Plasmapause to the Midlatitude Ionospheric Trough, the Sub-Auroral Temperature Enhancement and the Distribution of Small-Scale Field Aligned Currents as Observed in the Magnetosphere by THEMIS, RBSP, and Arase, and in the Topside Ionosphere by Swarm. *J Geophys Res Space Phys* 127, e2021JA029646. <https://doi.org/10.1029/2021JA029646>
- Hines, C.O., 1960. INTERNAL ATMOSPHERIC GRAVITY WAVES AT IONOSPHERIC HEIGHTS. *Can J Phys* 38, 1441–1481. <https://doi.org/10.1139/P60-150>
- Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H., Collins, J., 2001. Global Positioning System. <https://doi.org/10.1007/978-3-7091-6199-9>
- Horvath, I., Lovell, B.C., 2016. Structured subauroral polarization streams and related auroral undulations occurring on the storm day of 21 January 2005. *J Geophys Res Space Phys* 121, 1680–1695. <https://doi.org/10.1002/2015JA022057>
- Houminer, Z., Russell, C.J., Dyson, P.L., Bennett, J.A., 1996. Study of sporadic-E clouds by backscatter radar. *Ann Geophys* 14, 1060. <https://doi.org/10.1007/s005850050367>
- Huang, C., Xu, J.Y., Zhang, X.X., Liu, D.D., Yuan, W., Jiang, G.Y., 2018. Mid-latitude thermospheric wind changes during the St. Patrick's Day storm of 2015 observed by two Fabry-Perot interferometers in China. *Advances in Space Research* 61, 1873–1879. <https://doi.org/10.1016/J.ASR.2017.10.013>
- Huba, J.D., Maute, A., Crowley, G., 2017. SAMI3\_ICON: Model of the Ionosphere/Plasmasphere System. *Space Sci Rev* 212, 731–742. <https://doi.org/10.1007/S11214-017-0415-Z/FIGURES/7>

- Iijima, T., Potemra, T.A., 1976. Field-aligned currents in the dayside cusp observed by Triad. *J Geophys Res* 81, 5971–5979. <https://doi.org/10.1029/JA081i034P05971>
- Illés-Almár, E., Almár, I., Bencze, P., Horváth, A., 1987. Investigation of the thermosphere-ionosphere interaction by means of the neutral post-storm effect. *Advances in Space Research* 7, 53–57. [https://doi.org/10.1016/0273-1177\(87\)90189-X](https://doi.org/10.1016/0273-1177(87)90189-X)
- Immel, T.J., Mannucci, A.J., 2013. Ionospheric redistribution during geomagnetic storms. *J Geophys Res Space Phys* 118, 7928–7939. <https://doi.org/10.1002/2013JA018919>
- Imtiaz, N., Younas, W., Khan, M., 2020. Response of the low-to mid-latitude ionosphere to the geomagnetic storm of September 2017. *Ann Geophys* 38, 359–372. <https://doi.org/10.5194/ANGE0-38-359-2020>
- Jian, L., Russell, C., Luhmann, J., Bisi, M., Emery, B., Thompson Jian, B.L., 2011. Comparing Solar Minimum 23/24 with Historical Solar Wind Records at 1 AU. *Solar Physics* 2011 274:1 274, 321–344. <https://doi.org/10.1007/S11207-011-9737-2>
- Jin, S., Jin, R., Kutoglu, H., 2017. Positive and negative ionospheric responses to the March 2015 geomagnetic storm from BDS observations 91, 613–626. <https://doi.org/10.1007/s00190-016-0988-4>
- Kalegaev, V. V, Makarenkov, E. V, 2006. Dynamics of magnetospheric current systems during magnetic storms of different intensity. *Geomagnetism and Aeronomy* 46, 570–579. <https://doi.org/10.1134/S0016793206050045>
- Kalita, B.R., Hazarika, R., Kakoti, G., Bhuyan, P.K., Chakrabarty, D., Seemala, G.K., Wang, K., Sharma, S., Yokoyama, T., Supnithi, P., Komolmis, T., Yatini, C.Y., Le Huy, M., Roy, P., 2016. Conjugate hemisphere ionospheric response to the St. Patrick’s Day storms of 2013 and 2015 in the 100°E longitude sector. *J Geophys Res Space Phys* 121, 11,364–11,390. <https://doi.org/10.1002/2016JA023119>
- Kamide, Y., 2001. Interplanetary and magnetospheric electric fields during geomagnetic storms: what is more important, steady-state fields or fluctuating fields? *J Atmos Sol Terr Phys* 63, 413–420. [https://doi.org/10.1016/S1364-6826\(00\)00176-0](https://doi.org/10.1016/S1364-6826(00)00176-0)
- Kane, R.P., 2005. Ionospheric foF2 anomalies during some intense geomagnetic storms. *Ann Geophys* 23, 2487–2499.
- Kane, R.P., 1973. Global evolution of F-region storms. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics* 35, 1953–1966.
- Kane, T.A., Makarevich, R.A., 2010. HF radar observations of the F region ionospheric plasma response to Storm Sudden Commencements. *J Geophys Res Space Phys* 115, 1–13. <https://doi.org/10.1029/2009JA014974>
- Karpachev, A.T., 2019. Variations in the Winter Troughs’ Position With Local Time, Longitude, and Solar Activity in the Northern and Southern Hemispheres. *J Geophys Res Space Phys* 124, 8039–8055. <https://doi.org/10.1029/2019JA026631>
- Kelley, M.C., Fukao, S., 1991. Turbulent upwelling of the mid-latitude ionosphere: 2. Theoretical framework. *J Geophys Res Space Phys* 96, 3747–3753. <https://doi.org/10.1029/90JA02252>
- Kil, H., Paxton, L.J., Pi, X., Hairston, M.R., Zhang, Y., 2003. Case study of the 15 July 2000 magnetic storm effects on the ionosphere-driver of the positive ionospheric storm in the

- winter hemisphere. *J Geophys Res Space Phys* 108. <https://doi.org/10.1029/2002JA009782>
- Kouba, D., Boška, J., Galkin, I.A., Santolík, O., Šauli, P., 2008. Ionospheric drift measurements: Skymap points selection. *Radio Sci* 43, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2007RS003633>
- Kouba, D., Knížová, P.K., 2012. Analysis of digisonde drift measurements quality. *J Atmos Sol Terr Phys* 90–91, 212–221. <https://doi.org/10.1016/J.JASTP.2012.05.006>
- Kouba, D., Koucká Knížová, P., 2016. Ionospheric vertical drift response at a mid-latitude station. *Advances in Space Research* 58, 108–116. <https://doi.org/10.1016/J.ASR.2016.04.018>
- Kumar, E.A., Kumar, S., 2022. Geomagnetic Storm Effect on F2-Region Ionosphere during 2012 at Low-and Mid-Latitude-Latitude Stations in the Southern Hemisphere. *Atmosphere (Basel)* 13, 480. <https://doi.org/10.3390/ATMOS13030480/S1>
- Kumar, S., Kumar, V. V., 2019. Ionospheric Response to the St. Patrick’s Day Space Weather Events in March 2012, 2013, and 2015 at Southern Low and Middle Latitudes. *J Geophys Res Space Phys* 124, 584–602. <https://doi.org/10.1029/2018JA025674>
- Lang, K.R., 2011. Atmospheres, magnetospheres and the solar wind, *The Cambridge Guide to the Solar System*. <https://doi.org/10.1017/cbo9780511667466.006>
- Lanzerotti, L.J., Cogger, L.L., Mendillo, M., 1975. Latitude dependence of ionosphere total electron content: Observations during sudden commencement storms. *J Geophys Res* 80, 1287–1306. <https://doi.org/10.1029/JA080I010P01287>
- Le Huy, M., Amory-Mazaudier, C., 2005. Magnetic signature of the ionospheric disturbance dynamo at equatorial latitudes: “Ddyn.” *J Geophys Res Space Phys* 110, 10301. <https://doi.org/10.1029/2004JA010578>
- Lee, I.T., Wang, W., Liu, J.Y., Chen, C.Y., Lin, C.H., 2011. The ionospheric midlatitude trough observed by FORMOSAT-3/COSMIC during solar minimum. *J Geophys Res Space Phys* 116. <https://doi.org/10.1029/2010JA015544>
- Li, Z., Wei, F., Feng, X., Guo, J., Emery, B.A., Zhao, X., 2012. Large ionospheric disturbances during a minor geomagnetic storm on June 23, 2000. *Annals of Geophysics*. <https://doi.org/10.4401/ag-5409>
- Liu, J., Wang, W., Burns, A., Yue, X., Zhang, S., Zhang, Y., Huang, C., 2016. Profiles of ionospheric storm-enhanced density during the 17 March 2015 great storm. *J Geophys Res Space Phys* 121, 727–744. <https://doi.org/10.1002/2015JA021832>
- Liu, L., Wan, W., Zhang, M.L., Zhao, B., Ning, B., 2008. Prestorm enhancements in NmF2 and total electron content at low latitudes. *J Geophys Res Space Phys* 113. <https://doi.org/10.1029/2007JA012832>
- Liu, Y., Xiong, C., 2020. Morphology Evolution of the Midlatitude Ionospheric Trough in Nighttime Under Geomagnetic Quiet Conditions. *J Geophys Res Space Phys* 125, e2019JA027361. <https://doi.org/10.1029/2019JA027361>
- Lockwood, M., Owens, M.J., Barnard, L.A., Bentley, S., Scott, C.J., Watt, C.E., 2016. On the origins and timescales of geoeffective IMF. *Space Weather* 14, 406–432. <https://doi.org/10.1002/2016SW001375>

- Lockwood, M., Owens, M.J., Barnard, L.A., Haines, C., Scott, C.J., McWilliams, K.A., Coxon, J.C., 2020. Semi-annual, annual and Universal Time variations in the magnetosphere and in geomagnetic activity: 1. Geomagnetic data. *Journal of Space Weather and Space Climate* 10, 23. <https://doi.org/10.1051/SWSC/2020023>
- Lu, G., Zakharenkova, I., Cherniak, I., Dang, T., 2020. Large-Scale Ionospheric Disturbances During the 17 March 2015 Storm: A Model-Data Comparative Study. *J Geophys Res Space Phys* 125. <https://doi.org/10.1029/2019JA027726>
- Lynn, K.J.W., Gardiner-Garden, R.S., Heitmann, A., 2014. The spatial and temporal structure of twin peaks and midday bite out in foF2 (with associated height changes) in the Australian and South Pacific low midlatitude ionosphere. *J Geophys Res Space Phys* 119, 10,294–10,304. <https://doi.org/10.1002/2014JA020617>
- Ma, G., Fan, J., Wan, Q., Li, J., 2022. Error Characteristics of GNSS Derived TEC. *Atmosphere (Basel)* 13. <https://doi.org/10.3390/atmos13020237>
- Maksyutin, S. V., Sherstyukov, O.N., 2005. Dependence of E-sporadic layer response on solar and geomagnetic activity variations from its ion composition. *Advances in Space Research* 35, 1496–1499. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2005.05.062>
- Mansilla, G.A., 2003. Disturbances at F2-region heights of equatorial anomaly during geomagnetic storms. *J Atmos Sol Terr Phys* 65, 987–995. [https://doi.org/10.1016/S1364-6826\(03\)00119-6](https://doi.org/10.1016/S1364-6826(03)00119-6)
- Matsushita, S., 1959. A study of the morphology of ionospheric storms. *J Geophys Res* 64, 305–321. <https://doi.org/10.1029/JZ064I003P00305>
- Matzka, J., Stolle, C., Yamazaki, Y., Bronkalla, O., Morschhauser, A., 2021. The Geomagnetic Kp Index and Derived Indices of Geomagnetic Activity. *Space Weather* 19, e2020SW002641. <https://doi.org/10.1029/2020SW002641>
- Mazaudier, C., Geophysicae, S.V.-A., 1988, undefined, 1988. Delayed ionospheric effects of March 22, 1979 studied by the sixth Coordinated Data Analysis Workshop (CDAW-6). [hal.science/CMAZAUDIER, SV VenkateswaranAnnales Geophysicae, 1988](https://hal.science/CMAZAUDIER/SVENKATESWARAN/ANNALES_GEOPHYSICAE_1988)•[hal.science](https://hal.science/8) 8, 1–8.
- McGranaghan, R., Knipp, D.J., McPherron, R.L., Hunt, L.A., 2014. Impact of equinoctial high-speed stream structures on thermospheric responses. *Space Weather* 12, 277–297. <https://doi.org/10.1002/2014SW001045>
- Mendillo, M., 2006. Storms in the ionosphere: Patterns and processes for total electron content. *Reviews of Geophysics* 44, 1–47. <https://doi.org/10.1029/2005RG000193>
- Mendillo, M., Klobuchar, J.A., Hajeb-Hosseini, H., 1974. Ionospheric disturbances: Evidence for the contraction of the plasmasphere during severe geomagnetic storms. *Planet Space Sci* 22, 223–236. [https://doi.org/10.1016/0032-0633\(74\)90026-9](https://doi.org/10.1016/0032-0633(74)90026-9)
- Mendillo, M., Narvaez, C., 2010. Ionospheric storms at geophysically-equivalent sites - Part 2: Local time storm patterns for sub-auroral ionospheres. *Ann Geophys* 28, 1449–1462. <https://doi.org/10.5194/angeo-28-1449-2010>
- Mendillo, M., Narvaez, C., 2009. Ionospheric storms at geophysically-equivalent sites – Part 1: Storm-time patterns for sub-auroral ionospheres. *Ann. Geophys* 27, 1679–1694.

- Mendillo, M., Papagiannis, M.D., Klobuchar, J.A., 1972. Average behavior of the midlatitude F-region parameters NT, N max, and  $\tau$  during geomagnetic storms. *J Geophys Res* 77, 4891–4895. <https://doi.org/10.1029/JA077I025P04891>
- Mid-latitude Geomagnetic Indices “ASY” and “SYM” for 200 (Provisional), n.d.
- Mikhailov, A., Skoblin, M., Forster, M., 1995. Daytime F2-layer positive storm effect at middle and lower latitudes. *Ann Geophys.* <https://doi.org/10.1007/s005850050188>
- Mikhailov, A. V., Foster, J.C., 1997. Daytime thermosphere above Millstone Hill during severe geomagnetic storms. *J Geophys Res Space Phys* 102, 17275–17282. <https://doi.org/10.1029/97JA00879>
- Mikhailov, A. V., Perrone, L., 2009. Pre-storm  $\langle I \rangle Nm \langle I \rangle F2$  enhancements at middle latitudes: delusion or reality? *Ann Geophys* 27, 1321–1330. <https://doi.org/10.5194/ANGE0-27-1321-2009>
- Milan, S.E., Clausen, L.B.N., Coxon, J.C., Carter, J.A., Walach, M.T., Laundal, K., Østgaard, N., Tenfjord, P., Reistad, J., Snekvik, K., Korth, H., Anderson, B.J., 2017. Overview of Solar Wind–Magnetosphere–Ionosphere–Atmosphere Coupling and the Generation of Magnetospheric Currents. *Space Sci Rev.* <https://doi.org/10.1007/s11214-017-0333-0>
- Nava, B., Rodríguez-Zuluaga, J., Alazo-Cuartas, K., Kashcheyev, A., Migoya-Orué, Y., Radicella, S.M., Amory-Mazaudier, C., Fleury, R., 2016. Middle- and low-latitude ionosphere response to 2015 St. Patrick’s Day geomagnetic storm. *J Geophys Res Space Phys* 121, 3421–3438. <https://doi.org/10.1002/2015JA022299>
- Nayak, C., Tsai, L.C., Su, S.Y., Galkin, I.A., Tan, A.T.K., Nofri, E., Jamjareegulgarn, P., 2016. Peculiar features of the low-latitude and midlatitude ionospheric response to the St. Patrick’s Day geomagnetic storm of 17 March 2015. *J Geophys Res Space Phys* 121, 7941–7960. <https://doi.org/10.1002/2016JA022489>
- Nishida, A., 1968. Geomagnetic Dp 2 fluctuations and associated magnetospheric phenomena. *J Geophys Res* 73, 1795–1803. <https://doi.org/10.1029/JA073I005P01795>
- Oberheide, J., Wu, Q., Ortland, D.A., Killeen, T.L., Hagan, M.E., Roble, R.G., Niciejewski, R.J., Skinner, W.R., 2005. Non-migrating diurnal tides as measured by the TIMED Doppler interferometer: Preliminary results. *Advances in Space Research* 35, 1911–1917. <https://doi.org/10.1016/J.ASR.2005.01.063>
- Ouattara, F., Zerbo, J.L., 2011. Ouagadougou station F2 layer parameters, yearly and seasonal variations during severe geomagnetic storms generated by coronal mass ejections (CMEs) and fluctuating wind streams. *International Journal of the Physical Sciences* 6, 4854–4860. <https://doi.org/10.5897/IJPS10.470>
- Perrone, L., Mikhailov, A. V., 2022. SRF2—A Short-Term (1–24)h foF2 Prediction Method. *Space Weather* 20. <https://doi.org/10.1029/2022SW003047>
- Pietrella, M., Bianchi, C., 2009. Occurrence of sporadic-E layer over the ionospheric station of Rome: Analysis of data for thirty-two years. *Advances in Space Research* 44, 72–81. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2009.03.006>
- Pietrella, M., Perrone, L., 2008. A local ionospheric model for forecasting the critical frequency of the F2 layer during disturbed geomagnetic and ionospheric conditions 26, 323–334.
- Pirog, O.M., Polekh, N.M., Tashchilin, A. V., Romanova, E.B., Zherebtsov, G.A., 2006. Response of ionosphere to the great geomagnetic storm of September 1998: Observation

- and modeling. *Advances in Space Research* 37, 1081–1087. <https://doi.org/10.1016/J.ASR.2006.02.005>
- Polekh, N., Zolotukhina, N., Kurkin, V., Zherebtsov, G., Shi, J., Wang, G., Wang, Z., 2017. Dynamics of ionospheric disturbances during the 17–19 March 2015 geomagnetic storm over East Asia. *Advances in Space Research* 60, 2464–2476. <https://doi.org/10.1016/J.ASR.2017.09.030>
- Prolls, G.W., 2004. *Physics of the Earth's Space Environment: An Introduction*, Igarss 2014. Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-97123-5>
- Prölls, G.W., 1995. Ionospheric F-region storms. *Handbook of Atmospheric Electrodynamics* 2, 195–248.
- Prölls, G.W., Zahn, U. von, 1974. Esro 4 Gas Analyzer results 2. Direct measurements of changes in the neutral composition during an ionospheric storm. *J Geophys Res* 79, 2535–2539. <https://doi.org/10.1029/JA079I016P02535>
- Pulkkinen, T., 2007. Space weather: Terrestrial perspective. *Living Rev Sol Phys* 4, 1–60. <https://doi.org/10.12942/lrsp-2007-1>
- Ratovsky, K.G., Klimenko, M. V., Vasilyev, R. V., Klimenko, V. V., 2019. Upper Atmosphere Wind Pattern during St. Patrick's Day Geomagnetic Storm: Fabry-Perot Interferometer Measurements and Modeling. *Progress in Electromagnetics Research Symposium 2019-June*, 3952–3957. <https://doi.org/10.1109/PIERS-SPRING46901.2019.9017661>
- Redmon, R.J., Anderson, D., Caton, R., Bullett, T., 2010. A Forecasting Ionospheric Real-time Scintillation Tool (FIRST). *Space Weather* 8. <https://doi.org/10.1029/2010SW000582>
- Reinisch, B.W., Scali, J.L., Haines, D.L., 1998. Ionospheric drift measurements with ionosondes. *Annals of Geophysics* 41, 695–702.
- Richardson, I.G., 2018. Solar wind stream interaction regions throughout the heliosphere. *Living Reviews in Solar Physics* 2018 15:1 15, 1–95. <https://doi.org/10.1007/S41116-017-0011-Z>
- Rishbeth, H., Barron, D.W., 1960. Equilibrium electron distributions in the ionospheric F2-layer. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics* 18, 234–252. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(60\)90095-7](https://doi.org/10.1016/0021-9169(60)90095-7)
- Rishbeth, H., Field, P.R., 1997. Latitude and solar-cycle patterns in the response of the ionosphere F2-layer to geomagnetic activity. *Advances in Space Research* 20, 1689–1692. [https://doi.org/10.1016/S0273-1177\(97\)00573-5](https://doi.org/10.1016/S0273-1177(97)00573-5)
- Rishbeth, H., Garriott, O.K., 1969. *Introduction to ionospheric physics*. itip.
- Rishbeth, H., Mendillo, M., 2001. Patterns of F2-layer variability. *J Atmos Sol Terr Phys* 63, 1661–1680. [https://doi.org/10.1016/S1364-6826\(01\)00036-0](https://doi.org/10.1016/S1364-6826(01)00036-0)
- Rodger, A.S., Brace, L.H., Hoegy, W.R., Winningham, J.D., 1986. The poleward edge of the mid-latitude trough—its formation, orientation and dynamics. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics* 48, 715–728. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(86\)90021-8](https://doi.org/10.1016/0021-9169(86)90021-8)
- Rodger, A.S., Moffett, R.J., Quegan, S., 1992. The role of ion drift in the formation of ionisation troughs in the mid- and high-latitude ionosphere—a review. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics* 54, 1–30. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(92\)90082-V](https://doi.org/10.1016/0021-9169(92)90082-V)
- Roper G.R., 1977. Turbulence in the lower thermosphere, In: *The Upper Atmosphere and Magnetosphere*. National Academy of Science, Washington D.C. 107.



- Rosenberg, N.W., 1968. Dynamic model of ionospheric wind profiles. *J Geophys Res* 73, 4965–4968. <https://doi.org/10.1029/JA073I015P04965>
- Rostoker, G., 1972. Geomagnetic indices. *Reviews of Geophysics* 10, 935–950. <https://doi.org/10.1029/RG010I004P00935>
- Schunk, R.W., Banks, P.M., 1975. Auroral N2 vibrational excitation and the electron density trough. *Geophys Res Lett* 2, 239–242. <https://doi.org/10.1029/GL002I006P00239>
- Shen, X.C., Hudson, M.K., Jaynes, A.N., Shi, Q., Tian, A., Claudepierre, S.G., Qin, M.R., Zong, Q.G., Sun, W.J., 2017. Statistical study of the storm time radiation belt evolution during Van Allen Probes era: CME- versus CIR-driven storms. *J Geophys Res Space Phys* 122, 8327–8339. <https://doi.org/10.1002/2017JA024100>
- Sudan, R.N., Akinrimisi, J., Farley, D.T., 1973. Generation of small-scale irregularities in the equatorial electrojet. *J Geophys Res* 78, 240–248. <https://doi.org/10.1029/JA078I001P00240>
- Tanaka, T., 1979. Sky-wave backscatter observations of sporadic-E over Japan. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics* 41, 203–215. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(79\)90013-8](https://doi.org/10.1016/0021-9169(79)90013-8)
- Tshisaphungo, M., Habarulema, J.B., McKinnell, L.A., 2018. Modeling ionospheric foF2 response during geomagnetic storms using neural network and linear regression techniques. *Advances in Space Research* 61, 2891–2903. <https://doi.org/10.1016/J.ASR.2018.03.025>
- Tsurutani, B.T., 2000. Solar/interplanetary plasma phenomena causing geomagnetic activity at Earth 273–286. <https://doi.org/10.3254/978-1-61499-227-1-273>
- Tsurutani, B.T., Gonzalez, W.D., Gonzalez, A.L.C., Guarnieri, F.L., Gopalswamy, N., Grande, M., Kamide, Y., Kasahara, Y., Lu, G., Mann, I., McPherron, R., Soraas, F., Vasyliunas, V., 2006. Corotating solar wind streams and recurrent geomagnetic activity: A review. *J Geophys Res Space Phys* 111. <https://doi.org/10.1029/2005JA011273>
- Tsurutani, B.T., Gonzalez, W.D., Kamide, Y., 1997. MAGNETIC STORMS. *Surv Geophys* 18, 363–383.
- Tsurutani, B.T., Smith, E.J., Pyle, K.R., Simpson, J.A., 1982. Energetic protons accelerated at corotating shocks: Pioneer 10 and 11 observations from 1 to 6 AU. *J Geophys Res Space Phys* 87, 7389–7404. <https://doi.org/10.1029/JA087IA09P07389>
- Tulasi Ram, S., Yokoyama, T., Otsuka, Y., Shiokawa, K., Sripathi, S., Veenadhari, B., Heelis, R., Ajith, K.K., Gowtam, V.S., Gurubaran, S., Supnithi, P., Le Huy, M., 2016. Duskside enhancement of equatorial zonal electric field response to convection electric fields during the St. Patrick's Day storm on 17 March 2015. *J Geophys Res Space Phys* 121, 538–548. <https://doi.org/10.1002/2015JA021932>
- Turner, N.E., Cramer, W.D., Earles, S.K., Emery, B.A., 2009. Geoefficiency and energy partitioning in CIR-driven and CME-driven storms. *J Atmos Sol Terr Phys* 71, 1023–1031. <https://doi.org/10.1016/J.JASTP.2009.02.005>
- Voiculescu, M., Nygrn, T., Aikio, A., Kuula, R., 2010. An olden but golden EISCAT observation of a quiet-time ionospheric trough. *J Geophys Res Space Phys* 115, 10315. <https://doi.org/10.1029/2010JA015557>

- Voiculescu, M., Virtanen, I., Nygrén, T., 2006. The F-region trough: Seasonal morphology and relation to interplanetary magnetic field. *Ann Geophys* 24, 173–185. <https://doi.org/10.5194/ANGEO-24-173-2006>
- Völgyesi Lajos, 2002. *Geofizika, Műegyetemi Kiadó, Budapest. Műegyetemi Kiadó, Budapest.*
- Wadley, S.T., Bingham, R., 2019. THE STORM TIME RESPONSE OF THE INNER MAGNETOSPHERE DURING CORONAL MASS EJECTION AND COROTATING INTERACTION REGION DRIVEN STORMS.
- Wanliss, J.A., Showalter, K.M., 2006. High-resolution global storm index: Dst versus SYM-H. *J Geophys Res Space Phys* 111, 2202. <https://doi.org/10.1029/2005JA011034>
- Werner, S., Pröls, G.W., 1997. The position of the ionospheric trough as a function of local time and magnetic activity. *Advances in Space Research* 20, 1717–1722. [https://doi.org/10.1016/S0273-1177\(97\)00578-4](https://doi.org/10.1016/S0273-1177(97)00578-4)
- Whalen, J.A., 1989. The daytime F layer trough and its relation to ionospheric-magnetospheric convection. *J Geophys Res Space Phys* 94, 17169–17184. <https://doi.org/10.1029/JA094IA12P17169>
- Whitehead, J.D., 1989. Recent work on mid-latitude and equatorial sporadic-E. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics* 51, 401–424. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(89\)90122-0](https://doi.org/10.1016/0021-9169(89)90122-0)
- Whitehead, J.D., 1970. Production and prediction of sporadic E. *Reviews of Geophysics*. <https://doi.org/10.1029/RG008i001p00065>
- Williams, C.R., Avery, S.K., 1996. Diurnal nonmigrating tidal oscillations forced by deep convective clouds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 101, 4079–4091. <https://doi.org/10.1029/95JD03007>
- Wu, C.C., Liou, K., Lepping, R.P., Hutting, L., Plunkett, S., Howard, R.A., Socker, D., 2016. The first super geomagnetic storm of solar cycle 24: “the St. Patrick’s day event (17 March 2015)” *Global Data Systems for the Study of Solar-Terrestrial Variability 3. Space science. Earth, Planets and Space* 68, 1–12. <https://doi.org/10.1186/S40623-016-0525-Y/FIGURES/8>
- Yamazaki, Y., Matzka, J., Stolle, C., Kervalishvili, G., Rauberg, J., Bronkalla, O., Morschhauser, A., Bruinsma, S., Shprits, Y.Y., Jackson, D.R., 2022. Geomagnetic Activity Index Hpo. *Geophys Res Lett* 49, e2022GL098860. <https://doi.org/10.1029/2022GL098860>
- Yizengaw, E., Wei, H., Moldwin, M.B., Galvan, D., Mandrake, L., Mannucci, A., Pi, X., 2005. The correlation between mid-latitude trough and the plasmopause. *Geophys Res Lett* 32, 1–5. <https://doi.org/10.1029/2005GL022954>
- Zhai, C., Tang, S., Peng, W., Cheng, X., Zheng, D., 2022. Driver of the Positive Ionospheric Storm over the South American Sector during 4 November 2021 Geomagnetic Storm. *Remote Sensing* 2023, Vol. 15, Page 111 15, 111. <https://doi.org/10.3390/RS15010111>
- Zhang, D.H., Xiao, Z., Hao, Y.Q., Ridley, A.J., Moldwin, M., 2011. Modeling ionospheric foF2 by using empirical orthogonal function analysis. *Ann Geophys* 29, 1501–1515. <https://doi.org/10.5194/ANGEO-29-1501-2011>
- Zhang, S.R., Erickson, P.J., Foster, J.C., Holt, J.M., Coster, A.J., Makela, J.J., Noto, J., Meriwether, J.W., Harding, B.J., Riccobono, J., Kerr, R.B., 2015. Thermospheric

- poleward wind surge at midlatitudes during great storm intervals. *Geophys Res Lett* 42, 5132–5140. <https://doi.org/10.1002/2015GL064836>
- Zhang, S.R., Erickson, P.J., Zhang, Y., Wang, W., Huang, C., Coster, A.J., Holt, J.M., Foster, J.F., Sulzer, M., Kerr, R., 2017a. Observations of ion-neutral coupling associated with strong electrodynamic disturbances during the 2015 St. Patrick's Day storm. *J Geophys Res Space Phys* 122, 1314–1337. <https://doi.org/10.1002/2016JA023307>
- Zhang, S.R., Oliver, W.L., Fukao, S., Otsuka, Y., 2000. A study of the forenoon ionospheric F2 layer behavior over the middle and upper atmospheric radar. *J Geophys Res Space Phys* 105, 15823–15833. <https://doi.org/10.1029/2000JA000007>
- Zhang, S.R., Zhang, Y., Wang, W., Verkhoglyadova, O.P., 2017b. Geospace system responses to the St. Patrick's Day storms in 2013 and 2015. *J Geophys Res Space Phys* 122, 6901–6906. <https://doi.org/10.1002/2017JA024232>
- Zheng, Y., Fok, M.-C., Khazanov, G. V., 2003. A radiation belt-ring current forecasting model. *Space Weather* 1, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2003SW000007>
- Zou, L., Rishbeth, H., Müller-Wodarg, I.C.F., Aylward, A.D., Millward, G.H., Fuller-Rowell, T.J., Idenden, D.W., Moffett, R.J., 2000. Annual and semiannual variations in the ionospheric F2-layer. I. Modelling. *Ann Geophys* 18, 927–944. <https://doi.org/10.1007/S00585-000-0927-8>

## 9.2. Ábrajegyzék

1. ábra: A Föld magnetoszférájának szerkezete. (Lang, 2011) .....	7
2. ábra: Az atmoszféra, ionoszféra és a magnetoszféra szerkezete, kémiai összetétel és hőmérséklet szerinti felosztása (Völgyesi Lajos, 2002).....	8
3. ábra: Nagy-skálájú áramrendszer a magnetoszférában. Az ábrán nagyításban látható az sarki régió, az sarki ovális, az sarki elektrodzset, és a nagy-skálájú R1 (sarkok felé) és az R2 (egyenlítő felé) áramok, melyek a magas szélességű sarki sapkát határolják (Az eredeti ábrát készítette: Teemu Makinen/Finnish Meteorological Institute (Pulkkinen, 2007).....	9
4. ábra: Ionoszférikus elektromos áramrendszer. Az ábrán zöld nyíllal az egyenlítői elektrodzset, lila nyíllal az Sq-áram, kék és piros nyíllal a sarki elektrodzset van jelölve. (Amory-Mazaudier C. et al., 2017) .....	16
5. ábra: Az északi félteke poláris ionoszférájának áramrendszereinek vázlata. (a) A lila kör jelzi a sarki sapkát körülvevő nyitott/zárt mágneses erővonal-határt (open/closed field line boundary, OCB). A fekete nyilak a tipikus ikercellás ionoszférabeli konvekciós mintázat áramlási vonalait jelzik. Az 1. régió erővonalmenti áramai (field-aligned currents, FAC) (kék) egybeesnek az OCB-vel a sarkvidéki zóna pólus felé eső szélén, míg a 2. régió FAC-jei (piros) a sarkvidéki zóna egyenlítő felé eső szélének közelében vannak (lásd még 4. ábra). A 0. régió FAC-ok (magenta) a konvekciós mintázat csúcsos torkolatában áramlanak (az R0 FAC-ok polaritását itt az IMF miatt rajzolták be). Az ionoszféra vezetőképessége a sarkvidéki zónában és a napterminátor Nap felőli részén erősödik (szürke árnyékolás). A Pedersen-áramok (zöld) horizontálisan áramlanak a felfelé és lefelé irányuló FAC-ok között, ahol a vezetőképesség nagy, és kisebb mértékben a sarki sapkán keresztül, ahol a vezetőképesség alacsony. Az ionoszférában az elektromos tér a Pedersen-áramokkal azonos irányba mutat; a konvekciós áramvonalak a kapcsolódó elektrosztatikus potenciálmintázat ekvipotenciáljai. A nagy vezetőképességű sarkvidéki zónákban a Hall-áramok alkotják a kelet és nyugat felé irányuló sarki elektrodzseteket; a gyengébb Hall-áramok a Nap irányába áramlanak a sarki sapkán keresztül. Ezekhez a Hall-áramokhoz kapcsolódó, földön mért mágneses perturbációkat az ún. DP2 mintaként ismerjük. A szubviharos áram ék-alakú FAC-ok (cián) és az egymással összekapcsolódó szubviharos elektrodzset a szubviharos időszakokban vannak jelen, és ún. DP1 mintázatú mágneses perturbációkat hoznak létre. Az ún. DPY perturbációk a 0. régió FAC-jának bezáródásával kapcsolatosak. (b) Az Iijima and Potemra, (1976) által levezetett felfelé (piros) és lefelé (kék) irányuló FAC-ok eloszlása látható, valamint a 0, 1 és 2 régiókra való elkülönítés (a piros/kék itt az ún. AMPERE áramsűrűségterképek színkódolásának felel meg). (c) Az ionoszféra konvekciós mintázata látható, amikor a nappali rekonnekció folyamatban van, és a sarki sapka tágul (a sarki sapka fluxusa, növekszik). A lila kör jelzi az OCB-t, amelynek piros, szaggatott része a nappali rekonnekciós X-vonal (vagy összeolvadási rés) ionoszférikus nyomvonala. A fekete nyilak konvekciós áramlási vonalakat, a zöld nyilak pedig az OCB alacsonyabb szélességek felé történő mozgását jelzik (Cowley et al., 1992 után). (d) Hasonló a (c)-hez, de folyamatos éjszakai rekonnekció és összehúzódó sarki sapka esetére vonatkozik. (Milan et al., 2017).....	17

6. ábra: a) a PPEF, másnéven DP2 áramrendszer (Nishida, 1968); b) DDEF áramrendszer, melyet Blanc and Richmond modellje jósolt meg (Mazaudier et al., 1988). (Amory-Mazaudier C. et al., 2017).....	18
7. ábra: A hőmérséklet és a plazmasűrűség magasság szerinti változása közepes földrajzi szélességeken (Kelley and Fukao, 1991). .....	22
8. ábra: A nappali ionoszféra és a semleges légkör összetétele tömegspektrométerrel végzett mérések alapján. (Rishbeth and Garriott, 1969).....	23
9. ábra: Bolygóközi koronaanyag-kidobódás (ICME) (a) és CIR/SIR (b) által keltett geomágneses viharok tipikus Dst-profiljai. Az SSC a hirtelen vihar kezdetét jelenti, az SO a vihar kezdetét jelöli. (Tsurutani, 2000) alapján. (Bothmer and Zhukov, 2007).....	27
10. ábra: A Russell-McPherron (R-M) hatás sematikus vázlata. Az (a) rész a Földet mutatja pályáján a júniusi és a decemberi napfordulók idején, és a márciusi és szeptemberi napéjegyenlőség idején, piros színnel jelölve a Föld $\Omega$ forgástengelyének tájolását, és jelölve az ekliptika síkját (sárga árnyékolással), a földgömböt és a GSE vonatkoztatási rendszert. Szintén látható a GSEQ referencia koordináta rendszer; a b), c) és d) a Föld felé néző nézetek a Nap felől (azaz $X_{GSEQ}$ irányban), és a $Z_{GSEQ}$ és $Y_{GSEQ}$ tengelyeket, valamint az $\Omega$ és a Föld $M$ mágneses tengelyének vetületeit mutatják (kékkel): $\Omega$ a $Z_{GSEQ}$ tengely körül évente egyszer, az $M$ pedig $\Omega$ körül 24 óránként precesszál. Ezen éves és napi precessziók kúpszögei a következők $\delta\alpha = 23,5$ és $\delta d 9,6$ . (Megjegyzendő, hogy a $\delta d 9,6$ egy közelítő érték, mivel a Föld tere nem geocentrikus dipólus; például 2007-ben a geomágneses pólus az északi féltekén 6,05-re volt a forgási pólustól, de 25,55-re a déli féltekén; (b) a márciusi napéjegyenlőségre, (c) a júniusi és decemberi napfordulókra és (d) a szeptemberi napéjegyenlőségre vonatkozó nézet. A GSM (Geocentric Solar Magnetospheric-geocentrikus Nap-magnetoszférikus) vonatkoztatási rendszer a GSE-hez és a GSEQ-hoz hasonlóan jobbkezes, és a GSEQ, a GSE és a GSM ugyanazon az X tengelyen osztozik, de a $Z_{GSM}$ és az $Y_{GSM}$ tengelyek $\beta_{GSEQ}$ szöggel el vannak forgatva (ami az egyetemes időtől (UT) és a napok éven belüli számától (F) függően változik) úgy, hogy a $Z_{GSM}$ az $M$ Z-Y síkra való vetítésével egy vonalban van. Az R-M effektus lényege, hogy a geomágneses aktivitást egy olyan csatolási függvény irányítja, amely a GSM vonatkoztatási rendszerben a déli irányú bolygóközi mágneses tértől (IMF) függ, például a $B_s$ "félhullámmal egyenirányított" déli komponenstől a GSM rendszerben (ahol $B_s = [B_z]_{GSM}$ , ha $[B_z]_{GSM} < 0$ , és $B_s = 0$ , ha $[B_z]_{GSM} > 0$ ), miközben a Földet elérő domináns IMF a GSEQ X-Y síkjában (tehát $[B_z]_{GSEQ} = 0$ ) van. A $B_s$ eredő F-UT mintázatát $[B_y]_{GSEQ} = 1$ nT esetén a $\sin(\beta_{GSEQ})$ határozza meg, és a felső ábrán látható. rész felső táblájában látható, az alsó táblában pedig a napi átlagok az F függvényében. Az F változása (2019-ben) az R-M miatt a csúcsot április 4. (F = 0,257) és október 7. (F = 0,769), míg a napéjegyenlőségek március 20-án (F = 0,216) és szeptember 22-én (F = 0,726). (Lockwood et al., 2020) .....	29
11. ábra: Az axiális hatást mutatja be (a). A Nap egyenlítői síkja (világoskék árnyalatú) $\alpha \approx 7^\circ$ -kal dől az ekliptikai síkhoz (halványsárga árnyalatú) képest, így márciusban a Föld a déli napféltekén, szeptemberben pedig az északi napféltekén fekszik. A heliocentrikus RTN koordinátarendszer R, T és N tengelye itt arra az esetre van ábrázolva, amikor a Föld középpontja a P pontban van (december és március között). Az R a radiális irány, tehát az $X_{GSE}$ -vel (és így az $X_{GSM}$ -mel is) antiparalel, a T irány az R-re merőleges, a nap mágneses	

egyenlítőjével párhuzamos síkban fekvő (és az YGSE irányában pozitív komponensű), az N pedig a heliografikus szélesség növekedésének északi iránya. Parker-spirál konfiguráció esetén a mezőnek van T és R komponense, de az N komponens nulla. (b-e) A Föld a Nap felől nézve márciusban, júniusban, szeptemberben és decemberben. (Lockwood et al., 2016)..... 30

12. ábra: Az északi féltekén, a Wallops-szigeten (piros) és a déli féltekén, Hobart-on (zöld) megfigyelt összes vihar helyi idő (local time) szerinti átlagos vihar-mintázata, az elektronsűrűség referencia napoktól való ( $\Delta N_m F_2$ ) százalékos változásaként ábrázolva óránként, az egyes állomások havi átlagos állapotaiból kiindulva. A pozitív fázis jellegzetes vonásai (alkony hatás-dusk effect az 1. napon és aurorális erősödés-auroral enhancement a -1. és az 1. napon) jelölve vannak az ábrán. A negatív fázis jellegzetes vonásai (nappali kiürülés és éjfél utáni vályú-hatás-Trough depression) szintén fel vannak tüntetve. Az árnyékolások a kiszámított átlagos mintákra vonatkozó ún. átlag bizonytalanságát adják meg. (Mendillo and Narvaez, 2010) ..... 32

13. ábra: Az F régió ionizációs transzportfolyamatainak vázlatja (Basu et al., 2002) alapján az Elsevier engedélyével módosítva). (Redmon et al., 2010) ..... 35

14. ábra: Az ionoszonda mérésének elve. A felső ábra az impulzusok (nyilak) adott magasságban való reflektálódásait szemlélteti, a reflexiók által kirajzolt ionoszféra elektronsűrűség profil is látható. Az alsó ábra a szondázás után kapott ionogramot mutatja. Ezen az ionogramon a piros vonal az ordinárius, míg a zöld az extraordinárius módusú jelet reprezentálja. .... 37

15. ábra: (a) (Reinisch et al., 1998) tanulmányából átvéve) Az ábra a visszatérő visszhang útját mutatja, miután az ionoszféra plazmája visszaverte (zavart állapot). Minden visszatérő jelnek más Doppler-frekvencia eltolódása van, ha a szerkezet  $v_D$  sebességgel mozog. (b) Visszatérő visszhang a vízszintesen rétegzett ionoszférából. A vevő csak egy nagyon korlátozott területről regisztrálja a visszhangot a függőleges reflexiók pont körül. A többi, nem-vertikálisan sugárzott jel a vevőantenna területén kívül eső részen verődik vissza. (Kouba and Knížová, 2012)..... 39

16. ábra: Sikeres drift sebességmérés domináns bipoláris mintázattal, nulla Doppler-eltolódással a SKYmap központ közelében. A jobb oldali színskálán a Doppler-eltolódás értéke egyenletesen változik alulról piros színű negatív értékektől a tetején látható kék színű pozitív értékekig. A visszaverődési pontok a SKYmap kellően nagy területén oszlanak el (a visszavert jelek nem-vertikális visszhangokat tartalmaznak). A 2005. május 15-én, 19:55 UT-kor rögzített mérések geomágneses vihar ( $\Sigma K_p = 34$ ) alatt készültek. Az észlelt visszhangpontok száma: 1750 a 2,7-3,7 MHz-es frekvenciaablakban, vízszintes sebesség  $v_H = 346$  m/s, függőleges sebesség  $v_Z = 40$  m/s. (Kouba and Knížová, 2012)..... 40

17. ábra: A felső ábrákon a Dst-index értékek, az alsó ábrákon pedig a kiválasztott 5 nyugodt nap foEs és foF2 értékei láthatók, amelyek referenciaként használtunk. (Berényi et al., 2018) ..... 46

18. ábra: Egy teljes geomágneses viharos időszak 2012/11/11-től 2012/11/17-ig. A Dst-index napi változása (felső ábra), az ionoszféra foF2 paraméterének napi változása (ami az elektronsűrűséggel összefüggő érték, alsó ábra). Minden nap dél körül adathiányok figyelhetők meg, mivel az NCK-ban lévő ionoszonda 8 MHz-ig szolgáltatott adatokat a vihar alatt. Az SSC

ideje 23:12-kor volt (piros szaggatott vonal). A referencia napok adataiból generált foF2 paraméter átlagos napi változása a zöld szaggatott vonallal van jelölve.(Berényi et al., 2018)

..... 48

19. ábra: A teljes geomágneses vihar időszak 2013/03/16-tól 2013/03/23-ig. A Dst-index napi változása (felső ábra), az ionoszféra foF2 paramétereinek napi változása (az elektronsűrűséghez kapcsolódóan, alsó ábra) van itt ábrázolva. Az SSC ideje március 17-én 06:00 órakor volt (piros szaggatott vonal). A referencia nap adataiból generált foF2 paraméter átlagos napi változása a zöld szaggatott vonallal van jelölve.(Berényi et al., 2018) ..... 50

20. ábra: A teljes geomágneses vihar időszak 2015/03/16-tól 2015/03/25-ig, az úgynevezett Szent Patrik-napi vihar. A Dst-index napi változása (felső ábra), az ionoszféra foF2 paraméterének (az elektronsűrűséghez kapcsolódóan, alsó ábra) napi változása ábrázolva. Az első SSC ideje 04:45-kor, a második SSC pedig 20:54-kor volt (piros szaggatott vonalak. A referencia nap adataiból generált foF2 paraméter átlagos napi változása a zöld szaggatott vonallal van jelölve.(Berényi et al., 2018) ..... 51

21. ábra: A két eset összehasonlítása érdekében a két hasonló, 2013-as és 2015-ös vihar foF2-értékeit ábrázoljuk. A főfázisban éjszaka jelentős különbség látható. Az elektronsűrűség-növekedés maximális csúcsainak nagysága (pozitív fázis) mindkét viharban megegyezik. A 2015-ös vihar esetében 2015.03.21. és 2015.03.23. között növekedés figyelhető meg, ami egy második viharra magyarázható (a szövegben részletezett).(Berényi et al., 2018) ..... 52

22. ábra: A három vihar során a nyugodt napi értékektől való százalékos eltérés (reziduális értékek, a szövegben részletezve) van ábrázolva. Ezzel a módszerrel csak a viharok főfázisát elemeztük. A 2012/11/14-es vihar a negatív ionoszféra viharfázissal látható (a). A 2013-as év viharát ábrázoljuk (b), és a pozitív ionoszférikus viharhatás is látható ezzel a módszerrel. A legerősebb elemzett vihar a 2015-ös évből ábrázoljuk jelentős pozitív ionoszférikus viharfázissal (c). A változások nagysága összefügg a vihar magnitúdójával (ahogy a Dst-index mutatja). A szaggatott vonallal az SSC időpontját (UTC) ábrázoljuk a diagramokon.(Berényi et al., 2018)..... 53

23. ábra: A deltafoF2 paraméter számítási módjának összehasonlítása két viharesemény esetén (2012 novemberi és 2015 márciusi). a) a Berényi et al., (2018) cikkben publikált eredményeket mutatja, ahol ugyanazon referencia napok lettek felhasználva a számítás során (5 geomágnesesen legnyugodtabb nap átlagértékei), míg a b) ábránál a Berényi et al., (2023a) cikkben publikált adatok szerint került számításra a deltafoF2 paraméter. .... 54

24. ábra: A h'F2 paraméterek változása a három kiválasztott geomágneses vihar esemény vihar előtti és fő fázisa során. Az SSC-idő piros szaggatott vonalakkal van ábrázolva.(Berényi et al., 2018)..... 56

25. ábra: A három kiválasztott geomágneses vihar esemény vihar előtti és főfázisának foEs paraméterének változása (nyugodt átlaggörbéjével együtt) van ábrázolva. Az foF2 paraméter ingadozása is látható az ábrán, hogy a folyamatok jobban láthatóak legyenek. Az SSC idő piros szaggatott vonalakkal van ábrázolva.(Berényi et al., 2018)..... 58

26. ábra: A geomágneses Dst-, Kp- és AE-indexek a 2012. novemberi viharra (a) és a 2015. márciusi viharra (b). A felső ábrán a Dst-index napi változása, a középső panelen a Kp-index, míg az alsó panelen az AE-index napi változása látható. A 2012-es vihar esetében a piros

szaggatott vonallal jelölt SSC időpont UT 23:12-kor volt. A 2015-ös viharban az első vihar UT 04:45-kor kezdődött, míg a második SSC 20:54-kor következett be (piros szaggatott vonalak).(Berényi et al., 2023a) .....	63
27. ábra: A bolygóközi mágneses tér (IMF) Bz komponense és a napszél sebességére vonatkozó adatok láthatók a két vizsgált vihar intervallumra. (a) a 2012. novemberi, (b) a 2015. márciusi viharra vonatkozik. Az SSC-idők piros szaggatott vonalakkal vannak jelölve (az S1 kiegészítő ábra ugyanez, kivéve, hogy az 1- perces felbontású).(Berényi et al., 2023a).....	64
28. ábra: A felső diagramokon a Dst-index értékek és az alsó diagramokon a vihar idejére vonatkozó foF2 (piros vonallal, (a)) és h'F2 (világoskék vonallal, (b)), valamint a kiválasztott 3 nyugodt nap referencia foF2, h'F2 értékei (szaggatott zöld (a) és rózsaszín vonal (b)) vannak ábrázolva a 2012-es viharra a meridionális állomáslánc mentén.(Berényi et al., 2023a) .....	66
29. ábra: A felső ábrán a Dst-index értékek, a többi ábrán pedig A) a vihar idején mért foF2 (piros vonal) és B) a vihar idején mért h'F2 (világoskék vonal), valamint a megfelelő referencia foF2 és h'F2 értékek (zöld (A), illetve rózsaszín (B)) vannak ábrázolva a 2015-ös viharra a meridionális lánc mentén. ....	68
30. ábra: A 2012-es viharra vonatkozóan a vihar idején mért GNSS TEC meridionális alakulása (piros vonallal) és a kiválasztott 3 nyugodt nappól származó referencia TEC (zöld vonallal). Az SSC-idő piros szaggatott vonallal van jelölve.....	70
31. ábra: A 2015-ös viharra vonatkozóan a vihar idején mért GNSS TEC (piros vonal) és a kiválasztott 3 nyugodt nap referencia TEC-jének (zöld vonal) meridionális alakulását ábrázoljuk. Az SSC-idő piros szaggatott vonallal van jelölve. ....	71
32. ábra: Az rTEC értékek 2012. november 14-én (a) és 2015. március 17-én (b) az éjszakai órákban (18:00-04:00 UT).(Berényi et al., 2023a).....	73
33. ábra: A GUVI által mért O/N <sub>2</sub> arány a 2012. novemberi viharban. A felső ábrán (a) 3 nyugodt nap referenciaadatai láthatók; az alsó ábrán (b) a viharintervallum 3 kiválasztott napjának adatai láthatók, nevezetesen az SSC napja (nov. 12.), az ionoszférikus vihar fő fázisa (nov. 13.) és a geomágneses vihar fő fázisa (nov. 14.). (Megjegyzés: a GUVI-adatok grafikonja a teljes viharra vonatkozóan megtalálható a 10.2 Melléklet 55.ábra).(Berényi et al., 2023a).	74
34. ábra: A GUVI által mért O/N <sub>2</sub> arány a 2015. márciusi vihar során. A felső (a) ábrán 3 nyugodt nap referenciaadatai láthatók; az alsó (b) ábrán a viharintervallum 3 kiválasztott napjának adatai láthatók, nevezetesen a vihar előtti fázis egy napja (március 16.), az ionoszférikus és geomágneses vihar fő fázisa (március 17.), valamint a felépülési fázis egy napja (március 18.). (Megjegyzés: a GUVI-adatok grafikonja a teljes viharra vonatkozóan a 10.2 Melléklet 56. ábráján található). (Berényi et al., 2023a).....	75
35. ábra: A Swarm B által 2015. március 17-én és 18-án megfigyelt felső elektron-sűrűség (felső panel) és elektron-hőmérséklet (alsó panel) meridionális profiljai. A függőleges szaggatott vonalak az MIT északi féltekén való helyzetét jelzik.(Berényi et al., 2023a) .....	76
36. ábra: Az MIT minimum pozíciójának (kvázi dipólus mágneses szélessége) alakulása a 2015-ös esemény során (felső panel); mágneses hosszúság (középső panel) és MLT (alsó panel) a helyszíni Swarm megfigyelések alapján. A piros és kék színek a Swarm B és C megfigyeléseket ábrázolják.(Berényi et al., 2023a) .....	77



37. ábra: Az F-réteg kézzel korrigált Digiszonda drift mérési adatai a 2012. novemberi (a) és a 2015. márciusi (b) viharra a Pruhonice (PQ) állomáson.(Berényi et al., 2023a)..... 78
38. ábra. A 16 téli ICME 4 órás átlagának ábrái: az foF2 4 órás átlagadatai a (a) Dst-index (nT), (b) Kp-index\*10, (c) AE-index (nT) 4 órás átlagértékeinek a függvényében. A 6 téli SIR/CIR ábrák: az foF2 4 órás átlagadatok a (d) Dst-index (nT), (e) Kp-index\*10, (f) AE-index (nT) 4 órás átlagértékek függvényében. A napszakcsoportok különböző színekkel vannak elkülönítve (lásd még az ábrákon a jobb felső sarkában a jegyzéket).(Berényi et al., 2023b) 93
39. ábra: A téli ICME-indukált események lineáris illesztési eredményei a napszakok csoportjaiban: (a) hajnal (Dawn), (c) délelőtt (Morning), (e) dél (Noon), (g) délután/alkonyat (Afternoon/Dusk), (i) éjszaka (Night), (k) éjfél (Midnight). A téli SIR/CIR események lineáris illesztési eredményei a következő napszak csoportokban: (b) Hajnal (Dawn), (d) délelőtt (Morning), (f) dél (Noon), (h) délután/alkonyat (Afternoon/Dusk), (j) éjszaka (Night), (l) éjfél (Midnight). Minden egyes nappali fáziscsoport az foF2 paramétereket a Dst-, Kp- és AE-indexek függvényében is ábrázolja. A lineáris illesztési egyenes a piros vonallal. Az egyes ábrák bal alsó részén a korrelációs együttható (R) és az RMSD értékek szerepelnek (a 4 órás átlagértékeket lásd a 10.3 Melléklet 11. táblázatában, a lineáris illesztés eredményeit, az R és RMSD értékeket 10.3 Melléklet 9-10. táblázatában).(Berényi et al., 2023b)..... 94
40. ábra: A kiugró pontok illesztésre való hatásának vizsgálata. A jobb oldali ábráson láthatóak az új illesztések. A bal oldali ábráson zöld körrel van jelölve a kiugró esemény, amit el lett távolítva az új illesztésnél. .... 95
41. ábra: A 13 nyári ICME 4 órás átlagának ábrái: az foF2 4 órás átlagadatainak az (a) Dst-index (nT), (b) Kp-index\*10, (c) AE-index (nT) 4 órás átlagértékeinek a függvényében. A 17 nyári SIR/CIR ábrák: az foF2 4 órás átlagadatok a (d) Dst-index (nT), (e) Kp-index\*10, (f) AE-index (nT) 4 órás átlagértékek függvényében. A napszak csoportok különböző színekkel vannak elkülönítve (lásd még az ábrákon a jobb felső sarkában a jegyzéket).(Berényi et al., 2023b) 96
42. ábra: A nyári ICME-indukált események lineáris illesztési eredményei a napszakok csoportjaiban: (a) hajnal (Dawn), (c) délelőtt (Morning), (e) dél (Noon), (g) délután/alkonyat (Afternoon/Dusk), (i) éjszaka (Night), (k) éjfél (Midnight). A nyári SIR/CIR események lineáris illesztési eredményei a következő napszak csoportokban: (b) Hajnal (Dawn), (d) délelőtt (Morning), (f) dél (Noon), (h) délután/alkonyat (Afternoon/Dusk), (j) éjszaka (Night), (l) éjfél (Midnight). Minden egyes nappali fáziscsoport az foF2 paramétereket a Dst-, Kp- és AE-indexek függvényében is ábrázolja. A lineáris illesztési egyenes a piros vonallal. Az egyes ábrák bal alsó részén a korrelációs együttható (R) és az RMSD értékek szerepelnek (a 4 órás átlagértékeket lásd a 10.3 Melléklet 11. táblázatában, a lineáris illesztés eredményeit, az R és RMSD értékeket 10.3 Melléklet 9-10. táblázatában).(Berényi et al., 2023b)..... 97
43. ábra: A 13 napéjegylenőségi ICME 4 órás átlagának ábrái: az foF2 4 órás átlagadatok az (a) Dst-index (nT), (b) Kp-index\*10, (c) AE-index (nT) 4 órás átlagértékeinek a függvényében. A 11 napéjegylenőségi SIR/CIR ábrák: az foF2 4 órás átlagadatok a (d) Dst-index (nT), (e) Kp-index\*10, (f) AE-index (nT) 4 órás átlagértékek függvényében. A napszakcsoportok különböző színekkel vannak elkülönítve (lásd még az ábrákon a jobb felső sarkában a jegyzéket).(Berényi et al., 2023b)..... 98

44. ábra: A napéjegyenlőségi ICME-indukált események lineáris illesztési eredményei a napszakok csoportjaiban: (a) hajnal (Dawn), (c) délelőtt (Morning), (e) dél (Noon), (g) délután/alkonyat (Afternoon/Dusk), (i) éjszaka (Night), (k) éjfél (Midnight). A napéjegyenlőségi SIR/CIR-indukált események lineáris illesztési eredményei a következő napszak csoportokban: (b) Hajnal (Dawn), (d) délelőtt (Morning), (f) dél (Noon), (h) délután/alkonyat (Afternoon/Dusk), (j) éjszaka (Night), (l) éjfél (Midnight). Minden egyes nappali fáziscsoport az foF2 paramétereket a Dst-, Kp- és AE-indexek függvényében is ábrázolja. A lineáris illesztési egyenes a piros vonallal. Az egyes ábrák bal alsó részén a korrelációs együttható (R) és az RMSD értékek szerepelnek (a 4 órás átlagértékeket lásd a 10.3 Melléklet 11. táblázatában, a lineáris illesztés eredményeit, az R és RMSD értékeket 10.3 Melléklet 9-10. táblázatában).(Berényi et al., 2023b).....	100
45. ábra: Minden évszak ICME versus SIR/CIR ábrái a pontos napokkal a jelmagyarázatban: (a,b) téli, (c,d) nyári, (e,f) napéjegyenlőségi geomágneses vihar események vannak ábrázolva, a deltafoF2 (%) értékek az idő (UT) függvényében.(Berényi et al., 2023b).....	101
46. ábra: A téli ICME versus SIR/CIR 3D pontdiagramok: (a,b) éjfél utáni, (c,d) nappali, (e,f) éjfél előtti deltafoF2 (%) értékek az idő (UT) és a geomágneses indexek (Kp-, Dst- és AE-index) függvényében. A deltafoF2 változások szivárványos színezése szépen jelzi az elektronsűrűség pozitív (piros) és negatív (kék) eltéréseit.(Berényi et al., 2023b).....	104
47. ábra: A nyári ICME versus SIR/CIR 3D pontdiagramok: (a,b) éjfél utáni, (c,d) nappali, (e,f) éjfél előtti deltafoF2 (%) értékek az idő (UT) és a geomágneses indexek (Kp-, Dst- és AE-index) függvényében. A deltafoF2 változások szivárványos színezése szépen jelzi az elektronsűrűség pozitív (piros) és negatív (kék) eltéréseit.(Berényi et al., 2023b).....	105
48. ábra: A napéjegyenlőségi ICME versus SIR/CIR 3D pontdiagramok: (a,b) éjfél utáni, (c,d) nappali, (e,f) éjfél előtti deltafoF2 (%) értékek az idő (UT) és a geomágneses indexek (Kp-, Dst- és AE-index) függvényében. A deltafoF2 változások szivárványos színezése szépen jelzi az elektronsűrűség pozitív (piros) és negatív (kék) eltéréseit.(Berényi et al., 2023b) .....	106
49. ábra: Dst minimum idejére szuperponált deltafoF2 értékek, felső sor ICME-k, alsó sor SIR/CIR viharokra vonatkozóan, itt az összes vihar görbéje látható, különböző színekkel. Piros vastag vonallal a számolt medián értékek, szaggatott fekete vonallal a mediánra vonatkozó 2x-es szórás van jelölve. ....	114
50. ábra: Dst minimum idejére szuperponált medián deltafoF2 értékek, felső sor ICME-k, alsó sor SIR/CIR viharokra vonatkozóan. Piros szaggatott vonallal a medián értékek hibája van jelölve (standard deviation error). ....	115
51. ábra: SSC idejére szuperponált medián deltafoF2 értékek ICME viharokra számítva. Piros szaggatott vonallal a medián értékek hibája van jelölve (standard deviation error). ....	115
52. ábra: Berényi et al. (2018) cikk mellékletéből való ábrásor az 2012-es vihar során bekövetkezett F-réteg éjszakai eltűnéséről.....	147
53. ábra: Berényi et al. (2018) cikk mellékletéből való ábrásor az 2015-ös vihar során bekövetkezett F-réteg éjszakai eltűnéséről.....	147
54. ábra: 1 perces IMF Bz (nT) és napszél sebesség (km/s) értékek a 2012-es és 2015-ös viharra vonatkozóan a Berényi et al.,2023a cikk Mellékletéből. ....	148

55. ábra: GUVI adatok teljes vihar lefolyásra 2012-es vihar esetére a Berényi et al.,2023a cikk Mellékletéből.....	149
56. ábra: GUVI adatok a teljes 2015-ös vihar lefolyásra a Berényi et al.,2023a cikk Mellékletéből.....	150
57. ábra: Plazmapauza adatok a Berényi et al. (2023a) cikk Mellékletéből.....	151
58. ábra: Égtérképek (SKYmaps) a drift mérések elemzéséhez a Berényi et al. (2023a) cikk Mellékletéből.....	151
59. ábra: A téli ICME versus SIR/CIR ábrák: (a,b) éjfél utáni, (c,d) nappali, (e,f) éjfél előtti deltafoF2 (%) értékek az idő (UT) függvényében. Színes szaggatott vonalakkal jelölve a $Dst_{min}$ időpontok. (Berényi et al.,2023b cikk Mellékletéből). ....	152
60. ábra: A nyári ICME versus SIR/CIR ábrák: (a,b) éjfél utáni, (c,d) nappali, (e,f) éjfél előtti deltafoF2 (%) értékek az idő (UT) függvényében. Színes szaggatott vonalakkal jelölve a $Dst_{min}$ időpontok. (Berényi et al.,2023b cikk Mellékletéből). ....	153
61. ábra: A napéjegyenlőségi ICME versus SIR/CIR ábrák: (a,b) éjfél utáni, (c,d) nappali, (e,f) éjfél előtti deltafoF2 (%) értékek az idő (UT) függvényében. Színes szaggatott vonalakkal jelölve a $Dst_{min}$ időpontok. (Berényi et al.,2023b cikk Mellékletéből). ....	154

### 9.3. Honlapcímek jegyzéke

1. A viharok SSC idejét az SSC-k hivatalos adatállományából kaptuk: <ftp://ftp.gfz-potsdam.de/pub/home/obs/kp-ap/ssc.dat>
2. Vihar információ forrás: SWPC PRF 1942, 2012. november 19.; <https://izw1.caltech.edu/ACE/ASC/DATA/level3/icmetable2.htm>
3. Global Ionospheric Radio Observatory (GIRO) <http://giro.uml.edu/>
4. TIMED GUVI honlapja: [http://guvitimed.jhuapl.edu/home\\_background](http://guvitimed.jhuapl.edu/home_background)
5. WIND- Interplanetary Physics Laboratory: <https://wind.nasa.gov/>
6. <http://ftp.aiub.unibe.ch/ionex/draft/ionex11.pdf>
7. Az IMF Bz és SW adatok és a Dst-, Kp- és AE-indexek az OMNIWEB-ről 1 órás és 1 perces felbontásban is: <http://omniweb.gsfc.nasa.gov/form/dx1.html>, valamint WDC Kyoto honlapról: [https://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst\\_final/index.html](https://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst_final/index.html).
8. Nemzetközi nyugodt nap lista (International Q-days (QD)): <https://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/qddays/>
9. Geomágneses koordináta kalkulátor: <https://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/igrf/gggm/index.html>
10. GIRO skálázott Digiszonda paraméterek: <https://giro.uml.edu/didbase/scaled.php>
11. Digiszonda drift adatok: <https://giro.uml.edu/driftbase/>
12. GUVI data adatok: [http://guvitimed.jhuapl.edu/data\\_fetch\\_13\\_on2\\_gif](http://guvitimed.jhuapl.edu/data_fetch_13_on2_gif)
13. Swarm műhold, Langmuir Probe adatok: (<https://earth.esa.int/eogateway/missions/swarm/product-data-handbook/preliminary-level-1b-plasma-dataset>)
14. GNSS RINEX fájlok a GNSS-TEC feldolgozáshoz, adatszolgáltatói lista: ([http://stdb2.isee.nagoya-u.ac.jp/GPS/GPS-TEC/gnss\\_provider\\_list.html](http://stdb2.isee.nagoya-u.ac.jp/GPS/GPS-TEC/gnss_provider_list.html))
15. Az SC időpontok az alábbi oldalakról: GFZ Potsdam, Németország: <https://www.gfz-potsdam.de/kp-index> és ISGI, Spanyolország: [http://isgi.unistra.fr/data\\_download.php](http://isgi.unistra.fr/data_download.php).
16. Az ICME forrás adatok: <https://kauai.ccmc.gsfc.nasa.gov/CMEscoreboard/>; <http://www.srl.caltech.edu/ACE/ASC/DATA/level3/icmetable2.htm>.
17. Az ACE/WIND műholdas ütközési adatok: <http://ipshocks.fi/database>, [http://www.ssg.sr.unh.edu/mag/ace/ACELists/obs\\_list.html#2012](http://www.ssg.sr.unh.edu/mag/ace/ACELists/obs_list.html#2012) és <https://lweb.cfa.harvard.edu/shocks/> oldalakról, valamint a társszerzőink által meghatározva lásd Dalya & Opitz ACE ICME start and end dates listát (Dalya et al., 2023).
18. A CIR, HSS katalógusok: <https://www.helcats-fp7.eu/> és <https://helioforecast.space/sircat>
19. Szoláris és geomágneses indexek: <https://omniweb.gsfc.nasa.gov/form/dx1.html> és a Dst-, AE- indexek valamint a Dst<sub>min</sub> időpontok <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/wdc/Sec3.html> oldalról.
20. Soproni állomás ionoszonda adatai: <http://iono.nck.ggki.hu/ionogif/latest.html> ; <http://reec.hu/iono.php>
21. INTERNAGNET: ([www.intermagnet.org](http://www.intermagnet.org))

## **9.4. Köszönetnyilvánítás és Támogatások**

### ***9.4.1. Köszönetnyilvánítás az adatszolgáltatóknak***

Köszönjük az adatközpontoknak (OMNIWEB és WDC for Geomagnetism, Kyoto) és a Széchenyi István Geofizikai Observatóriumnak Nagycenk, Magyarország, Athén (AT138), Róma (RO041), Pruhonice (PQ052) és Juliusruh (JR055) állomásnak, hogy jó minőségű ionoszonda és Digiszonda adatokat szolgáltatottak a kutatáshoz. Az OMNIWeb adatszolgáltatása kulcsfontosságú volt a geomágneses indexek elemzésében. Az SSC-adatok részben az Observatori de l'Ebre (OE, Spanyolország) adatai. Az obszervatóriumok adatai az INTERMAGNET forrásból származnak. Köszönetet mondunk az őket támogató nemzeti intézeteknek és az INTERMAGNET-nek a mágneses obszervatóriumi gyakorlat magas színvonalának előmozdításáért. Az itt felhasznált GUVI-adatok a NASA MO&DA programjának támogatásával készültek. A GUVI műszert a The Aerospace Corporation és a Johns Hopkins Egyetem tervezte és építette. A vezető kutató Dr. Andrew B. Christensen, a vezető tudós és társkutató Dr. Larry J. Paxton. A GNSS-TEC feldolgozásához szükséges GNSS RINEX fájlokat számos, a honlapjukon felsorolt szervezet biztosítja.

### ***9.4.2. Támogatások***

A tanulmányt részben az NKFIH NN 116446 és az MTA-JSPS NKM-95/2016 kutatási projekt finanszírozta, részben az NKM55/2018 MTA mobilitási pályázat támogatásával készült. A globális GNSS-TEC adatok feldolgozását a JSPS KAKENHI Grant Number 16H06286 támogatással támogatta. BV közreműködését a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Hivatal OTKA, Magyar Tudományos Kutatási Alap (PD 141967 számú támogatás) és a Bolyai-ösztöndíj (GD, BO/00461/21 számú) támogatta. Továbbá munkáját a GINOP-2.3.2-15-2016-00003 projekt is támogatta. Ezen kívül az OA OTKA (FK128548) pályázat támogatta a kutatást. Továbbá a munkát támogatta a GINOP-2.3.2-15-2016-00003 számú projekt és egy magyarországi támogatás sz. SA-95/2021 számú támogatás.

# 10. Melléklet

## 10.1. Elméleti ismeretek

### 10.1.1. Felhasznált adatok, mérési módszerek

#### *Az ionoszonda működésének elméleti háttere*

Az ionoszférikus plazma olyan fizikai tulajdonságokkal rendelkezik, hogy lehetővé teszi az elektromágneses (transzverzális) hullámok terjedését. Ezen hullámok fázissebessége és az ionoszféra törésmutatója is függ a terjedő hullám frekvenciájától, tehát az ionoszféra diszperzív közeg. Az ionoszférában való hullámok terjedését a magnetoionos elmélet írja le (ld. még *Barta, 2015*). Az ionoszféra alatti közeget (semleges atmoszféra), amiben az ionoszonda adójából az elektromágneses hullám elindul, vákuumnak, az ionoszféra pedig egy elektromos és mágneses térrel átjárt hideg, ütközésmentes, és anizotróp plazmának tekinthető a hullámterjedés szempontjából. Ezen közelítésekkel az elektromágneses hullámterjedésre az alábbi elméleti összefüggések érvényesek (a teljesség igénye és a levezetések nélkül):

Ha a  $\mathbf{k}$ : hullámszám (hullám terjedési irányát jelöli  $k_i$ ) merőleges a  $\mathbf{B}_0$ : mágneses tér irányára, akkor a közegre jellemző *diszperziós reláció* alakja:

$$\omega^2 = \omega_{pe}^2 + k_{\perp}^2 c^2$$

ahol  $\omega$ : a körfrekvencia,  $\omega_{pe}$ : az elektron plazmafrekvencia,  $c$ : a fénysebesség. Az *elektron plazmafrekvenciáját* (SI-ben) az alábbi összefüggés adja:

$$\omega_{pe} = \sqrt{\frac{e^2 n_e}{\epsilon_0 m_e}}$$

ahol  $e$ : az elektron töltése,  $n_e$ : az elektronsűrűség,  $\epsilon_0$ : a vákuum dielektromos állandója,  $m_e$ : az elektron tömeg.

Az ionoszféra szondázás során a kiküldött elektromágneses hullámokra tehát a fent definiált diszperziós reláció érvényes, melyet *ordinárius módus*nak is nevezünk. Az ionoszféra szondázásának elvi alapjai ebben a képletben összepontosulnak. A képlet alapján az elektron plazmafrekvencia ( $\omega_{pe}$ ) értékét elérve az ordinárius módusú hullám hullámszáma eltűnik, tehát a plazmafrekvencia ún. levágási értéke (cut-off) az ordinárius módusnak. Ez azt jelenti, hogy az ionoszonda által kibocsátott adott frekvenciás elektromágneses impulzus csak addig magasságig tud az ionoszféra plazmájába behatolni, amíg el nem éri azt a szintet, melynél a hullám frekvenciája megegyezik a helyi plazmafrekvenciával. Ezen a ponton tűnik el a hullámszám, melynek az a következménye, hogy a hullámterjedés iránya megfordul, tehát a hullám visszaverődik. Tehát a levágási értékek visszaverődési pontok. Így amikor váltakozó

frekvenciájú rádióhullámú jelekkel szondázzuk az ionoszférát, az adott frekvencián és magasságban visszaverődött jelek reprezentálják azon pontban az ionoszférikus réteg elektron plazmafrequenciáját, ami pedig az elektronsűrűséggel arányos (ld. ehhez a 14. ábra). Az ionoszféra maximális plazmafrequenciájánál nagyobb frekvenciájú jelek pedig átlátszó az ionoszféra. Az ionoszonda méréseivel végső soron, az ionoszféra vertikális elektronsűrűség profilja kapható meg és monitorozható. (*Baumjohann and Treumann, 2012*)

A mágneses tér jelenléte az ionoszférikus plazmát az elektromágneses hullámok terjedése szempontjából kettős törővé és anizotróppá teszi. Ezáltal az ionoszonda által kibocsátott rádióhullámok polarizáltságától és a terjedés irányítottságától is függővé teszi a törésmutatót. Az ionoszféra szondázásakor ennek következtében ordinárius (közönséges) és extraordinárius (különleges) módon polarizált rádióhullámok visszaérkezését regisztrálja az ionoszonda. Az ionoszféra bizonyos magasságaiból azokban az esetekben kapunk visszaérkezéseket, ha:

$$\begin{aligned} f_n &= f_0 && \text{ordinárius hullám esetén,} \\ X &= 1 - Y && \text{és} \\ X &= 1 + Y && \text{extraordinárius hullámok esetén.} \end{aligned}$$

Itt  $Y = f_g / f$ , ahol  $f_g = \frac{\omega_g}{2} \pi$  a mágneses girofrekvencia,  $\omega_g$ : a giro(kör)frekvencia, mely definíció szerint:

$$\omega_g = \frac{B_0 e}{m_e}$$

alakú. Tehát ordinárius módus regisztrálásakor pedig azokat a frekvenciákat ( $f_0$ ) látjuk az ionogramokon, melyek megegyeznek az adott ionoszféra magasság (réteg) plazmafrequenciájával ( $f_n$ ), ahol

$$f_n = f_0 = \omega_{pe} / 2\pi$$

Ezen mérés magasságtartománya kb. 100 - 400 km-ig terjed, pontosabban az F2-réteg elektronsűrűség maximumának aktuális csúcsáig (ld. 14. ábra). Tulajdonképpen az impulzus kibocsátása és visszaérkezése között eltelt időt mérjük. A magasság ( $h'$ ) az impulzus kibocsátása és a visszaérkezése között eltelt idővel ( $\tau$ ) a következő összefüggéssel definiálható:

$$h' = \frac{1}{2} c \tau$$

ahol  $c$ : vákuumbeli fénysebesség. Ez a magasság nem egyezik meg a valódival, és ennek az az oka, hogy a jel ionoszférában való terjedésekor az adott réteg által meghatározott sebességgel terjed, nem pedig fénysebességgel, ez pedig lassabb terjedést eredményez. Ennek következtében nagyobb a regisztrált magasság a valóságosnál, így látszólagos vagy virtuális magasságnak nevezzük. A jeleknek visszhangjai is vannak, ezeket is regisztrálja a szonda. Ezen másodlagos görbék úgy keletkeznek, hogy a szondából kisugárzott jel egy része az ionoszféráról történő visszaverődés után a Föld felszínéről is visszaverődik, így még egyszer megteszi a Föld-ionoszféra utat, ezért a szonda ekkor kétszeres magasságot detektál (másodlagos reflexió). Az eredményt mindig *ionogram* kép formájában kapjuk meg.

### ***A Digiszonda drift méréseinek feldolgozása***

A Digiszonda drift sebességmérések (Digisonde Drift Measurements-DDM) három feldolgozási fázisból állnak. A mérés elsődleges kimenete az adott magassági tartományban minden egyes szondázási frekvenciára és minden egyes antennára a vett jel spektruma. Második termékként (skymap - égtérkép) az ionoszférában lévő egyedi reflexiós pontok nyerhetők ezekből az adatokból (58. ábra). Minden ilyen pontnak vannak aztán sajátos tulajdonságai - a térben elfoglalt helyzete, a Doppler-eltolódás értéke, a szondázási frekvencia, a jel amplitúdója, az jel-zaj arány (signal to noise ratio-SNR), stb. A DDM végterméke a plazma drift sebességének vektora (a függőleges és a két vízszintes komponens értéke). A feldolgozási folyamat során olyan sebességvektort illesztünk (többnyire a legkisebb négyzetek módszerével, további részletekért lásd Reinisch et al., 1998), amely a legjobban megfelel a mért égtérképnek (skymap). A számítás során feltételezzük, hogy az állomás feletti sebességmező egyetlen sebességvektorral írható le. A második feltételezés az, hogy az észlelt reflexiós pontok az égtérképen (skymap) az állomás feletti térnek elegendő részét lefedik, így a sebességvektor mindhárom komponensét ki tudjuk számítani. Ha például csak a függőleges irány közelében detektáltunk reflexiós pontokat, akkor csak a drift sebesség függőleges komponensének kellően pontos számítása lehetséges, mivel a becsült vízszintes komponensek értékét nagy és többnyire elfogadhatatlan hiba terheli (lásd (Kouba and Knížová, 2012).

Mindkét említett feltételezés az égtérkép (skymap) jellegével függ össze (58. ábra). Az egyetlen sebességvektor feltételezése egy "kétpólusú" mintázatú skymap-nak felel meg - a Doppler-eltolódás értéke egyenletesen változik a skymap egyik szélén lévő negatív értékektől a másik szélén lévő pozitív értékekig. Ezek az égtérképek (skymaps) olyan helyzetnek felelnek meg, amikor az állomás felett jelentős vízszintes drift sebességkomponens van (lásd pl. a Melléklet 58. ábra). Az ilyen vázlatok esetében a vektor mindhárom összetevője megfelelő pontossággal kiszámítható. A drift sebességpálya grafikonjain az ilyen méréseknek megfelelő pontok ki vannak emelve. Az ilyen égtérképeket (skymap) azonban nem mindig észleljük. Azokban az esetekben, amikor más mintázatú skymap-et mérünk, meg kell vizsgálni, hogy az állomás feletti helyzetet egyetlen drift sebességvektorként lehet-e értelmezni (lásd pl. a Melléklet 58. ábra). Egy ilyen skymap esetében félrevezető lenne a driftet egyetlen vektor segítségével értelmezni. Az állomás feletti helyzet értelmezésére egy összetettebb modell használható - több független drift sebességvektor, a vektor magasságfüggése stb. A gyakorlatban ilyen értelmezéseket nem végeznek rutinszerűen. Összetett égtérképek esetén javasoljuk, hogy ne határozzuk meg a sebességvektor vízszintes komponenseit, és csak a drift sebesség függőleges komponensét értelmezzük (lásd Kouba and Koucká Knížová, 2016).



### **10.1.2. Eredményekhez kapcsolódó kiegészítések**

#### ***A nappali és éjszakai megtörtént kivételek a foF2 és a TEC között a 2012-es és 2015-ös viharra vonatkozóan***

A foF2 és a TEC közötti nappali kivételek a 2012-es viharra vonatkozóan itt vannak részletezve: Nov. 14-én (a vihar fő fázisa) a TEC-adatok nem csak negatív fázist mutatnak minden állomáson, mint a foF2, hanem AT-nél pozitívba fordulnak; 2) Nov. 15-én minden állomáson jelentős pozitív fázist mutat a TEC, de a foF2 JR csak nagyon kis mértékben, a referenciaértéktől való eltérés nélkülihez közelebb (lásd a 28. ábra és 30. ábra és a Melléklet 5. táblázat).

Másrészt az éjszakai órákban több különbség mutatkozott a két ionoszféraparaméter viselkedése között: 1) november 12-én a foF2 és a TEC minden állomáson csökkent, kivéve JR-ben a TEC-et; 2) november 13-án a TEC és a foF2 minden állomáson az elektronsűrűség növekedését mutatta, de a foF2 paraméter negatív fázisba fordul SO, PQ és JR állomásokon éjfél körül; 3) november 16-án a TEC nem volt zavart, de a foF2 paraméter negatív fázisban volt PQ és JR állomásokon, nulla SO-ban, és pozitív AT, RO állomásokon.

A 2015-ös vihar esetében a foF2 és a TEC adatok nappali viselkedése között jelentősebb különbség volt megfigyelhető (lásd még a 29. ábra és 31. ábra): 1) március 17-én (a vihar fő fázisa) a JR állomás kivételével minden állomáson pozitív volt a TEC és a foF2 fázisa. A foF2-ben dél körül (12 UT) egy nagyon rövid ideig tartó pozitív fázis alakult ki, amely a JR állomáson gyorsan negatívba fordult. A TEC-ben a fordulat időpontja késett, és 17 UT körül következett be; 2) március 18-án a TEC-adatok minden állomáson negatívak voltak, míg a foF2 csak a JR, PQ, SO állomásokon, de pozitívak RO, AT állomásokon; 3) március 22-én és 23-án a TEC-adatok pozitív ionoszférikus viharfázist mutattak minden állomáson, de a foF2 csendes maradt a JR és PQ állomásokon és enyhén pozitív AT, RO, SO állomásokon; 4) március 24-én minden állomáson pozitív fázis volt a TEC-ben, de a foF2 adatokban nem volt változás.

Az éjszakai időszakban a foF2 és a TEC tendenciái között a következő különbségeket figyeltük meg: 1) március 16-án nem volt változás a TEC-ben, de a foF2 pozitív fázisba került az AT, RO, JR állomásokon; 2) március 22-én nem volt változás a TEC-ben, de a foF2 negatív fázisba került az összes állomáson, kivéve az RO állomást. A 5. táblázatban látható, hogy a JR állomás leginkább másképp viselkedik.

#### ***A második módszer deltafoF2 elemzés: a $Dst_{min}$ kategorizálás helyi ideje***

Annak érdekében, hogy tisztább képet kapjunk az eseményekről, az eseményeket  $Dst_{min}$ -idő szerint különítettük el, ahogyan azt a Módszer részben leírtuk. A három vizsgálati csoport (éjfél utáni, nappali és éjfél előtti csoportok) szerint ábrázoljuk a Melléklet 8-10. ábrán (lásd még a Melléklet 10. táblázatát).

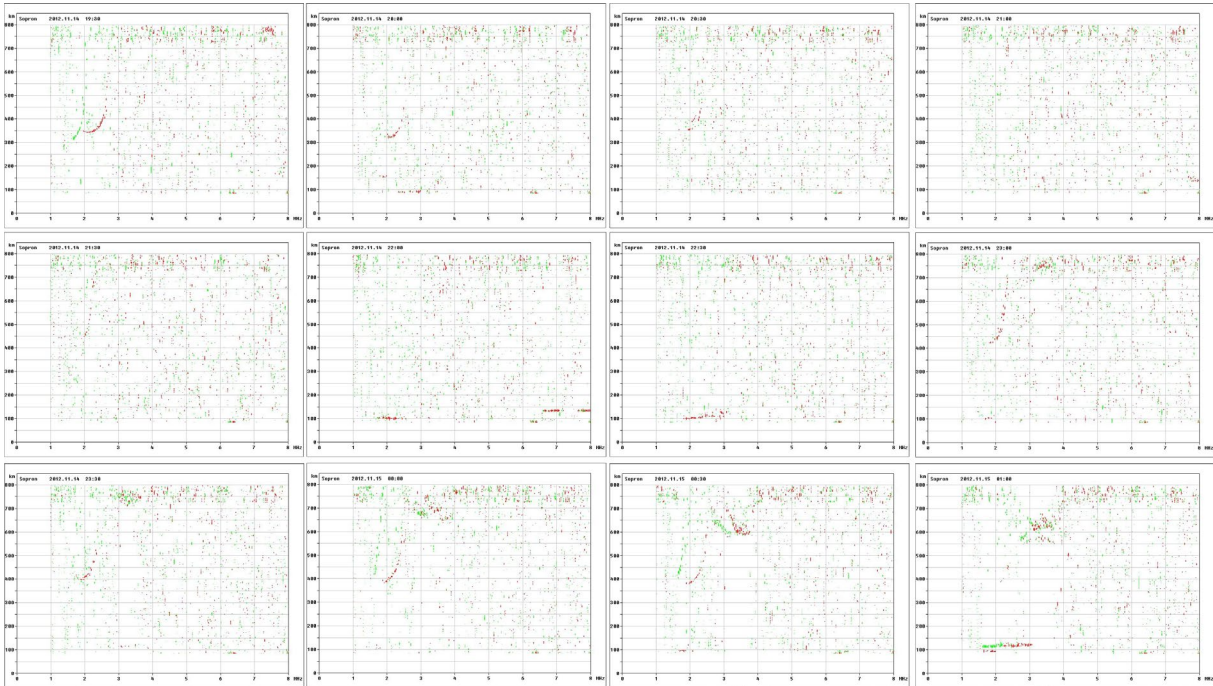
Az 59. ábrán a téli eseményeket ábrázoljuk. Az 59. ábrán (a-b) az éjféli utáni eseménycsoport azt mutatja, hogy a SIR/CIR geomágneses viharok a hajnali órákban mély elektron-sűrűségcsökkenést okoznak, amelyet gyors, akár 40%-os növekedés követ, és az értékek 15 UT-ig ezen érték körül oszcillálnak (59. ábra (b)). Másrészt az ICME-vel kapcsolatos események nem viselkednek ilyen következetesen, a három megfigyelt esemény eltér egymástól (59. ábra (a)). A két vihartípusra adott ionoszféra-válaszok között azonban elég jelentős eltérés van: az ICME-vel kapcsolatos hatások esetében nincs olyan jelentős elektron-sűrűségcsökkenés a hajnali órák körül, és napközben nem észlelhető olyan hosszan tartó növekedés, mint a SIR/CIR-rel kapcsolatos hatásoknál (59. ábra (a-b)). Ami a nappali csoportot illeti, látható, hogy az ICME események széles százalékos tartományok között mozognak (-46% - 85%), ezért ezekből az ábrákból nem állapítható meg jelentős nappali fejlődés (59. ábra (c)). Emellett a SIR/CIR-hez kapcsolódó hatás a deltafoF2 adatokban egyértelműbb nappali fejlődést mutat, a  $D_{st_{min}}$  időpont előtt, hajnal (05 UT) körül hirtelen -20%-os csökkenés látható (59. ábra (d)). Ezt követően az értékek 10% körül oszcillálnak, az éjszakai órákban a két esemény deltafoF2 értékei ellentétesek. Az 59. ábrán (e-f) az éjféli előtti csoport eseményeit ábrázoljuk. Az ICME-vel kapcsolatos hatások a deltafoF2 adatokban szebben megfigyelhetők, 0 UT-tól a nap folyamán növekvő értékek, csúcspontjuk kb. 16 UT-kor 80%-os deltafoF2 értékkel, amit gyors csökkenés követ egészen 0%-ig (ami megegyezik a csendes nap értékével), majd éjfélig az értékek -10-60% között oszcillálnak (59. ábra (e)). A SIR/CIR által vezérelt ionoszférikus viharos zavarok a deltafoF2-ben -18-71% közötti értékváltozásokként jelennek meg a nap folyamán (59. ábra (f)). Szürkület után a két esemény ellentétesen viselkedik, ahogy azt az azonos időintervallumban az éjféli utáni és a nappali csoportnál láthattuk. Eredmények alapján a pozitív és negatív fázis valószínűsége napnyugta után a SIR/CIR által vezérelt téli viharoknál azonosnak tűnik, de további események vizsgálata szükséges ennek bizonyítására.

A nyári időszak eseményei az 60. ábrán láthatók. Az éjféli utáni csoport ICME-je -37-18% között változik, és nem állapítható meg jelentős nappali viselkedés (60. ábra (a)). Ugyanez igaz a SIR/CIR-hez kapcsolódó hatásokra is, a deltafoF2 értékek egészen hasonló tartományban -29 - 20% között szóródtak (60. ábra (b)). Az ICME-k nappali  $D_{st_{min}}$  időcsoportjai szerint a deltafoF2 értékeket -45 - 40% között találjuk, és a nappali órákban nem figyelhető meg jelentős elektronsűrűségváltozás a nyugodt napi értékéhez képest (60. ábra (c)). A SIR/CIR-rel kapcsolatos hatások esetében az 60. ábra (d) ábrán megállapítható, hogy a deltafoF2 értékek -40 - 48% közötti széles tartományban mozognak, és a geomágneses viharok esetében nem látható szignifikáns hatás válaszként, hasonlóan az ICME-khez. Az éjféli előtti csoport esetében látható, hogy az értékek -37-33% között változnak az ICME-csoportnál, 6 UT körül hirtelen csökkenés figyelhető meg 0%-ig, amely 12 UT-ig 30%-ig növekszik. Ezzel szemben a SIR/CIR-ek esetében nem állapítható meg ilyen tendencia vagy jelentős viharidőszaki hatás (lásd az 60. ábra (e-f) és az 2. táblázat).

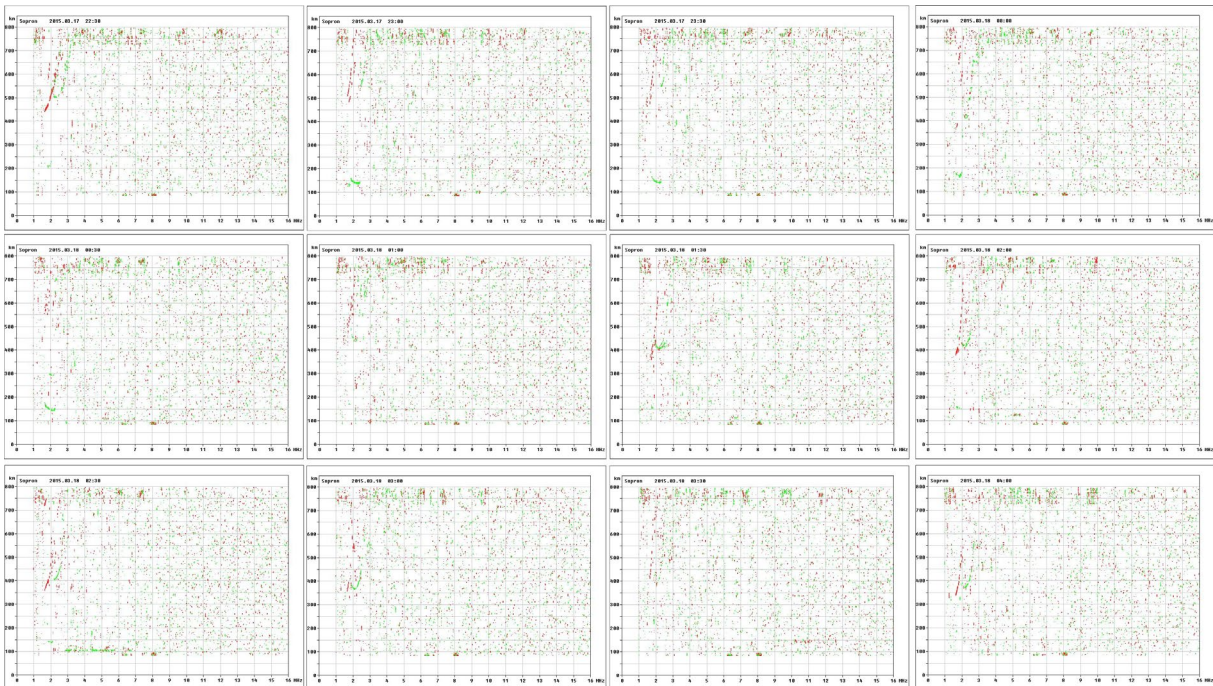
Az 61. ábrán a napéjgyenlőségi eseményeket a  $D_{st_{min}}$  idő szerinti kategorizálás szerint ábrázoltuk. Az ICME események éjféli utáni kategorizálása a deltafoF2-ben meglehetősen

széles szórást mutat -36-30% között az egész nap folyamán, ezért nem állapítható meg jelentős viharidőszaki jellemző (61. ábra (a)). A SIR/CIR által vezérelt ionoszférikus hatásra ugyanez a megállapítás érvényes, az elektronsűrűség -33 - 12% között változik, a két esemény ellentétesen viselkedik a nap folyamán (61. ábra (b)). Az ICME-vel kapcsolatos események nappali csoportja a nyugodt napi értéktől -32-52% közötti elektronsűrűség-változást mutat, amely napközben a nulla érték körül oszcillál, csak napnyugta után figyelhető meg a deltafoF2 tartomány kiszélesedése, de jelentős eltérés vagy trend nem állapítható meg (61. ábra (c), 2. táblázat). A SIR/CIR által vezérelt események esetében a deltafoF2 tartomány -21-22% között van, a napfelkelte körüli órákban enyhe csökkenés figyelhető meg -20%-kal, majd a nappali órákban a két esemény ellentétesen viselkedik, majd napnyugta után enyhe +22%-os növekedést láthatunk (61. ábra (d)). Az éjféli előtti csoport eseményei széles tartományban (-35 - 72%) mutatnak deltafoF2 változékonyságot az ICME-vel kapcsolatos geomágneses viharokra adott válaszként (61. ábra (e)). A három esemény közül kettőnél az elektronsűrűség jelentős, 72%-os csúcserőértéket elérő növekedése figyelhető meg a nappali órákban. Ugyanakkor az egyikük csökkenő tendenciát mutat a deltafoF2-ben. Így az értékek nagyfokú változékonysága alapján nem állapítható meg következetes trend. A SIR/CIR-hez kapcsolódó események -37-34% között ingadoznak a deltafoF2-ben. A 0 UT-tól 18 UT-ig az értékek a -37 - 00%-os tartományra korlátozódnak, majd az alkonyati/éjszakai órákban növekedés tapasztalható (61. ábra (f)).

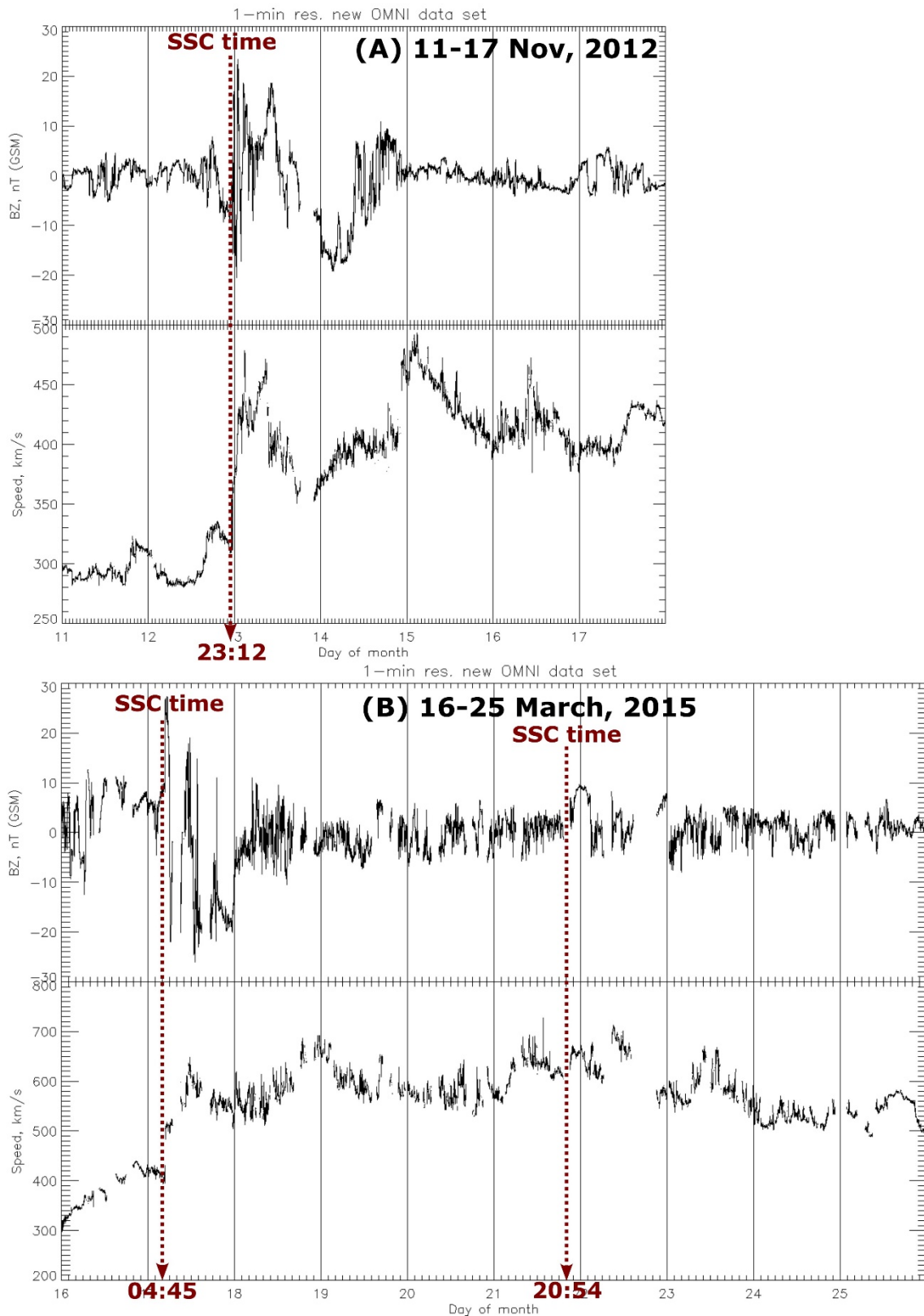
## 10.2. Ábrák



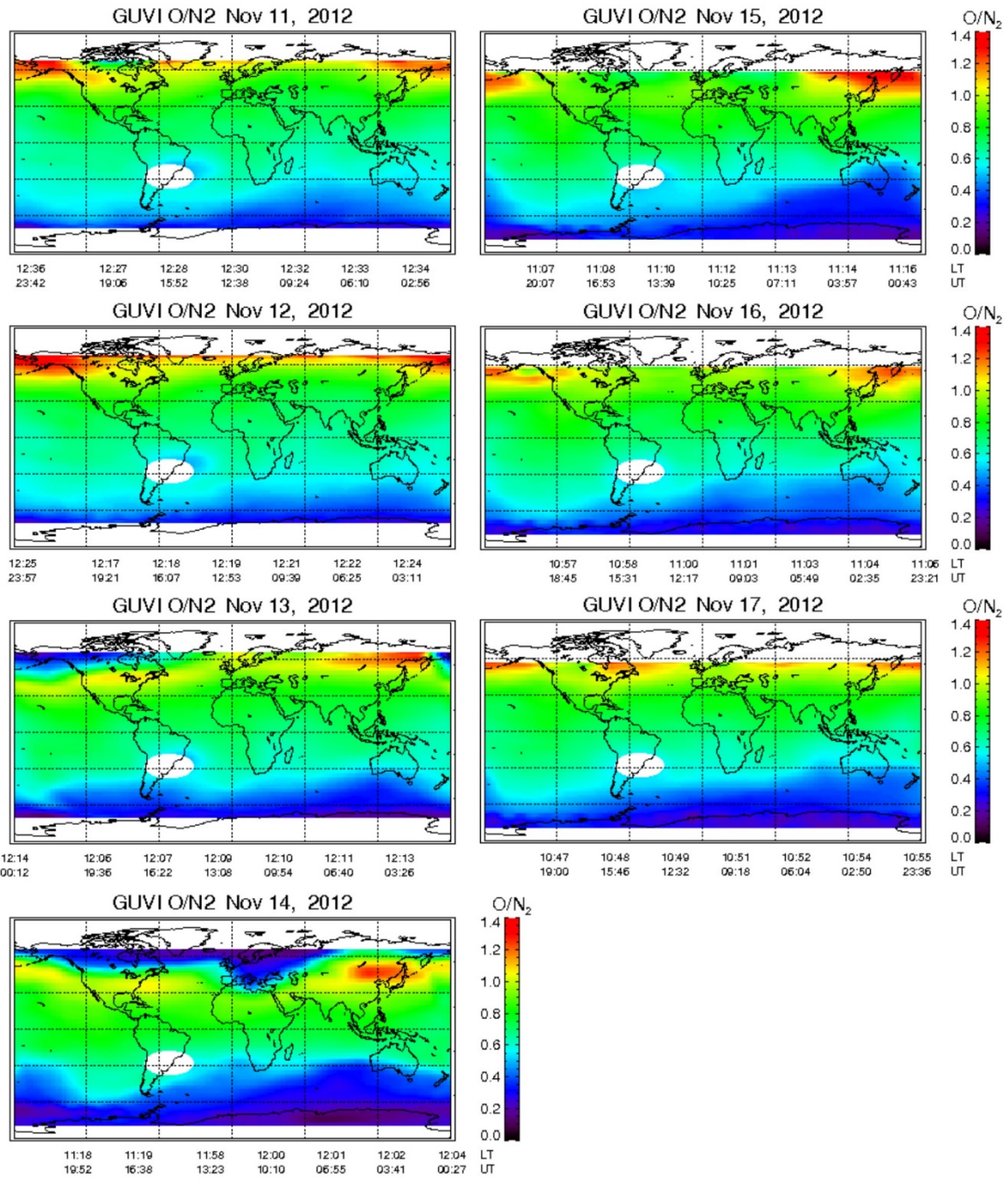
52. ábra: Berényi et al. (2018) cikk mellékletéből való ábrásor az 2012-es vihar során bekövetkezett F-réteg éjszakai eltűnéséről.



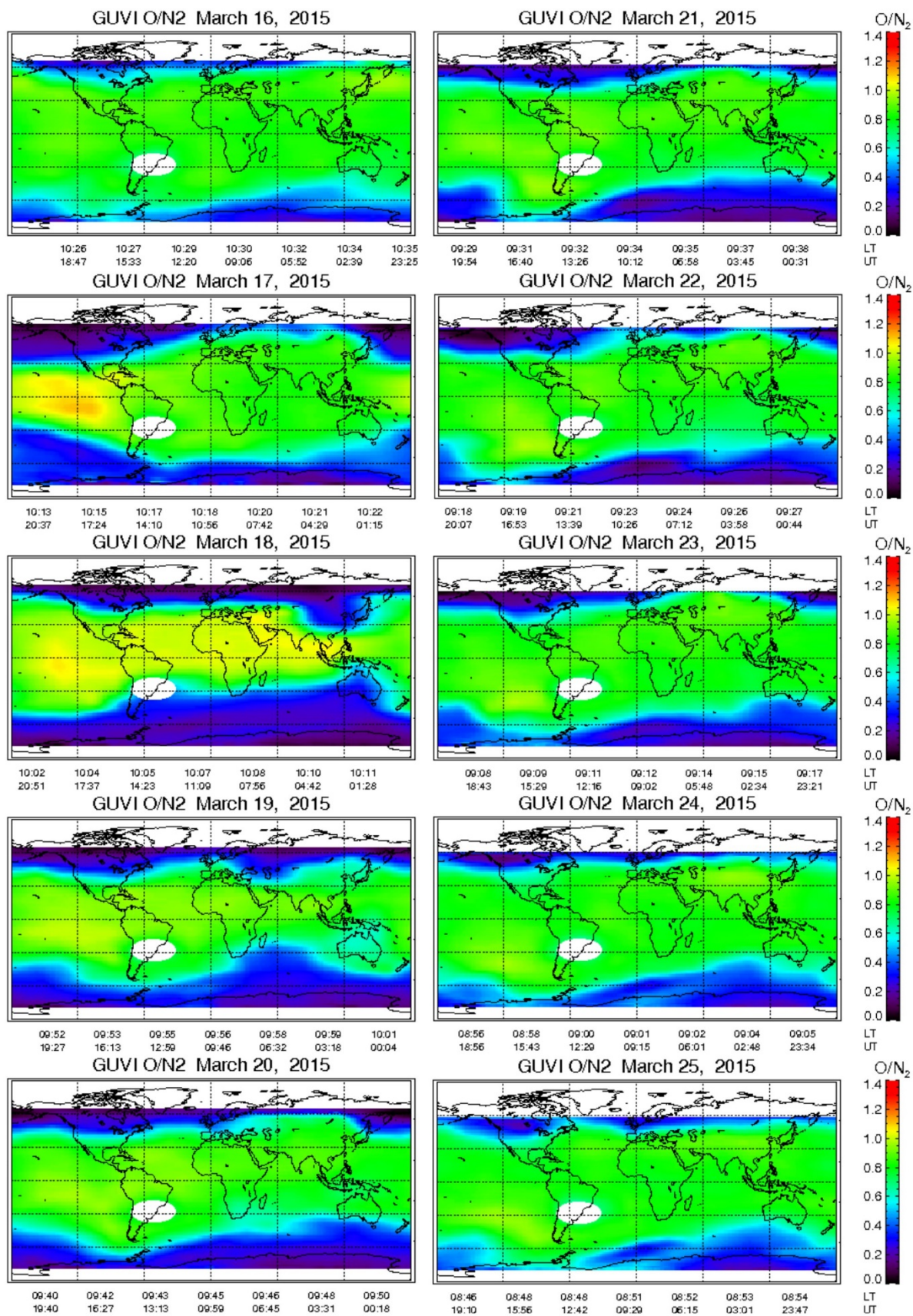
53. ábra: Berényi et al. (2018) cikk mellékletéből való ábrásor az 2015-ös vihar során bekövetkezett F-réteg éjszakai eltűnéséről.



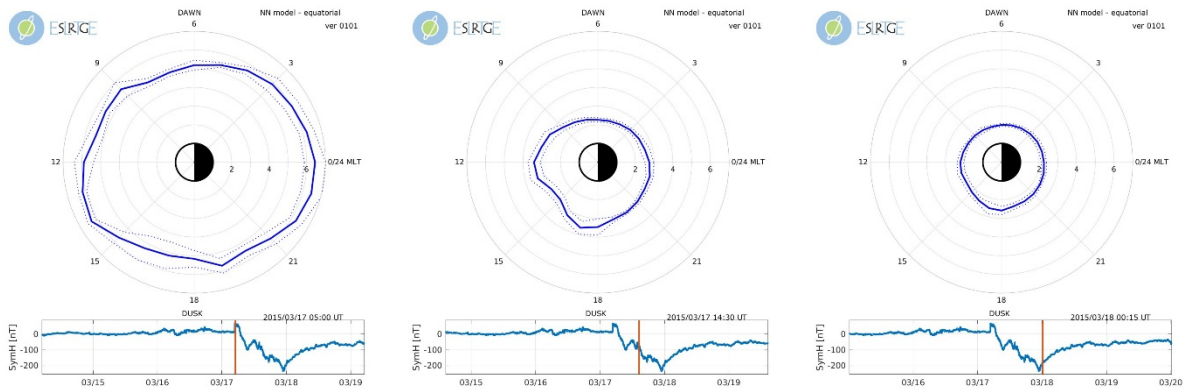
54. ábra: 1 perces IMF Bz (nT) és napszél sebesség (km/s) értékek a 2012-es és 2015-ös viharra vonatkozóan a Berényi et al., 2023a cikk Mellékletéből.



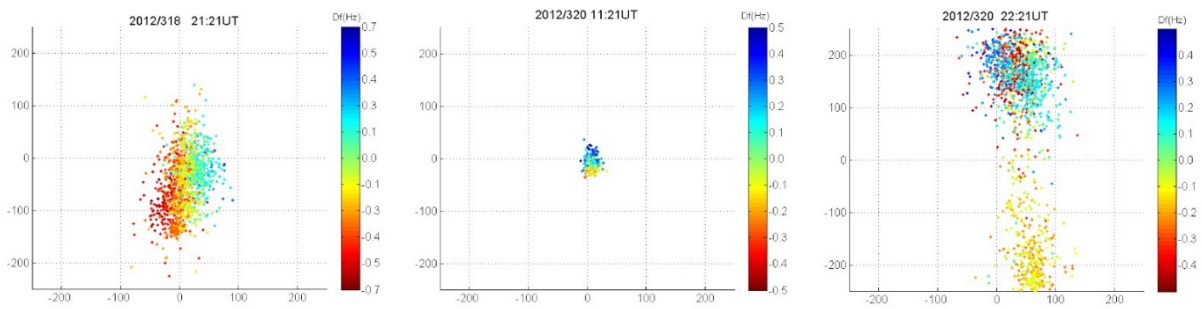
55. ábra: GUVI adatok teljes vihar lefolyásra 2012-es vihar esetére a Berényi et al., 2023a cikk Mellékletéből.



56. ábra: GUVI adatok a teljes 2015-ös vihar lefolyásra a Berényi et al., 2023a cikk Mellékletéből.

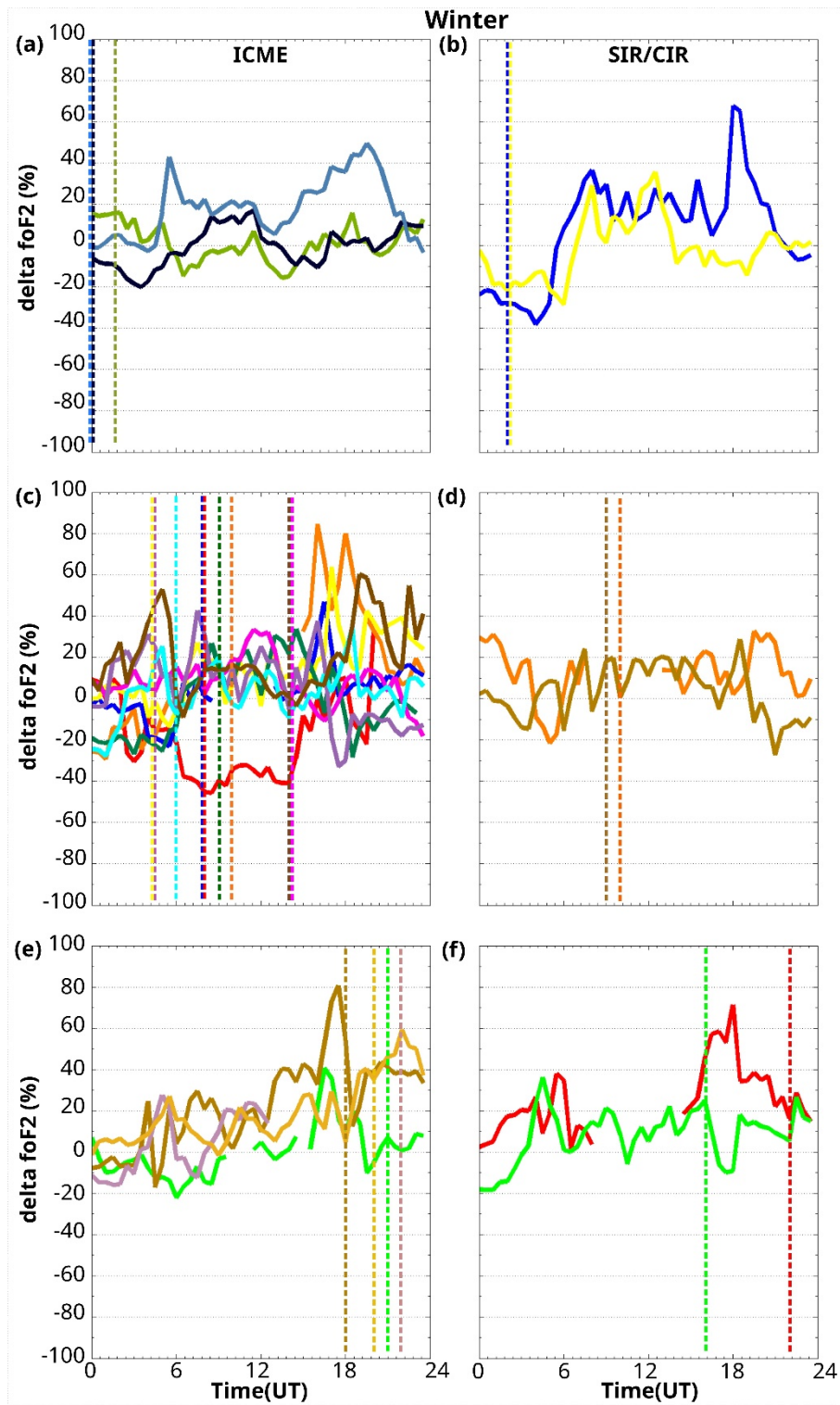


57. ábra: Plazmapauza adatok a Berényi et al. (2023a) cikk Mellékletéből.

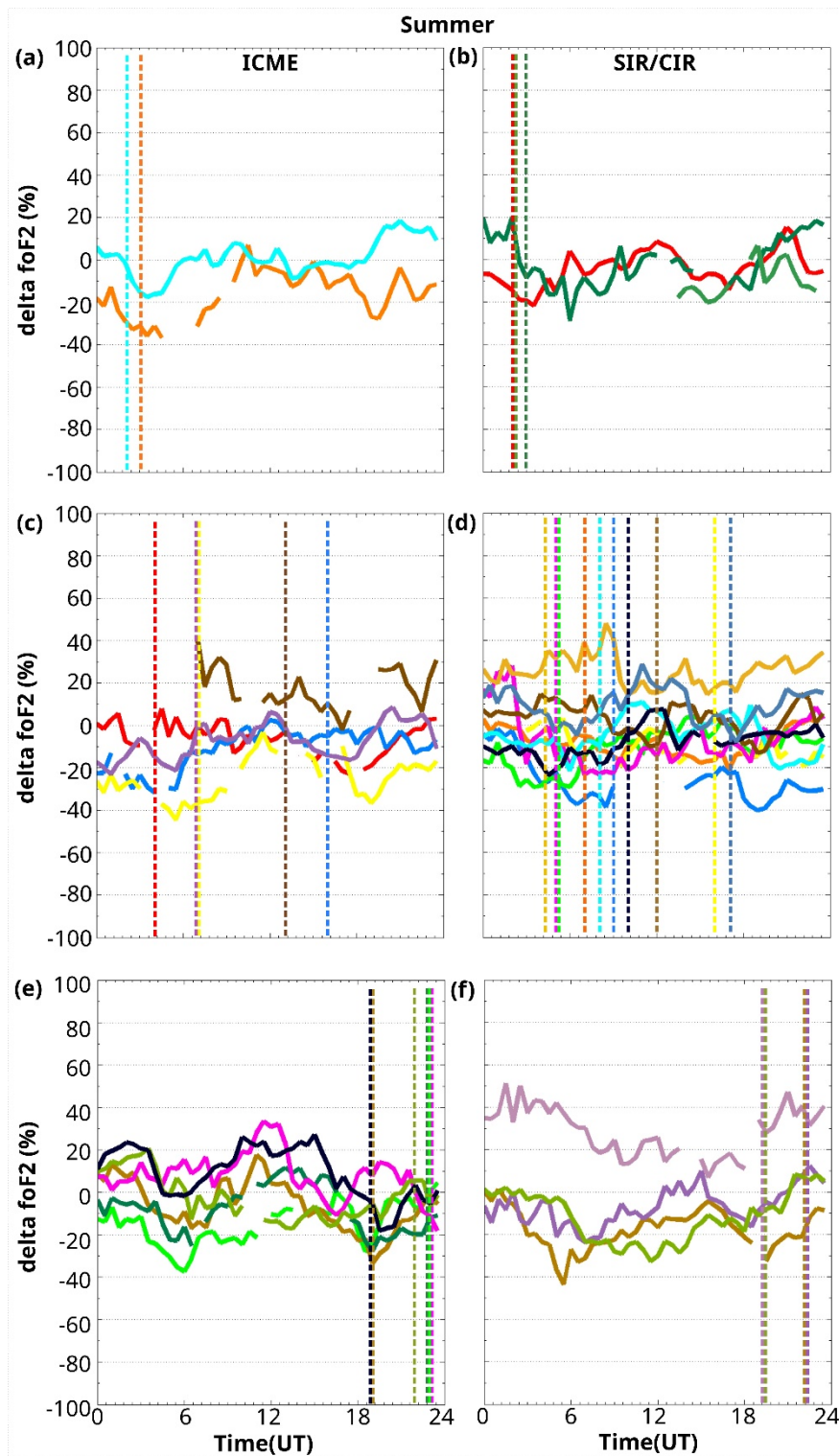


58. ábra: Égtérképek (SKYmaps) a drift mérések elemzéséhez a Berényi et al. (2023a) cikk Mellékletéből.

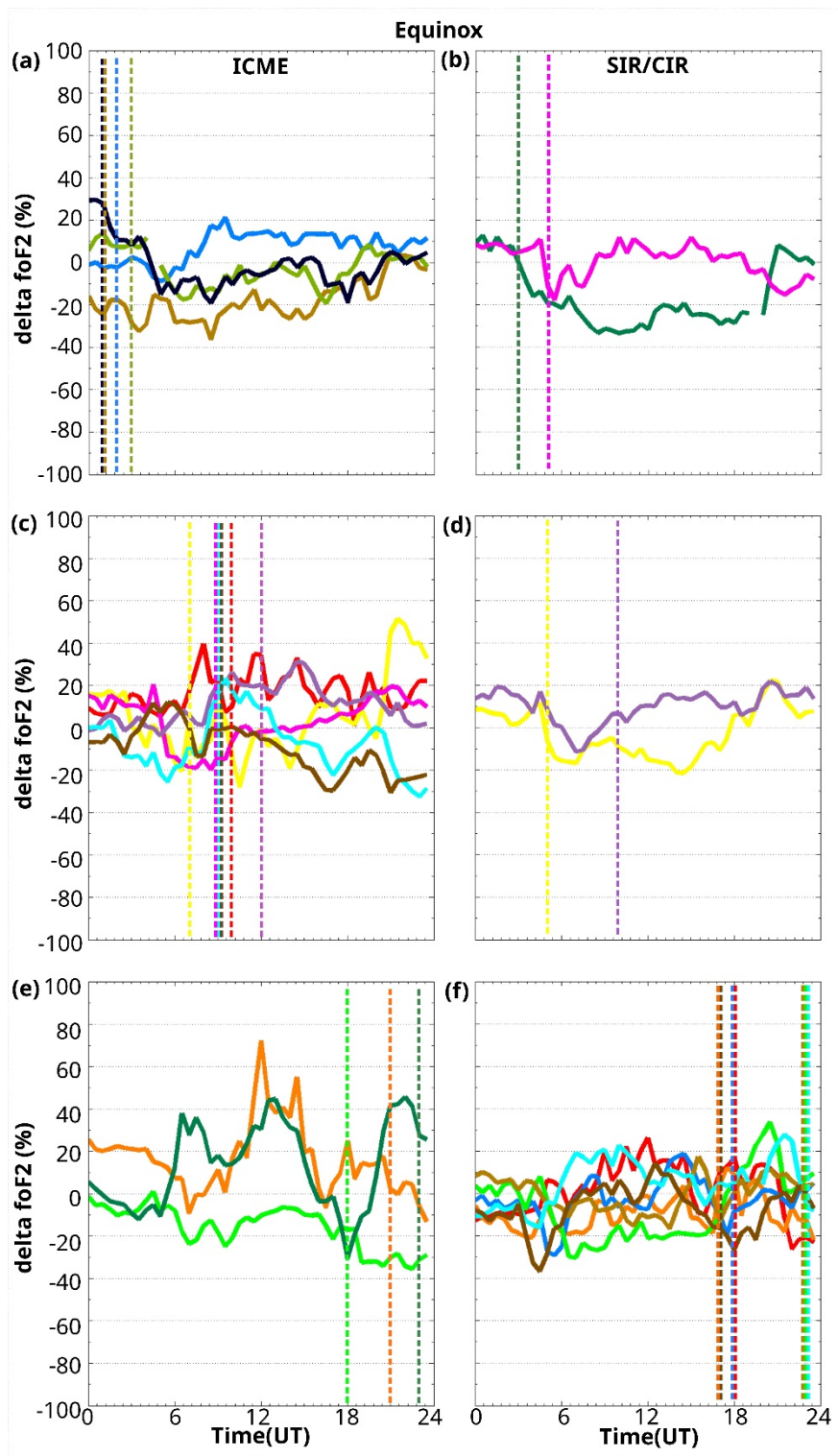




59. ábra: A téli ICME versus SIR/CIR ábrák: (a,b) éjjél utáni, (c,d) nappali, (e,f) éjjél előtti deltafoF2 (%) értékek az idő (UT) függvényében. Színes szaggatott vonalakkal jelölve a  $Dst_{min}$  időpontok. (Berényi et al., 2023b cikk Mellékletéből).



60. ábra: A nyári ICME versus SIR/CIR ábrák: (a,b) éjjel utáni, (c,d) nappali, (e,f) éjjel előtti deltafoF2 (%) értékek az idő (UT) függvényében. Színes szaggatott vonalakkal jelölve a  $Dst_{min}$  időpontok. (Berényi et al., 2023b cikk Mellékletéből).



61. ábra: A napéjegylenlőségi ICME versus SIR/CIR ábrák: (a,b) éjjél utáni, (c,d) nappali, (e,f) éjjél előtti deltafoF2 (%) értékek az idő (UT) függvényében. Színes szaggatott vonalakkal jelölve a  $Dst_{min}$  időpontok. (Berényi et al.,2023b cikk Mellékletéből).

## 10.3. Táblázatok

3. táblázat: Az elhalványulás megjelenése a meridián mentén 2012. november 14-én. Az elhalványulási események időbeli fejlődésének főbb szakaszai, beleértve a csökkenés/növekedés kezdetét (a megfelelő foF2 értékek zölddel vannak kiemelve), az elhalványulási intervallumok (szürke), a megfigyelt minimumok/maximumok (a megfelelő foF2 értékek késsel/vörösén). A táblázatban szereplő értékek MHz-ben értendők. (Berényi et al., 2023a).

<b>Sharp decrease in foF2 during the night, storm 2012</b>					
<b>Time [UT]</b>	<b>Athens (AT)</b>	<b>Rome (RO)</b>	<b>Sopron (SO)</b>	<b>Pruhonice (PQ)</b>	<b>Juliusruh (JR)</b>
18:00			2.99		
18:15				2.95	
19:00	3.48				
19:43					2.10
19:45		3.45			
20:00-0:30			NaN		
20:28					1.75
20:43-22:13					NaN
20:45				1.68	
21:00-23:45				NaN	
1:00			1.90		
1:30	5.35				
2:30		5.55			

4. táblázat: Az elhalványulás megjelenése a meridián mentén 2015. március 17/18-án. Az elhalványulási események időbeli fejlődésének főbb szakaszai, beleértve a csökkenés/növekedés kezdetét (a megfelelő foF2 értékek zölddel vannak kiemelve), az elhalványulási intervallumok (szürke), a megfigyelt minimumok (a megfelelő foF2 kékkel). A táblázatban szereplő értékek MHz-ben értendők. (Berényi et al.,2023a).

<b>Sharp decrease in foF2 during the night, storm 2015</b>					
<b>Time [UT]</b>	<b>Athens (AT)</b>	<b>Rome (RO)</b>	<b>Sopron (SO)</b>	<b>Pruhonice (PQ)</b>	<b>Juliusruh (JR)</b>
20:43					4.55
20:45				4.35	
21:43					2.45
22:00			3.87		
22:15				2.03	
23:00	4.60				
23:15		4.85	1.98		
0:00-01:00			NaN		
2:00		2.40			
2:15		NaN			
3:00-3:30			NaN		
3:15				1.80	
3:20	3.10				
4:13					2.35

5. táblázat: A két vizsgált viharintervallum ionoszférikus viharfázisai a nappali és az éjszakai csoportokra elkülönítve. A felső táblázatban (A) a 2012. novemberi vihar foF2 és TEC adatai vannak összehasonlítva; az alsó ábrán (B) a 2015. márciusi viharra vonatkozóak. (Berényi et al.,2023a).

<b>(A) Type of the ionospheric storm phases</b>								
<b>2012</b>	<b>foF2 parameter</b>				<b>GNSS TEC</b>			
<b>Day of November</b>	<b>Daytime</b>	<b>Station</b>	<b>Nighttime</b>	<b>Station</b>	<b>Daytime</b>	<b>Station</b>	<b>Nighttime</b>	<b>Station</b>
11	+	all	0	all	+	all	0	all
12	+	all	-	all	+	all	-	at AT, RO, SO, PQ
13	+	all	+	around midnight at SO, PQ, JR turn neg.	+	all	+	all
14	-	all	- ; +	neg. at SO, PQ, JR; pos. at AT, RO	- ; +	neg. at all except AT	- ; +	neg. At RO, SO, PQ, JR; pos. at AT
15	+	all except JR	-	all	+	all	-	all
16	+	all	- ; +	neg. at PQ, JR; pos. at AT, RO	+	all	0	all
17	+	all			+	all		
<b>(B) Type of the ionospheric storm phases</b>								
<b>2015</b>	<b>foF2 parameter</b>				<b>GNSS TEC</b>			
<b>Day of March</b>	<b>Daytime</b>	<b>Station</b>	<b>Nighttime</b>	<b>Station</b>	<b>Daytime</b>	<b>Station</b>	<b>Nighttime</b>	<b>Station</b>
16	0	all	+	AT, RO, JR	0	all	0	all
17	- ; +	neg at JR; pos. at AT, RO, SO, PQ	-	all	+	all	+0 ; -	just JR + and 0
18	- ; +	neg at SO, PQ, JR; pos. at AT, RO	-	all	-	all	-	all
19	-	all	-	all	-	all	-	all
20	-	all	-	all	-	all	-	all
21	-	all	-	all	-	all	0 ; -	just JR is 0
22	0 ; +	slight pos at AT, RO, SO	- ; 0	just AT, RO is 0	+	all	0	all
23	0 ; +	slight pos at AT, RO, SO, PQ	0 ; +	just JR is 0	+	all	0 ; +	just JR is 0
24	0	all	0 ; +	just JR is 0	+	all	+	all

25	<b>0 ; +</b>	slight pos at AT, RO, SO, PQ		+	all	
----	--------------	------------------------------------	--	---	-----	--

6. táblázat: Információk az ICME-hez kapcsolódó tiszta geomágneses vihar események 2012-2014 évekből (Berényi et al., 2023b).

	ICME-related geomagnetic storms 2012-2014				
	SSC time (UT)	Main phase of the geomagnetic storm (UT)	Kp <sub>max</sub>	Dst <sub>min</sub>	AE <sub>max</sub>
Winter 1.	2012. 11. 12. 23:11	2012.11.14	63	-108	1009
	2012. 11. 23. 21:52	2012.11.24	47	-40	736
	2013. 2. 13. 17:00	2013.02.14	43	-37	570
	2013. 2. 16. 12:09	2013.02.17	40	-40	908
Winter 2.	2013. 11. 30. 20:00	2013.12.01	37	-22	444
	2012. 12. 13. 13:22	2013.12.14	40	-38	688
	2013. 12. 15. 17:27	2013.12.16	27	-24	190
	2013. 12. 24. 21:00	2013.12.25	30	-35	577
	2014. 1. 7. 15:12	2014.01.08	33	-14	456
	2014. 1. 9. 20:08	2014.01.10	27	-8	331
	2014. 2. 5. 14:00	2014.02.06	30	-31	448
	2014. 2. 7. 17:05	2014.02.09	47	-39	608
	2014. 2. 10. 18:00	2014.02.10	37	-23	480
	2014. 2. 15. 13:16	2014.02.16	50	44; -31	815
	2014. 2. 23. 7:04	2014.02.23	43	-55	1098
2014. 2. 27. 16:50	2014.02.27	53	-97	822	
Summer 1.	2013. 5. 18. 1:10	2013.05.18	53	-61	1009
	2013. 6. 6. 2:55	2013.06.07	57	-78	1181
	2013. 6. 8. 6:00	2013.06.08	30	-20	358
	2013. 6. 23. 4:25	2013.06.24	43	-49	967
	2013. 6. 27. 14:38	2013.06.29	63	-102	1158
	2013. 7. 5. 1:00	2013.07.06	47	-87	1303
	2013. 7. 12. 17:14	2013.07.14	50	-81	1167
Summer 2.	-	2014.06.18	40	-34	748
	2014. 6. 23. 23:08	2014.06.24	30	-5	406
	-	2014.06.30	30	-5	549
	2014. 7. 3. 0:42	2014.07.03	20	-15	647
	2014. 8. 19. 6:57	2014.08.19	53	-13	757
	-	2014.08.27	47	-79	1075
Eq twin	2013. 3. 15. 5:26	2013.03.16	33	-25	639



	2013. 3. 17. 5:59	2013.03.17	67	-132	1822
	2013. 4. 13. 22:55	2013.04.14	33	20;-11	314
	2013. 4. 30. 9:49	2013.05.01	47	-72	1172
Equinox 2.	2013. 10. 2. 1:55	2013.10.02	77	-72	1299
	2013. 10. 8. 20:22	2013.10.09	57	-69	1092
	-	2013.10.30	40	-56	726
Equinox 3.	2014. 3. 25. 20:03	2014.03.26	37	-23	566
	-	2014.04.05	37	-15	497
	-	2014.04.12	47	-87	773
	2014. 4. 29. 20:26	2014.04.30	40	-67	1004
Equino x 4.	2014. 9. 6. 15:23	2014.09.07	33	-28	604
	2014. 9. 17. 2:00	2014.09.19	47	-35	582

7. táblázat: Információk az SIR/CIR-ekhez kapcsolódó tiszta geomágneses vihar események 2012-2014 évekből. (Berényi et al.,2023b)

	SIR/CIR-related geomagnetic storms 2012-2014				
	SSC time (UT)	Main phase of the geomagnetic storm (UT)	Kp <sub>max</sub>	Dst <sub>min</sub>	AE <sub>max</sub>
Winter 1.		2012.11.07	40	-7	640
		2013.01.14	37	-28	487
Winter 2.		2013.11.16	40	-40	719
	-	2014.01.01	37	-39	881
	-	2014.01.14	33	-17	647
	-	2014.01.22	33	-17	570
Summer 1.	-	2013.05.07	30	-15	520
	2013. 5. 15. 14:13	2013.05.16	40	-11	589
	2013. 5. 31. 16:17	2013.06.01	70	-124	1217
	-	2013.06.10	33	-19	645
	2013. 6. 19. 23:07	2013.06.20	43	-12	815
	-	2013.07.26	33	-22	683
	-	2013.08.05	47	-50	761
	-	2013.08.16	53	-41	993

	-	2013.08.27	50	-59	964
Summer 2.	2014. 5. 3. 17:47	2014.05.04	43	-47	706
	2014. 5. 29. 9:30	2014.05.29	27	-15	687
	2014. 5. 30. 14:02	2014.05.30	43	-28	710
	-	2014.06.21	20	-23	381
	-	2014.07.06	20	19	240
	-	2014.07.10	30	-23	686
	2014. 7. 14. 14:31	2014.07.15	33	46;-9	301
		2014.08.12	33	-13	516
Equinox 1.	-	2013.03.27	50	-33	894
	-	2013.03.29	53	-59	976
	2013. 4. 23. 4:53	2013.04.24	50	-48	696
Equinox 2.		2013.09.12	30	-10	449
		2013.09.19	40	-17	817
	-	2013.09.24	43	-23	562
		2013.10.15	43	-49	839
Equinox 3.	-	2014.03.13	40	-43	548
		2014.03.21	30	-22	363
Equinox 4.	2014. 10. 14. 11:01	2014.10.14	50	-49	864
		2014.10.20	50	-51	1271

8. táblázat: Nyugodt napok (Quiet Days) listája a Berényi et al. 2023b cikk Mellékletéből.

Reference Q-days for ICME and CIR analysis (Nov 2012 - Oct 2014)		
Year	Month	Day
2012	11	<b>9, 30, 28</b>
	12	<b>no storm in this month</b>
2013	1	<b>1, 5,24</b>
	2	<b>6, 5,24</b>
	3	<b>8, 7,26</b>
	4	<b>19, 8,18</b>
	5	<b>11,12,9</b>
	6	<b>16, 26,17</b>
	7	<b>2, 3, 17</b>
	8	<b>29, 2, 7</b>

	9	28, 26, 27
	10	5, 28,4
	11	25,24,21
	12	2, 12,22
2014	1	19,31,18
	2	13,26,14
	3	16, 9, 17
	4	10, 6,27
	5	21, 6,31
	6	1,12,27
	7	19, 18, 20
	8	16, 25,24
	9	14,15,8
	10	12, 3,4

9. táblázat: A lineáris egyenes illesztés eredményei a hozzá kapcsolódó korrelációs koefficiens (R) értékekkel és az átlagos négyzetes hiba gyöke (Root Mean Square Deviation-RMSD értékek az ICME eseményekre vonatkozóan, napszakcsoportokra bontva, Berényi et al. 2023b cikk Mellékletéből.

ICME linear fitting results			$y=p1*x + p2$	Correlation coefficient (R)	RMSD
Winter-ICME	p1	p2	Norm of residuals		
Dawn-Dst	0.014	4.154	2.132	0.495	0.544
Kp	-0.017	4.422	2.288	-0.361	0.574
AE	-0.002	4.223	2.150	-0.482	0.549
Morning-Dst	0.039	8.499	4.534	0.646	1.212
Kp	-0.083	9.465	4.553	-0.642	1.217
AE	-0.008	9.009	3.851	-0.761	1.029
Noon-Dst	0.058	10.513	5.349	0.593	1.429
Kp	-0.085	11.077	6.005	-0.428	1.605
AE	-0.004	10.290	6.142	-0.381	1.642
Afternoon/Dusk-Dst	0.028	7.736	5.883	0.221	1.572
Kp	0.085	5.285	5.198	0.507	1.389
AE	0.005	5.881	5.049	0.547	1.349
Night-Dst	-0.028	3.419	3.161	-0.473	0.845
Kp	0.035	3.295	2.926	0.578	0.782
AE	0.002	3.556	2.925	0.579	0.782
Midnight-Dst	-0.011	3.803	1.729	-0.363	0.462
Kp	0.006	3.847	1.842	0.118	0.492
AE	0.000	4.012	1.855	-0.017	0.496
<b>Summer-ICME</b>					
Dawn-Dst	0.010	5.613	1.974	0.404	0.624
Kp	-0.019	5.902	2.028	-0.329	0.641
AE	-0.001	5.647	2.111	-0.260	0.668
Morning-Dst	0.015	7.468	2.959	0.463	0.935
Kp	-0.040	8.163	2.788	-0.554	0.882
AE	-0.001	7.403	3.247	-0.257	1.027
Noon-Dst	-0.002	7.266	3.186	-0.078	1.008
Kp	-0.003	7.423	3.192	-0.048	1.009
AE	0.000	7.318	3.195	0.017	1.011
Afternoon/Dusk-Dst	0.000	6.616	2.247	0.001	0.710
Kp	0.001	6.582	2.246	0.029	0.710
AE	0.000	6.481	2.203	0.197	0.697

Night-Dst	0.019	7.564	1.550	0.810	0.490
Kp	-0.027	7.650	2.184	-0.561	0.691
AE	-0.001	7.505	2.026	-0.641	0.641
Midnight-Dst	0.012	6.055	1.515	0.563	0.476
Kp	-0.023	6.365	1.629	-0.459	0.512
AE	-0.001	5.966	1.765	-0.271	0.555
<b>Equinox-ICME</b>					
Dawn-Dst	0.007	5.015	2.568	0.214	0.774
Kp	-0.017	5.416	2.423	-0.388	0.730
AE	0.000	4.982	2.611	-0.317	0.787
Morning-Dst	0.010	7.807	3.267	0.283	0.991
Kp	-0.037	8.841	2.893	-0.528	0.879
AE	-0.001	8.121	3.230	-0.317	0.974
Noon-Dst	0.002	9.104	5.142	0.044	1.550
Kp	0.004	8.911	5.144	0.035	1.551
AE	0.000	9.000	5.147	0.013	1.552
Afternoon/Dusk-Dst	0.016	8.753	3.987	0.372	1.202
Kp	-0.012	8.614	4.257	-0.134	1.284
AE	-0.001	8.522	4.224	-0.182	1.274
Night-Dst	0.011	6.498	3.580	0.363	1.080
Kp	-0.020	6.732	3.650	-0.312	1.101
AE	-0.001	6.474	3.677	-0.290	1.109
Midnight-Dst	0.016	5.249	1.808	0.528	0.545
Kp	-0.027	5.639	1.904	-0.447	0.574
AE	-0.001	5.160	2.083	-0.206	0.628

10. táblázat: A lineáris egyenes illesztés eredményei a hozzá kapcsolódó korrelációs koefficiens (R) értékekkel és az átlagos négyzetes hiba gyöke (Root Mean Square Deviation-RMSD) értékek az SIR/CIR eseményekre vonatkozóan, napszakcsoportokra bontva, Berényi et al. 2023b cikk Mellékletéből.

SIR/CIR linear fitting results			$y=p1*x +p2$	Correlation coefficient (R)	RMSD
Winter-CIR	p1	p2	Norm of residuals		
Dawn-Dst	0.026	3.970	0.641	0.758	0.321
Kp	-0.024	4.301	0.862	-0.479	0.431
AE	0.000	3.675	0.982	0.008	0.491
Morning-Dst	-0.035	7.150	2.161	-0.393	1.080
Kp	0.054	6.365	2.188	0.365	1.094

AE	-0.006	8.283	2.249	-0.290	1.125
Noon-Dst	-0.021	8.934	2.402	-0.229	1.201
Kp	0.153	5.362	2.168	0.478	1.084
AE	0.000	9.054	2.466	0.038	1.233
Afternoon/Dusk-					
Dst	-0.022	6.147	1.192	-0.406	0.596
Kp	-0.014	6.746	1.282	-0.181	0.641
AE	0.000	6.418	1.304	-0.015	0.652
Night-Dst	-0.002	3.648	0.870	-0.046	0.435
Kp	0.011	3.425	0.845	0.241	0.423
AE	0.000	3.589	0.859	0.168	0.429
Midnight-Dst	0.011	3.971	0.574	0.372	0.287
Kp	0.000	3.881	0.618	-0.004	0.309
AE	-0.002	4.089	0.567	-0.400	0.283
<b>Summer-CIR</b>					
Dawn-Dst	0.012	5.633	3.337	0.313	0.892
Kp	-0.023	6.080	3.170	-0.431	0.847
AE	-0.001	5.908	3.232	-0.392	0.965
Morning-Dst	0.016	7.129	4.021	0.423	1.075
Kp	-0.029	7.469	4.182	-0.335	1.118
AE	-0.002	7.295	4.229	-0.303	1.218
Noon-Dst	0.017	7.344	4.239	0.335	1.133
Kp	-0.039	7.994	4.212	-0.351	1.126
AE	-0.003	7.730	4.202	-0.357	1.230
Afternoon/Dusk-					
Dst	0.017	7.024	3.136	0.379	0.838
Kp	-0.020	7.261	3.297	-0.232	0.881
AE	-0.003	7.441	3.094	-0.408	0.983
Night-Dst	0.044	7.788	2.278	0.787	0.609
Kp	-0.029	7.751	3.353	-0.420	0.896
AE	-0.002	7.488	3.461	-0.349	1.021
Midnight-Dst	0.036	6.177	1.969	0.694	0.526
Kp	-0.042	6.694	1.957	-0.698	0.523
AE	-0.002	6.302	2.334	-0.521	0.783
<b>Equinox-CIR</b>					
Dawn-Dst	0.002	4.302	1.627	0.052	0.542
Kp	-0.006	4.442	1.612	-0.145	0.537
AE	0.000	4.383	1.613	-0.138	0.538

Morning-Dst	0.020	7.804	4.457	0.231	1.486
Kp	-0.039	8.513	4.357	-0.351	1.452
AE	-0.003	8.206	4.279	-0.358	1.426
Noon-Dst	0.009	8.977	6.832	0.064	2.277
Kp	-0.078	11.138	6.412	-0.351	2.137
AE	-0.003	9.702	6.634	-0.247	2.211
Afternoon/Dusk-					
Dst	0.014	8.451	5.069	0.156	1.689
Kp	0.008	7.923	5.120	-0.351	1.706
AE	0.000	8.121	5.131	0.014	1.710
Night-Dst	0.011	5.979	2.876	0.224	0.958
Kp	-0.002	5.770	2.949	-0.035	0.983
AE	0.000	5.795	2.941	-0.079	0.980
Midnight-Dst	0.017	4.719	1.962	0.282	0.654
Kp	-0.035	5.366	1.896	0.375	0.632
AE	-0.002	4.861	1.916	0.351	0.639

11. táblázat: Az ICME és SIR/CIR vihartípusok elemzésénél számított a 4 órás átlagok, a hozzájuk tartozó szórás értékek táblázatai a Berényi et al. 2023b cikk Mellékletéből.

ICME-related geomagnetic storm events																
WINTER	4h mean - foF2 parameter (MHz)															
Dawn	2.91	3.05	3.30	3.47	4.08	4.17	3.29	3.81	4.58	4.02	5.27	4.33	3.47	4.17	4.46	4.33
Morning	4.09	6.06	6.59	5.92	8.09	8.56	8.00	6.73	8.03	7.43	9.18	7.98	9.00	8.64	9.08	10.21
Noon	4.86	NaN	7.64	7.49	9.51	10.07	9.98	8.59	9.39	8.58	10.84	9.39	10.60	11.57	11.11	11.26
Afternoon/Dusk	4.02	6.24	6.98	6.91	6.50	7.89	6.34	5.38	6.54	6.20	8.72	7.87	7.75	NaN	9.81	10.18
Night	3.10	4.04	4.02	3.95	3.72	3.91	2.54	3.82	2.87	3.62	5.75	4.29	4.23	NaN	5.50	5.73
Midnight	3.97	3.37	4.00	3.82	4.33	4.26	3.27	4.01	3.62	3.47	4.84	4.43	3.97	3.66	4.93	4.06
	Standard deviation - foF2 parameter (MHz)															
Dawn	0.47	0.41	0.43	0.29	0.51	0.49	0.20	0.16	0.47	0.36	0.27	0.45	0.22	0.34	0.22	0.54
Morning	0.24	1.36	0.97	0.95	2.08	2.07	2.33	1.38	2.02	2.16	2.24	1.66	2.13	2.19	1.28	1.61
Noon	0.25	NaN	0.43	0.31	0.76	0.54	0.75	0.51	0.60	0.57	0.34	0.42	0.41	0.15	0.39	0.37
Afternoon/Dusk	0.58	1.07	0.94	0.62	1.38	1.76	2.40	1.66	1.96	0.87	0.87	0.90	1.01	NaN	1.58	1.01
Night	0.62	0.59	0.34	0.69	0.22	0.46	0.24	0.43	0.08	0.72	0.93	1.00	0.73	NaN	0.31	1.18
Midnight	0.30	0.46	0.07	0.26	0.21	0.23	0.23	0.54	0.58	0.52	0.51	0.08	0.09	0.57	0.31	
	4h mean - Dst index (nT)															
Dawn	-90.75	-35.00	-21.50	-11.25	-19.75	0.75	-7.75	14.50	-12.50	-4.00	-4.50	-30.75	-22.00	-7.00	-19.00	-6.25
Morning	-101.75	-36.25	-31.00	-7.25	-16.75	2.00	-22.50	1.50	-11.75	-2.50	-16.75	-33.75	-28.25	-10.50	2.00	-4.25
Noon	-75.00	-23.00	-25.75	-13.50	-5.25	1.25	-15.25	-25.75	-12.00	0.50	-29.00	-24.25	-26.75	-19.25	-13.50	-7.50
Afternoon/Dusk	-54.50	-6.50	-20.75	-22.75	-6.75	-21.25	-17.50	-32.75	-9.00	-3.50	-25.75	-26.50	-22.00	-18.50	-28.50	-14.75
Night	-42.50	-10.00	-15.50	-38.25	-10.50	-27.75	-14.00	-18.75	-4.25	-4.25	-13.50	-26.75	-17.00	-28.00	-49.50	-53.25
Midnight	-41.25	-10.25	-20.75	-22.50	-11.00	1.50	-9.00	-2.25	-2.00	0.25	-10.25	-32.25	-23.25	-14.25	-39.50	-48.50
	Standard deviation - Dst index (nT)															
Dawn	12.20	3.56	5.26	1.89	2.06	3.40	8.18	2.89	1.29	3.16	3.87	3.69	2.94	5.16	8.45	2.06
Morning	5.06	2.87	5.48	2.63	0.96	0.82	1.29	9.81	0.96	3.87	2.87	4.19	1.50	3.11	4.90	0.96
Noon	8.12	7.44	1.50	4.20	7.04	2.50	2.87	8.77	1.63	3.11	1.41	2.63	1.71	5.50	8.06	5.32
Afternoon/Dusk	6.86	5.20	4.27	4.35	1.71	13.96	2.65	2.06	3.27	3.11	4.57	1.29	1.83	6.45	14.55	4.99
Night	4.65	2.94	3.11	2.06	1.29	7.63	2.83	6.60	1.89	1.71	2.89	4.19	5.23	3.16	4.65	32.90
Midnight	7.46	5.25	1.89	13.40	3.56	19.40	2.16	11.87	4.08	4.03	9.54	4.72	1.71	14.84	14.55	54.85
	4h mean - Kp index*10															
Dawn	61.50	41.75	37.75	13.50	34.00	38.25	26.00	12.50	32.25	17.75	27.50	31.75	24.75	35.00	20.00	9.25
Morning	53.50	29.75	32.25	17.75	23.50	18.25	14.50	16.00	10.00	7.00	17.75	24.25	14.75	22.25	31.50	4.00
Noon	40.00	25.00	28.50	23.50	20.00	13.00	8.50	21.50	8.50	8.50	21.50	18.50	13.50	26.50	30.00	17.00
Afternoon/Dusk	24.25	22.50	21.75	31.50	14.25	28.00	7.75	22.50	7.00	15.25	20.75	27.75	11.50	33.00	38.25	36.75
Night	8.50	13.00	22.25	27.50	1.75	35.75	13.00	10.50	10.75	6.00	10.75	38.25	36.00	35.25	41.50	53.00
Midnight	35.00	30.00	30.00	11.50	22.00	28.00	18.00	11.50	21.50	11.50	16.50	35.00	31.50	40.00	28.50	30.00
	Standard deviation - Kp index*10															
Dawn	3.00	3.50	1.50	7.00	2.00	3.50	2.00	5.00	1.50	1.50	5.00	3.50	10.00	0.00	1.50	
Morning	7.00	6.50	1.50	1.50	7.00	3.50	5.00	2.00	0.00	0.00	1.50	11.50	3.50	1.50	3.00	2.00
Noon	3.46	5.77	1.73	4.04	8.08	0.00	1.73	9.81	1.73	1.73	1.73	13.28	7.51	7.51	3.46	11.55
Afternoon/Dusk	8.50	5.00	3.50	3.00	8.50	10.00	1.50	5.00	0.00	3.50	1.50	1.50	3.00	0.00	3.50	6.50
Night	3.00	0.00	1.50	5.00	3.50	8.50	0.00	5.00	1.50	2.00	1.50	3.50	2.00	3.50	3.00	0.00
Midnight	25.40	19.63	11.55	9.81	17.32	5.77	5.77	9.81	9.81	9.81	4.04	2.31	1.73	11.55	9.81	26.56
	4h mean - AE index (nT)															
Dawn	808.25	333.00	250.50	76.00	243.50	221.25	95.25	26.00	213.25	67.75	111.25	207.75	132.25	78.00	74.00	54.50
Morning	560.25	405.75	301.75	130.00	191.75	55.00	54.75	164.75	43.00	63.25	222.00	186.50	99.25	38.75	82.75	28.00
Noon	349.00	215.25	492.75	352.00	70.25	58.75	96.25	458.25	44.25	64.75	400.50	89.50	96.50	132.25	317.75	196.75
Afternoon/Dusk	128.25	87.50	189.25	558.25	28.50	458.50	123.50	413.00	73.00	211.00	263.00	427.25	125.25	532.00	604.00	456.25
Night	31.50	42.75	87.00	592.25	14.00	443.00	61.75	74.50	61.00	50.75	66.50	550.00	293.50	415.75	728.50	728.25
Midnight	470.75	260.75	284.75	59.50	193.25	109.75	43.25	38.50	158.75	46.75	46.00	322.00	237.25	363.75	138.75	361.00
	Standard deviation - AE index (nT)															
Dawn	164.69	97.67	102.78	37.64	79.22	106.67	68.05	6.98	148.37	33.35	120.52	88.37	21.75	12.83	27.78	19.50
Morning	50.92	131.59	92.61	69.15	108.44	7.87	16.13	132.35	19.58	18.08	81.09	149.23	43.57	5.12	39.01	2.45
Noon	270.10	91.84	58.53	182.52	33.60	47.90	53.74	102.13	17.04	22.02	46.22	82.50	87.55	51.86	65.58	148.83
Afternoon/Dusk	86.27	43.70	122.21	106.32	8.35	180.02	23.22	84.56	44.19	79.39	151.66	75.53	75.24	298.66	278.13	247.34
Night	8.35	14.34	29.61	306.05	2.16	227.70	50.01	58.87	39.84	4.50	28.16	176.75	198.05	100.67	343.27	143.68
Midnight	511.02	266.65	275.18	16.94	201.11	79.05	25.38	23.42	119.98	5.74	6.68	105.37	81.99	370.93	70.53	375.86



SUMMER	Mean - foF2 parameter (MHz)												
Dawn	6.73	4.31	4.79	5.19	4.43	5.21	4.82	6.76	5.33	5.56	NaN	5.51	5.50
Morning	8.45	6.16	6.95	5.93	5.13	6.58	6.29	8.18	6.89	7.50	7.85	7.14	8.11
Noon	8.29	7.09	7.24	6.32	6.52	6.96	6.90	8.62	6.88	7.00	7.29	6.75	9.55
Afternoon/Dusk	7.30	6.41	6.65	6.51	5.80	5.77	6.70	6.77	6.07	6.71	6.64	6.39	8.28
Night	7.09	6.54	7.48	6.88	5.68	5.79	5.94	7.86	7.08	7.83	7.89	6.95	6.75
Midnight	6.23	5.46	5.70	6.13	5.07	5.57	4.91	6.05	5.59	6.69	6.37	5.31	5.38
	Standard deviation - foF2 parameter (MHz)												
Dawn	1.44	0.29	0.49	0.12	0.17	0.35	0.33	0.87	0.38	0.81	NaN	0.60	0.42
Morning	0.63	0.61	0.30	0.47	0.25	0.69	0.68	0.20	0.42	0.25	0.41	0.47	0.88
Noon	0.29	0.54	0.21	0.32	0.35	0.45	0.17	0.48	0.20	0.37	0.19	0.31	0.32
Afternoon/Dusk	0.17	0.31	0.20	0.25	0.45	0.20	0.33	0.42	0.27	0.12	0.40	0.22	0.78
Night	0.30	0.40	0.53	0.69	0.37	0.21	0.32	0.29	0.62	0.62	0.58	0.40	0.80
Midnight	0.26	0.49	0.65	0.74	0.66	0.20	0.17	0.70	0.94	0.63	0.37	0.33	0.22
	4h mean - Dst index (nT)												
Dawn	-50.25	-75.00	-24.25	-29.50	-98.75	-47.75	-32.75	-19.75	7.50	3.50	19.75	-1.25	2.00
Morning	-55.25	-63.75	-13.75	-22.50	-98.25	-73.75	-34.00	-21.25	-4.75	5.50	-8.25	5.50	-33.75
Noon	-37.75	-44.50	-14.50	-33.75	-87.25	-79.00	-42.75	-17.25	-1.75	8.50	-13.25	10.50	-58.00
Afternoon/Dusk	-26.75	-43.25	-18.25	-30.25	-74.50	-84.75	-58.50	-19.25	0.00	3.50	-8.50	14.00	-68.75
Night	-35.50	-32.50	-13.75	-41.50	-66.50	-84.50	-70.75	-19.00	5.50	5.75	-7.25	-4.75	-74.75
Midnight	-31.50	-45.75	-20.00	-39.50	-72.25	-44.50	-55.00	-27.00	4.25	-2.50	12.25	-6.00	-25.25
	Standard deviation - Dst index (nT)												
Dawn	12.63	4.76	2.75	3.70	1.50	9.81	1.50	4.79	7.85	1.91	12.45	0.96	10.49
Morning	4.27	11.38	5.74	4.80	4.50	5.38	4.08	3.30	0.50	1.00	4.86	3.11	12.55
Noon	5.32	3.87	4.36	2.87	8.42	1.41	4.03	4.03	0.96	2.38	1.50	4.51	3.27
Afternoon/Dusk	1.71	3.30	1.50	2.22	0.58	1.26	5.32	5.74	0.82	1.91	1.29	3.65	6.08
Night	2.38	4.43	0.50	4.43	3.32	2.38	4.99	4.40	3.00	1.26	1.50	7.50	3.30
Midnight	16.22	24.06	5.89	11.24	29.27	33.76	29.52	4.83	8.66	2.65	16.19	6.38	38.66
	4h mean - Kp index*10												
Dawn	50.50	55.25	28.25	30.00	61.50	39.75	30.00	22.50	26.00	15.00	20.00	7.00	19.00
Morning	28.25	45.25	28.25	23.00	56.00	44.50	34.00	22.25	14.50	6.00	20.00	21.75	34.00
Noon	21.50	35.00	16.50	30.00	50.00	42.00	40.00	18.50	5.00	5.00	18.50	22.00	37.00
Afternoon/Dusk	17.75	24.75	4.75	39.25	41.75	41.75	40.75	29.00	6.00	11.50	9.50	24.50	41.50
Night	29.75	16.00	4.75	39.00	41.50	32.50	47.50	41.75	14.50	9.25	3.00	41.00	38.25
Midnight	31.50	31.50	16.50	28.50	47.00	35.00	35.00	38.50	15.00	18.50	11.50	30.00	20.00
	Standard deviation - Kp index*10												
Dawn	5.00	3.50	3.50	0.00	3.00	6.50	0.00	5.00	2.00	10.00	0.00	0.00	8.00
Morning	3.50	3.50	3.50	0.00	2.00	5.00	2.00	1.50	5.00	2.00	0.00	3.50	2.00
Noon	1.73	5.77	7.51	8.08	3.46	5.77	3.46	1.73	2.31	2.31	1.73	5.77	0.00
Afternoon/Dusk	1.50	3.50	3.50	1.50	3.50	3.50	1.50	8.00	2.00	3.00	5.00	5.00	3.00
Night	6.50	2.00	3.50	8.00	3.00	5.00	5.00	3.50	5.00	1.50	0.00	8.00	3.50
Midnight	13.28	21.36	7.51	1.73	11.55	5.77	5.77	9.81	9.24	13.28	9.81	26.56	15.01
	4h mean - AE index (nT)												
Dawn	908.00	1006.50	219.75	370.00	856.75	1111.75	576.00	217.25	296.00	192.50	227.25	58.25	215.25
Morning	610.50	736.00	204.75	271.25	736.00	1079.75	554.50	415.25	155.75	54.75	437.75	142.25	486.75
Noon	194.75	430.50	140.25	629.75	716.50	989.75	769.75	268.75	61.25	57.50	357.25	159.50	795.75
Afternoon/Dusk	204.75	222.00	66.75	861.00	388.00	1025.75	1062.25	383.50	46.50	90.50	99.00	106.00	1018.75
Night	478.00	62.25	52.25	696.50	495.50	774.75	1056.75	346.75	57.25	67.75	59.75	608.50	800.75
Midnight	560.50	503.25	58.00	427.50	566.50	574.25	749.00	672.00	90.50	296.50	83.25	240.50	252.75
	Standard deviation - AE index (nT)												
Dawn	108.71	163.68	141.41	207.50	34.39	193.07	134.40	208.87	121.21	119.79	179.98	25.76	91.38
Morning	60.82	197.64	129.42	267.34	46.12	103.62	106.51	65.06	59.92	8.81	167.45	51.31	101.26
Noon	59.07	169.69	33.51	37.16	433.51	17.61	149.96	130.95	23.21	5.92	167.09	146.66	134.66
Afternoon/Dusk	86.51	51.08	16.60	119.28	92.91	32.25	99.88	286.12	4.12	29.56	14.45	80.05	53.58
Night	129.08	15.37	11.44	91.62	225.67	69.85	56.54	260.36	12.28	6.29	18.17	151.08	169.47
Midnight	114.00	520.26	16.83	145.46	276.38	163.81	246.03	64.60	65.89	264.58	17.48	217.06	257.18

EQUINOX	4h mean - foF2 parameter (MHz)													
Dawn	4.72	5.03	4.97	5.82	4.24	3.26	3.90	5.20	5.79	4.84	5.88	4.89	4.79	
Morning	8.47	7.28	7.78	7.04	7.19	5.45	9.30	8.05	8.79	7.82	7.85	6.84	6.95	
Noon	9.69	10.90	8.74	7.75	7.30	6.57	10.62	11.03	10.63	9.61	8.45	8.01	8.04	
Afternoon/Dusk	8.90	8.69	8.54	7.77	7.72	6.12	8.28	10.13	10.93	8.01	7.10	7.50	7.99	
Night	6.11	6.02	7.11	5.99	5.10	4.16	4.58	7.37	8.23	6.69	5.98	6.45	5.96	
Midnight	4.70	4.58	5.36	4.96	4.77	3.35	4.38	5.58	5.87	4.92	4.90	4.78	5.17	
	Standard deviation - foF2 parameter (MHz)													
Dawn	0.49	0.40	0.57	0.76	0.53	0.61	0.67	0.44	0.60	0.32	1.13	0.65	0.45	
Morning	1.05	0.74	1.15	0.49	1.59	0.77	1.02	0.95	1.04	1.69	0.40	0.75	0.58	
Noon	0.52	1.27	0.33	0.17	0.60	0.33	0.60	0.29	0.29	0.51	0.24	0.25	0.15	
Afternoon/Dusk	0.69	1.75	0.28	0.24	0.67	0.21	1.90	0.27	0.32	0.32	0.40	0.21	0.32	
Night	0.72	0.98	0.97	1.11	0.97	0.90	0.10	0.88	1.31	1.15	1.15	1.19	0.80	
Midnight	0.34	0.57	0.57	0.72	0.20	0.22	0.45	0.32	0.24	0.81	0.41	0.08	0.45	
	4h mean - Dst index (nT)													
Dawn	-17.75	-8.50	18.50	-26.00	-10.50	-58.25	0.75	-13.25	3.25	-64.00	-35.25	-26.25	-32.75	
Morning	-23.50	-19.75	4.75	-41.00	-67.50	-45.00	-12.75	-16.75	1.00	-84.50	-62.50	-10.25	-18.00	
Noon	-14.50	-85.50	15.50	-47.25	-62.25	-40.00	-32.00	-12.25	-9.25	-76.25	-58.00	-15.00	-17.50	
Afternoon/Dusk	-10.50	-90.25	15.25	-57.75	-51.25	-24.00	-25.25	-5.00	1.75	-58.25	-54.00	-16.75	-18.75	
Night	-7.00	-119.00	15.00	-67.75	-48.25	-22.25	-37.25	-10.00	8.25	-54.00	-41.50	-11.25	-24.00	
Midnight	-8.00	-61.25	10.25	-37.50	-26.75	-39.75	-25.75	-7.50	-1.00	-53.75	-22.75	-12.50	-27.25	
	Standard deviation - Dst index (nT)													
Dawn	4.72	1.73	1.91	4.08	27.18	4.57	3.40	2.63	2.22	9.42	10.50	2.87	2.22	
Morning	1.29	34.52	6.29	6.06	4.12	8.04	11.00	5.19	4.24	2.38	3.70	1.50	5.48	
Noon	6.45	2.89	1.29	5.56	2.06	4.97	2.94	2.75	4.19	10.21	5.48	2.45	2.52	
Afternoon/Dusk	0.58	6.29	3.59	7.63	6.65	5.35	0.96	0.82	4.65	1.50	1.83	1.89	4.50	
Night	1.41	16.02	3.16	3.86	5.06	9.95	8.96	2.45	2.36	2.94	5.00	4.43	2.94	
Midnight	2.71	57.05	8.81	25.42	26.44	32.08	34.36	4.80	4.83	5.12	9.95	7.94	5.44	
	4h mean - Kp index*10													
Dawn	36.00	22.25	31.50	29.25	71.00	50.00	6.00	19.00	7.75	44.00	31.50	30.00	44.50	
Morning	25.25	66.00	31.50	44.50	52.00	49.00	24.75	31.00	19.00	39.00	31.50	19.00	33.00	
Noon	18.50	60.00	25.00	42.00	33.50	33.50	30.00	10.00	37.00	28.50	33.50	7.00	33.00	
Afternoon/Dusk	14.00	61.50	28.25	36.50	32.25	32.25	32.25	7.00	31.75	20.25	32.50	7.00	36.00	
Night	16.00	65.25	17.75	51.00	54.50	21.00	34.75	15.25	24.75	26.00	27.25	6.00	28.25	
Midnight	23.00	40.00	23.50	30.00	50.00	41.50	21.50	23.50	20.00	35.00	18.50	16.50	30.00	
	Standard deviation - Kp index*10													
Dawn	2.00	1.50	3.00	1.50	12.00	0.00	2.00	12.00	1.50	2.00	3.00	0.00	5.00	
Morning	3.50	2.00	3.00	5.00	10.00	8.00	3.50	12.00	12.00	8.00	3.00	8.00	0.00	
Noon	1.73	3.46	2.31	5.77	4.04	4.04	0.00	3.46	0.00	1.73	7.51	0.00	0.00	
Afternoon/Dusk	2.00	3.00	3.50	7.00	1.50	1.50	1.50	0.00	3.50	6.50	5.00	0.00	2.00	
Night	2.00	3.50	1.50	12.00	5.00	8.00	3.50	3.50	3.50	2.00	11.50	2.00	3.50	
Midnight	11.55	23.09	4.04	3.46	3.46	9.81	21.36	15.59	11.55	13.86	9.81	15.59	8.08	
	4h mean - AE index (nT)													
Dawn	462.50	61.25	207.25	556.25	1099.75	419.25	37.50	75.75	38.00	623.25	589.00	403.75	514.25	
Morning	378.50	845.00	218.00	531.50	529.00	725.50	349.50	184.00	184.50	542.50	756.25	100.75	142.25	
Noon	163.75	690.75	150.25	703.00	164.00	389.75	273.25	30.50	408.00	464.75	691.50	42.50	144.00	
Afternoon/Dusk	148.50	1231.50	63.50	1102.50	398.75	181.75	447.75	35.75	256.25	333.75	840.25	66.00	348.50	
Night	64.50	892.75	37.00	834.00	620.25	72.25	503.25	88.50	183.50	305.50	288.00	34.00	220.50	
Midnight	109.00	380.50	53.25	477.50	354.00	252.50	272.25	259.25	152.00	406.50	345.25	251.25	292.00	
	Standard deviation - AE index (nT)													
Dawn	134.78	33.47	94.36	96.13	315.47	197.52	8.85	61.61	4.97	79.40	83.74	112.65	46.21	
Morning	104.26	219.50	66.85	156.54	403.44	121.99	178.69	120.56	113.29	30.47	68.34	88.47	98.72	
Noon	79.53	205.80	60.43	266.90	39.76	107.81	106.99	2.65	107.05	199.79	130.40	2.38	26.29	
Afternoon/Dusk	35.24	492.64	15.29	49.92	257.54	71.49	205.02	14.22	32.20	41.46	138.11	14.45	206.53	
Night	10.38	127.13	3.46	155.12	146.97	26.15	42.61	45.63	48.67	51.19	211.36	3.37	183.50	
Midnight	62.76	283.90	25.97	83.40	151.25	181.36	302.59	271.15	140.67	283.24	252.59	275.28	156.62	

SIR/CIR-related geomagnetic storm events							
WINTER	4h mean - foF2 parameter (MHz)						
Dawn	4.21	3.66	3.29	4.14	3.12	3.71	4.04
Morning	7.14	6.17	9.39	7.75	7.37	7.54	8.45
Noon	7.88	7.96	10.76	8.98	9.76	9.42	9.41
Afternoon/Dusk	6.02	5.81	7.16	6.85	5.85	6.74	8.06
Night	4.00	3.73	4.19	3.60	3.21	3.27	4.14
Midnight	4.09	4.33	3.71	3.82	3.63	3.67	3.94
	Standard deviation - foF2 parameter (MHz)						
Dawn	0.45	0.58	0.45	0.44	0.27	0.15	0.30
Morning	0.73	1.82	1.88	2.13	2.36	2.11	1.52
Noon	NaN	0.06	0.42	0.39	0.82	0.40	0.29
Afternoon/Dusk	0.83	1.30	1.89	1.78	1.25	1.69	1.37
Night	0.30	0.33	0.40	0.15	0.36	0.81	0.66
Midnight	0.13	0.17	0.14	0.64	0.28	0.38	0.34
	4h mean - Dst index (nT)						
Dawn	2.50	-9.75	-33.50	-0.75	-11.75	-11.00	6.25
Morning	5.25	-19.75	-27.75	-3.75	-9.00	-14.75	4.00
Noon	5.00	-25.50	-20.00	0.50	-4.50	-10.00	4.50
Afternoon/Dusk	-3.00	-7.25	-9.25	-32.50	-10.25	-6.75	2.75
Night	-3.00	-4.50	-11.25	-26.00	-7.25	-3.50	2.50
Midnight	3.25	-9.25	-26.00	-5.75	-10.00	-6.50	2.25
	Standard deviation - Dst index (nT)						
Dawn	3.51	3.77	5.51	2.36	1.71	1.15	0.96
Morning	2.36	3.69	2.22	4.57	1.15	2.06	3.37
Noon	2.71	3.32	4.32	14.20	3.42	1.41	0.58
Afternoon/Dusk	1.15	2.63	1.50	4.93	2.50	3.86	0.50
Night	0.00	0.58	1.71	0.82	2.50	2.08	0.58
Midnight	10.90	4.65	13.44	10.81	5.10	1.73	2.06
	4h mean - Kp index*10						
Dawn	31.50	25.50	36.00	11.50	28.50	20.00	0.00
Morning	13.00	26.00	30.00	20.00	15.25	28.50	4.00
Noon	21.50	21.50	26.50	28.50	21.50	28.00	3.50
Afternoon/Dusk	35.25	17.75	18.50	31.75	25.50	18.50	0.00
Night	37.50	19.25	14.75	30.00	16.50	19.50	0.00
Midnight	28.50	25.00	26.50	18.50	30.00	23.50	0.00
	Standard deviation - Kp index*10						
Dawn	3.00	5.00	2.00	3.00	3.00	0.00	0.00
Morning	0.00	2.00	0.00	0.00	3.50	3.00	2.00
Noon	9.81	1.73	4.04	9.81	13.28	5.77	4.04
Afternoon/Dusk	3.50	1.50	3.00	3.50	5.00	3.00	0.00
Night	5.00	1.50	3.50	0.00	7.00	5.00	0.00
Midnight	1.73	9.24	7.51	13.28	3.46	4.04	0.00
	4h mean - AE index (nT)						
Dawn	117.75	128.25	153.00	92.00	70.00	77.75	27.00
Morning	70.25	153.50	87.50	130.00	91.00	209.75	19.25
Noon	125.75	261.25	191.00	607.50	247.50	397.50	23.25
Afternoon/Dusk	299.50	173.75	65.50	459.75	175.75	169.00	27.25
Night	370.75	113.25	40.75	376.25	92.25	89.75	16.00
Midnight	58.50	110.25	231.75	122.25	163.25	67.00	25.00
	Standard deviation - AE index (nT)						
Dawn	97.84	95.07	95.51	59.39	29.54	21.05	2.16
Morning	50.05	106.80	55.64	5.23	24.29	143.42	2.22
Noon	41.29	45.49	71.66	226.49	272.54	118.14	5.38
Afternoon/Dusk	78.04	12.18	23.56	333.77	61.31	20.49	2.50
Night	188.85	38.20	9.54	107.54	8.26	20.66	2.58
Midnight	20.57	77.08	182.96	121.24	82.35	42.47	8.68

SUMMER	4h mean - foF2 parameter (MHz)																
Dawn	5.30	5.80	5.39	4.97	6.93	4.15	4.42	4.49	4.17	5.44	6.52	5.82	5.22	6.95	6.36	5.26	NaN
Morning	8.39	7.70	5.17	6.79	6.63	5.29	6.13	5.56	5.79	7.83	8.77	6.50	6.39	7.72	8.32	6.54	NaN
Noon	9.11	7.95	5.24	6.95	6.72	5.55	6.89	5.93	6.57	8.94	8.36	6.21	6.98	7.79	7.70	7.79	6.29
Afternoon/Dusk	8.12	7.42	5.27	6.98	6.32	5.85	6.50	6.29	6.69	8.14	8.36	6.78	6.48	6.94	7.28	6.17	6.09
Night	8.52	7.61	5.18	7.16	7.06	5.64	6.68	6.15	6.21	7.43	7.80	7.58	6.84	8.37	8.14	6.86	7.16
Midnight	5.75	6.21	5.39	5.85	5.79	5.11	5.22	5.10	4.55	5.52	6.61	6.39	5.73	7.06	6.52	5.88	4.73
	Standard deviation - foF2 parameter (MHz)																
Dawn	1.27	0.70	0.36	0.62	0.88	0.30	0.41	0.48	0.50	0.54	0.98	0.60	0.53	0.73	1.05	0.46	NaN
Morning	0.64	0.31	0.29	0.44	0.36	0.33	0.48	0.16	0.55	0.83	0.34	0.17	0.23	0.39	0.33	0.51	NaN
Noon	0.36	0.46	0.18	0.18	0.56	0.08	0.27	0.24	0.35	0.76	0.53	0.18	0.37	0.29	0.16	0.47	0.11
Afternoon/Dusk	0.30	0.29	0.17	0.28	0.18	0.14	0.39	0.39	0.18	0.41	0.23	0.24	0.11	0.19	0.27	0.20	0.24
Night	0.71	0.47	0.18	0.19	0.65	0.31	0.85	0.97	0.78	1.35	0.17	0.34	0.14	0.31	0.52	0.20	1.15
Midnight	0.41	0.36	0.61	0.67	0.20	0.26	0.20	0.52	0.35	0.22	0.64	0.73	0.45	0.48	0.63	0.43	0.14
	4h mean - Dst index (nT)																
Dawn	-11.25	-3.00	-81.00	-18.00	-10.00	-13.75	-44.75	-33.50	-12.75	-33.25	2.00	-2.50	6.25	7.25	-19.25	18.25	-9.25
Morning	-6.75	-8.75	-114.50	-12.75	-2.00	-9.75	-35.25	-31.25	-4.25	-44.25	2.50	0.25	-12.00	7.25	-10.75	4.00	1.50
Noon	-3.25	-4.75	-84.25	-11.50	1.50	-9.00	-29.00	-30.25	-12.00	-29.75	-12.50	11.75	-18.25	11.25	-7.25	-3.00	1.75
Afternoon/Dusk	-0.25	4.75	-68.50	-10.00	-10.75	-7.50	-26.75	-32.75	-5.50	-30.25	-12.00	-2.75	-13.25	17.00	-7.75	-7.25	-5.50
Night	-4.75	-15.25	-55.00	-11.25	-8.75	-19.00	-26.25	-28.00	-44.75	-21.25	-8.25	-20.00	-11.75	18.25	-1.75	-5.00	-12.50
Midnight	-8.75	-12.50	-19.50	-12.50	-5.75	-18.75	-40.00	-25.00	-34.25	-24.00	0.00	-9.00	-3.75	9.25	-8.75	8.25	-8.50
	Standard deviation - Dst index (nT)																
Dawn	2.99	2.16	32.85	0.82	0.82	3.30	4.11	6.24	3.30	5.38	2.16	3.70	3.40	1.50	2.63	2.63	4.79
Morning	1.71	2.06	10.15	2.22	4.16	1.50	2.63	5.62	1.89	2.22	2.65	2.63	10.10	0.50	3.50	6.32	1.29
Noon	0.50	1.50	3.20	2.08	3.87	2.16	4.76	2.87	5.23	4.27	4.36	2.87	2.06	3.59	1.71	2.45	1.26
Afternoon/Dusk	0.50	4.99	3.32	2.16	1.50	2.38	1.26	1.26	6.19	1.50	1.83	6.13	2.50	0.82	5.68	2.06	2.65
Night	3.50	9.07	3.74	2.50	2.75	4.08	4.65	2.83	15.84	4.79	1.71	6.32	2.22	0.96	2.22	2.45	3.11
Midnight	2.50	24.28	32.11	1.91	4.57	1.26	6.68	4.55	21.14	9.42	7.53	0.00	6.85	3.59	3.59	12.53	1.91
	4h mean - Kp index*10																
Dawn	27.75	38.25	66.75	30.50	18.50	34.75	38.50	49.00	12.00	39.00	6.00	9.75	19.25	4.00	24.75	17.00	16.50
Morning	26.00	17.00	59.75	31.50	11.75	17.00	24.00	30.50	5.50	32.75	12.00	15.50	19.25	5.50	15.25	20.75	10.00
Noon	21.50	25.00	53.50	25.00	18.50	20.00	23.50	33.00	21.50	25.00	23.50	23.00	12.00	10.00	11.50	23.00	11.50
Afternoon/Dusk	17.75	38.25	39.00	20.75	22.25	23.00	22.25	43.00	30.00	24.75	20.00	26.00	7.00	7.00	16.00	15.50	23.50
Night	14.50	25.50	35.25	13.50	40.50	19.25	26.00	33.00	48.25	13.00	17.50	35.50	1.75	8.50	13.00	10.75	41.50
Midnight	18.50	33.00	43.50	13.00	28.00	28.50	33.00	35.00	35.00	20.00	6.50	6.50	12.00	10.00	21.50	15.00	32.00
	Standard deviation - Kp index*10																
Dawn	1.50	3.50	6.50	5.00	3.00	3.50	3.00	8.00	10.00	8.00	2.00	6.50	1.50	2.00	3.50	0.00	7.00
Morning	2.00	0.00	6.50	3.00	3.50	0.00	2.00	5.00	5.00	8.50	10.00	5.00	1.50	5.00	3.50	1.50	0.00
Noon	1.73	9.24	4.04	2.31	1.73	3.46	4.04	11.55	9.81	5.77	4.04	0.00	5.77	3.46	1.73	0.00	1.73
Afternoon/Dusk	1.50	3.50	12.00	1.50	1.50	0.00	1.50	0.00	0.00	3.50	0.00	2.00	0.00	0.00	2.00	5.00	7.00
Night	5.00	5.00	3.50	7.00	5.00	1.50	2.00	0.00	3.50	0.00	5.00	15.00	3.50	3.00	0.00	1.50	3.00
Midnight	13.28	0.00	15.59	11.55	5.77	13.28	11.55	2.31	9.24	8.08	4.04	7.51	5.77	3.46	9.81	2.31	5.77
	4h mean - AE index (nT)																
Dawn	345.75	366.50	972.75	519.25	225.75	545.00	578.25	621.00	121.50	484.50	65.50	57.50	89.75	48.75	437.50	65.00	144.25
Morning	242.50	150.00	853.00	193.00	264.75	116.25	467.00	336.00	59.00	549.75	164.75	142.50	271.75	80.25	161.00	201.25	78.00
Noon	101.00	54.25	552.75	285.25	223.50	233.75	334.50	387.50	326.25	118.75	553.25	128.75	128.25	69.25	176.00	250.00	98.00
Afternoon/Dusk	243.00	110.00	231.50	131.00	354.25	311.25	196.00	466.25	342.25	98.75	141.00	291.25	77.50	49.25	192.25	121.00	332.00
Night	100.50	570.00	273.25	70.25	420.00	329.00	314.00	254.00	806.00	99.00	133.25	482.75	56.25	63.25	74.75	134.25	396.75
Midnight	196.50	327.25	391.75	93.00	338.50	303.50	590.75	456.25	238.00	275.00	62.50	56.00	65.00	116.50	280.25	96.75	296.00
	Standard deviation - AE index (nT)																
Dawn	156.54	169.76	209.69	107.79	105.80	112.12	99.04	330.05	99.97	137.29	4.36	39.37	46.56	7.76	181.71	21.83	127.53
Morning	64.92	83.23	292.09	185.40	64.90	37.58	94.44	181.37	9.31	147.37	191.82	11.82	85.13	28.08	60.27	48.04	25.63
Noon	43.43	6.13	159.35	117.96	92.10	72.59	134.37	158.73	135.34	26.97	145.75	73.01	67.11	10.28	122.18	53.56	21.09
Afternoon/Dusk	75.00	49.08	47.57	43.50	50.72	83.25	122.13	128.10	190.44	9.18	70.47	229.78	11.47	10.08	133.77	51.70	216.65
Night	47.03	110.23	75.62	33.83	146.21	104.37	167.45	75.72	105.72	22.18	62.81	293.55	14.57	7.46	17.73	47.17	197.85
Midnight	186.19	238.98	147.50	64.91	107.97	149.26	187.78	72.10	105.17	179.53	7.14	10.23	17.22	62.05	202.86	24.10	160.92

EQUINOX	4h mean - foF2 parameter (MHz)											
Dawn	4.07	3.62	4.47	4.13	4.22	4.25	3.81	4.87	5.43	4.35	3.82	
Morning	7.39	6.10	6.95	5.78	6.87	7.19	5.50	9.38	9.35	9.49	8.10	
Noon	9.29	7.44	7.64	6.89	7.35	7.53	5.89	11.91	12.30	10.79	10.14	
Afternoon/Dusk	7.64	6.97	7.89	6.90	7.08	8.23	5.75	10.43	11.23	9.37	8.20	
Night	5.79	5.18	6.30	6.04	5.74	5.47	3.78	6.24	7.38	6.09	4.73	
Midnight	3.46	3.68	5.05	4.15	4.31	4.26	3.97	4.91	5.74	4.60	4.43	
	Standard deviation - foF2 parameter (MHz)											
Dawn	0.75	0.53	0.24	0.58	0.48	0.65	0.41	0.36	0.75	0.75	0.78	
Morning	1.00	0.82	1.07	0.50	0.82	0.55	0.30	1.51	1.45	1.41	1.40	
Noon	0.27	0.33	0.39	0.20	0.11	0.24	0.30	0.53	0.34	0.51	0.69	
Afternoon/Dusk	0.67	0.58	0.91	0.26	0.44	1.00	0.66	0.75	0.74	1.15	1.47	
Night	0.91	1.00	0.58	0.97	0.82	0.90	0.58	1.49	0.99	0.60	0.16	
Midnight	0.20	0.30	0.35	0.14	0.10	0.11	0.42	0.22	0.34	0.53	0.25	
	4h mean - Dst index (nT)											
Dawn	-2.00	-25.00	-24.75	5.25	-9.75	-3.25	-45.00	-38.25	-12.25	-2.25	-18.75	
Morning	-13.50	-45.50	-12.75	-5.75	-13.75	7.25	-33.75	-29.00	-18.75	8.25	-32.50	
Noon	-13.50	-43.75	-10.25	3.50	-11.75	-8.50	-27.25	-22.00	-13.25	6.50	-36.00	
Afternoon/Dusk	-21.00	-54.75	-33.75	9.75	-7.00	-16.25	-23.25	-17.50	-9.75	-14.00	-45.25	
Night	-27.50	-49.00	-47.00	4.00	-13.25	-12.25	-16.25	-11.75	-7.75	-40.50	-44.50	
Midnight	-11.25	-31.50	-25.00	-4.50	-10.00	-15.00	-29.75	-11.00	-3.50	-29.00	-29.25	
	Standard deviation - Dst index (nT)											
Dawn	7.70	9.45	7.09	3.10	5.50	3.77	2.71	4.57	4.27	7.89	4.99	
Morning	1.73	2.38	6.40	1.71	2.63	5.74	5.85	5.83	2.63	0.96	3.87	
Noon	9.75	2.99	7.85	3.70	2.36	13.38	2.06	1.63	7.50	3.70	10.92	
Afternoon/Dusk	13.14	4.92	9.29	2.50	1.41	3.59	2.87	3.70	2.22	19.44	5.62	
Night	3.00	2.83	0.82	8.37	3.30	4.99	0.96	1.89	1.50	6.40	6.56	
Midnight	23.44	15.15	19.20	5.32	6.06	8.68	16.66	6.68	5.69	21.97	13.84	
	4h mean - Kp index*10											
Dawn	24.50	36.00	31.75	8.00	29.25	11.75	40.75	37.75	23.00	9.25	30.00	
Morning	27.75	45.25	27.25	13.00	39.25	14.50	32.50	26.75	23.00	9.50	39.25	
Noon	30.00	38.50	43.50	11.50	27.00	40.00	33.50	18.50	23.00	25.00	35.00	
Afternoon/Dusk	45.00	49.00	36.50	12.25	17.00	35.50	12.00	12.50	28.25	40.50	45.75	
Night	35.50	35.25	45.00	21.75	24.50	10.75	15.00	11.50	13.00	44.75	39.25	
Midnight	30.00	31.50	33.50	25.00	22.00	15.00	36.50	23.50	18.00	28.50	33.50	
	Standard deviation - Kp index*10											
Dawn	5.00	2.00	3.50	10.00	1.50	3.50	1.50	1.50	0.00	1.50	0.00	
Morning	1.50	3.50	8.50	0.00	1.50	15.00	5.00	6.50	0.00	5.00	1.50	
Noon	0.00	1.73	4.04	1.73	11.55	3.46	7.51	1.73	0.00	9.24	2.31	
Afternoon/Dusk	10.00	8.00	7.00	1.50	0.00	5.00	10.00	5.00	3.50	5.00	8.50	
Night	5.00	3.50	10.00	3.50	5.00	1.50	10.00	3.00	0.00	3.50	1.50	
Midnight	15.01	1.73	4.04	2.31	5.77	2.31	7.51	19.05	5.77	24.83	4.04	
	4h mean - AE index (nT)											
Dawn	198.25	345.50	596.00	77.00	289.75	75.25	448.25	323.25	166.00	37.25	260.00	
Morning	373.25	646.50	162.75	170.50	493.00	35.00	271.00	146.75	266.00	42.00	405.25	
Noon	439.00	520.00	544.25	51.50	201.00	466.25	296.25	158.00	190.00	65.00	565.25	
Afternoon/Dusk	689.75	616.50	557.00	55.50	232.50	371.50	62.25	115.25	212.25	657.25	291.25	
Night	208.75	235.00	601.75	134.25	201.50	61.75	116.50	43.50	49.25	382.75	473.25	
Midnight	419.25	364.75	501.50	180.50	153.00	93.75	430.75	279.25	80.00	277.00	286.00	
	Standard deviation - AE index (nT)											
Dawn	141.33	107.40	185.95	52.12	113.47	52.96	244.93	150.25	38.76	7.37	76.45	
Morning	177.32	220.06	90.12	52.12	227.13	26.68	217.81	57.29	43.15	12.30	170.86	
Noon	193.71	185.39	153.40	13.40	82.21	144.07	197.96	37.71	141.30	26.01	72.13	
Afternoon/Dusk	94.40	126.63	66.37	8.19	136.75	96.20	22.50	99.94	136.93	170.28	208.77	
Night	72.58	158.37	119.07	94.72	40.52	19.47	142.76	18.91	19.65	329.39	107.97	
Midnight	436.94	83.22	129.96	84.83	61.11	45.17	212.30	286.59	49.90	249.06	191.29	

12. táblázat: Dst minimum helyi ideje szerinti kategorizáció a Berényi et al. (2023b) cikk Mellékletéből.

<b>Dst<sub>min</sub> categorization</b>			
<b>sorszám</b>	<b>Main phase of the geomagnetic storm (UT)</b>	<b>Date of Dst<sub>min</sub> (UT)</b>	<b>Date of Dst<sub>min</sub> (UT)</b>
<b>Winter ICME</b>			
12	post-midnight	2014.02.09	2:00
13		2014.02.10	0:00
16		2014.02.27	0:00
1	daytime	2012.11.14	8:00
2		11.24	10:00
3		2013.02.14	8:00
5		2013.12.01	5:00
7		2013.12.16	9:00
8		2013.12.25	14:00
9		2014.01.08	5:00
10		2014.01.10	6:00
11		2014.02.06	14:00
4		premidnight	2013.02.17
6	2013.12.14		18:00
14	2014.02.16		22:00
15	2014.02.23		20:00
<b>Winter CIR</b>			
3	post-midnight	2013.11.16	2:00
5		2014.01.14	2:00
2	daytime	2013.01.14	10:00
6		2014.01.22	9:00
1	premidnight	2012.11.07	22:00
4		2014.01.01	16:00
<b>Summer ICME</b>			
2	post-midnight	2013.06.07	3:00
1	daytime	2013.05.18	4:00
3		2013.06.08	16:00
5		2013.06.29	7:00
9		2014.06.24	7:00
11		2014.07.03	13:00
4		premidnight	2013.06.24
6	2013.07.06		19:00
7	2013.07.14		23:00
8	2014.06.18		23:00
10	2014.06.30		2:00
12	2014.08.19		22:00
13	2014.08.27		19:00

Summer CIR			
1	post-midnight	2013.05.07	2:00
7		2013.08.05	3:00
17		2014.08.12	2:00
2	daytime	2013.05.16	7:00
3		2013.06.01	9:00
4		2013.06.10	5:00
5		2013.06.20	16:00
8		2013.08.16	5:00
10		2014.05.04	8:00
11		2014.05.29	12:00
13		2014.06.21	10:00
15		2014.07.10	4:00
16		2014.07.15	17:00
6	premidnight	2013.07.26	22:00
9		2013.08.27	22:00
12		2014.05.30	19:00
14		2014.07.06	19:00
Equinox ICME			
3	post-midnight	2013.04.14	2:00
6		2013.10.09	1:00
12		2014.09.07	3:00
13		2014.09.19	1:00
1	daytime	2013.03.16	10:00
5		2013.10.02	7:00
8		2014.03.26	9:00
9		2014.04.05	12:00
10		2014.04.12	9:00
11		2014.04.30	9:00
2	premidnight	2013.03.17	21:00
4		2013.05.01	18:00
7		2013.10.30	23:00
Equinox CIR			
7	post-midnight	2013.10.15	3:00
8		2014.03.13	5:00
5	daytime	2013.09.19	5:00
9		2014.03.21	10:00
1	premidnight	2013.03.27	18:00
2		2013.03.29	17:00
3		2013.04.24	18:00
4		2013.09.12	23:00
6		2013.09.24	23:00
10		2014.10.14	23:00
11		2014.10.20	17:00