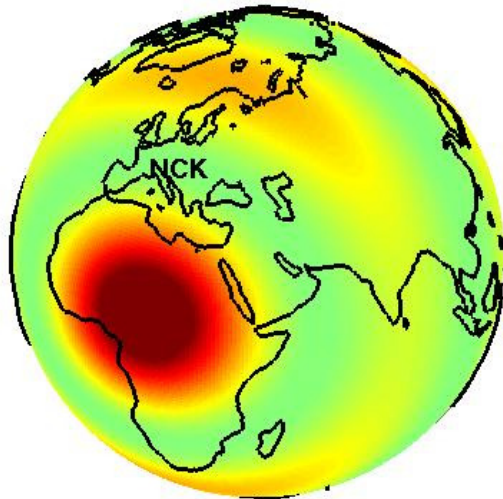


dc\_123\_10

# **SCHUMANN-REZONANCIA, MINT GLOBÁLIS VÁLTOZÁSOK JELZŐRENDSZERE**

**MTA Doktori Értekezés**



Írta:

**Sátori Gabriella**  
a földtudomány kandidátusa

**MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet  
Sopron, 2011**

## Előszó

Az értekezés egy földi méretű vagy még általánosabban fogalmazva, egy bolygó méretű elektromágneses rezonancia jelenséggel, a Schumann-rezonanciával (SR) foglalkozik. A jelenség elméleti leírása (*Schumann*, 1952) évekkel megelőzte a megfigyelésen alapuló ismereteket, az első teljes spektrális reprezentációt bemutató munkát (*Balser and Wagner*, 1960).

Az alábbi kis versecskét - elmélet és tény viszonyáról - Teller Ede hagyatékában találták, amit feltehetően egy Fehér Házban tett látogatása során vetett papírra 1973-ban:

A fact without a theory  
Is like a ship without a sail,  
Is like a boat without a rudder,  
Is like a kit without a tail.

A fact without a theory  
Is like an inconclusive act.  
But if there's one thing worse  
In this confusing universe:

It's a theory without a fact.

Király Péter fizikus fordításában így hangzik:

Elmélet nélkül a tény mire jó?  
Vitorlavesztve hánykódó hajó,  
Csónak, melynek kormánylapátja tört,  
Papírsárkány, mit szélvész meggyötört.

Elmélet nélkül a tény oly sivár,  
Mint tett, melytől az ember mit se vár.  
E zavaros mindenség tengerén  
Egy rosszabb van, mitől irtózom én:

Elmélettől, ha nincs mögötte tény!

*Schumann* (1952) úttörő munkáját követően még évtizedeken át többségében elméleti munkák születtek e témában, s a „tények” csak lassan sorakoztak fel az elméleti munkák alátámasztására vagy esetenként megcáfolására. Az igazi áttörést a Schumann-rezonancia megfigyelésére a digitális technika térnyerése jelentette. Négy évtizeddel később *Williams* (1992) már nemcsak a kutatás tárgyának, hanem eszközének is tekinti a Schumann-rezonanciát, amikor azt, mint „globális trópusi hőmérő”-t mutatja be.

Az MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet Nagycenk melletti Geofizikai Obszervatóriumában a nyolcvanas évek végén, kilencvenes évek elején már folytak az előkészületek a digitális technikára épülő Schumann-rezonancia mérőrendszer kialakítására, s az SR spektrális paraméterek kvázi folyamatos regisztrálására. 1993-ban már megfigyelésen (tényen) alapuló eredményről számolhattunk be (*Sátori*, 1993). A folyamatos mérés 1993-tól kezdődően valósult meg, lehetővé téve egy intellektuális élményt is jelentő tényfeltáró utazást a Schumann-rezonancia idősorok „vonatán”.

|                                                                                                                                                                             |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <b>Tartalom</b> .....                                                                                                                                                       | 2   |
| 1. A dolgozat felépítése.....                                                                                                                                               | 3   |
| 2. Bevezetés.....                                                                                                                                                           | 4   |
| 3. A Schumann-rezonancia jelenség rövid elméleti áttekintése .....                                                                                                          | 8   |
| 4. A Schumann-rezonancia mérőrendszer a Széchenyi István Geofizikai<br>Obszervatóriumban.....                                                                               | 13  |
| 5. A Schuman-rezonancia adatok feldolgozására alkalmazott spektrális eljárás.....                                                                                           | 16  |
| <b>6. Schumann-rezonancia, mint a globális zivatar-tevékenység tulajdonságaiban bekövetkező<br/>    változások jelzőrendszere</b> .....                                     | 23  |
| 6.1. A Schumann-rezonancia frekvenciák napos, évszakos és évek közötti változása.....                                                                                       | 23  |
| 6.2. A globális villámlás meridionális dinamikája .....                                                                                                                     | 27  |
| 6.3. Féléves változás.....                                                                                                                                                  | 37  |
| 6.3.1. Féléves változás a globális zivataraktivitásban, ahogyan azt az SR-intenzitás mérések<br>jelzik.....                                                                 | 37  |
| 6.3.2. Féléves változás a globális zivatar-tevékenység területében, ahogyan azt az SR-frekvencia<br>mérések jelzik.....                                                     | 50  |
| 6.4. Változások az ENSO időskálán.....                                                                                                                                      | 56  |
| 6.4.1. Schumann-rezonancia anomália 1995 decemberében és 1996 januárjában.....                                                                                              | 57  |
| 6.4.2. A globális villámaktivitás meridionális áttrendeződése az ENSO időskálán.....                                                                                        | 61  |
| 6.4.3. Schumann-rezonancia mérések és OTD/LIS műholdas villámmegfigyelések összehasonlító<br>elemzése az ENSO időskálán.....                                                | 67  |
| <b>7. Schumann-rezonancia, mint a Föld-ionoszféra üregrezonátor tulajdonságaiban<br/>    bekövetkező változások jelzőrendszere</b> .....                                    | 80  |
| 7.1. A Föld-ionoszféra üregrezonátor nappali-éjszakai aszimmetriája.....                                                                                                    | 82  |
| 7.2. A Föld-ionoszféra üregrezonátor 11-éves napciklussal történő változása.....                                                                                            | 101 |
| 7.2.1. Szoláris röntgensugárzási viharral összefüggésbe hozható változás.....                                                                                               | 107 |
| 7.2.2. Schumann-rezonancia frekvencia és jósági tényező 11-éves napciklus során megfigyelt<br>változásainak értelmezése.....                                                | 108 |
| <b>8. Schumann-rezonancia, mint a globális zivatar-tevékenység területi modulációjának a<br/>    jelzőrendszere a 11 éves napciklus folyamán</b> .....                      | 113 |
| <b>9. Schumann-rezonancia frekvencia, mint a globális felmelegedés hatásának jelzőrendszere a<br/>    globális zivatar-tevékenység meridionális áttrendeződésében</b> ..... | 122 |
| 10. Zárszó és köszönetnyilvánítás.....                                                                                                                                      | 129 |
| 11. Irodalom.....                                                                                                                                                           | 131 |

## 1. A dolgozat felépítése

A bevezetésben a Schumann-rezonancia (SR) jelenség alapismérvein túl egy tömör történeti áttekintést adok a *Schumann* (1952) munkáját követő évtizedek eredményeiről (2. fejezet).

Ezután röviden ismertetem az elméleti háttér alapjait, rávilágítva, hogy miért a vertikális elektromos és horizontális mágneses teret méri az SR frekvencia-tartományban, és szemléltetem, miért is lehet az SR-jelenség globális változások jelzőrendszere (3. fejezet).

Ezt követően bemutatom a Nagycenk melletti Széchenyi István Geofizikai Obszervatóriumban (SZIGO) létesített SR mérőrendszert (4. fejezet), majd ismertetem az alkalmazott spektrális eljárást az SR mérési adatok feldolgozására, és megjelenítésére (5. fejezet).

A dolgozat további része a tézisekben is megfogalmazott eredményeket tárgyalja négy nagyobb egységben (6 - 9. fejezet):

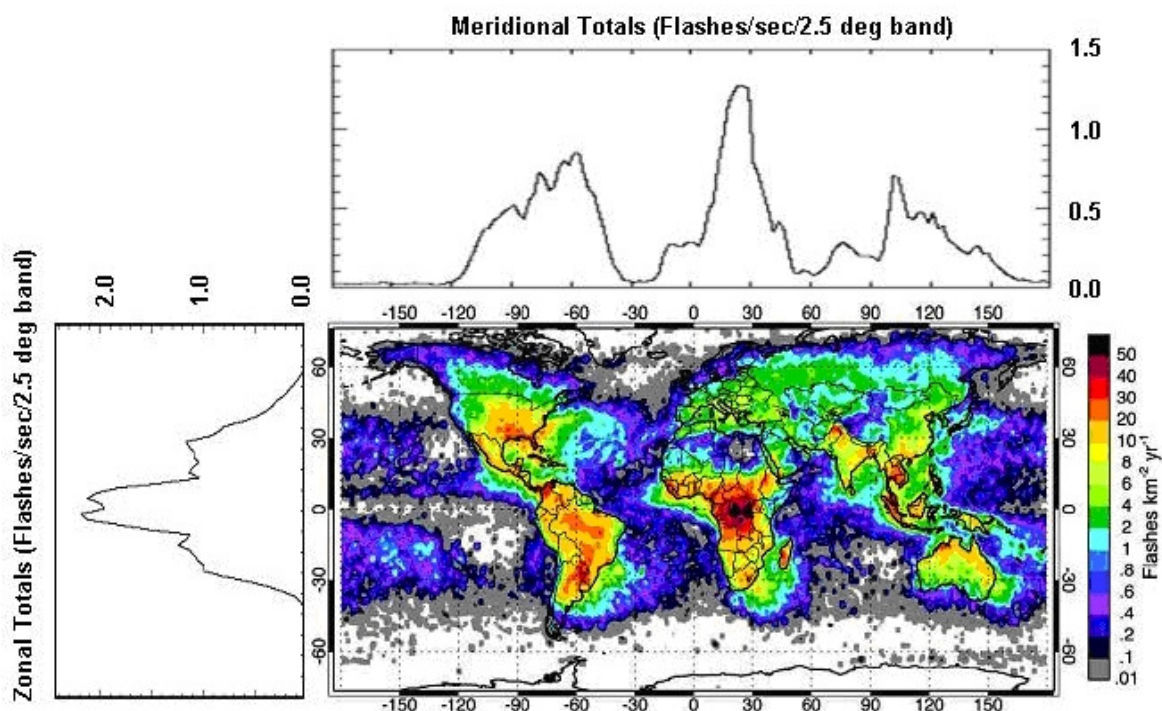
6. Az SR amplitúdók/intenzitások és frekvenciák változása, mint a globális zivatar-tevékenység intenzitásának, területi változásának és a zivataroknak az észlelőhöz viszonyított mozgásának a jelzőrendszere.
7. Az SR amplitúdók és frekvenciák változása, mint a Föld-ionoszféra üregrezonátor tulajdonságaiban bekövetkező változások (nappali-éjszakai aszimmetria, 11-éves naptevékenységi ciklus) jelzőrendszere.
8. A globális zivatartevékenység éves és féléves területi változásának a 11-éves naptevékenységi ciklussal összefüggésbe hozható modulációja, amelyet az SR frekvenciák napi ingadozásának a mértékéből lehetett levezetni. Ebben az esetben ez a specifikus SR-paraméter az űridőjárás→földi időjárás egy lehetséges kapcsolatának a jelzőrendszere.
9. SR-frekvencia, mint a globális zivatartevékenységnek a globális felmelegedés hatására történő meridionális áttrendeződésének a jelzőrendszere.

Bár a 9. fejezetben megfogalmazott eredmény tematikailag a 6. fejezethez tartozik, megértéséhez szükség van a 7. (8.) fejezetben megfogalmazott eredmények előzetes ismeretére.

A zárszóban (10. fejezet) felvázolom a Schumann-rezonancia jelenségek további vizsgálatában rejlő lehetőségeket és kifejezem köszönetemet támogatóimnak.

## 2. Bevezetés

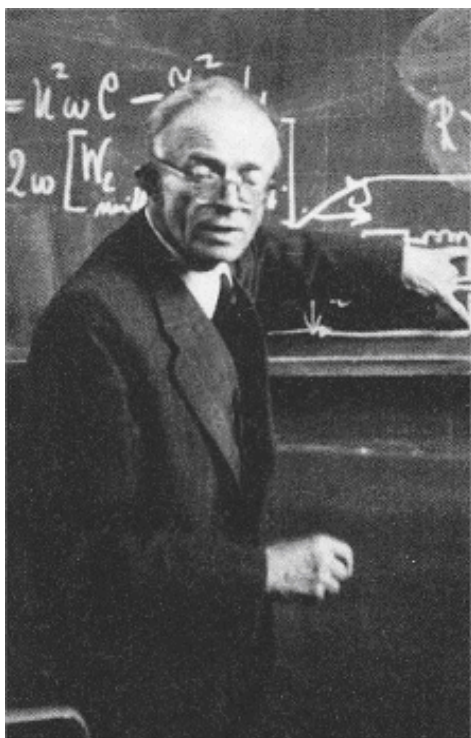
Az elektromosan jól vezető Föld felszíne és a szintén jól vezető, de disszipatív ionoszféra által közrefogott, szigetelőnek tekintett gömbréteg üregrezonátorként viselkedik a Föld kerületével összehasonlítható hullámhosszakon. Ezek a hullámhosszak az un. ELF (Extremely Low Frequency) frekvenciatartomány (3 Hz-3 kHz) legalsó sávjába (<100 Hz) esnek. A gerjesztő forrás a világméretű zivatar-tevékenység, amely elsősorban a szárazföldek trópusi régióira koncentrálódik (2. 1. ábra).



2. 1. ábra A globális zivatar-tevékenység átlagos éves (meridionális és zonális) eloszlása (villámszám/sec/2.5°-os sáv) az OTD (Optical Transient Detector) és LIS (Lightning Image Sensor) műholdas mérései alapján. A színskála: villámszám /km²/év, (Christian *et al.* 2003 nyomán).

A villámok nagyméretű elektromos tranziensek, amelyek széles frekvenciatartományban sugároznak ki elektromágneses impulzusokat. Az impulzus legalacsonyabb frekvenciájú komponense többször is képes körbeszaladni a Föld körül, mielőtt lecsillapodik. Ezen idő alatt a hullámok fázis-összeadódása és kioltása következtében rezonancia-vonalak jelennek meg a spektrumban ~8 Hz-nél, ~14 Hz-nél, ~20 Hz-nél, ~26 Hz-nél, stb. 8 Hz esetében kb 0.5 s a lecsillapodáshoz szükséges idő, így a másodpercenként mintegy 40-50 villám biztosítja a Föld-ionoszféra üregrezonátor állandó gerjesztését. A teljes rezonanciaspektrum a globális villámlás során kisugárzott elektromágneses energia inkoherens szuperpozíciója, amelyet

hátter Schumann-rezonanciának nevezünk. A Föld-ionoszféra üregrezonátor elektromágneses sajátfrekvenciáit leírója után nevezzük Schumann-rezonanciáknak (*Schumann*, 1952).



2. 2. ábra Wenzel Otto Schumann előadás közben (*Schlegel and Füllekrug*, 2002 nyomán).

Meg kell azonban említeni, hogy a globális elektromágneses rezonancia első dokumentált ismertetése Nikola Tesla nevéhez fűződik, aki felvázolta a drót-nélküli kommunikáció lehetőségét a Schumann-rezonancia (SR) frekvencia-tartományban (*Tesla*, 1905).

*Schumann* (1952)-ben közzétett elméleti munkáját követően elkezdődtek az SR jelenség megfigyelésére irányuló kísérletek (*Schumann and König*, 1954; *König*, 1959). Az SR jelenség első teljes spektrális reprezentációját a rezonancia-vonalak bemutatásával *Balser and Wagner* (1960) munkája szolgáltatta. Ezután elkezdődött az SR jelenség intenzív tanulmányozása, elsősorban elméleti vonatkozásban, de rövidebb-hosszabb időre vonatkozó kísérlet eredmények is születtek, főleg a spektrális paraméterek napi változásának bemutatására (*Balser and Wagner*, 1962; *Fellmann*, 1973). Ezen időszak virágkora az 1960-1980 közötti évekre esett, és ezt a korszakot számos, könyv formájában is megjelent munka fémjelzi (*Budden*, 1962; *Galejs*, 1972; *Wait*, 1972; *Bliokh et al.*, 1980). A teljesség igénye nélkül, olyan kitűnő, főleg elméleti munkák születtek, mint *Jones* (1967, 1970a, 1970b, 1970c, 1974, 1985); *Chapman and Jones*, (1964); *Madden and Thompson* (1965); *Rycroft* (1965); *Jones and Kemp*, (1970, 1971); *Kemp and Jones*, (1971); *Kemp*, (1971); *Ishaq and Jones* (1977). Az SR jelenség megfigyelésére irányuló, alapvető kísérleti eredmények

fűződnek japán kutatók nevéhez (*Ogawa et al.*, 1966a, 1966b, 1967, 1969a,b; *Ogawa and Tanaka*, 1970; *Ogawa and Murakami*, 1973; *Ogawa et al.*, 1979).

A 80-as éveket követően is fontos munkák születtek az SR-jelenséggel kapcsolatban, s bár összességében némi lanyhulást lehetett tapasztalni a nemzetközi érdeklődés vonatkozásában, értékes munkák születtek ebben az időszakban is, melyek némelyike a későbbiekben alappillérvé vált a jelenlegi kutatásoknak (lásd későbbi hivatkozások): *Nickolaenko and Rabinovitz*, (1982); *Canon and Rycroft*, (1982); *Polk*, (1982); *Sentman*, (1983, 1987a, 1987b, 1989, 1990); *Jones* (1985); *Beamish and Tzanis* (1986); *Greifinger and Greifinger*, (1986); *Sentman and Fraser*, (1991); *Sukhorukov*, (1991); *Sukhorukov*, (1993); *Jones and Burke*, (1992); *Wait* (1992).

*Williams* (1992) munkája, amelyben az SR-amplitúdót, mint „trópusi hőmérőt” mutatta be, a katalizátor szerepét játszotta az SR-jelenség kutatásában. Ekkortól e kutatási témának második reneszánsza következett be. A számítástechnika hatalmas fejlődése is hozzájárult a korszerű digitális technikán alapuló folyamatos SR mérések beindításához, többek között a Széchenyi István Geofizikai Observatóriumban, Nagycenk közelében, 1993-ban (*Sátori et al.*, 1996). Egyre bonyolultabb elméleti-modellek kidolgozására és tesztelésére került sor (*Mushtak and Williams*, 2002; *Nickolaenko and Hayakawa*, 2002; *Pechony and Price*, 2006; *Greifinger et al.*, 2005; *Sátori et al.*, 2005; *Greifinger et al.*, 2007; *Pechony et al.*, 2007; *Mushtak and Williams*, 2009; *Sátori et al.*, 2007b; *Sátori et al.*, 2009a, *Sátori et al.*, 2009b; *Yang et al.*, 2009).

Az első hazai megfigyelések a Schumann-rezonanciák frekvenciatartományában a Nagycenk melletti Geofizikai Observatóriumban már a 60-as évek elején megtörténtek, néhány évvel *Balser and Wagner* (1960) munkáját követően. *Ádám és Bencze* (1963) három fix frekvencián (8 Hz, 21 Hz, 86 Hz,) végeztek időszakos méréseket a jellegzetes napi amplitúdó-változások leírására. A rezonanciafrekvenciák időbeli változásának követésére ezekben az években még nem állt rendelkezésre megfelelő hardveres háttér.

Több, mint két évtizednyi szünet után, a számítástechnika ugrásszerű fejlődése tette lehetővé a Schumann-rezonancia paraméterek (amplitúdó, frekvencia) időbeli változásának folyamatos regisztrálását. A 80-as évek közepétől végzett kísérleti méréseket követően (*Sátori*, 1989), ez 1993-ban valósult meg, a később Széchenyi István nevét felvevő Geofizikai Observatóriumban (SZIGO). Ezekben az években ez volt az egyetlen folyamatosan működő SR-állomás Európában és a kevesek egyike a világban. Először a vertikális elektromos térkomponens mérésére került sor, majd 1996. novemberétől a horizontális mágneses térkomponens regisztrálásával egészült ki az SR mérőrendszer (*Sátori et al.*, 1996; *Sátori*

2007a). A vertikális elektromos térkomponens spektrális paramétereinek (amplitúdó, frekvencia) az idősora mindmáig a leghosszabb SR adatsor a világon.

A Schumann-rezonancia jelenségkör természetes és olcsó eszközként szolgál globális változások vizsgálatára. Integráló képessége robosztus becslést ad a Föld troposzférájában lejátszódó globális időjárási folyamatokról, a világ zivatartevékenységeinek idő- és térbeli változásán keresztül, valamint a Föld-ionoszféra üregrezonátor felső határoló régióját (ionoszférikus D-tartomány) érő extraterresztrikus hatásokról, és indikátora lehet a globális zivatartevékenység üridőjárással összefüggésbe hozható modulációjának.

A dolgozatban közzétett eredmények elsősorban a SZIGO Schumann-rezonancia mérésein alapulnak, és esetenként kiegészítettem más SR állomás észleléseivel az eredmények alátámasztására. Több esetben is, az SR mérésekből levezetett globális zivatartevékenység tulajdonságaira vonatkozó eredményt, évekkel később hozzáférhetővé vált műholdas mérésekkel is igazolom, ami az SR mérésektől független bizonyítékul szolgál.

### 3. A Schumann-rezonancia jelenség rövid elméleti áttekintése

A Föld-ionoszféra hullámvezető legegyszerűbb modellje két koncentrikus, elektromosan vezető felülettel határolt vékony gömbréteg vákuummal a belsejében. Az ELF (Extremely Low Frequency) sávban (3 Hz-3 kHz), annak is az alsó részében (<100 Hz), a Schumann-rezonancia frekvenciatartományban, a hullámvezető magassága jóval kisebb a hullámhossznál, ezért csak a  $TM_0$  (nullad-rendű transzverzális mágneses) módus terjedhet. Szférikus hullámvezető esetén a gömbi-polár koordinátákban felírt Maxwell-egyenletekből kindulva, a forrást (villámkisülést) vertikális elektromos dipólusnak, a Föld felszínét végtelen jó vezetőnek, valamint az ionoszférát alulról élesen határolt véges vezetőképességű közegnek tekintve, az észlelés helyén a térerősség értékek meghatározhatók (Galejs, 1972). A felszínen (az észlelőhelyen) az elektromos teret a radiális, a mágneses teret az azimutális komponensével szokás jellemezni, ugyanis a még zérustól különböző  $E_\theta$  elektromos térkomponens elhanyagolható, négy nagyságrenddel kisebb  $E_r$  értékénél (Polk, 1982).

$$E_r(\theta, \omega) = \frac{iI(\omega)ds}{4\pi a^2 h \varepsilon_0 \omega} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{n(n+1)(2n+1)}{n(n+1) - \nu(\nu+1)} P_n(\cos \theta) \quad (1)$$

$$H_\phi(\theta, \omega) = \frac{I(\omega)ds}{4\pi a h} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1) - \nu(\nu+1)} \frac{dP_n(\cos \theta)}{d\theta} \quad (2)$$

$$\nu(\nu+1) = (k_0 a S)^2 \quad (3)$$

$$f_n = \frac{7.5}{\text{Re}(S)} \sqrt{n(n+1)} \text{Hz} \quad (4)$$

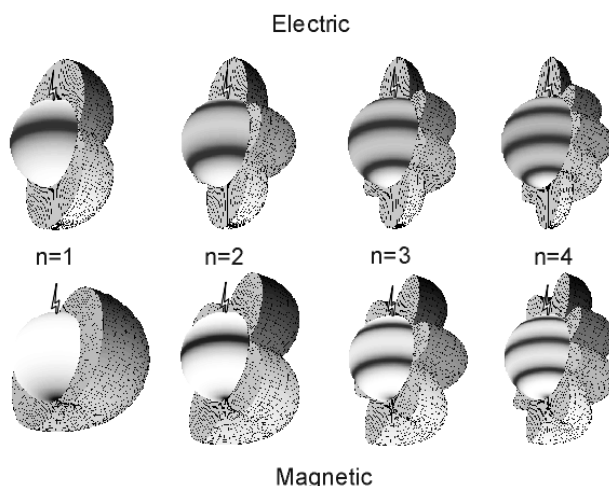
$$f_1 \approx 8 \text{Hz} \quad f_2 \approx 14 \text{Hz} \quad f_3 \approx 20 \text{Hz}$$

Az elektromos és mágneses tér forrása a villámkisülés, amely frekvenciafüggő,  $I(\omega)$  ds árammomentumú vertikális elektromos dipólussal írható le. „ds” az áramot szállító kisülési csatorna hossza, „a” a Föld sugara, „h” a hullámvezető magassága, „ $\varepsilon_0$ ” a vákuum dielektromos állandója, „ $k_0$ ” szabadtérbeli hullámszám, „ $\omega$ ” körfrekvencia. „S” komplex refrakciós index, amely a fénysebesség és a komplex fázissebesség arányát fejezi ki a gömbi hullámvezetőben. Definíció szerint a „ $\nu$ ” dimenzió nélküli komplex terjedési paraméter és „S” kapcsolatát a (3)-as egyenlet írja le. Az ionoszféra szerepét a komplex, frekvenciafüggő sajátértékek írják le. A (4)-es egyenlet a valós sajátfrekvenciákat adja meg, ahol „n” a módus

szám. Az első három módusnak megfelelő rezonancia-frekvencia sorrendben:  $\sim 8$  Hz,  $\sim 14$  Hz,  $\sim 20$  Hz. A  $P_n(\cos\theta)$  és  $dP_n(\cos\theta)/d\theta$  Legendre és csatolt Legendre polinomok az elektromos és mágneses téreloszlás távolságfüggését írják le, ahol  $\theta$  a gerjesztő forrás (villám) és az észlelő közötti szögtávolság a gömbi főkör mentén. A „v” komplex terjedési paraméterek értékeit behelyettesítve az (1)-es és (2)-es egyenletbe, az elektromos és mágneses tér spektruma meghatározható a frekvencia és a forrástól vett szögtávolság függvényében.

A villámok zöme nem képvisel akkora energiát, hogy egyenként azonosíthatók legyenek. Ezen villámok szuperponálódott elektromos és mágneses tere képezi az ún. folyamatos vagy háttér Schumann-rezonanciákat. A fázisinformáció az integrált terek esetében elvész. Ebben az esetben a megfigyelések általában az elektromos és mágneses terek energiaspektrumán alapulnak. A spektrális csúcsok szélessége jellemzi a Föld-ionoszféra üregrezonátor jóságát. A  $Q$  jósági tényező megadható egy adott spektrális csúcs centrális frekvenciájának és a spektrális csúcs félmagasságának megfelelő frekvenciaintervallum hányadosaként:  $f_0/\Delta f$ . A dimenzió nélküli paraméter értéke Schumann-rezonanciák esetén 3-7 között változik. A viszonylag alacsony értékek jelzik, hogy nem egy élesen hangolt üregrezonátorról van szó, ami elsősorban az ionoszférikus veszteségekkel magyarázható. Az alacsony jósági tényezőjű üregben a szomszédos módusok kölcsönhatnak, interferálnak a csomóvonalaknál, ami a frekvenciák távolságfüggésében nyilvánul meg (Sentman, 1995; Nickolaenko and Hayakawa, 2002).

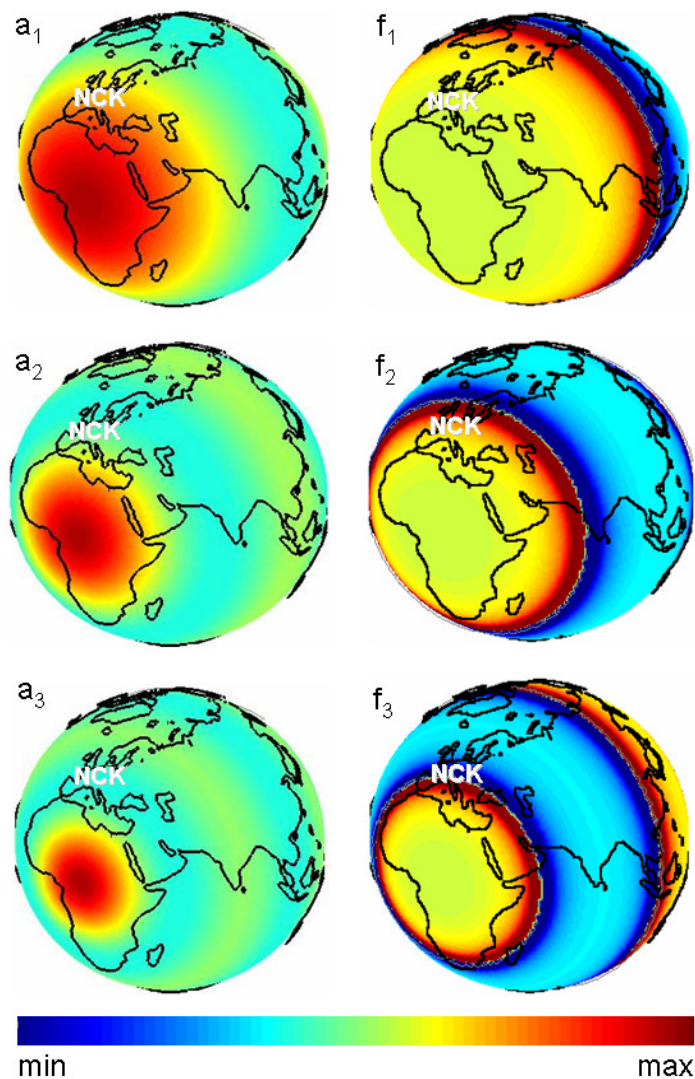
Angular Distributions of Schumann Resonance Modes



3. 1. ábra Az első négy  $TM_0$  normál módus elektromos és mágneses térkomponensének amplitúdó eloszlása a Föld-ionoszféra üregben, a pólusnál elhelyezett vertikális elektromos dipól forrástól különböző szögtávolságban (Sentman, 1995).

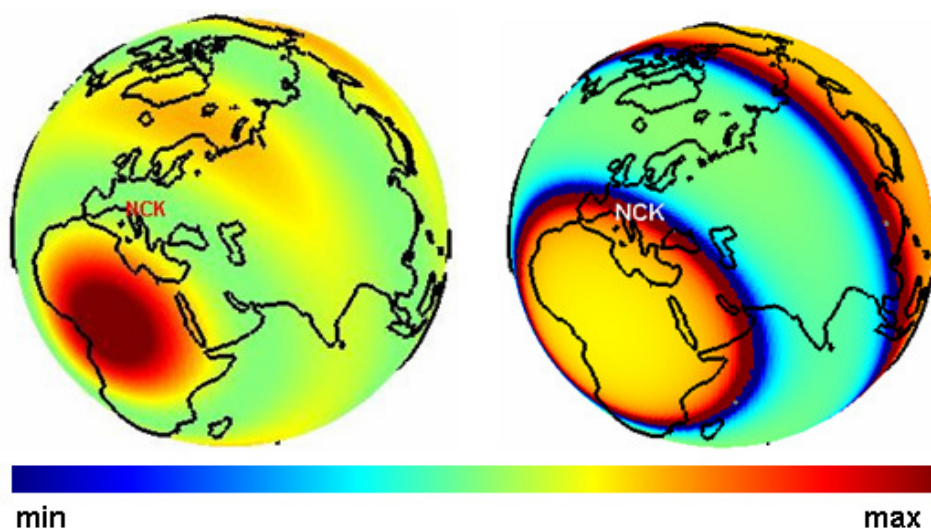
A 3. 1. ábrán a négy  $TM_0$  normál módus elektromos és mágneses térkomponensének amplitúdó eloszlása látható a Föld-ionoszféra üregben, a pólusnál elhelyezett vertikális elektromos dipól forrástól különböző szögtávolságban (Sentman, 1995).

Az alábbi, 3. 2. ábrán látható összeállításban, realisztikus afrikai forrás-helyet, egységnyi árammomentumú dipól forrást feltételezve, más ábrázolási módban megismétlem a vertikális elektromos térkomponens első három módusának Legendre-polinomokkal leírható távolságfüggését ( $a_1$ ,  $a_2$ ,  $a_3$ ) Nagycenk (NCK) viszonylatában. Ugyanezen forrás-helyet feltételezve, a reciprok Legendre-polinomok kvalitatív értelemben pedig leírják a frekvencia szögtávolságtól függő változását ( $f_1$ ,  $f_2$ ,  $f_3$ ), ami a szinguláris helyeken, azaz a csomóvonalaknál bekövetkező éles frekvenciaváltozással jellemezhető.



3. 2. ábra A vertikális elektromos térkomponens amplitúdójának (bal oldal) és frekvenciájának (jobb oldal) kvalitatív térbeli eloszlása afrikai pontforrást feltételezve  $8^\circ\text{É}$ -i földrajzi szélességen és Nagycenk (NCK) földrajzi hosszúságán ( $17^\circ$ -ra kerekítve). A színskala tetszőleges relatív értékeket fejez ki.

A frekvencia hirtelen megnövekszik, majd hirtelen lecsökken vagy éppen az ellenkezője történik a módus-számtól és szögtávolságtól függően. Ezzel az ábrával arra hívom fel a figyelmet, hogy a forrás bármilyen irányba történő elmozdulása az észlelő-helyen amplitúdó- és frekvencia-változással jár, azonos forrás- és ionoszféra-paraméterek mellett is, ugyanis a forrás által meghatározott téreloszlás, s ezáltal a szinguláris helyek is együtt mozognak a forrással. Egészen kicsiny forrás-mozgáshoz nagy frekvenciaváltozás tartozhat, ha az észlelő csomóvonalon helyezkedik el, mint a vertikális elektromos térkomponens harmadik módusa esetében Nagycenk (3. 2. ábra:  $f_3$ ).

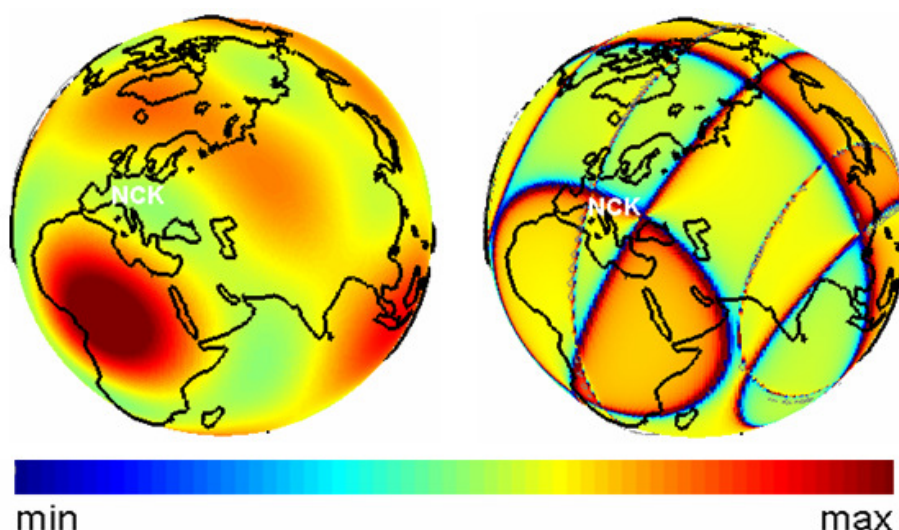


3. 3. ábra A vertikális elektromos térkomponens amplitúdó (bal) és frekvencia eloszlása a 8°É-i szélesség mentén kiterjedt afrikai forrás-sort szimulálva (11 pontforrás 5°-ként elhelyezve, szimmetrikusan NCK hosszúságához viszonyítva).

Ezen nagyon egyszerű modell alkalmazásával még egy fontos tulajdonságát lehet szemléltetni e földi méretű jelenségnek, mégpedig a forrás kiterjedésének a következményeit. 11 pont-forrást helyeztem el a 8°É-i szélesség mentén (megjegyzés: a Szahara déli oldalán általában éles kontúrral szűnik meg a zivatartevékenység), egymástól 5° távolságra, szimmetrikusan NCK hosszúsága körül (3. 3. ábra). Az egyik következmény az amplitúdók megnövekedése, ami a 11 forrás szuperponálódott terének az eredménye (Ezt a színskála melegebb színek felé történő elmozdulása jelzi a 3. 2. ábrán bemutatott téreloszlások színskódjához képest). A másik következmény, hogy a 8°É-i szélesség vonalát követve a nodális struktúrák kiegyenlítődése tapasztalható, azaz az amplitúdó maximum/minimum kontrasztok csökkennek. A frekvencia esetében átlag frekvencia-eloszlásról beszélhetünk, s a kiterjedő forrás következtében frekvencia-kiegyenlítődéssé tapasztalható, leginkább a 8°É-i

szélesség mentén, amit a színskála kevésbé tud érzékeltetni a szinguláris helyek extrém értékei miatt.

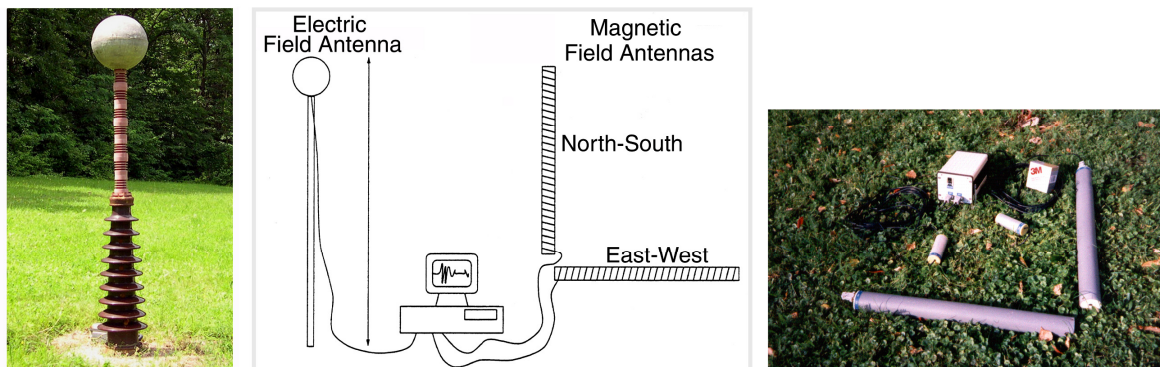
Ezen modellel még további tulajdonságai is felvillanthatók a globális SR jelenségnek. „Bekapcsoljuk” a trópusi régió további zivatar-forrásait is egymáshoz viszonyítva különböző aktivitással, ugyancsak 11 pont-forrásból álló forrás-sort elhelyezve a 8°É-i szélességen, az 50°-100° Ny-i hosszúságon, amerikai forrást szimulálva, fele akkora intenzitással, mint Afrika esetében, és egy ázsiai forrást szimulálva a 80°-130° K-i hosszúságon, negyed akkora intenzitással, mint Afrikában. A 3. 4. ábra, amely a vertikális elektromos térkomponens harmadik módusát mutatja, látható, hogy az amplitúdó eloszlás (bal oldal) afrikai forrás körüli henger-szimmetriája tovább torzul és csomóvonalak sokasága különböző mértékű frekvencia-szingularitásokkal (jobb oldal) jelenik meg, azaz nagyon változatos SR amplitúdó és frekvencia „topográfia” alakul ki.



3. 4. ábra A vertikális elektromos térkomponens amplitúdó (bal) és frekvencia (jobb) eloszlása a 8°É-i szélesség mentén forrásokat szimulálva Afrika térségében (11 pontforrás 5°-ként elhelyezve, szimmetrikusan NCK hosszúságához viszonyítva), fele olyan intenzitással Amerika és negyed olyan intenzitással Ázsia térségében

Ezzel a nagyon egyszerű modellel szemléltetett tulajdonságok is jelzik, hogy nagyon körültekintően kell eljárni az SR paraméterek változásainak az értelmezésekor.

#### 4. A Schumann-rezonancia mérőrendszer a Széchenyi István Geofizikai Observatóriumban



4. 1. ábra Nagycenk melletti Geofizikai Observatórium SR-mérőrendszere.

A vertikális elektromos térkomponens ( $E_r$ ) mérésére egy kapacitív gömbantenna szolgál. A gömb egy 45 cm-átmérőjű, kb. 20 kg súlyú alumínium-öntvény, amely egy 2m magas kerámiából és speciális műanyagból készült szigetelő lábazon áll. A felszín alatt fél és 1 m mélyen, 2 db, egyenként 2x2 m-es vörös rézlemez biztosítja a rendszer kis átmeneti ellenállású (0,5 ohm a mérés kezdetekor) jó földelését. Az antenna-rendszer teljes súlya meglehetősen nagy (kb. 200 kg), abból a célból, hogy megakadályozza vagy csökkentse az antenna mechanikus rezgéséből adódó, a mérést zavaró helyi hatásokat, mint például az antenna kapacitásának szél által okozott akusztikus modulációját. Az antenna a helyi adottságok adta lehetőségeken belül, gondozott füves területen, fáktól távolabbi nyílt terepen áll. Természetesen lokális zivatar, eső, hó, a gömbbel érintkező apró állatok, madarak, az antenna közelében mozgó bármilyen elektromosan vezető objektum, mind-mind az SR frekvencia-tartományba eső jeleket produkálhat, torzítva vagy többszörösen felülmúlva a távoli villámkisülések gerjesztette természetes SR-jeleket. Ezek a zavarok szoftveres úton bizonyos mértékig kontrollálhatók és eltávolíthatók a spektrális paraméterek idősorából. A gömbön megjelenő feszültség a szigetelő lábazon belsejében levő vezetéken közvetlenül az antenna lábazonál vízhatlan dobozban elhelyezett aszimmetrikus, nagy bemeneti impedanciájú előerősítő bemenetére kerül, mintegy 700-szoros erősítési tényezővel, valamint több-lépcsős szűrő fokozattal az 50 Hz hálózati frekvencia és 150 Hz-es felharmonikusának a kiszűrésére. Előerősítés és szűrés után a jel már a közeli épületben elhelyezett végerősítőbe kerül, változtatható (fokozatonként 2-szeres) erősítési lehetőséggel. Az 50 Hz-es jel további

csillapításával a hálózati frekvencia elnyomása összesen 80 dB. A rendszer frekvenciaátviteli karakterisztikáját, ami gyakorlatilag 5 Hz és 30 Hz között van, az eredeti elképzeléseknek megfelelően az első három SR-módus (~8 Hz, ~14 Hz, ~20 Hz) vizsgálatára terveztük. A felerősített analóg jelek egy AD-konverter bemenetére kerülnek, s az idősorok egy kvázi valós idejű spektrális analízisét követően a spektrális paraméterek kerülnek tárolásra. A mérőrendszer kalibrálását az antenna fölé 3 m magasságban elhelyezhető, műanyag lábakon álló, fakeretre kifeszített fémháló segítségével oldottuk meg. A fémhálóra ismert amplitúdójú és frekvenciájú jeleket adva rögzítettük a rendszer válaszát. Egy 2001. júliusában végzett hitelesítés szerint 1 V-nak 0.029188 V/m térerősség felelt meg. Ezen dolgozatban elsősorban frekvenciaváltozással és relatív amplitúdó/intenzitás változással kapcsolatos eredményekről számolok be, ezért legtöbbször feszültségértékeket (V vagy mV), s nem térerősség-értékeket (mV/m) használok.

A horizontális mágneses térkomponens ( $H_\phi$ ) mérése két, földrajzi észak-déli és kelet-nyugati irányba tájolt (nemzetközi SR-közösség egyezménye), nagy menetszámú (500000) indukciós szondával történik. A szondák az obszervatórium távoli zugában, egy kis kunyhó takarásában, a földfelszíntől kb. 1 m mélységben, homokágyon, É-D- és K-Ny-i tájolású betoncsatornában kerültek elhelyezésre. Ezáltal a mikrorezgések által keltett zavaró hatások minimalizálódtak. Sajnos ez nem mondható el az elektromágneses zavarokról. A GySEV villamosított vasútvonal által keltett elektromágneses zajok többé-kevésbé állandóan terhelik a teljes mérési tartományt, ami gyakorlatilag azonos a vertikális elektromos térkomponens frekvenciaátviteli tartományával. Ezért a mágneses térkomponens ún. háttér SR-mérései korlátozott mértékben használhatók. Az SR-tranziensek, azaz távoli energetikus villámok keltette jelek esetén a mágneses térkomponens is jól hasznosítható (Bór, 2011), ugyanis az SR-tranziensek amplitúdója többszörösen felülmúlhatja a háttér SR-értékeket, és koherens módon jelennek meg a vertikális elektromos és mágneses térkomponensben. Az indukciós szondák hitelesítése az obszervatórium abszolút mágneses házában található nagyméretű (falakon, mennyezeten, padozaton elhelyezett) Helmholtz-tekercs belsejében történt. 1 V-nak 66.67 pT felel meg. A rendszeresen megismételt kalibráció viszont elengedhetetlen feltétele az SR-tranziensek feldolgozásának (Bór, 2011).

A szakirodalomban fellelhető, meglehetősen kevés háttér információra támaszkodva kezdeményeztem az SR-jelenség digitális technikára alapozott folyamatos mérését a nyolcvanas években (Sátori, 1989). Az elkészült mérőrendszer érzékelői és az elektronikája teljes egészében intézeti (MTA GGKI) fejlesztés eredménye, Pongrácz János és Horváth

János elektromérnök, valamint Pál Gyula elektroműszerész munkája. A vertikális elektromos térkomponens mérésére szolgáló antenna (mérőrendszer) mintájára több SR állomás is létesült a világban, ahogyan azt a 4. 2. ábra képgyűjteménye mutatja időrendi sorrendben, s ez több nemzetközi együttműködés megalapozását is jelentette.

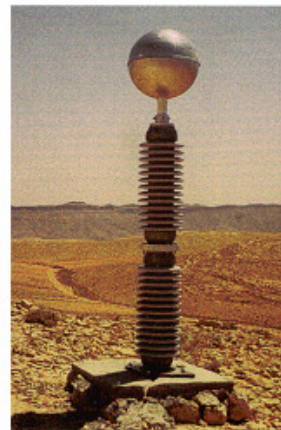
### ELF-antennas



Nagycekenk  
HUNGARY, 1993



Moshiri  
JAPAN, 1996



Mitzpe Ramon  
ISRAEL, 1998



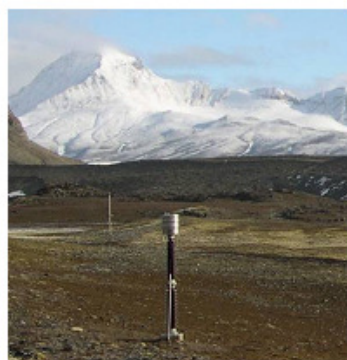
Modra  
SLOVAKIA, 2000



Kilpisjärvi  
FINLAND, 2000



Rhode Island  
USA, 2000



Spitsbergen  
Polish Polar Station, 2004



Belsk  
Poland, 2005

4. 2. ábra A vertikális elektromos térkomponens mérésére szolgáló antennák a világban.

## 5. A Schuman-rezonancia adatok feldolgozására alkalmazott spektrális eljárás

A komplex demodulációt, mint a feladathoz jól illő spektrális eljárást választottam a Schumann-rezonancia idősorok analízisére (*Banks, 1975; Beamish et al., 1979*). Ez a módszer nagyon alkalmas idősorok kiválasztott frekvenciáihoz, esetünkben az első három SR-módus pillanatnyi frekvenciájához tartozó amplitúdók és fázisok időbeli változásának vizsgálatára közel valós időben (*Sátori et al., 1996*). A komplex hullám-vektor paramétereinek (fázis, amplitúdó) a meghatározása a kiválasztott frekvenciasávok centrális periódusának megfelelő időintervallumokban történik. A fázisváltozásnak az idő függvényében történő számítása megfelel a frekvencia időbeli változásának (elméletileg egy oktávon belül). Esetünkben a három kiválasztott frekvenciasáv: ~7-9 Hz, ~13-15 Hz, ~19-21 Hz megfelel az első három SR módus valószínűsíthető mértékű frekvencia-változásának. A mért analóg jeleket az AD konverter bemenetére juttatva ~ 40s hosszúságú idősorokat állítunk elő. Ezen idősorok spektrális analízisét Hanning-ablakkal csonkított, konvolúciós-típusú vektoriális szűrők végzik el mindhárom frekvenciasávra. A szűrő-függvények definiálása *Verő (1972)* munkájában található:

$$F(t) = \frac{1}{\pi \cdot t} \left( \sin \frac{2\pi \cdot t}{p_1} - \sin \frac{2\pi \cdot t}{p_2} \right) \left( \cos \frac{2\pi \cdot t}{T} + 1 \right) \frac{1}{2},$$

$$F(0) = \frac{2d}{p_1} - \frac{2d}{p_2},$$

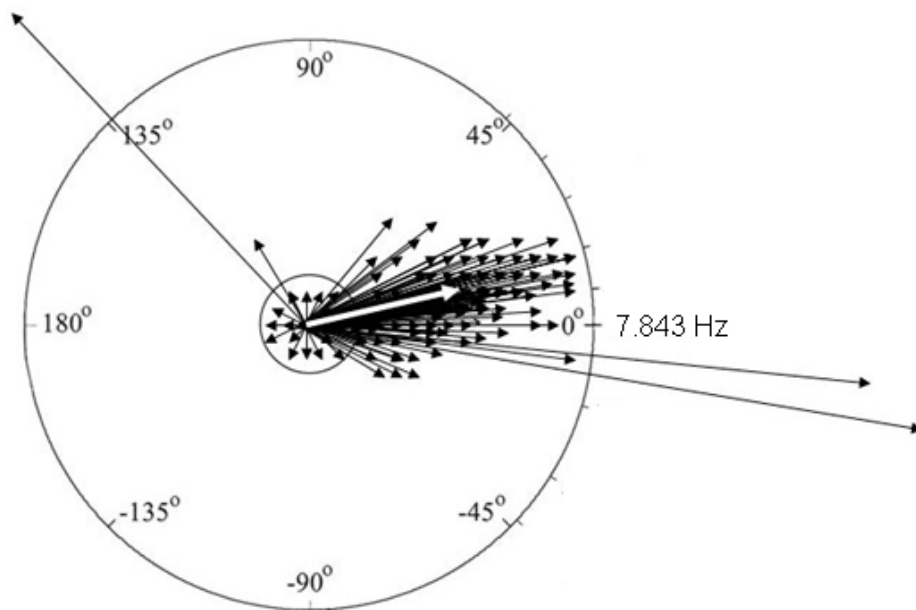
$$G(t) = \frac{1}{\pi \cdot t} \left( \cos \frac{2\pi \cdot t}{p_1} - \cos \frac{2\pi \cdot t}{p_2} \right) \left( \cos \frac{2\pi \cdot t}{T} + 1 \right) \frac{1}{2},$$

$$G(0) = 0,$$

ahol  $F(t)$  a szűrőfüggvény fázisban („in-phase”),  $G(t)$  pedig az ellenfázisban („out-of-phase”) levő komponense.  $F(0)$  és  $G(0)$  a szűrőfüggvény értéke  $t=0$ -nál.  $F$  és  $G$  szűrők konvolúciója az eredeti idősor egy részével eredményezi a szűrt vektor  $V_r$  valós és  $V_i$  képzetes részét.  $p$  a szűrő centrális periódusa,  $p_1 = p/1.1$  és  $p_2 = 1.1p$  az átvitt tartomány alsó ill. felső periódus korlátja,  $t$  a szűrőn belüli idő,  $d$  a mintavételi időköz (20 ms az első és 10 ms a második, harmadik módus esetében).  $\Phi(t)$  a komplex hullámvektor fázisa,  $A(t)$  pedig az amplitúdója.

$$\Phi(t) = \arctan \frac{V_i}{V_r} \text{ and } A(t) = \sqrt{V_r^2 + V_i^2}$$

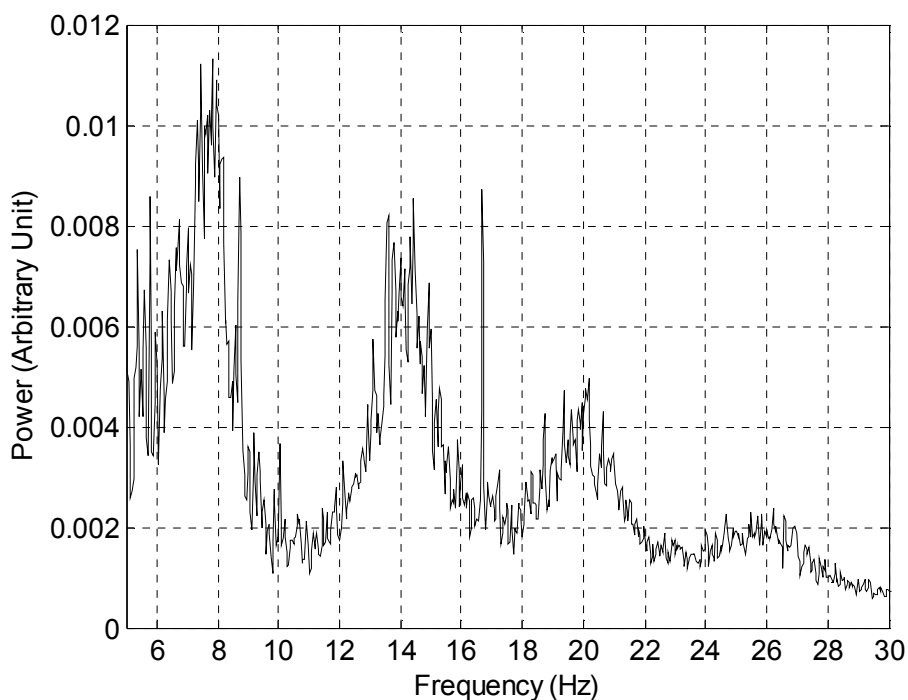
Az 5. 1. ábra a komplex demoduláció eredményét szemlélteti egy ~40s hosszúságú időablak feldolgozása után az első rezonancia módusra. A szűrő centrális periódusának ( $0^\circ$ ) megfelelő frekvencia 7,843 Hz, a centrális periódushoz képesti fázis elfordulások mértéke megadja a pillanatnyi frekvencia értékét, a hozzá tartozó vektor hossza pedig az amplitúdót. A fáziselfordulások átlaga megadja a pillanatnyi frekvenciák átlagát, a vektorok hosszának átlaga pedig a pillanatnyi frekvencia-átlaghoz tartozó amplitúdó átlagot egy ~40 s-nyi időablakra vonatkozóan. A zérus fázis-szög megfelel az aktuális szűrő centrális periódusának, esetünkben 7,843 Hz frekvenciának. A komplex hullámvektor óramutató járásával egyező/ellentétes irányba történő forgása megfelel rövidebb/hosszabb periódusnak, azaz nagyobb/kisebb frekvenciának a centrális periódushoz/frekvenciához képest. Az 5.1. ábra két köre amplitúdó korlátokat jelent a szűrt vektorok elfogadására vagy elutasítására. Az SR mérések kezdetekor, tapasztalati úton határoztam meg ezen amplitúdó limitek értékét. A 0,005V-nál kisebb (belső kör sugara) és a 3V-nál nagyobb (külső kör sugara) értékeket nem tartalmaz az átlag. Az alsó korlátot a rendszer jel/zaj viszonya határozza meg a felső korlátnál nagyobb értékek biztosan lokális zavarokból erednek.



5. 1. ábra Fázis-diagram a komplex demoduláció szemléltetése: a fehér nyíl kijelöli a pillanatnyi frekvenciák átlagértékét, hossza pedig az átlag amplitúdót.

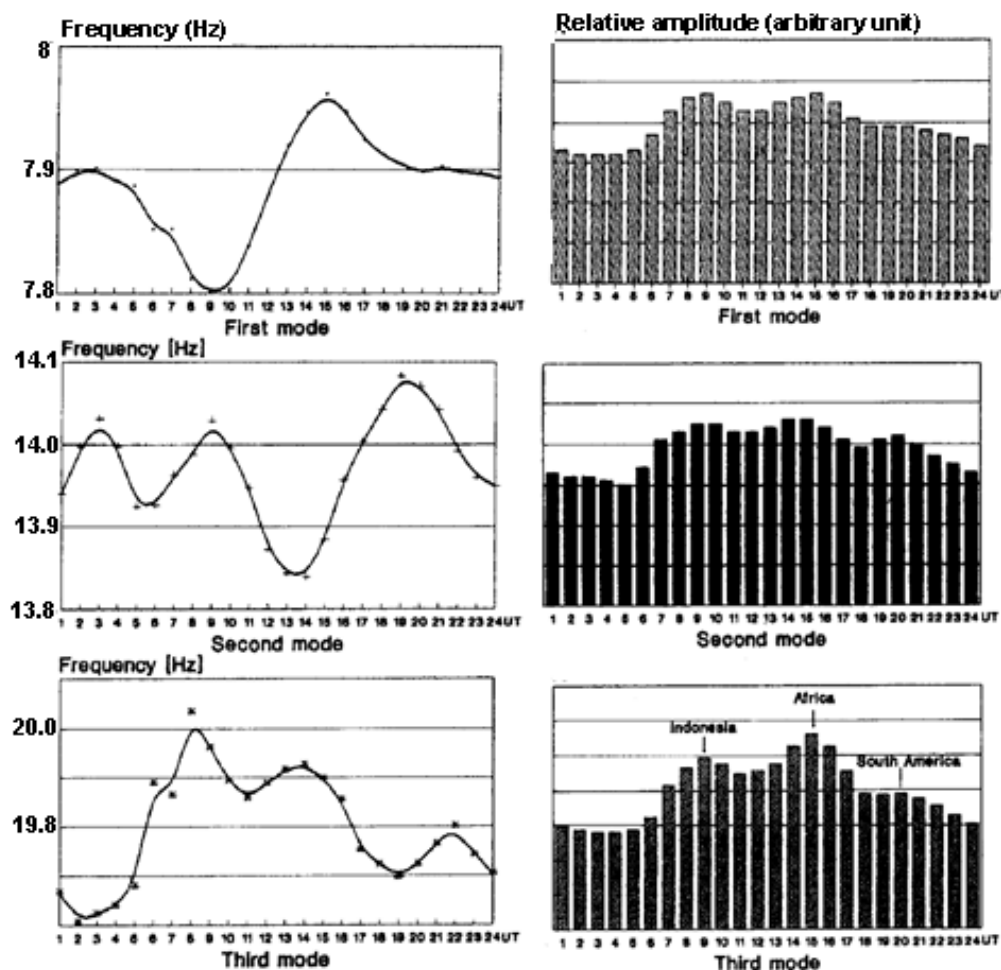
A ~40s-nyi időablakok mintavételezése és a spektrális feldolgozás felváltva történik. Egyetlen ~40 s-nyi időablak feldolgozása 298, 512 és 716 frekvenciabecslést jelent optimális esetben. Óránként ez összesen ~35 percnyi tiszta mintavételezési időt tesz ki a régi (csak az elektromos térkomponenst mérő) rendszerben és a három csatornát (elektromos és két mágneses térkomponens) kezelő, jóval gyorsabb számítógép esetén több, mint 50 perc a tiszta mintavételezési idő óránként. Ezek az óránkénti mérési időtartamok az SR spektrális paraméterek időbeli változásának egy reprezentatív, kvázi valós idejű monitorozásának felel meg. Más obszervatóriumokban általában az idősorokat tárolják, s a spektrális analízist utólag végzik el, esetenként tekintélyes időkéséssel a mérés időpontjához képest.

A komplex demoduláció csúcsfrekvencia-amplitúdó számpárokat szolgáltat, ezért példaként az SR jelenség megjelenítésére bemutatom a vertikális elektromos térkomponens egy 40sec-os időablakból, FFT-vel számolt energiaspektrumát az 5.2 ábrán. Látható, hogy ilyen rövid idő alatt is kirajzolódnak a Schumann-rezonanciáknak megfelelő spektrális csúcsok: ~8 Hz, ~14Hz, ~20 Hz, ~26 Hz. A komplex demoduláció alkalmazásával ekkora időablakra számítjuk ki a csúcsfrekvenciák és a hozzájuk tartozó amplitúdók aktuális értékeit. A 16 2/3 Hz-nél jelentkező diszkrét csúcs az Osztrák Államvasút működési frekvenciája, szerencsére jól elkülönül a természetes eredetű szomszédos spektrális csúcsoktól.



5. 2. ábra A vertikális elektromos térkomponens 40sec-os időablakból számított energiaspektruma Nagycenken, 2002.december 8-án reggel (08 :35:21-től világidőben).

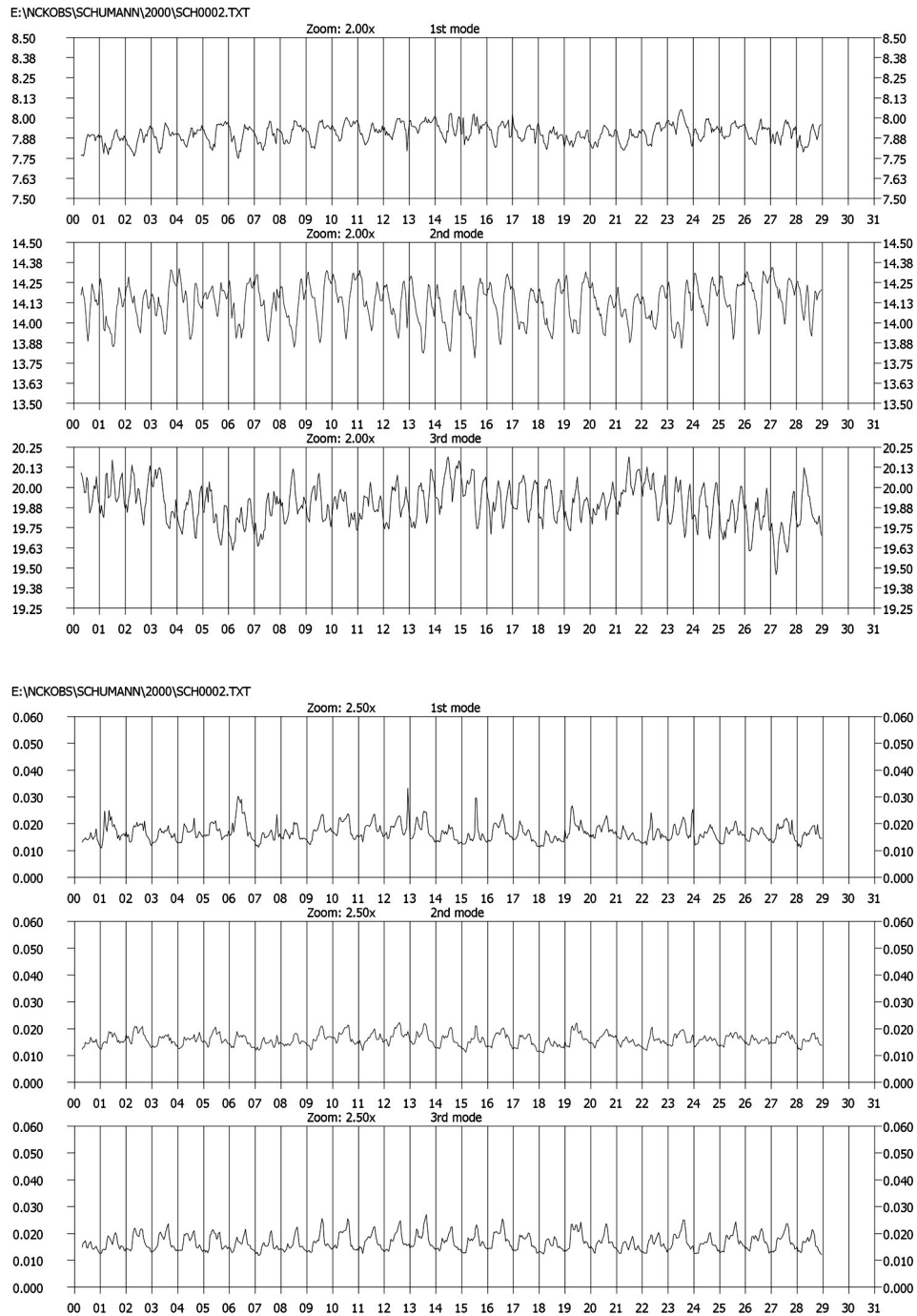
Ezután a komplex demoduláció sokoldalú tesztelését végeztem el. A 5. 3. ábrán 20 nap frekvencia és amplitúdó átlaga látható 1994. januárjában. Karakterisztikus napi frekvenciaváltozások láthatók, különbözők mindhárom módusra, s a napi relatív amplitúdó változásokban megjelenik a három nagy trópusi zivatarrégió maximális aktivitásának megfelelő csúcs (Indonézia, Afrika, Dél-Amerika) mindhárom módusban.



5. 3. ábra A vertikális elektromos térkomponens átlagos napi frekvencia változása (bal oldal) és átlagos relatív amplitúdó változása 1994. januárjában.

A frekvenciák órás átlagának a szórása  $\pm 0,008-0,012$  Hz volt az első rezonancia módusra,  $\pm 0,010-0,018$  Hz a második módusra és  $\pm 0,016-0,030$  Hz a harmadik módus esetében. Ez rendkívül nagy pontosságú frekvenciabecslésnek számít és ez az alkalmazott spektrális módszernek a legnagyobb érdeme (*Verő et al.*, 2000). Ugyanakkor azt is meg kell említeni, hogy ez a módszer a jósági tényező meghatározására nem ad lehetőséget.

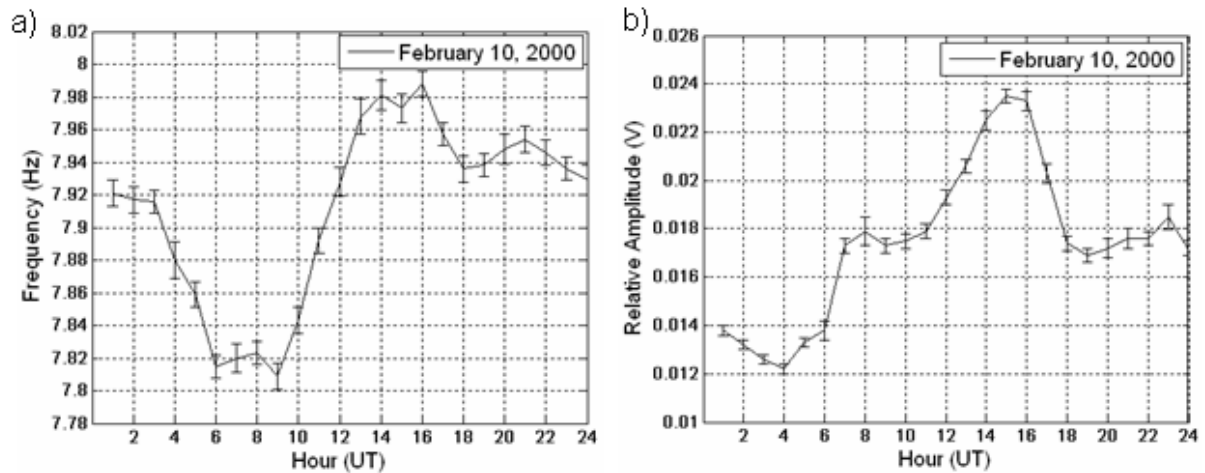
# dc\_123\_10



5. 4. ábra A vertikális elektromos térkomponense első három módusának grafikus archiválási módja: frekvencia (fent), amplitúdó (lent), 2000. februárjában.

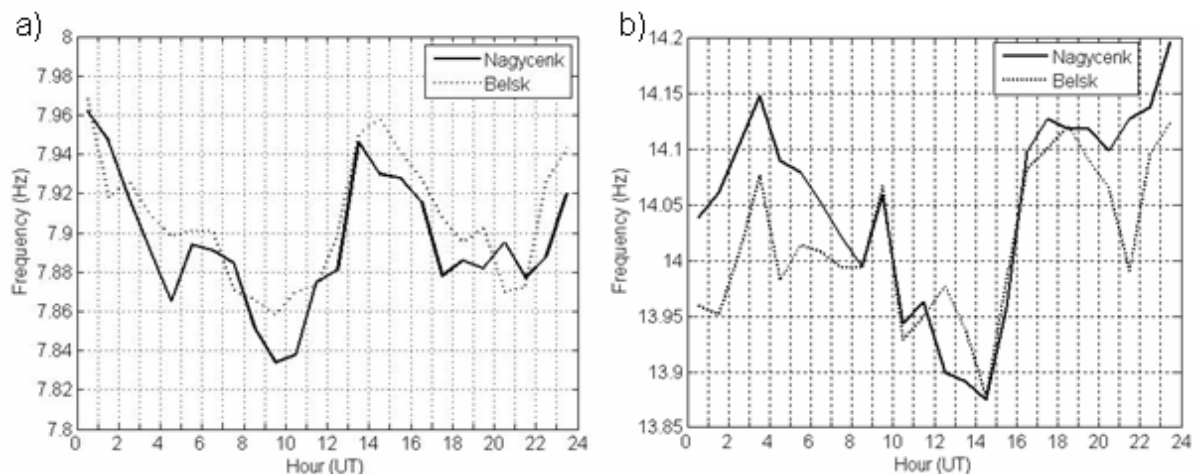
Az 5. 4. ábrán a SZIGO-ban mért SR spektrális paraméterek szokásos grafikus archiválási módjának bemutatására egy minta-hónap (2000. február) látható: frekvencia (fent), amplitúdó (lent), a vertikális elektromos térkomponens első három módusára, a hónap napjai szerint felsorakoztatva. Az 5. 5. ábrán pedig ezen hónap egy kiválasztott napján, február 10-én látható a rezonanciafrekvencia és az amplitúdó napi változása a szórásértékekkel együtt. A

helyi időjárás szempontjából ideálisnak mondott napokon, a mért spektrális paraméterek értéke igen kis szórással határozható meg.



5. 5. ábra a) A frekvencia és b) a relatív amplitúdó napi változása 2000. február 10-én a vertikális elektromos térkomponens első módusára

A komplex demodulációnak, mint jól használható spektrális módszernek évekkel későbbi megerősítését jelentette a napi frekvenciaváltozás összehasonlítása Belsk és Nagycenk SR állomások között, ugyanazon a napon, 2009. január 1-én (5. 6. ábra).

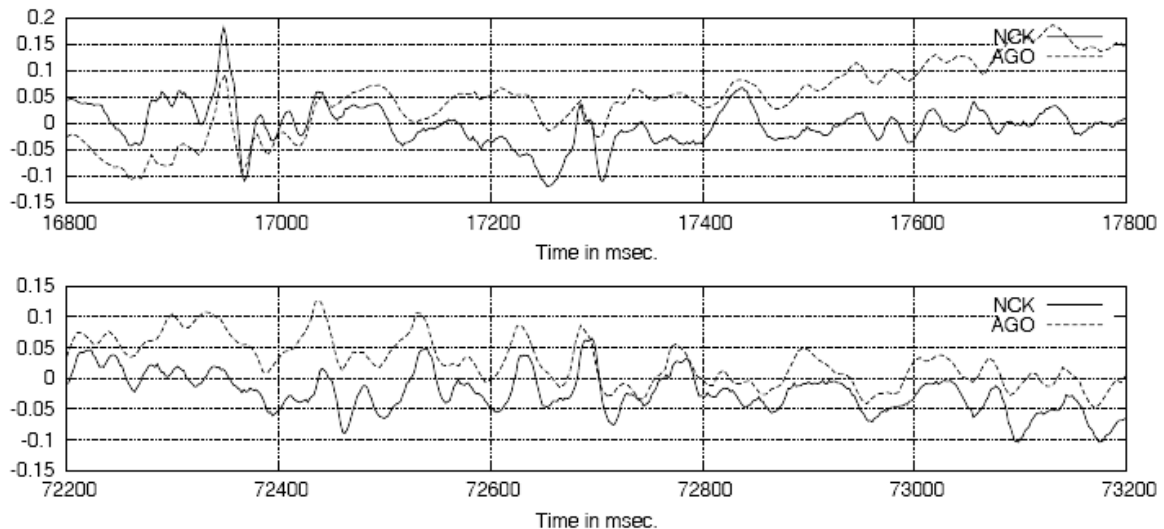


5. 6. ábra A vertikális elektromos térkomponens napi frekvenciaváltozása Nagycenknél és Belsknél 2009. január 1-én a) első rezonancia-módus b) második rezonancia módus

Mindkét állomás fő zivatarrégiója Afrika, földrajzi hosszúságuk különbsége  $\sim 4^\circ$ , s a közöttük levő távolság  $\sim 0,8\text{Mm}$ , ami az alapmódus  $\sim 40\text{Mm}$  (földkerület) hullámhosszához képest

csékély ( $\sim 2\%$ ) távolságnak számít. A hasonlóság, különösen az első módus esetében szembetűnő.

Nagycenk (NCK) és Modra (AGO) szlovákiai SR állomás mindössze  $\sim 90$  km távolságra van egymástól. Ilyen közelségben még az SR idősorok is nagyfokú hasonlóságot mutatnak, alátámasztva, hogy a jelek azonos forrás(ok)ból, azaz távoli villámkisülések szuperponálódott teréből származnak. Ezt illusztrálja az 5. 7. ábra.

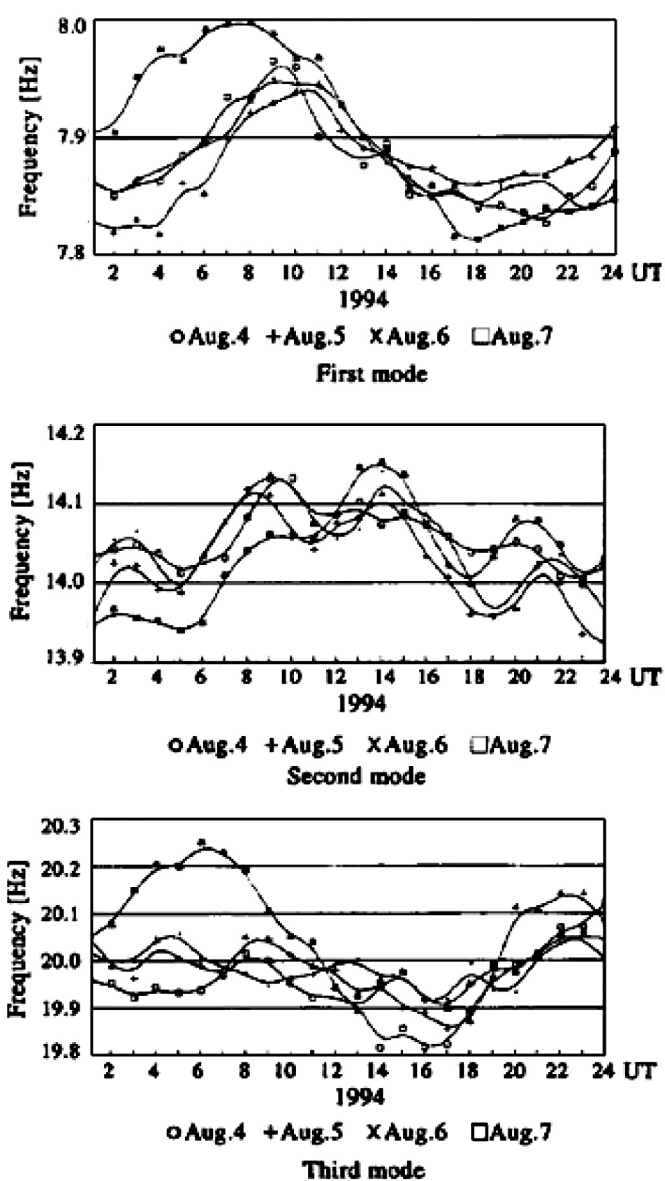


5. 7. ábra A vertikális elektromos térkomponens háttér SR idősorainak összehasonlítása NCK és AGO (Astronomical and Geophysical Observatory) SR állomások között milliszekundumos időfelbontásban, 2006. június 26-án, 02 UT körül (*Ondraškova et al.*, 2008, nyomán).

## 6. Schumann-rezonancia, mint a globális zivatartevékenység tulajdonságaiban bekövetkező változások jelzőrendszere

### 6.1. Az SR frekvenciák napos, évszakai és évközi változása

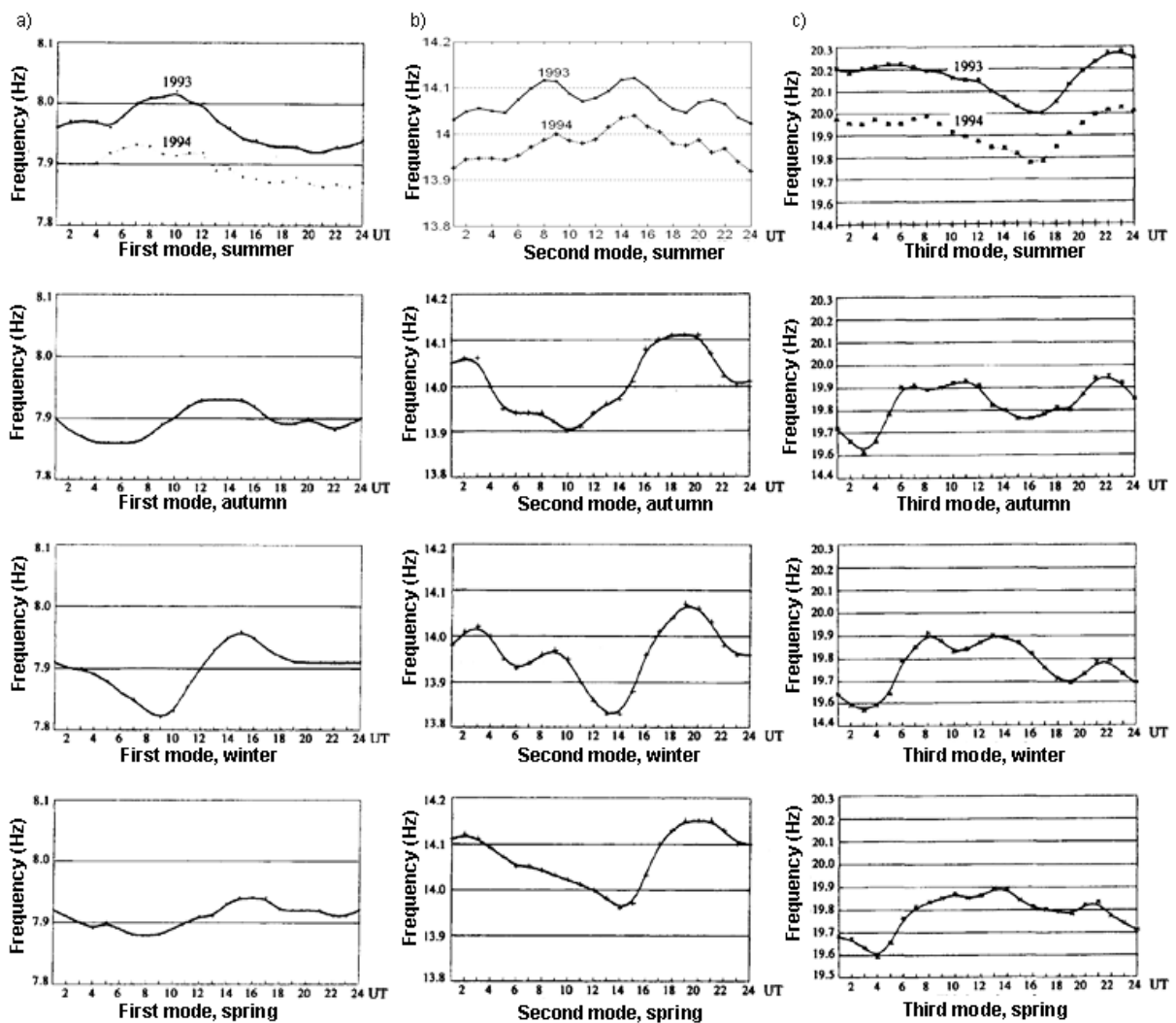
A nagycenki SR-mérőrendszer hardveres-szoftveres „üzembe helyezése” után először nyílt lehetőség az SR-frekvencia (csúcs-frekvencia) változásának szisztematikus tanulmányozására (Sátori, 1996), a szakirodalomban található szporadikus megfigyelésekhez képest (Balser and Wagner, 1962; Fellman, 1973).



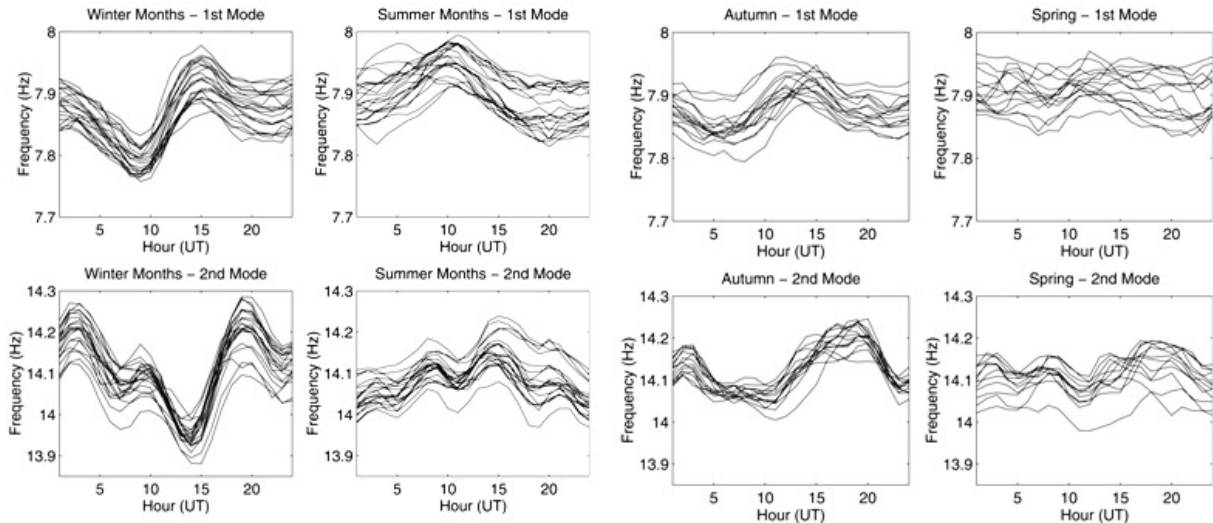
6.1. 1. ábra A vertikális elektromos térkomponens napi frekvenciaváltozása négy egymást követő napon, 1994. augusztusában az első három rezonancia-módus esetén (Sátori, 1996).

A 6.1.1. - 6.1.4. ábrákon bemutatott mérési eredmények (napról-napra történő változás, évszakos valamint évközi változás) és megállapítások megalapoztak több, további tézisben megfogalmazott eredményt, hozzájárultak a frekvenciaváltozással jelzett fizikai okok feltárásához (Sátori, 1996).

A napi frekvenciaváltozás napról-napra történő ismétlődése, nagyfokú hasonlósága, a globális zivatartermékenység főbb jellemzőinek a napról-napra történő ismétlődését jelzik (6.1.1. ábra).

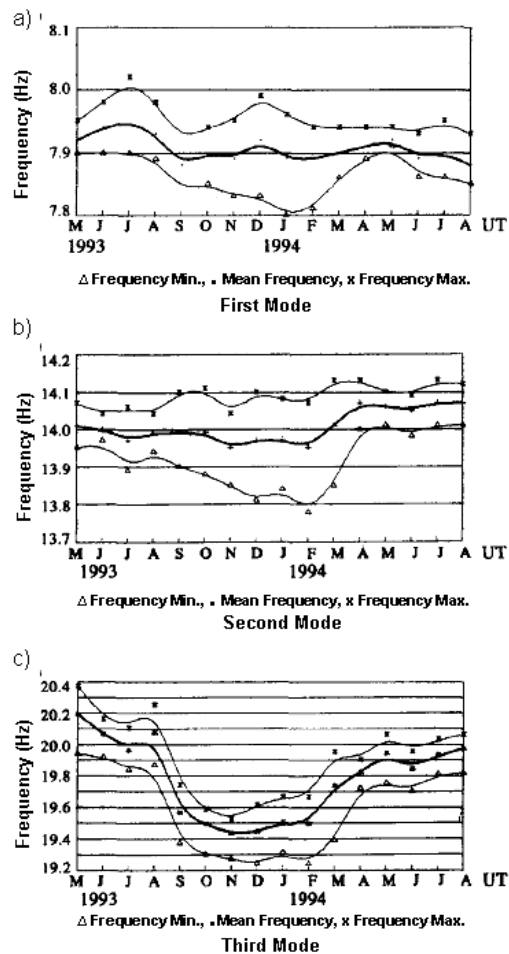


6.1.2. ábra A vertikális elektromos térkomponens évszakonkénti frekvencia-változása (felülől lefelé: nyár, ősz, tél, tavasz) és rezonancia módusonként: a) első b) második c) harmadik módus (Sátori, 1996).



6.1.3. ábra Az átlagos napi frekvencia-alakzatok évről-évre történő ismétlődése azonos évszakban, azonos rezonancia-módusok esetén (felső sor: 1. módus; alsó sor: 2. módus; tél, nyár, ősz, tavasz).

Az átlagos napi frekvencia-alakzatok különbözők mindhárom módusra és nyilvánvaló évszaki változást is mutatnak (6.1.2. ábra), évről-évre történő ismétlődéssel (6.1.3. ábra).



6.1.4. ábra A vertikális elektromos térkomponens frekvencia minimumának és maximumának, valamint az átlagos frekvenciaszintnek a változása 1993. májusától 1994. augusztusáig a) az első b) a második c) a harmadik rezonancia-módus esetére (Sátori, 1996).

Mindenegyik módus napi frekvencia-tartománya is évszakos változást mutat, ahogyan azt a 6.1.4. ábra mutatja, 1993. májusától 1994. augusztusáig terjedő időszakban, valamint az előző 6.1.3. ábra is érzékelteti. A napi frekvencia-ingadozás mértéke télen jóval nagyobb, mint nyáron. Tavaszi-őszi aszimmetria is megállapítható mind a frekvencia-alakzatban, mind a frekvenciasáv „keskenysége” illetően. Meglepően nagy éves frekvencia szintváltozást mutat a harmadik rezonancia-módus ( $\sim 0,8$  Hz).

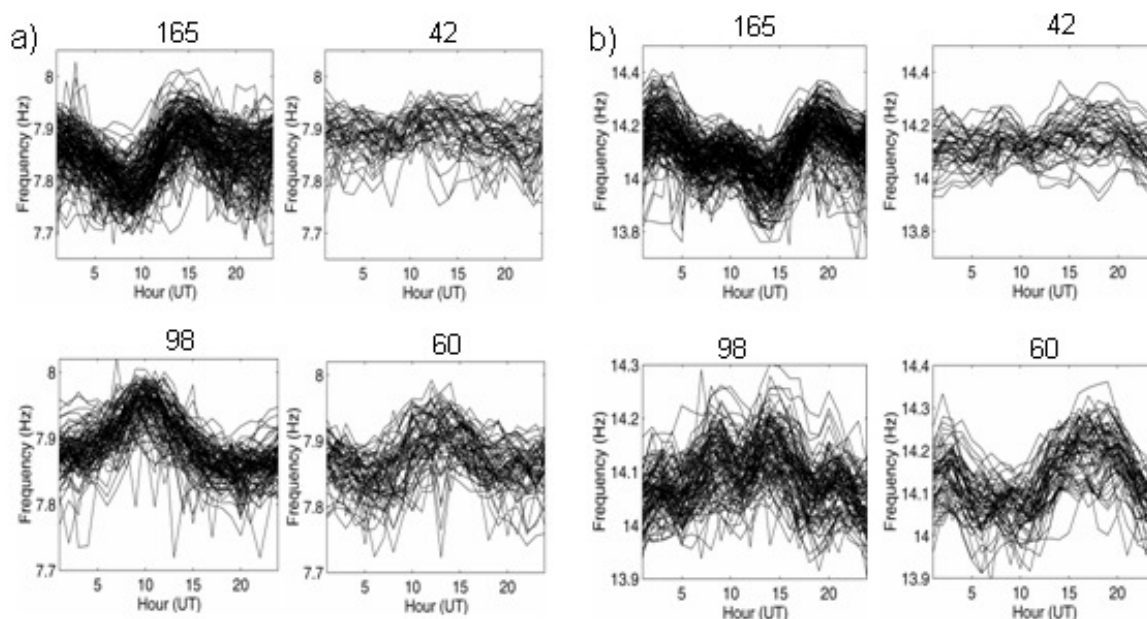
### 6.1. Összefoglalás

Nemzetközi viszonylatban elsőként mutattam be egy adott észlelőhelyen (SZIGO) az SR-frekvenciák napi menetének évszakos változását, amely minden módusra más és más (Sátori, 1996). Az átlagos napi frekvencia-alakzat visszatérése egymásután következő évek azonos évszakában szintén alátámasztja az évszakos változás létezését, s jelzőrendszere a globális zivatareloszlás évszakonkénti, évről évre történő megismétlődésének a forrás-észlelő geometria vonatkozásában, robusztus értelemben. A napi frekvencia-alakzat napról-napra történő ismétlődése, módusonkénti nagyfokú hasonlósága azonos évszakban (hónapban), a globális zivatareloszlás főbb jellemzőinek a napról-napra történő ismétlődését is jelzik. Mindenegyik módus napi frekvencia-tartománya is évszakos változást mutat. Ez a zivatarforrás területi változásának a jelzőrendszere. A napi frekvencia-ingadozás mértéke télen jóval nagyobb, mint nyáron. Tavaszi-őszi aszimmetria is megállapítható mind a napi frekvencia-alakzat, mind a frekvenciasáv „keskenysége” illetően. Mindezek a megállapítások fontos szerepet játszanak a tézisekben megfogalmazott eredményekben.

## 6.2. A globális villámlás meridionális dinamikája

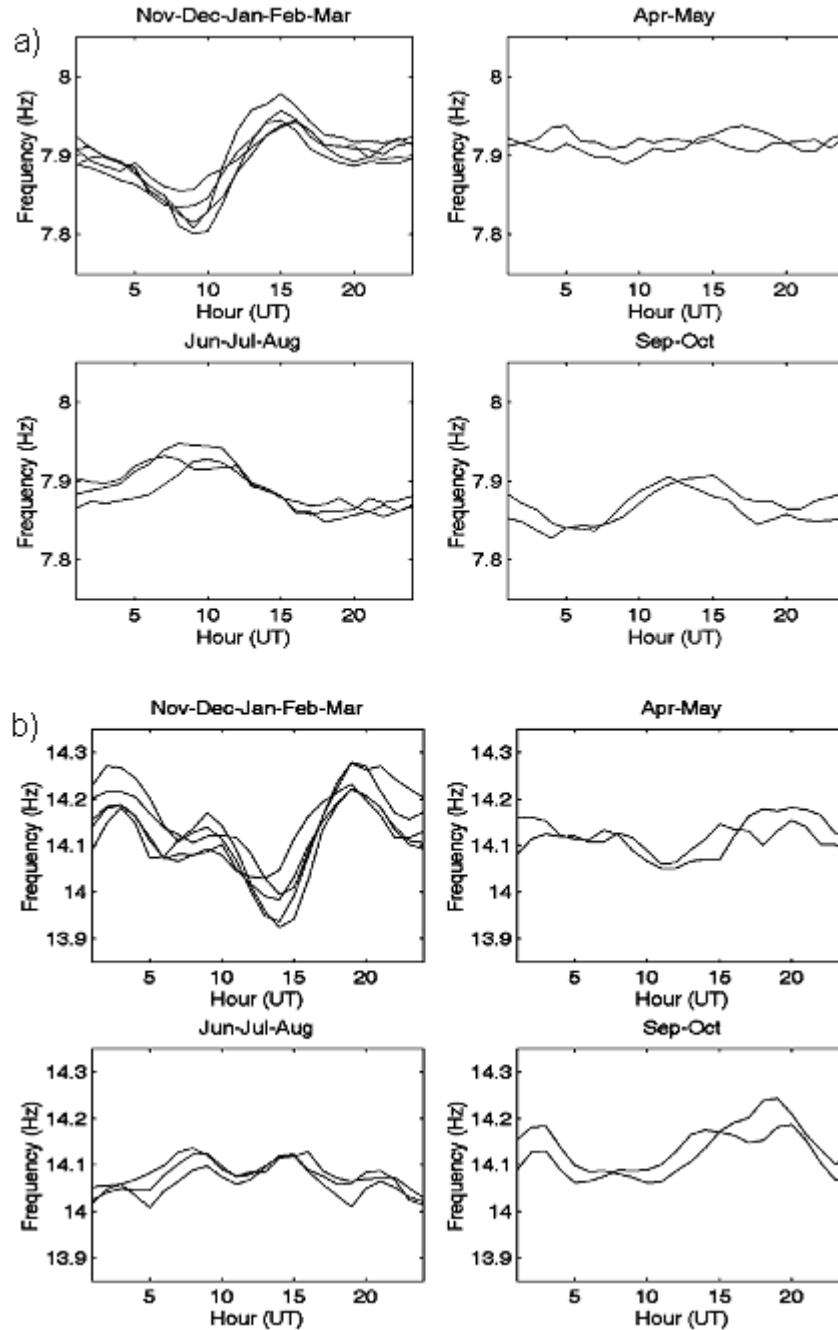
A Schumann-rezonanciák napi frekvenciamenete elsősorban a forrás-észlelő konfigurációjától függ (Bliokh *et al.*, 1980). Jelen esetben ez a nagycenki SR mérőhelynek az aktív zivatar-régió(k)hoz viszonyított helyzetétől és távolságától függő frekvenciaváltozást jelenti.

Egy éven belüli, közel azonos alakú, frekvenciaszintben kissé különböző napi frekvenciamenetek számának aszimmetrikus évszakos eloszlása évről évre ismétlődő megnyilvánulása az SR frekvenciáknak, ahogyan azt a kiválasztott 1995-ös évben látjuk a 6.2. 1. ábrán (Sátori, 2003). Ez azt is jelenti, hogy a napos időskálán a zivatarok bekövetkezésének random-természete ellenére még mindig jól felismerhető szabályosságai vannak a forrás-észlelő geometria globális értelemben vett szezonális változásának, ahogyan azt az SR frekvenciák jelzik Nagycenknél mind az első (6.2. 1a ábra), mind a második (6.2. 1b ábra) rezonanciamódusra vonatkozóan, az  $E_r$  térkomponens esetében. Az ábrák tetején látható számok a napok számát jelzik. A 165 nap mindkét módus esetében közelítőleg az október végétől április elejéig terjedő időszakot öleli fel. A napi frekvenciameneteknek 98 napon keresztül tartó ismétlődése június-július-augusztus hónapokban jellemző, míg a két legrövidebb időszak április-május hónapban (42), valamint a szeptember-október (60) hónapban mért frekvenciaváltozásokat mutatja (Sátori, 2003). Természetesen néhány napnyi (5-10 nap) eltérés mindig van a szezonális szekvenciában a különböző években.



6.2. 1. ábra Az SR frekvenciák napi menetei az  $E_z$  térkomponens esetében Nagycenken, 1995 napjaiban a) az első rezonanciamódusra b) a második rezonanciamódusra vonatkozóan (Sátori, 2003).

Az OTD műhold teljes évre vonatkozó megfigyeléseinek időszakában (1996-1999), napi frekvenciamenetek azonos hónapra vett átlagának hasonlósága alapján 4-4 csoportba sorolható a frekvenciaváltozás mind az első (6.2. 2a ábra), mind a második (6.2. 2b ábra) rezonanciamódus esetében (Sátori, 2003, Sátori, 2007b;).

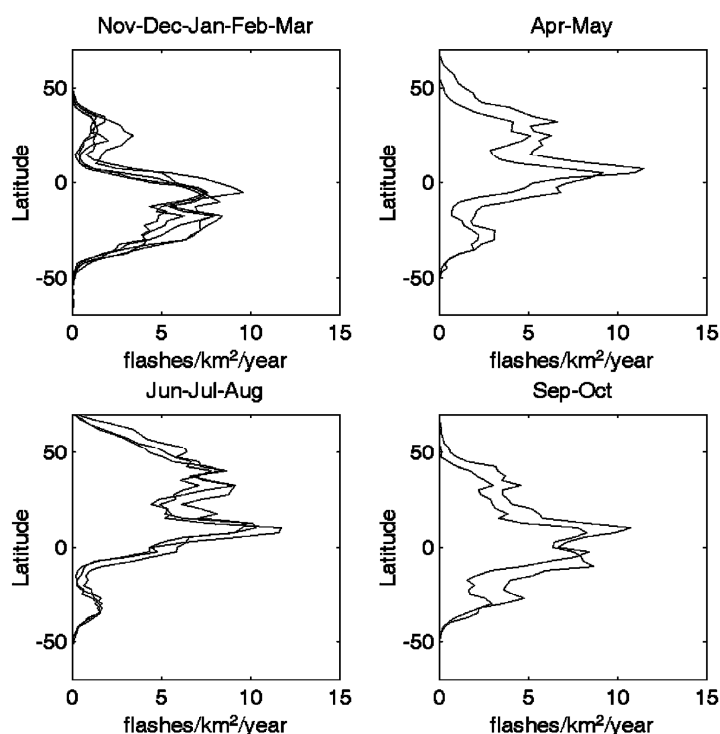


6.2. 2. ábra Az SR frekvenciák átlagos napi menetei az  $E_r$  térkomponens esetében az év különböző hónapjaiban a) az első rezonanciamódusra b) a második rezonanciamódusra vonatkozóan.

Rögtön szembetűnik, hogy egy-egy csoportban nem feltétlenül azonos számú görbe található, de mindkét módus esetében azonos a számuk az ugyanazon hónapokat felölölő

időszakban. Ez azt is jelenti, hogy a forrás-észlelő konfiguráció vonatkozásában nem egyenlő hosszúságúak az évszakok. A Schumann-rezonancia frekvenciamérések azt jelzik, hogy a déli félteke nyara hosszabb, mivel az átlagos napi frekvenciamenet öt hónapon keresztül, novembertől márciusig, meglehetősen stabil formációt mutat. Az északi félteke nyarán, három hónapon át, júniustól augusztusig mutatnak nagy hasonlóságot az átlagos napi frekvenciagörbék. A tavasz és ősz rövid átmeneti évszakoknak tekinthetők, amelyek során, mintegy 2-2 hónapon keresztül (áprilistól májusig és szeptembertől októberig) mutatkoznak stabilnak a napi frekvenciamenetek alakjai. Ezek a megállapítások mindkét módus esetében külön-külön igazak. Az SR frekvenciák itt azt is jelzik, hogy nem tartható a statikus „négy egyenlő hosszúságú évszak” szemlélet a globális villámeloszlás szezonális változásában. A globális villámaktivitás OTD/LIS műholdak által megfigyelt változását még négy egyenlő hosszúságú évszakban mutatja be *Christian et al.* (2003).

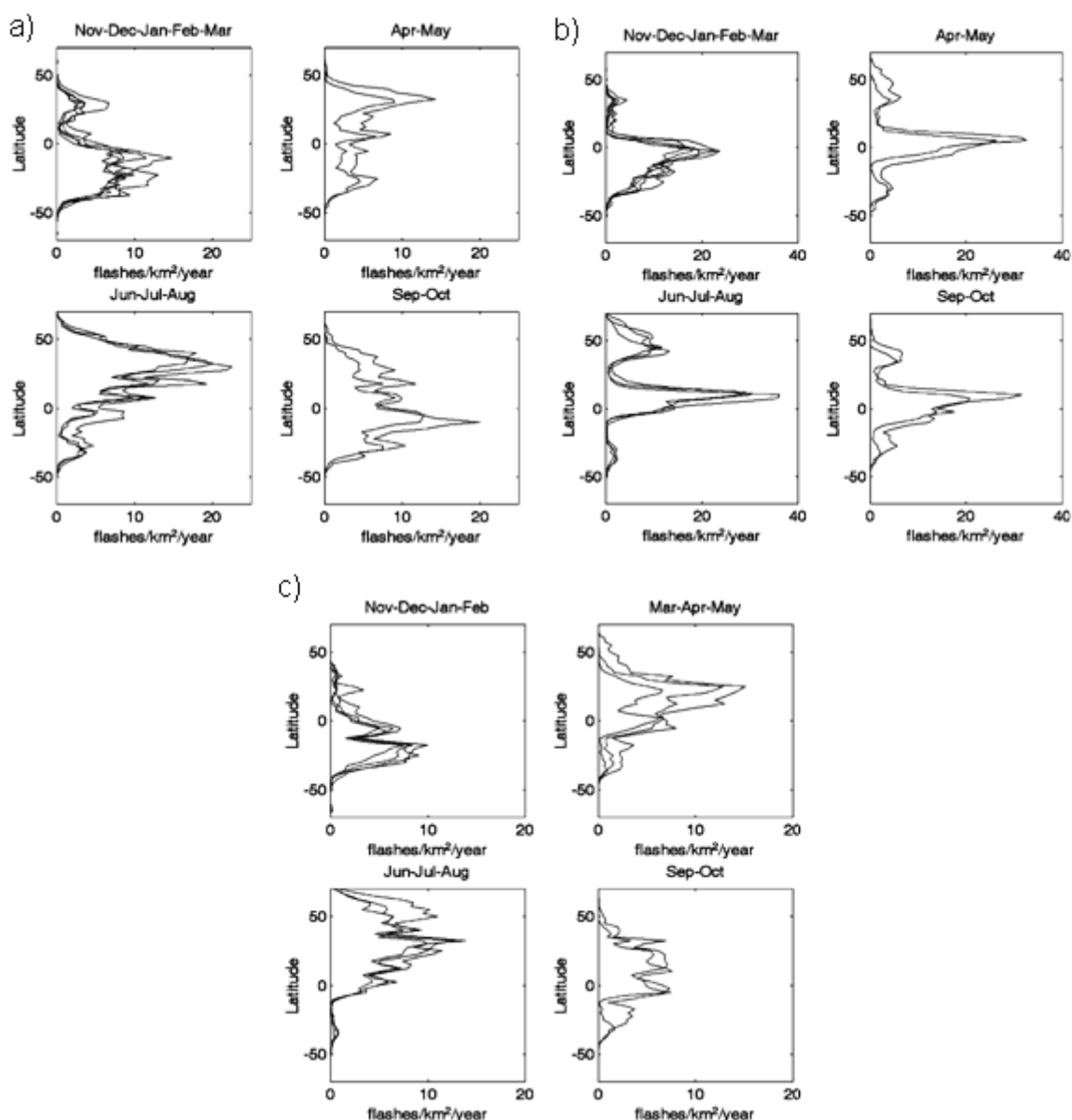
Ezen OTD/LIS műholdas villám-adatok rendelkezésre álltak (<http://thunder.msfc.nasa.gov>), így lehetőség nyílt a globális villámeloszlás meridionális eloszlásának, északi/déli irányú szezonális migrációjának a nyomon követésére hónapról-hónapra 1996-1999-ig terjedő időszakban (*Sátori, 2007b; Sátori et al., 2009a*).



**6.2.** 3. ábra Az OTD/LIS műhold által megfigyelt globális villámaktivitás (villám/km<sup>2</sup>/év) meridionális (földrajzi szélesség fokban) eloszlásának változása az év hónapjaiban.

Látható, hogy ugyanazon szezonális szekvencia azonosítható az OTD/LIS műholdas villámmegfigyelések alapján (6.2. 3. ábra), amint azt az SR frekvenciák jelezték. Novembertől márciusig a zivatarok a déli féltekén tartózkodnak, ahogyan azt a villámok meridionális eloszlása jelzi. Ezt követően egy gyors átrendeződés következik be kb. két hónap alatt (április-május) és ezután a zivatarok súlypontja három hónapra (június-július-augusztus) az északi féltekére tevődik át. A visszarendeződés ismét rövid, két hónapnyi (szeptember-október) idő alatt történik meg.

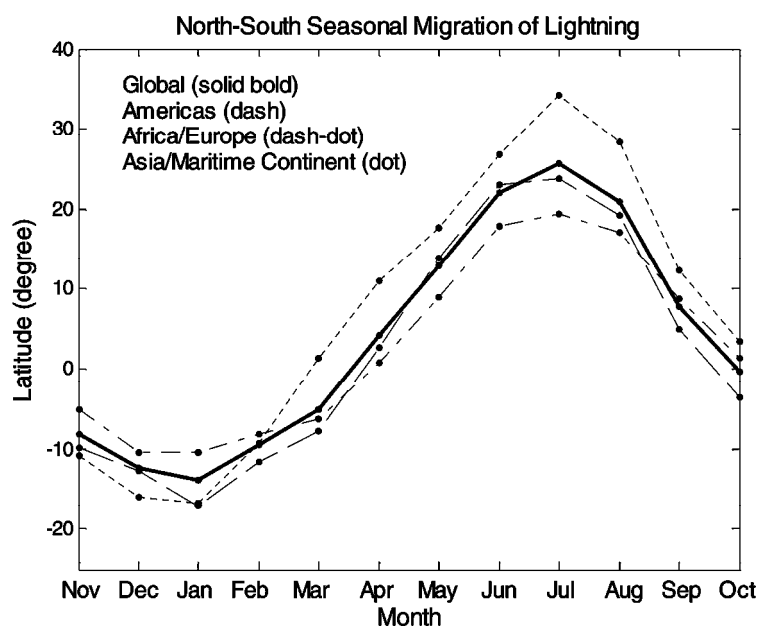
A villámok meridionális eloszlását külön-külön, a három nagy trópusi régiót is magába foglaló hosszúsági tartományban is megvizsgáltam (6.2. 4a, 4b, 4c ábra).



**6.2. 4. ábra** Az OTD/LIS műhold által megfigyelt globális villámaktivitás (villám/km²/év) meridionális (földrajzi szélesség fokban) eloszlásának változása az év hónapjaiban a három nagy trópusi régiót is magába foglaló hosszúsági sávban: a) Amerika b) Afrika/Európa c) Ázsia/Ausztrália.

A meridionális villámeloszlás szezonális szekvenciája csupán egyetlen kivételt mutat. Ázsia/Ausztrália sávjában négy hónapra (november-február) csökken a déli féltekére koncentrálódó villámaktivitás, és hirtelen váltással az északi féltekére helyeződik át a zivatartevékenység súlypontja március-április-május hónapokban (6.2. 4c ábra). Abszolút értelemben is ekkor éri el éves maximumát a villámaktivitás ebben a régióban. Amerika térségére történő fontos megállapítás, hogy Észak-Amerika villámaktivitása (június-augusztus) jelentősebb, mint a trópusi Amazonas-medencét is magába foglaló Dél-Amerika tevékenysége (6.2. 4a ábra). Megerősítést nyert, hogy a villámaktivitás globális értelemben vett abszolút maximuma Afrika térségében, a Kongó-medencében van, értéke esetenként többszörösen felülmúlja más régiók azonos időszakban megfigyelt maximális aktivitását.

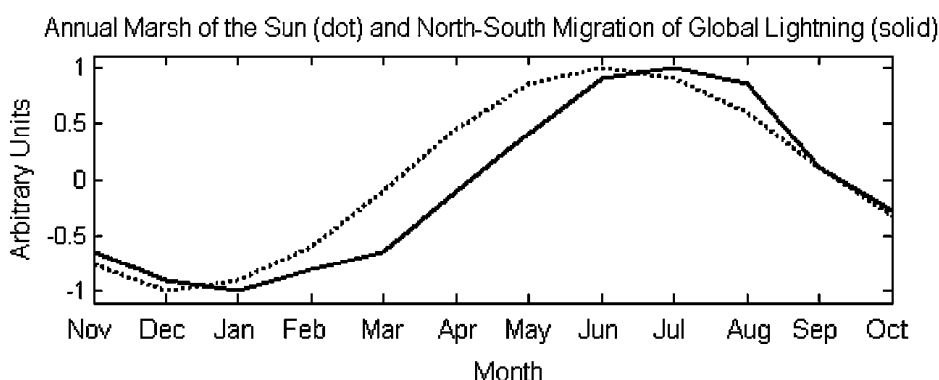
A villámok meridionális eloszlásából az eloszlások súlypontjának a földrajzi szélessége is meghatározható, ahogyan azt a 6.2. 5. ábra mutatja.



6.2. 5. ábra A globális villámeloszlás (folyamatos, vastag görbe), valamint a három nagy trópusi régiót magában foglaló hosszúsági tartományban (Amerika: szaggatott vonal, Afrika/Európa: eredményvonal, Ázsia/Ausztrália: pontozott vonal) vett meridionális villámeloszlás súlypontjának földrajzi szélességgel történő változása az év hónapjaiban (Sátori et al., 2009b).

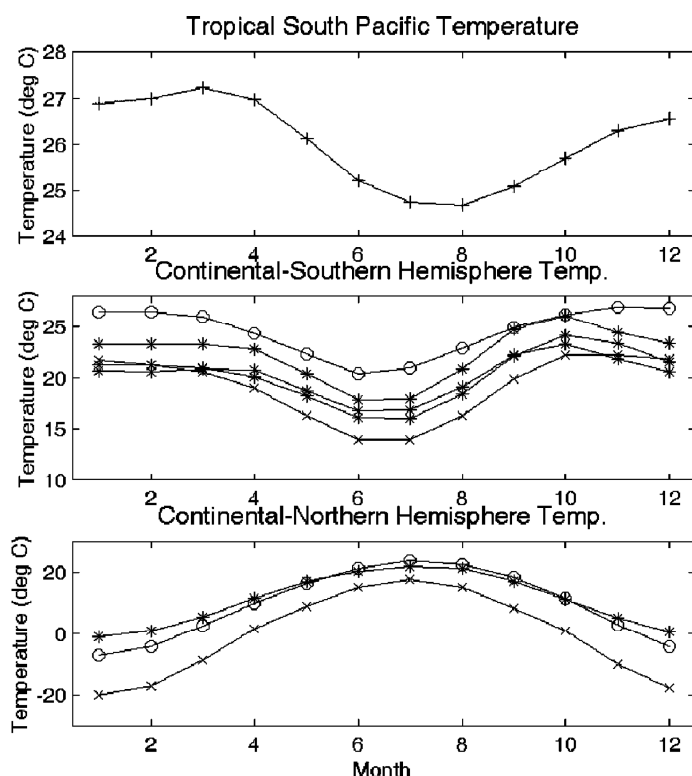
Látható, hogy az éves eloszlás alakja nem egy szinuszoszoidális görbe, aszimmetria figyelhető meg a villámeloszlás pozíciójában az északi és déli félteke nyarának megfelelő hónapokban. A globális villámlás hónapról-hónapra történő pozíció-változása novembertől- márciusig mindig kisebb, mint 5° földrajzi szélesség a déli féltekén, míg az északi félteke nyarán ez

csupán június, július, augusztus hónapokban igaz. A Nap járását leíró szinuszos görbét összehasonlítva a globális villámeloszlás pozíciójának normalizált görbéjével (6.2. 6. ábra), egy kb. 1 hónapnyi késés tapasztalható a globális villámeloszlás pozíciójában az év első felében, amikor a zivatarok a déli féltekéről az északi féltekére migrálnak. A legnagyobb késés március hónapban figyelhető meg. Így szakítani kell azzal a szakirodalomban sokszor leírt sztereotíp megállapítással, hogy a zivatarok pontosan követik a Nap járását az év folyamán. Ez csupán egy rövid időszakra (szeptember, október) korlátozódik.



**6.2. 6. ábra** A Nap járásának (pontozott görbe) és a villámeloszlás globális pozíciójának (folytonos, vastag vonal) a változása az év folyamán, tetszőleges egységben megadva (Sátori, 2003).

Mi az, ami késlelteti a zivatarok déli féltekéről az északi féltekére történő migrálását? Ismert az óceánok nagyobb hőtehetetlenségének a szerepe a déli félteke nyarának alakításában. Látható a 6.2. 7. ábrán, hogy a trópusi, déli csendes-óceáni régióban januártól áprilisig a legnagyobb a hőmérséklet, az ottani télnak megfelelő minimum július-augusztus hónapban következik be. Hasonlóan elhúzódnó nyarakat jeleznek a szárazföldi dél-amerikai (o) és különösen az Atlanti- és Indiai-óceánba „ágyazott” szárazföldi afrikai állomások hőmérsékletei (\*), azaz érvényesül az óceáni befolyás. Ugyanakkor az ottani téli minimum hőmérsékletek június-július hónapban vannak, azaz megmutatkozik az éghajlat szárazföldi jellege is. Az északi félteke állomásainak átlagos hőmérsékletváltozása meglehetősen szabályos, szinuszos jelleget mutat, követve a szárazföldi éghajlat tulajdonságait, a legmagasabb hőmérsékletekkel június, július, augusztus hónapban és a legalacsonyabb hőmérsékletekkel december, január, február hónapban.



**6.2.** 7. ábra A felszíni átlaghőmérséklet hónapról- hónapra történő változása a) Csendes-óceán trópusi, egyenlítőtől délre fekvő régióiban, b) a déli féltekén szubtrópusi/szárazföldi állomásokon: Dél-Amerika (o), Afrika (\* három állomás), Ausztrália (x), c) közepes földrajzi szélességű állomásokon az északi féltekén: Amerika (o Logan), Európa (\* Budapest), Ázsia (x Irkutszk) (Sátori, 2003).

Arra a megállapításra jutottam, hogy a déli féltekén, a nagyobb vízfelületekbe, óceánokba ágyazott szárazföldeken a zivatarok szezonális eloszlásában, pozíciójában is szerepet játszik az óceáni hőtehetetlenség, ahogyan azt a **6.2.** 7. ábra alapján is megállapíthatjuk. A zivatartevékenység eloszlásának legdélebbi pozícióját csupán januárban éri el, míg a legnagyobb napmagasság decemberben van a déli féltekén. Az óceánok lassabban melegsenek fel, mint a szárazföldek, így érvényesül az óceánok késleltető hatása a szárazföldek felmelegedésében. Ugyanakkor az óceánok lassabban is hűlnek le, és ezért késleltetik a szárazföldekhez köthető és hőmérsékletfüggő zivatarok északi féltekére történő migrálását. Az északi féltekén a globális villámaktivitás maximuma júniusban van (*Christian et al., 2003*), ugyanakkor a zivatareloszlás súlypontja júliusban kerül a legészakabbra, s még augusztusban is a júniusinak megfelelő pozícióban van, annak ellenére, hogy a Nap „már távozni készül” (alacsonyabb napmagasság) az északi féltekéről. A hirtelen pozíció-változás a szezonális eloszlásban augusztus/szeptember hónapban következik be a szárazföldek gyorsabb lehűlésének következményeként. Egy tavaszi/őszi aszimmetria is azonosítható a

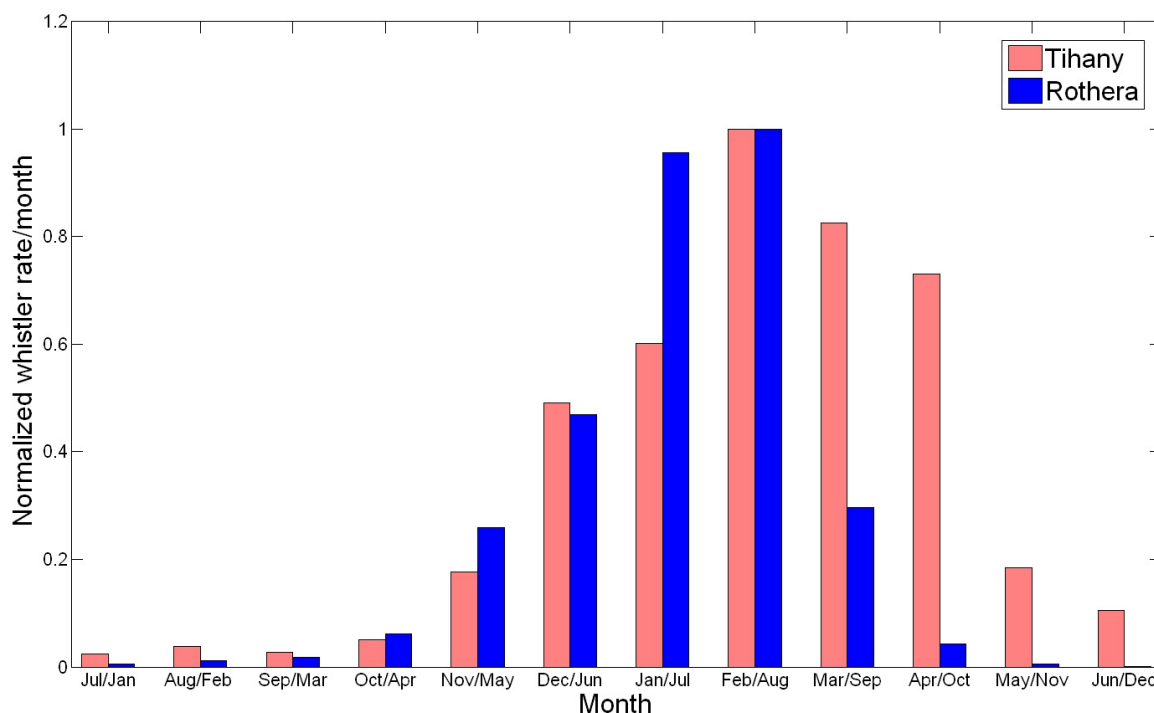
villámok éves meridionális migrációjának a dinamikájában, ami szintén a szárazföldek/óceánok aszimmetrikus területi eloszlásával magyarázható a két féltekén, a gyorsabban felmelegedő/lehűlő szárazföldekkel az északi féltekén és a lassabban felmelegedő/lehűlő szárazföldekkel a déli féltekén a fokozott óceáni befolyásnak köszönhetően. A migráció irányától függően, a migráció sebességében érvényesül egyik vagy másik hatás. A tavaszi/ősz aszimmetriát a zivatarok DFR-ből levezetett fél éves területi változása is mutatja, tavasszal a zivatarok nagyobb területen következnek be, mint ősszel, ahogyan azt a **6.1.** fejezetben tárgyaltam. A tavaszi/ősz aszimmetriát Afrika vonatkozásában más paraméterekben is kimutatták: vegetáció növekedése (*Zhang et al.*, 2005), trópusok közötti konvergencia zóna (ITCZ-Intertropical Convergence Zone) pozíciója (*Ramel et al.*, 2006), esőzés (*Engelstaedter and Washington*, 2007).

A whistlerek évszakos eloszlásának az összehasonlítása északi és déli féltekén levő állomásokon független bizonyítékát adhatja a zivatarok egymástól eltérő szezonális eloszlására a két félteke nyarán, a szárazfölddel/óceánnal borított területek eltérő aránya következtében, az óceáni éghajlat fokozott befolyására a déli félteke villámaktivitásában.

A whistlerek villámok keltette elektromágneses hullámok a VLF (Very Low Frequency) frekvenciatartományban (~3-30 kHz), amelyek a földmágneses tér által meghatározott „vezető csatornába” történt befogásuk után speciális, ún. whistler-módusú terjedéssel az ionoszférán-magnetoszférán-ionoszférán keresztül eljutnak az egyik féltekéről a másikra, ahol a befogás konjugált talppontjában fokozatosan mélyülő, füttyszerű hang formájában detektálhatók. Az AWD (Automatic Whistler Detector) egyre bővülő hálózata (*Lichtenberger et al.*, 2008) és a mérések időtartama lehetővé tette az éves whistler-eloszlások tanulmányozását mindkét féltekén (*Lichtenberger et al.*, 2008; *Collier et al.*, 2011).

Tihany konjugált pontja a Dél-Afriai Köztársaság Indiai-óceánnal határos keleti partszakaszán van, Rothera konjugált pontja pedig az Egyesült Államokban, Boston közelében található. Ez azt jelenti, hogy a tihanyi whistlerek forrásai Afrika déli részén bekövetkező villámok, míg a Rothera (Antarktis) állomáson detektált whistlerekért észak-amerikai zivatarok villámai a felelősek. A **6.1.2.** 8. ábrán látható, hogy alapvető különbség van a whistlerek éves eloszlásában, attól függően, hogy a whistlereket keltő villámok forrásai a déli féltekén vagy az északi féltekén vannak. A tihanyi whistlerek éves eloszlása a déli féltekére jellemző hosszan elnyúló nyárnak (decembertől egészen áprilisig) megfelelő, hőmérsékletfüggő villámeloszlást tükrözi. A Rothera-állomáson regisztrált whistlerek az

északi félteke nyarára jellemző éves eloszlást mutatják, a három legnagyobb értékkel június-július-augusztus hónapokban és hirtelen csökkenő számmal szeptemberben.



**6.1.2. 8. ábra** Whistlerek átlagos normalizált éves eloszlása a) Tihanyban 2002. február 27. és 2008. február 26. között (Lichtenberger et al., 2008 valamint b) Rothera állomáson (Antarktis) 2009-ben. (A közös időtengelyt mindkét félteke nyári évszakának megfelelő azonos hónap szerint illesztettem.) /Lichtenberger et al., (2008) és Collier et al., (2011) nyomán/.

Mind az északi, mind a déli féltekén kapott éves whistler-eloszlás lényegi vonásaiban a konjugált pont féltekéinek egymástól eltérő, éves villámeloszlási tulajdonságait tükrözi. A februári/augusztusi maximum vagy Tihanyban észlelt áprilisi magas whistler szám háttérében nemcsak a forrás-intenzitás, hanem kedvező befogási feltételek is közrejátszhatnak, de ennek vizsgálata nem tárgya ezen dolgozatnak. Megállapítható, hogy függetlenül attól, hogy mindkét esetben a konjugált pont óceán közelében (Indiai-óceán és Atlanti-óceán) van, a whistlerek éves eloszlása fő vonásaiban a konjugált pont közeli szárazföldre (kontinensre) jellemző éves villámeloszlás tulajdonságait tükrözi. Az északi féltekén, Amerikában, nyáron három hónapra (június-augusztus) koncentrálódik a maximális villámaktivitás (lásd **6.1.2. 4a** ábra), a szárazföldi éghajlatnak megfelelően. A déli féltekén, Afrika egyenlítőitől délre fekvő részén, az ottani nyáron a maximális villámaktivitás legalább 5 hónapon át tart a

szárazföldre koncentrálódó, de az óceáni hőtehetetlenség befolyása következtében elnyúlt nyári időszakban (lásd 6.1.2. 4b ábra).

Hosszabb időskálán, nagyszámú whistler-megfigyelésre alapozva, nemcsak a plazmaszféra tulajdonságai vizsgálhatók, hanem a két féltekén eltérő módon/mértékben bekövetkező klimatikus trendek feltárása is lehetővé válik, a kicsiny hőmérsékletváltozásra érzékeny, whistlereket is kiváltó villámok révén.

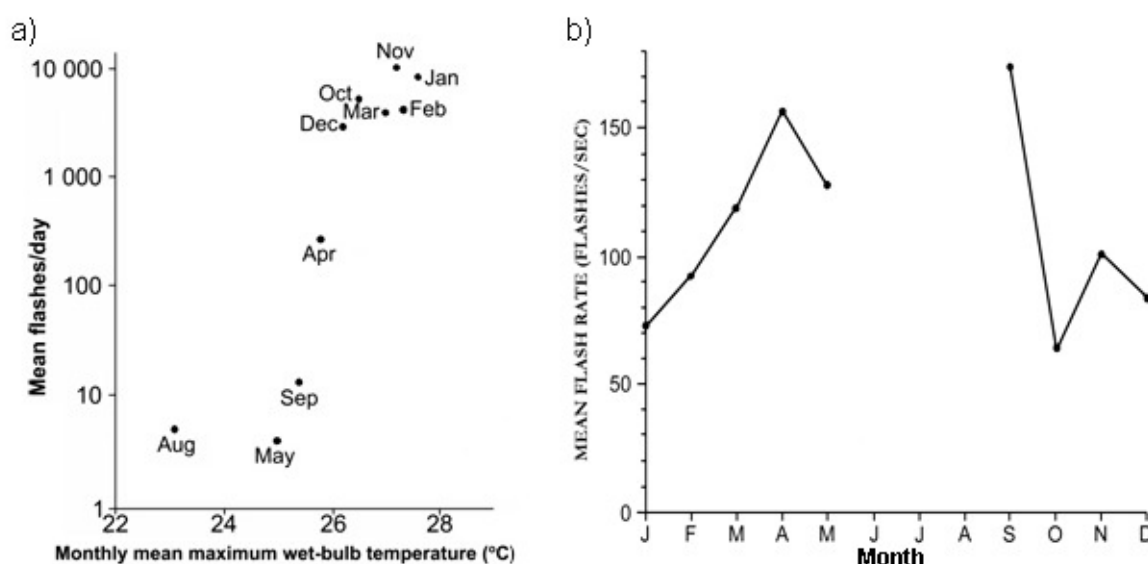
## 6.2. Összefoglalás

SR-frekvencia mérések alapján arra a következtetésre jutottam, hogy a globális villámlás évszakos meridionális migrációjának a sebessége nem egyenletes. A zivatarok kb. 5 hónapon keresztül (november-március) koncentrálódnak a déli féltekére, annak nyarán. A sajátos szezonális szekvenciát (nem egyenlő hosszúságú négy évszak) a szárazfölk és óceáni területek eltérő arányával az északi- és déli féltekén, valamint a szárazföld és óceán eltérő termális tulajdonságával magyaráztam. A déli féltekén kisebb a szárazföld aránya a vízzel borított területekhez képest, így jobban érvényesül az óceánok nagyobb hőtehetetlenségének hatása (lassaban melegszik fel és lassabban hűl le) a déli félteke szárazföldjeinek éghajlatában. Megállapítottam, hogy a szárazfölkhez köthető globális villámlás évszakos, meridionális migrációs dinamikájának termális „vezérlését” nemcsak a Nap, hanem a déli félteke óceánjai is végzik. Az SR-frekvenciamérésekből levont következtetést, független whistler-megfigyelések is alátámasztják.

### 6.3. Féléves változás

#### 6.3.1. Féléves változás a globális zivataraktivításban, ahogyan azt az SR-intenzitás mérések jelzik

A Schumann-rezonanciákkal kapcsolatos kutatások reneszánszukat élik. Ez részben *Williams*-nek a *Science*-ben (1992) megjelent nagy nemzetközi visszhangot kiváltó cikkének köszönhető, amelyben a Schumann-rezonanciákat, mint globális trópusi hőmérőt mutatja be. Feltevését arra a tapasztalati tényre alapozta, hogy a trópusokon a villámaktivitás nagymértékben (nem-lineárisan) megnövekszik egészen kicsiny, esetenként néhány tized °C hőmérsékletnövekedés hatására. A trópusi, átlagosan ~5°C-os éves hőmérsékletváltozás során mintegy négy nagyságrendet változik az átlagos napi villámszám (6.3.1. 1a ábra).



6.3.1. 1. ábra a) Az átlagos napi villámszám Darwin (12°déli szélesség) közelében a maximális nedves-hőmérséklet havi átlagának a függvényében 1988. hónapjaiban (*Williams*, 1992),  
b) Átlagos villámszám másodpercenként az év hónapjaiban (*Williams*, 1994).

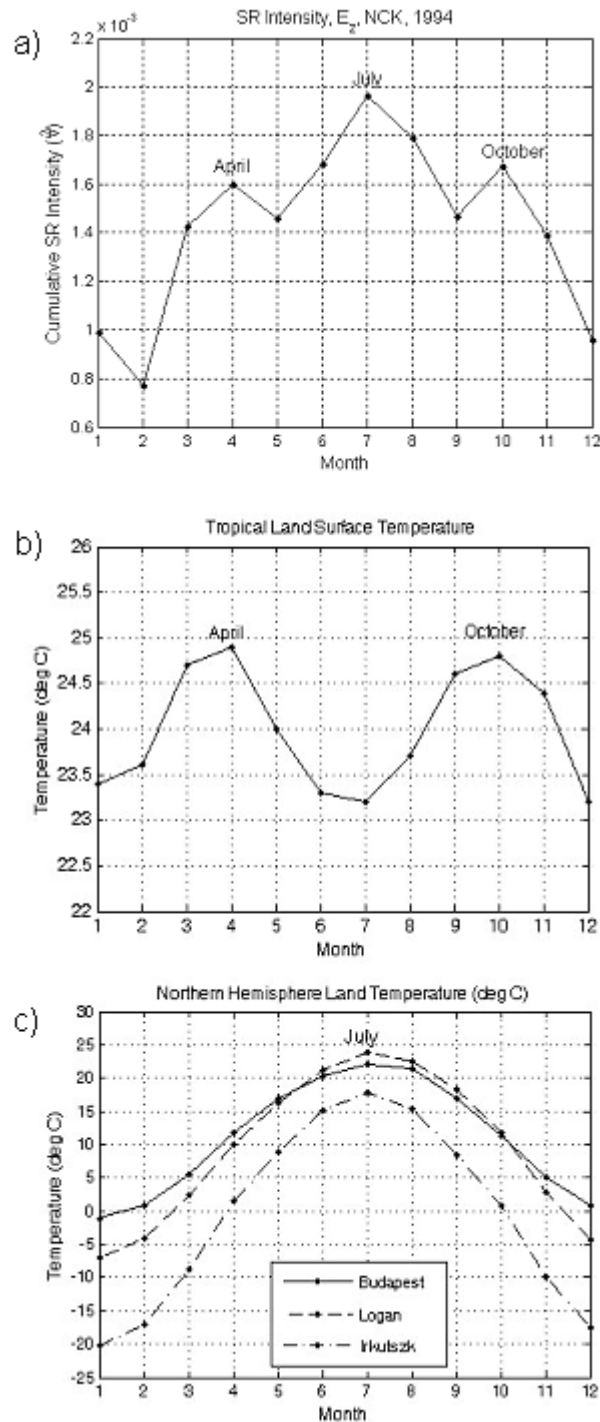
Napéjegylenlőségi hónapokban a trópusi régióban az egységnyi területre juttatott többlet napsugárzási energia egy ~1.5°C-os féléves hőmérsékleti hullámban jelentkezik áprilisi és októberi maximummal. Ezen hőmérsékletváltozásnak a megnövekedett villámaktivitáson keresztül a Schumann-rezonanciák intenzitás-változásában is tükröződni kell. Bár *Williams* (1994) kísérletet tett ennek igazolására, azonban az 1970-1971-es évekből rendelkezésre álló, Rhode Islandon (USA) mért SR intenzitás-adatok meglehetősen hiányosak voltak, amelyekre

a 6.3.1.1b ábrán bemutatott eredményeket alapozta. Feltehetően a nyári SR méréseket az igen erős (esetenként trópusi intenzitású) észak-amerikai zivatarok közelsége tette lehetetlenné.

A féléves trópusi hőmérsékleti hullámnak a Schumann-rezonanciák intenzitás-változására gyakorolt hatását elsőként a nagyecenki SR adatsor segítségével sikerült igazolni (*Sátori and Zieger, 1996*). A vertikális elektromos térkomponens folyamatos mérése 1993. májusától vált lehetségessé. 1994-re, az első teljes naptári évre vonatkozóan meghatároztam az első három módus kumulatív intenzitását (négyzetes amplitúdók összege) az év hónapjaiban (6.3.1. 2a ábra). Látható, hogy a júliusi intenzitás-maximumon kívül megjelenik két másodlagos maximum április és október hónapokban, összhangban (*Williams, 1994*) feltevésével. Az SR-intenzitás maximumok hónapjai összeesnek a trópusokon mért áprilisi és októberi hőmérsékleti maximumokkal (6.3.1. 2b ábra), valamint az északi féltekén mért (három közepes szélességi állomáson: Észak-Amerika: Logan, Európa: Budapest, Ázsia: Irkutzsk) júliusi hőmérsékleti maximummal (6.3.1. 2c ábra). Megjegyzendő, hogy a júliusi SR-intenzitás maximum két ténynek köszönhető: 1) A hőmérsékleti maximumnak, ami elősegíti a zivatarok keletkezését az északi féltekén, azaz megnő a forrás-intenzitás, köszönhetően a szárazföldre túlsúlyának az északi féltekén. 2) Ezek a zivatarok, mint elektromágneses hullámforrások (elsősorban az európai és ázsiai zivatarok) közelebb kerülnek az észlelési helyhez (ezen esetben Nagycenkhez), tehát érvényesülnek az SR frekvenciatartományban jellemző távolságfüggő hullámterjedési sajátosságok.

Egy évvel később *Füllekrug and Fraser-Smith (1997)* az Antarktiszon, Arrival Height állomáson (78°D, 167°K), valamint Grönlandon, Søndrestørmfjordnál (67°É, 51°Ny) a horizontális mágneses tér-komponensben mért SR-intenzitások (1985-1996) analízisével, szintén kimutatta a féléves változást áprilisi (márciusi) és októberi (novemberi) maximumokkal, összhangban a vertikális elektromos térkomponensben mért nagyecenki eredményekkel. Afrika és Amerika maximális villámaktivitásának óráiban mért értékek (16UT+20UT) átlagát vették figyelembe, hogy csökkentsék a forrás-észlelő távolság különbözőségéből eredő SR-intenzitás különbségeket a két állomáson.

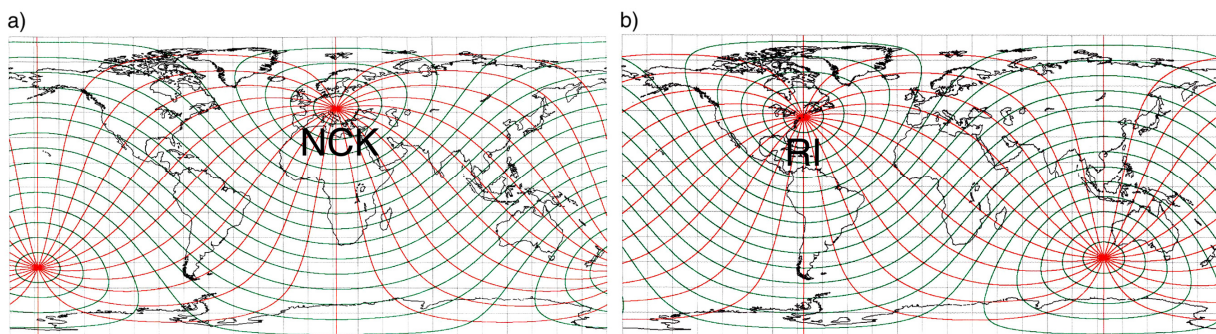
A globális trópusi zivatartevékenység féléves trópusi hőmérsékletváltozásra adott válaszáról műholdas mérésekben évekkel később *Christian et al. (2003)* munkája számol be.



6..3.1. 2. ábra a) Nagycenken mért kumulatív SR-intenzitás 1994. hónapjaiban b) Trópusi szárazföldi felszíni hőmérséklet az év hónapjaiban c) Az északi félteke közepes földrajzi szélességén elhelyezkedő három állomásán (Budapest, Logan, Irkutsk) mért átlagos felszíni hőmérséklet az év hónapjaiban.

SR-intenzitások további összehasonlító elemzésére az kínált lehetőséget, hogy a nagycenki SR méréssel közel egy időben Rhode Islandon (West Greenwich), az USA-ban szintén elkezdődött az SR regisztrálás, ami elsősorban a horizontális mágneses térkomponens

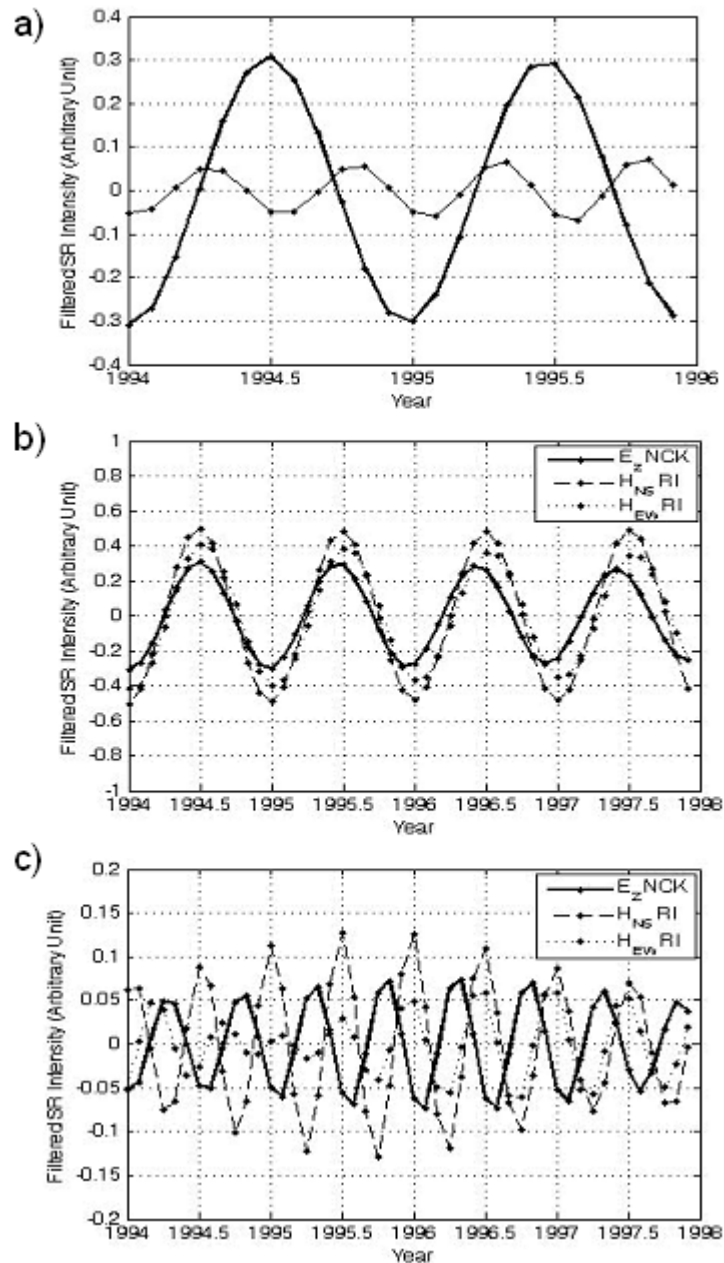
mérésében volt sikeres. Nagycenk (47,6°É; 16,7°K), továbbiakban NCK távolsága a tőle délre fekvő, afrikai fő zivatargóctól (Kongó-medence) és Rhode Island (41,5°É; 71,7° Ny), röviden RI távolsága a tőle szintén délre elhelyezkedő dél-amerikai egyenlítői zivatarrégiótól (Amazon-medence) kb. 5 Mm. A két állomás egyenlítőtől vett távolságának különbsége mindösszesen kb. 1,5%-a az alpmódus hullámhosszának (Föld kerülete). Sőt a Kongó-medence és az Amazon-medence kölcsönösen közel azonos távolságra van NCK-tól és RI-től a terjedési főkörök mentén mérve: kb. 10 Mm, ahogyan azt a 6.3.1. 3. ábrán láthatjuk.



**6.3.1. 3. ábra** Az észlelőtől egyenlő távolságra 1 Mm-ként elhelyezkedő körök (zöld) és az észlelőn áthaladó nagy terjedési főkörök (piros) a) NCK állomásra b) RI esetén.

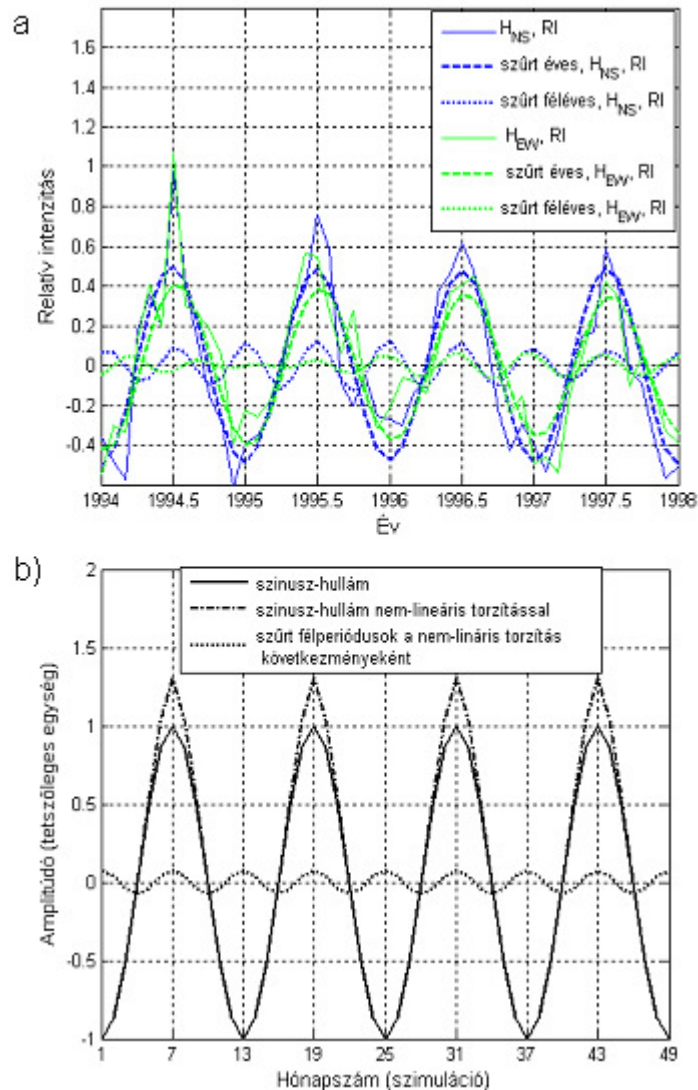
Így a forrás-észlelő távolság különbségéből eredő intenzitás-különbségek elhanyagolhatók a tényleges forrás-intenzitás (villámaktivitás) változásából eredő különbségekhez képest. Négy év (1994. január-1997. december) közös időszak éves és féléves SR-intenzitás változásait hasonlítottam össze (Sátori *et al.*, 1999). A 6.3.1. 4. ábra digitális szűrési eljárással (Sátori and Zieger, 1996) meghatározott éves és féléves SR intenzitás változások szinuszoszoidális komponenseit mutatja a két SR állomásra. Mindkét állomás idősorát normalizáltam saját középértékével, így az intenzitásváltozások nagysága és fázisa egyaránt összehasonlíthatóvá vált. A 6.3.1. 4a ábra az éves és féléves intenzitásváltozások nagyságát hasonlítja össze NCK állomáson 2 évre (1994-1995) vonatkozóan. A féléves intenzitás-hullám amplitúdója mintegy hatoda az éves hulláménak. Az éves változás maximuma az északi félteke nyarára, júliusra esik, míg a féléves hullám maximumai április/május valamint október/november hónapokban mutatkoznak. A 6.3.1. 4b ábra a NCK-i vertikális elektromos térkomponens és RI horizontális észak-déli ( $H_{NS}$ ) és kelet-nyugati mágneses ( $H_{EW}$ ) térkomponensének szűrt éves hullámait hasonlítja össze. Látható, hogy az éves változások fázisban vannak egymással, júniusi/júliusi maximumokkal és a Rhode Islandon mért amplitúdók mintegy 30%-al nagyobbak a nagycenkai amplitúdóknál. Ez elsősorban Észak Amerika nagyon intenzív nyári zivatartevékenységevel magyarázható, ahogy az a 2. 1. ábra

műholdas zivatartérképén is látható. A meglepetést a féléves hullámok analízise szolgáltatta azáltal, hogy a féléves hullám fázisa, azaz maximum-helyei RI esetében lényegesen eltérnek a Nagycenken megfigyelt (*Sátori and Zieger, 1996*) és a *Williams (1994)* által megjósolt április és októberi maximumoktól, ahogyan az a **6.3.1. 4c** ábrán látható. Rhode Islandon a féléves maximumok január és július hónapban jelennek meg.



**6.3.1. 4. ábra** a) Szűrt éves és féléves SR-intenzitás változások NCK-en (1994-1996) b) Szűrt éves SR intenzitás változások a vertikális elektromos térkomponensben NCK-en és a horizontális észak-déli és kelet-nyugati mágneses térkomponensben RI-on (1994-1998) c) Szűrt féléves SR intenzitás változások a vertikális elektromos térkomponensben NCK-en és a horizontális észak-déli és kelet-nyugati mágneses térkomponensben RI-on (1994-1998).

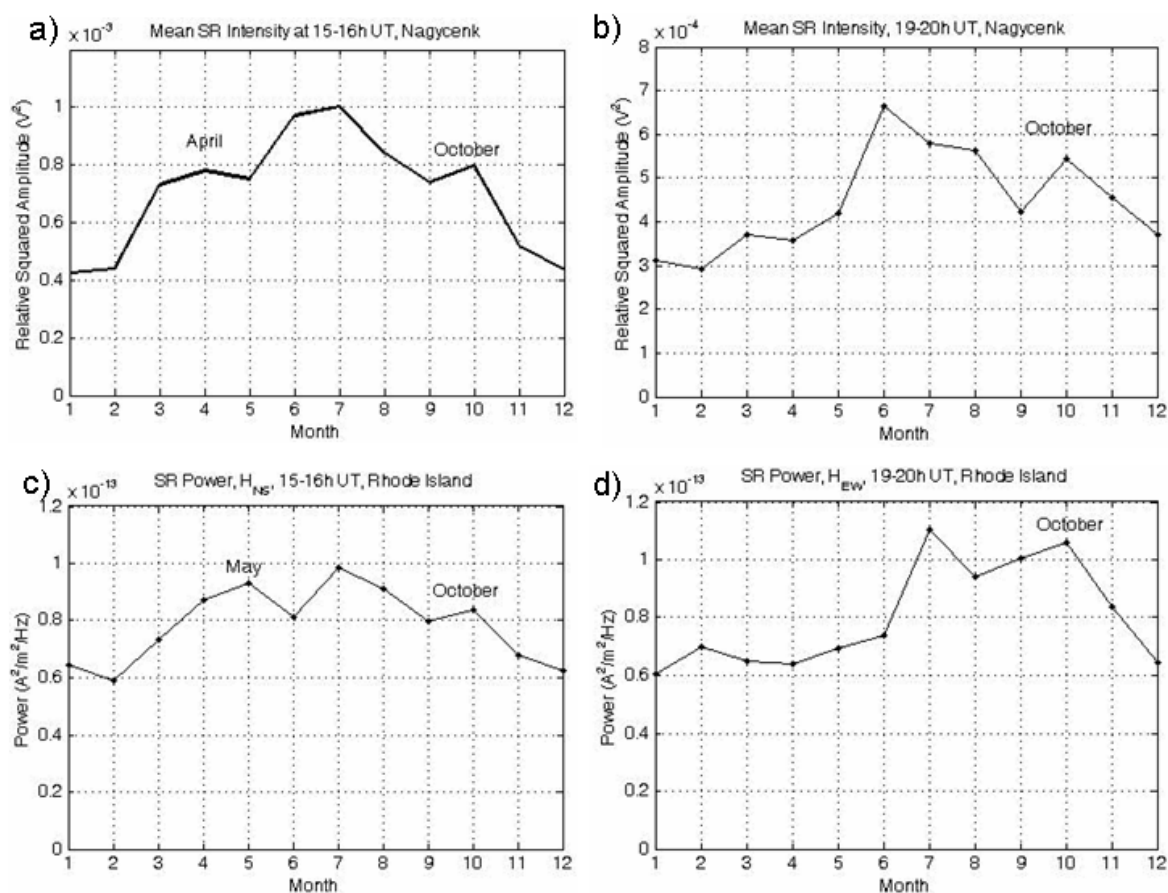
A féléves hullám fázis-eltérése a két távoli észlelő helyen két okból eredhet. 1) Az éves változás nem szinuszoidális jellege RI-nél, amely főleg a nyári maximumoknál, tapasztalható és ezáltal a szűrési eljárás során nem valós féléves hullámok generálódnak (6.3.1. 5. ábra); 2) A valós féléves változás (tavaszi-őszi kettős maximum) hiánya a dél-amerikai trópusi régióban (6.3.1. 6. ábra).



**6.3.1. 5. ábra** a) A horizontális mágneses térintenzitás észak-déli és kelet nyugati komponense RI-nél, valamint a szűrt éves és féléves változások 1994 és 1998 között b) Éves változást szimuláló szinusz hullámok (folytonos vonal), nem-lineárisan torzított szinusz hullámok szimmetrikusan a júliusi intenzitás-maximumnak megfelelő hónap körül (eredményvonal), valamint a féléves változásnak megfelelő szűrt amplitúdók (pontosított vonal).

A 6.3.1. 5a ábra bemutatja az éves intenzitásváltozás nem-szinuszoidális jellegét, amennyiben a legnagyobb eltérések az éves szinuszoidális (szűrt) változásoktól leginkább az

északi félteke nyári hónapjaira esnek. A szűrt féléves hullámok amplitúdója (januári, júliusi maximum) nagyobb az észak-déli ( $H_{NS}$ ) mágneses komponens esetében, különösen azokban az években, ahol a szinuszosidális jelleg kevésbé érvényesül. A szűrési eljárással generált fizikai tartalmat nélkülöző féléves változást jól érzékelteti a 6.3.1. 5b ábra ahol egy szinuszos hullámot nem lineárisan torzítottunk szimmetrikusan a júliusi maximumnak megfelelő értékeknél. Ezután a szimulált torzított éves változást hasonló szűrési eljárásnak vetettük alá, mint a mért idősort. Látható, hogy a keletkezett féléves periódusnak megfelelő hullám maximum helyei január és július hónapra esnek. Ezután megvizsgáltam a kettős maximum hiányának a lehetőségét a dél-amerikai trópusi régióban. Klimatológiai értelemben a villámaktivitás maximuma helyi időben délután következik be a napi időskálán. Zivataros napok megfigyelése (*Whipple*, 1929), SR észlelések (*Sátori*, 1996) és a műholdas mérések (*Christian et al.*, 2003) egyaránt alátámasztják, hogy az afrikai zivattarrégió maximális villámaktivitása 15 UT körül következik be, míg Dél Amerikában legintenzívebb a villámlás 20 UT körül.



**6.3.1.** 6. ábra SR intenzitás átlagos éves változása (1994-1999) a hónapok függvényében a) Nagycenken 15-16 UT-nál, b) 19-20 UT-kor, c) Rhode Islandon 15-16 UT között és d) 19-20 UT-nál (*Williams and Sátori*, 2004).

Azt is tudjuk, hogy a vertikális elektromos térkomponens mérésére szolgáló gömbantennna érzékenysége irányfüggetlen, míg az indukciós szondák a tengelyükre merőleges hullám-normálissal érkező hullámokra a legérzékenyebbek. Ezen megfontolások alapján több évnnyi SR intenzitásból számított éves átlagot hasonlítottam össze az afrikai és a dél-amerikai zivatarok maximális aktivitásának órájában (*Sátori et al.*, 1999; *Williams and Sátori*, 2004).

Látható, hogy 15-16 UT órákor, amikor az afrikai zivatarrégió a legaktívabb, a júliusi maximális SR intenzitás mellett, áprilisban/májusban és októberben megjelennek a másodlagos maximumok Nagycenken (6.3.1. 6a ábra) és Rhode Islandon az észak-déli,  $H_{NS}$  mágneses térkomponensben (6.3.1. 6c ábra). RI-on és az afrikai zivatargócón átmenő terjedési főkörök az észak-déli irányra, azaz az észak-déli tájolású szonda tengelyére közel merőlegesek, ahogyan azt a 6.3.1. 3b ábra térképe alapján beláthatjuk. A dél-amerikai maximális zivatartevékenység órájában, 19-20 UT-kor csupán októberben jelenik meg másodlagos SR intenzitás maximum mind Nagycenken (6.3.1. 6b ábra) a vertikális elektromos térkomponensben, mind Rhode Islandon a kelet-nyugati,  $H_{EW}$  mágneses térkomponensben (6.3.1. 6d ábra). RI-on és a dél-amerikai zivatargócón átmenő terjedési főkörök a kelet-nyugati irányra, azaz a kelet-nyugati tájolású szonda tengelyére merőlegesek, ahogyan azt ismét a 6.3.1. 3b ábra térképén láthatjuk. Összességében megállapítottam, hogy a Rhode Island-i SR mérésekből kiszűrt rendhagyó fázisú féléves hullám az éves változás nem-lineáris voltából fakad, valamint annak is a következménye, hogy a dél-amerikai villám-aktivitás termális eredetű féléves változásából, következésképpen az SR-intenzitás változásából hiányzik az áprilisi/májusi maximum (*Sátori et al.* 1999; *Williams and Sátori*, 2004). Ez utóbbi eredményt független, műholdas (OTD, LIS) mérésekkel is alátámasztottam az afrikai Kongó-medence és a dél-amerikai Amazon-medence térségére vonatkozó villámaktivitás összehasonlításával (*Williams and Sátori*, 2004).

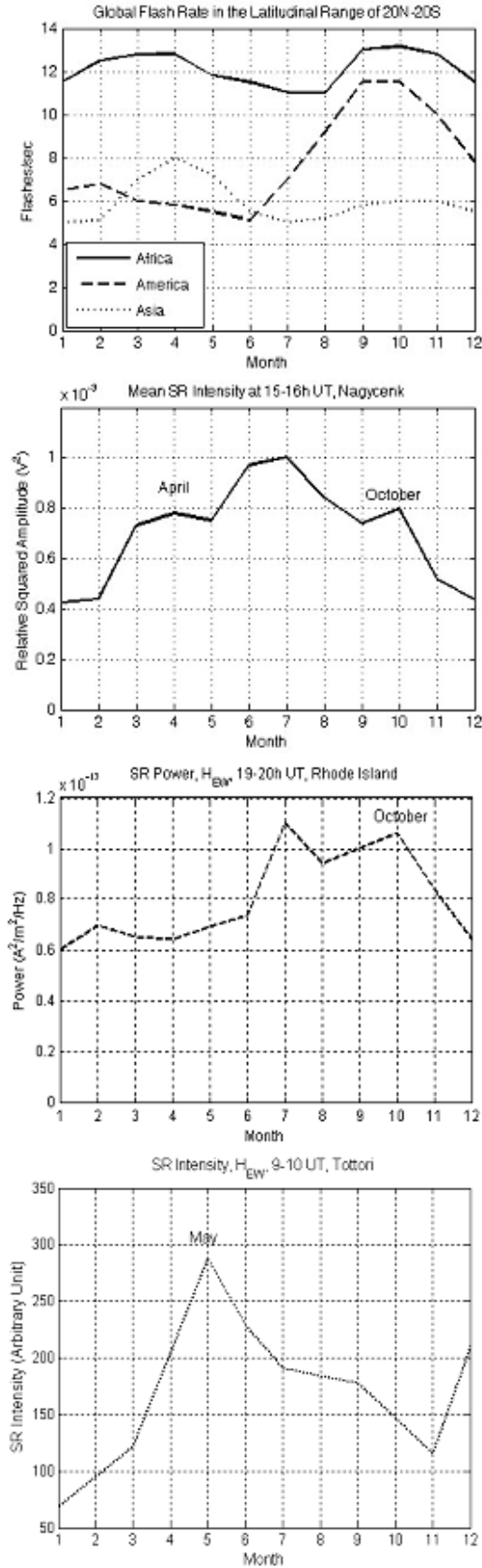
Jelen dolgozatban, hogy feltárjam a szoláris besugárzás által indukált féléves trópusi felszíni hőmérsékletváltozásra adott választ mindhárom trópusi „kémény-régió” (Amerika, Afrika, Ázsia/Ausztrália) zivatartevékenységre, összehasonlítottam a műholdas (OTD, LIS) villám-megfigyeléseket az említett három régiót tartalmazó hosszúsági sávokban és a 20°É-i és 20°D-i szélesség által határolt tartományban. A hosszúsági sávhatárok megfelelnek *Christian et al.* (2003) felosztásának, Amerika: 180°Ny - 30°Ny; Afrika: 30°Ny - 65°K; Ázsia/Ausztrália: 65°K - 180°K. Így ugyan a teljes egyenlítői térséget lefedtem, de az óceáni térségek zivataraktivitása elhanyagolható a szárazföldekéhez képest. Az OTD és LIS adatokat

kétféle térfelbontásban, és napos időfelbontásban tárolják (<http://thunder.msfc.nasa.gov/>). A villámszám-sűrűséget (villám/km<sup>2</sup>) 2,5°\*2,5°-os térbeli felbontásban használtam. A teljes villámszámot egy 2,5°\*2,5°-os területre egy nap folyamán, a villámszám-sűrűség és a megfelelő cella területének szorzata adja. (Megjegyzendő, hogy a cellák területe szélességfüggő.) A kiválasztott három terület minden egyes cellájára megismételve az eljárást a cellákra kapott értékek összegzésével, majd a napi értékek összegéből előállítottam a havi értékeket a rendelkezésre álló ill. kiválasztott években (1996-1999), majd azok átlagát képeztem.

További SR-intenzitás adatok is elérhetővé váltak a japán Tottori állomásról. Ez az 1960-as években időszakosan működő SR-mérőhely elsősorban Dél-Kelet Ázsia, Ausztrália villámaktivására érzékeny, amelynek maximuma 09-10 UT körül van.

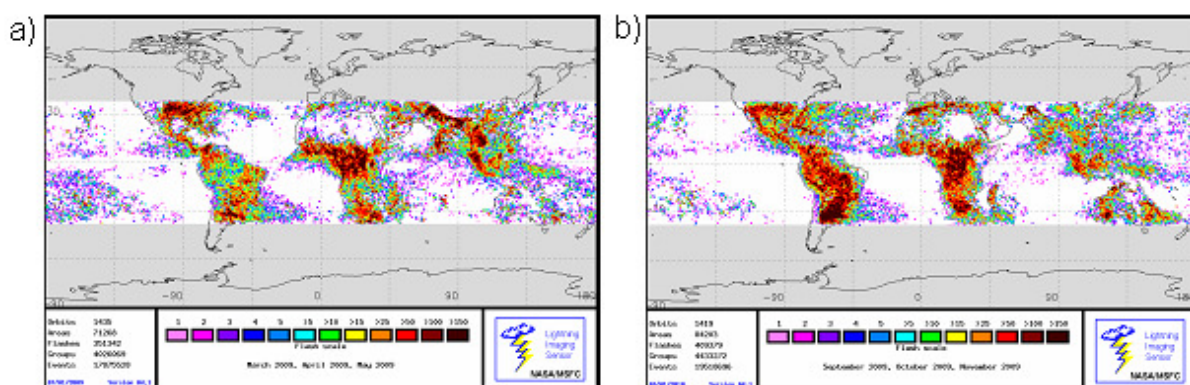
A kapott eredményeket a **6.3.1. 7. ábra** foglalja össze. A **6.3.1. 7a ábra** műholdas (OTD/LIS) villám mérései (villám/sec) is kettős maximumot (bi-modális strukturát) mutatnak Afrika egyenlítői térségében április és október hónapban, míg Dél-Amerika esetében nincs kettős maximum, s az októberi villámaktivitás közel kétszerese az áprilisi értéknek. Ázsia esetében pont fordított a helyzet. Tekintélyes maximum mutatkozik áprilisban, míg az októberi villámaktivitás alig haladja meg a szomszédos hónapokban mért értékeket. A három trópusi zivatarrégió aktivitása egymással is összehasonlítható. Látható, hogy a trópusi Afrika a világ legintenzívebb zivatarrégiója az év minden hónapjában, míg Dél-Amerika a második a zivataraktivitásban eltekintve a tavaszi hónapoktól (március, április, május; lásd **6.3.1. 8. ábra**).

A **6.3.1. 7b, 7c, 7d ábrán** bemutatott SR-intenzitás értékek évszakos változása kvalitatív értelemben összhangban van a műholdas mérésekkel. A három nagy trópusi zivatargóc maximális zivatartevékenységeinek óráiban mindhárom SR mérőhelyen mért SR-intenzitás érték a hozzá legközelebb eső zivatarrégió évszakos tevékenységének megfelelő, műhold által megfigyelt jellegzetességeit mutatja. Természetesen a 20°É-i és 20°D-i szélességre vonatkozó műholdas mérések a júliusi maximumot nem jelzik. A Schumann-rezonancia jelenség pedig nem teszi lehetővé, hogy mesterségesen lehatárolt földrajzi egységek villámai jelenségek csupán a forrást.



**6.3.1.** 7. ábra a) A villámaktivitás (villám/sec) évszakos változása a három trópusi „kémény-régió”-ban (Afrika, Amerika, Ázsia),  $\pm 20^\circ$  szélességi tartományban, OTD/LIS műholdas villámfigyelések alapján. b) SR-intenzitás ( $E_Z$ ) évszakos változása Nagycenken, 15-16 UT-kor c) USA-ban, Rhode Islandon ( $H_{EW}$ ) 19-20 UT-kor d) Japánban, Tottoriban ( $H_{EW}$ ) 09-10 UT-kor.

A három trópusi „kémény-régió” a fél éves trópusi hőmérsékletváltozásra adott eltérő válasza klimatológiai értelemben általános érvényűnek mondható, ugyanis az OTD műhold csupán 1995. áprilisától kezdett adatokat szolgáltatni és így csupán 4 évnnyi mérés (1996-1999) esetében van időbeli átfedés NCK-nál és RI-nél az SR-intenzitás mérések (1994-1999) vonatkozásában, Tottori SR adatai pedig 1968-ból származnak. A 6.3.1. 8. ábra műholdas (LIS) zivatarterképei pedig egy jóval későbbi évben, 2009-ben mutatja be vizuálisan a nagy kontrasztot Dél-Amerika és Dél-Kelet Ázsia zivatar-tevékenységében a két évszakban (március-április-május és szeptember-október-november).



**6.3.1.** 8. ábra A LIS műhold által megfigyelt zivatar-tevékenység a) 2009. március-április-május hónapokban b) 2009. szeptember-október-november hónapokban

A szárazfölddel/vízzel borított területek arányának a változása a zivatarok évszakos meridionális migrációja során, valamint a migráció aktuális iránya (északról délre vagy fordítva), valamint a topográfiának, - Amazon-medence, mint „zöld-óceán” Dél-Amerikában (*Williams et al.*, 2002) vagy a Himalája magas tömbje Ázsiában -, nagy szerepe van a villámaktivitásnak a fél éves trópusi hőmérsékletváltozásra adott bi-modálistól eltérő aszimmetrikus és ellentétes válaszában Amerika és Dél-Kelet Ázsia trópusi térségében. Az indiai szubkontinensen a villámaktivitás maximuma májusban (pre-monszun) következik be, akár 4-szeresen is felülmúlva a monszun-időszakban tapasztalt értékeket (*Kandalgaonkar et al.*, 2003). A 6.3.1. 8a ábra zivatarterképén (március-április-május) szinte kirajzolódik a Himalája vonulatának déli szegélye. Az indiai szubkontinens egyes régióiban a villámaktivitás mutatja a klasszikus bi-modális szezonális struktúrát április és októberi maximummal, míg más területein attól nagyon is eltérhet (*Natha, et al.*, 2009). A  $\pm 20^\circ$  szélességet magába foglaló műholdas megfigyelés (6.3.1. 7a ábra) kvázi-bimodális struktúrát mutat, hangsúlyozottan áprilisi maximummal és egy kicsiny másodlagos maximummal

októberben, míg a Tottoriban mért SR-intenzitások (6.3.1. 7d) inkább az indiai szubkontinens globális zivataraktivitásának a szezonális tulajdonságait jelzik (májusi maximum), lévén, hogy közelebb van az észlelő állomáshoz, valamint az SR jelenség esetében nem lehet pontosan lehatárolt területű forrásrégióról beszélni.

Az SR-intenziások szezonális változásában észlelt különbségek a fél éves trópusi hőmérsékletváltozásra adott válaszbán, Afrikában és Dél-Amerikában (Sátori et al., 1999), motiválták azt a tanulmányt, amelyben összehasonlítottuk a két fő trópusi szárazföldi konvekciós régiót (Kongó-medence, Afrikában és az Amazon-medence Dél-Amerikában) a villámlás, az esőzés, a termodinamikai és hidrológiai, valamint az aeroszolok által befolyásolt felhők mikrofizikájának tulajdonságai alapján (*Williams and Sátori*, 2004). A két medence tengerszint feletti magasságának különbözősége, a hőmérséklet, a napi hőmérséklet-változás, a Bowen-arány, a vízzel elárasztott területek aránya, a határréteg relatív nedvessége és a felhőzet aljának a magassága együttesen jelzik, hogy a Kongó-medence szárazföldre jellemzőbb tulajdonságokkal rendelkezik, mint az Amazon-medence. Az aeroszolok képződése szempontjából fontos tüzek szezonális eloszlása is különböző a két medencében, s Amazónia térségében augusztus-szeptember hónapokban kiemelkedően magas az egységnyi területre jutó tüzek száma. Mindezek a tulajdonságok együttesen járulnak hozzá, hogy a villámlás évszakos eloszlása más a két régióban. Összességében a Kongó-medence „szárazföldibb” tulajdonságokkal rendelkezik, azaz kissé forróbb és szárazabb, mint az Amazon-medence.

### 6.3.1. Összefoglalás

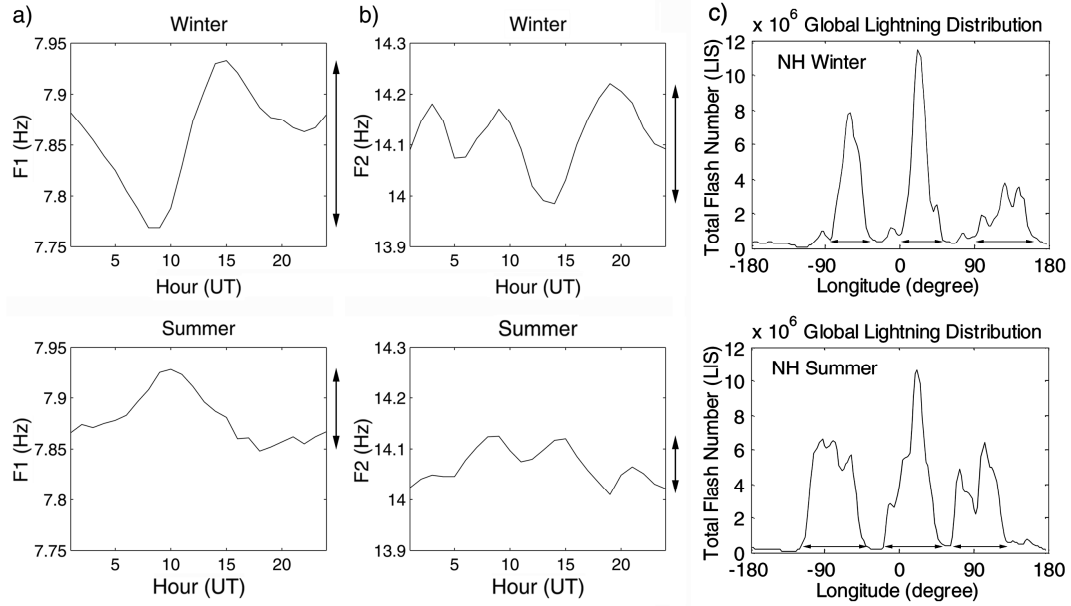
- a) Elsőként igazoltam *Williams* (1994) hipotézisét a nagycenki SR-intenzitás értékek szezonális változása alapján (*Sátori and Zieger*, 1996). A napjegy-egyenlőségi hónapokat követően az egységnyi felületre juttatott többlet szoláris besugárzás egy  $\sim 1.5^{\circ}\text{C}$ -os fél éves hőmérsékleti hullámot indukál a trópusi szárazföldi régiókban áprilisi és októberi maximumokkal. *Williams* (1994) hipotézise szerint a fél éves hőmérsékletváltozás hatására az erősen hőmérsékletfüggő trópusi zivatartevékenységek is egy fél éves választ kell adnia, aminek az SR-intenziás változásában is tükröződni kell. A nagycenki Schumann-rezonancia mérések a vertikális elektromos térkomponens ( $E_r$ ) intenzitásában (négyzetes amplitúdó), a júliusi (északi félteke nyara) maximumon kívül, április és októberi maximumot mutatnak, ahogy azt *Williams* (1994) feltételezte. A trópusi régiók

villámaktivitásában a féléves hullámot műholdas mérésekkel csupán évekkel később azonosították (*Christian et al.*, 2003).

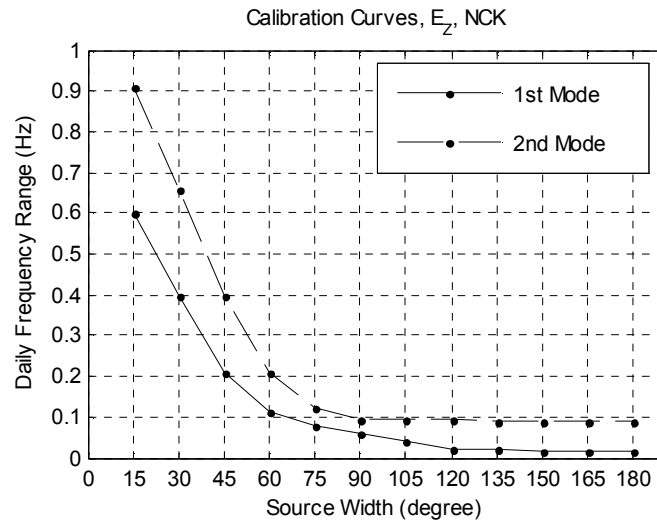
- b) Nagycenki és Rhode Island-i Schumann-rezonancia mérések össze-hasonlító analízise alapján felismertem, hogy a féléves trópusi hőmérsékleti hullám csupán az afrikai trópusi régióban indukál bi-modális változást az ottani zivatar-tevékenységben, áprilisi és októberi maximummal (*Sátori et al.*, 1999). Nagycenki és Rhode Island-i Schumann-rezonancia mérések alapján megállapítottam, hogy Dél-Amerikában a maximális zivatar-tevékenység októberben következik be, s az áprilisi maximum hiányzik (*Sátori et al.*, 1999; *Williams and Sátori*, 2004). Továbbá megállapítottam Tottori (Japán) állomás SR megfigyelései alapján, hogy Dél-Kelet Ázsiában a zivatar-tevékenység maximuma májusban van és októberi maximum nem mutatható ki. Mindezek megállapításához felhasználtam két előzetes ismeretet: klimatológiai értelemben a zivatarok helyi időben délután maximálisak, valamint a horizontális mágneses térkomponens érzékelésére szolgáló indukciós szondák tájolásuktól függően eltérő irányokból érkező elektromágneses hullámokra érzékenyek. Független, műholdas (OTD/LIS) mérési adatok analízisével is alátámasztottam az SR mérésekből levont következtetéseket arra vonatkozóan, hogy a három nagy trópusi zivatarregiónak a féléves trópusi hőmérsékletváltozásra adott válasza különböző.
- c) Feltártuk azokat az okokat, amelyek felelőssé tehetők a trópusi féléves hőmérsékletváltozásra adott eltérő válaszokért a két nagy trópusi régióban, a Kongó-medencében, Afrikában és az Amazon-medencében Dél-Amerikában (*Williams and Sátori*, 2004). Összességében a Kongó-medence „szárazföldibb” tulajdonságokkal rendelkezik, azaz kissé forróbb és szárazabb, mint az Amazonas medencéje, amit „zöld óceán”-nak is neveznek.

### 6.3.2. Féléves változás a globális zivatartevékenység területében, ahogyan azt az SR-frekvencia mérések jelzik

A különböző módusok napi frekvenciaingadozásának a mértéke (Daily Frequency Range:  $DFR = f_{\max} - f_{\min}$ ) jellemző a zivatarok által elfoglalt területek átlagos nagyságára (*Rycroft*, 1965; *Jones*, 1969; *Galejs*, 1970; *Ogawa and Otsuka*, 1973; *Bliokh et al.*, 1980). Minél nagyobb a DFR, annál kisebb a zivatarrégiók átlagos területe, és fordítva, minél kisebb a DFR, annál nagyobb a zivataros területek nagysága. Ez az összefüggés minden módusra igaz, függetlenül attól, hogy a napi frekvenciaváltozások mintázata eltérő a különböző módusokra és a különböző évszakokban (*Sátori*, 1996). Ezt illusztrálja a **6.3.2. 1. ábra** (*Sátori et al.*, 2009a). December-január-február hónapban a DFR nagyobb, mint június-július-augusztus havában, mind az első, mind a második módus esetében, ahogyan azt a nagycenki frekvenciamérések illetve a nyilakkal reprezentált DFR-ek mutatják a **6.3.2. 1a és 1b ábrán**. Műholdas (LIS) villámmegfigyelések alapján (**6.3.2. 1c ábra**) látható, hogy a három nagy zivatarrégió területének nagysága (hosszúsági kiterjedés) pont ellenkező értelemben változik a két időszakban, ahogyan azt a vízszintes nyilacskák jelzik. *Nickolaenko and Rabinovitz* (1995) kidolgoztak egy algoritmust, ami a DFR értékeket területté konvertálja. A zivatarok által elfoglalt területet körrel modellezték, amelyben a villámkisülések egyenletes eloszlását tételezték fel. Ez a köralakú zivatarforrás halad körbe a Föld körül, középpontjával az egyenlítőn elhelyezkedve. Ez az úgynevezett „egy-forrás” modell, amely szerint helyi időben délután mindig csak egy zivatarrégió aktív (domináns), s ez világidőben a forrásnak az egyenlítő körüli mozgását jelenti. A kör átmérőjét így időben is ki lehet fejezni (óra) vagy az annak megfelelő szögtávolságban ( $15^\circ$ ). A modell alkalmazásával olyan kalibrációs görbéket (**6.3.2. 2. ábra**) lehetett előállítani, amelyek a nagycenki DFR megfigyelésekhez körátmérőket, s ezáltal területeket rendel (*Nickolaenko et al.*, 1998).



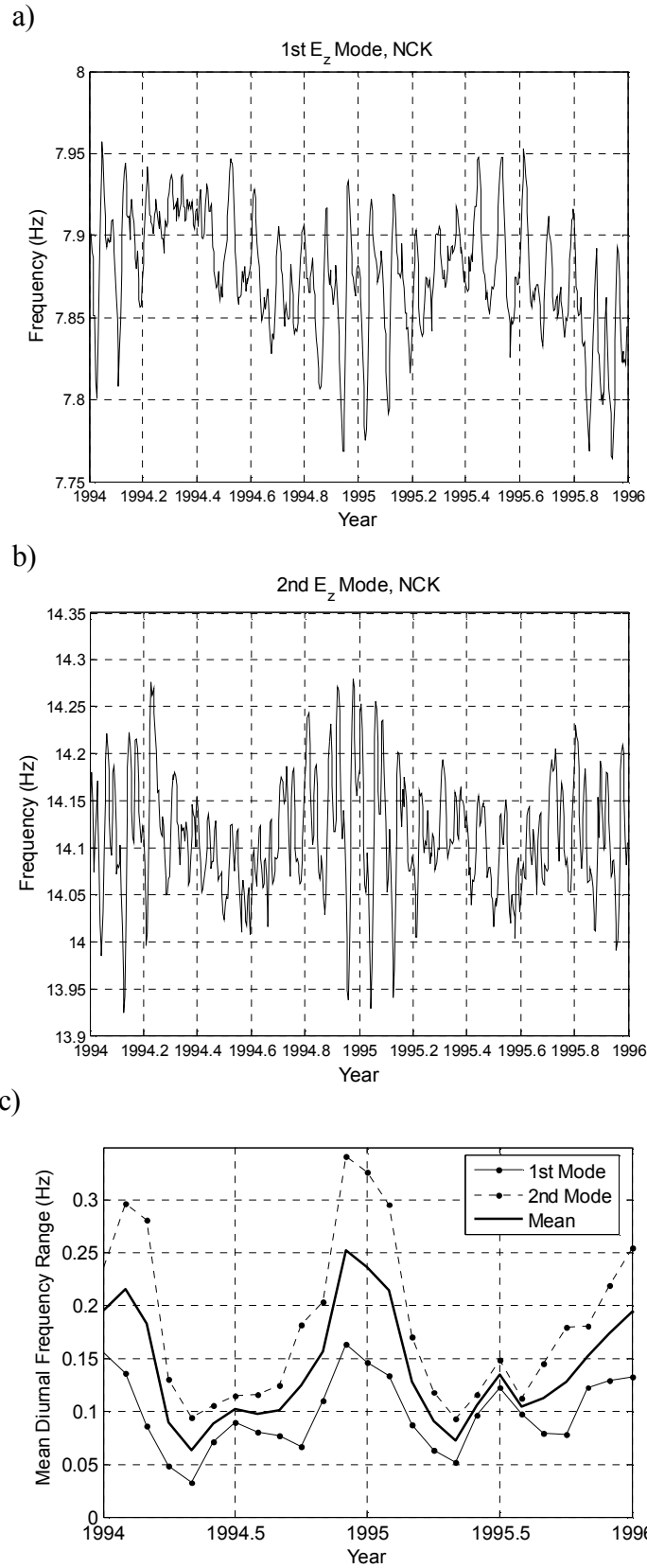
**6.3.2. 1. ábra** A napi frekvenciaváltozás és ingadozásuk mértéke az északi félteke telén és nyarán Nagycenken a vertikális elektromos térkomponens: a) első módusában és b) a második módusában, valamint c) a LIS műhold által megfigyelt totális villámszám a hosszúság függvényében az északi félteke telének, valamint nyarának megfelelő évszakban (*Sátori et al., 2009a*).



**6.3.2. 2. ábra** Kalibrációs görbék  $E_z$  térkomponens első és második módusára a forrás-átmérő (source-width) DFR-ből történő meghatározására az (*Nickolaenko et al., 1998*).

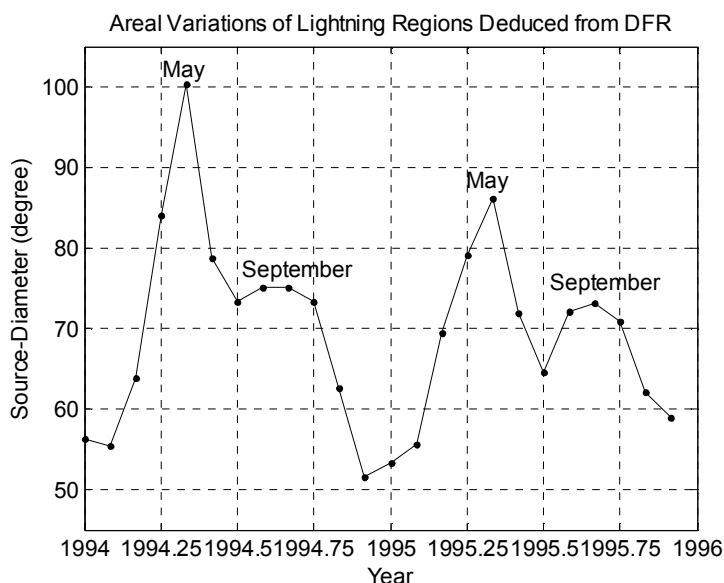
A DFR értékekből a kalibrációs görbék segítségével előállítható a zivatarok átlagos területének időszora napos felbontásban. Ez lehetővé tette számunkra a zivataros területek időbeli változásának tanulmányozását (*Nickolaenko et al., 1998*). A 6.3.2. 3a és 3b ábra a napi frekvenciaváltozások havi átlagát sorakoztatja fel az első és második módusra.

# dc\_123\_10



6.3.2. 3. ábra A napi frekvenciaváltozások havi átlagai két egymást követő év (1994,1995) hónapjaiban a) első módusra, b) második módusra, c) a belőlük meghatározott DFR értékek és azok átlaga.

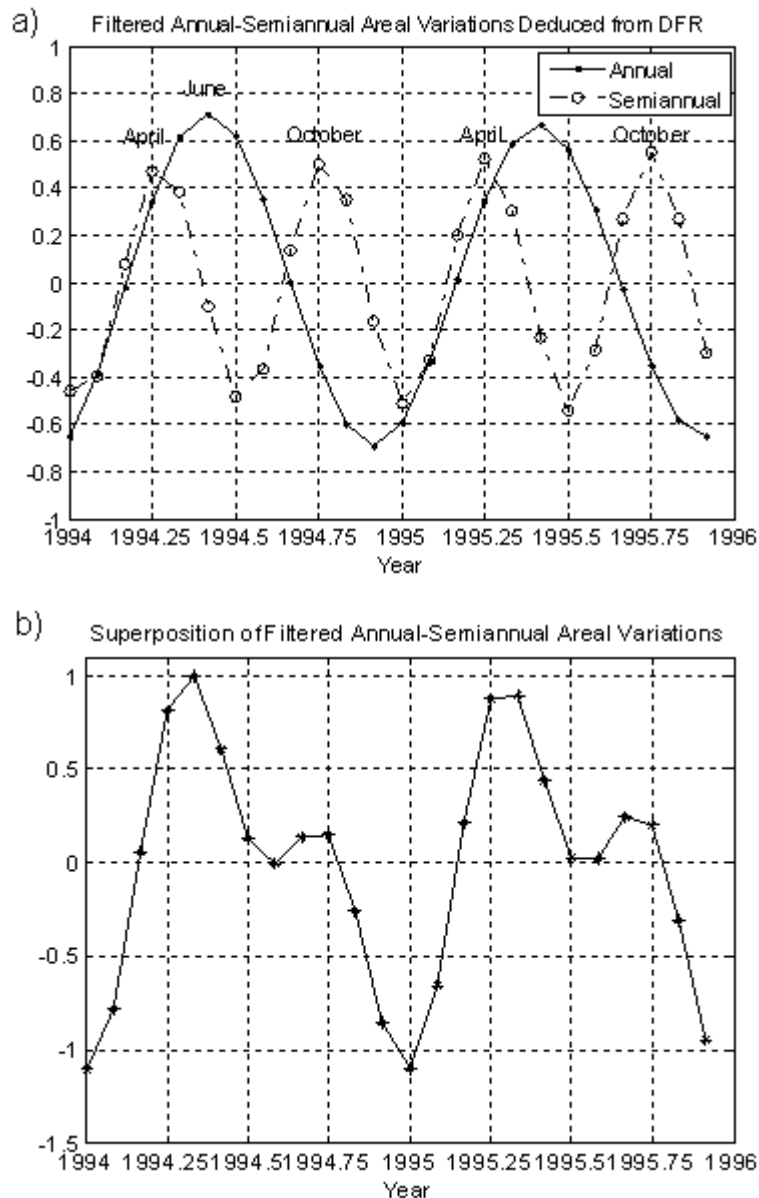
Rögtön szembeötlik a frekvenciaingadozás mértékének az évszakos változása, ami decembertől februárig a legnagyobb mindkét módusra. Az 6.3.2. 3c ábrán bemutatott átlagos DFR görbe egy második, jóval kisebb maximumot jelez július hónapban. A 6.3.2. 2. ábrán bemutatott kalibrációs görbék segítségével területi információvá, „forrás-átmérővé” konvertáltam a DFR értékeket, amelyet a 6.3.2. 4. ábra mutat be.



6.3.2. 4. ábra DFR értékekből konvertált zivatarforrás-átmérők változása fokokban 1994 és 1995 hónapjaiban.

Látható, hogy a zivatarok területe (átmérője) karakterisztikus szezonális változást mutat. Legkisebb a terület december-január-február hónapokban és legnagyobb májusban a két egymást követő évben. A júliusi lokális minimumot követően szeptemberben megjelenik egy másodlagos maximum is. Az idősor spektrális analízise (FFT) az éves, féléves periódusnál jelzett maximális amplitúdót. (Nickolaenko et al., 1998). Azt tapasztaltam, hogy az éves és féléves területi változás spektrális amplitúdójának az aránya teljesen más, mint az éves és féléves SR intenzitásváltozás esetében. A féléves területi változás nagysága megközelíti az éves területi változást, annak, mintegy 75%-a a vizsgált két évben. Megismételtem a spektrális analízist szűréssel is (Sátori and Zieger, 2003), hogy megállapítsam az éves és féléves területi változás fázisviszonyait. Ugyanazt a Parks-McClellan sáváteresztő szűrőt alkalmaztam a területi idősorra, mint az SR intenzitások esetében. A 6.3.2. 5a ábrán látható, hogy a szezonális területi változás egy szinuszoidális éves hullámot (júniusi maximummal és decemberi minimummal), valamint egy szinuszoidális féléves hullámot tartalmaz áprilisi/októberi maximummal és januári/júliusi minimummal. A féléves hullám amplitúdója

70-75%-ra megközelíti az éves hullám amplitúdóját összhangban a korábbi spektrális analízis eredményével (Nickolaenko *et al.*, 1998). A féléves hullám maximumainak aszimmetrikus elhelyezkedése az éves hullám maximumához képest eredményezi a területi változásnak az aszimmetrikus bi-modális megjelenését, ahogyan azt a szűrt éves és féléves hullámok szuperpozíciója révén rekonstruáltam (6.3.2. 5b ábra).



6.3.2. 5. ábra a) A zivataros területek nagyságának szűréssel meghatározott éves és féléves változása két egymást követő évben (1994, 1995). b) Az éves és féléves változás szuperpozíciója ugyanazon két évben.

A zivataros területek éves változására könnyű magyarázatot adni, ugyanis a szárazföldek aránya az óceánokéhoz képest jóval nagyobb az északi féltekén, mint a déli féltekén, s a

zivatarok 90%-a szárazföldeken következik be. A féléves területi változás háttérében nem elegendő csupán a féléves trópusi hőmérsékletváltozás hatását keresni a féléves területi változás nagy amplitúdója miatt. A zivatarok évszakos meridionális migrációja (északról-délre és délről-északra) során az átmeneti évszakokban (értelemszerűen tavasz vagy ősz az északi vagy a déli féltekén) megnő a légköri termális instabilitások száma (*Price*, 2009), ami szintén elősegíti a zivatarok keletkezését, nagyobb területen történő szétszóródásukat. Különbözők a feltételek az átmeneti évszakokban a migráció irányától függően. A nagyobb kiterjedésű és gyorsabban felmelegedő szárazföldekkel rendelkező északi félteke irányába történő haladáskor a zivatarok szintén nagyobb területen következnek be. A kvázi féléves területi változás nagy májusi maximuma és kicsiny másodlagos szeptemberi maximuma is a szárazfölddel és óceánnal borított területek arányának északi és déli féltekék közötti aszimmetriájával hozható összefüggésbe.

Összességében elmondható, hogy míg a féléves SR intenzitás-változás oka elsősorban a trópusi régiókra koncentrálódó felszíni hőmérsékletváltozás, ami befolyásolja a zivataraktivitást, addig a zivatarok évszakos területi változásában, az aszimmetrikus amplitúdójú, kvázi-féléves hullám kialakításában fontos szerepet játszanak a nagyobb területet érintő légköri termodinamikai folyamatok is.

### 6.3.2. Összefoglalás

A napi frekvenciaingadozások mértékéből ( $f_{\max}-f_{\min}$ ) előállítottam a globális zivartartevékenység átlagos területi változását leíró „forrás-átmérő” időszakot. Megállapítottam, hogy a nyilvánvaló éves területi változáson túl, ami az északi és déli féltekén a szárazfölddel és óceánnal borított területek eltérő arányából következik, létezik egy kvázi-féléves változás is a globális zivartartevékenység területében, nagyobb májusi és kisebb szeptemberi maximummal. A kvázi-féléves területi változás háttérében a féléves trópusi hőmérséklet-változáson túl az átmeneti évszakokra (tavasz/ősz) jellemző megnövekedett számú légköri termális instabilitás áll. A kvázi-féléves területi változás aszimmetrikus volta (domináns májusi maximum) pedig a gyorsabban felmelegedő szárazföldek északi féltekére eső túlsúlyával magyarázható a zivatarok északi félteke irányába történő migrációja során (*Sátori*, 1996; *Nickolaenko et al.*, 1998; *Sátori and Zieger*, 2003).

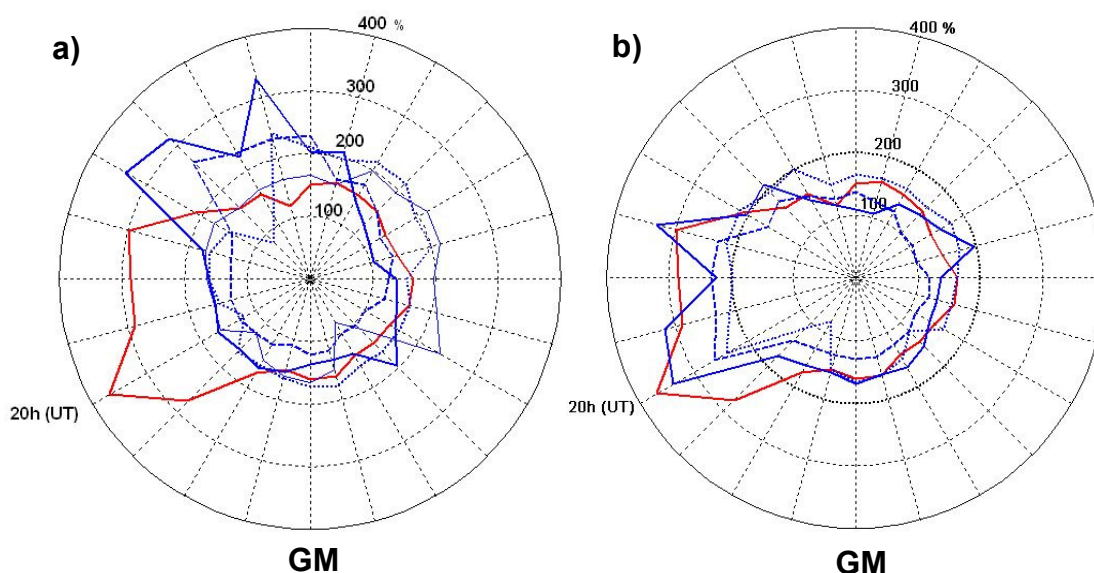
#### 6.4. Villámaktivitás az ENSO időskálán

Az ENSO (El Niño/La Niña Southern Oscillation) jelenség egy ciklikus éghajlati változás, amely meglehetősen szabálytalanul ismétlődő időtartammal (kb. 2-5 évente) következik be a Csendes-óceán trópusi térségében. Egyik fő ismérve, hogy a meleg, El Niño fázisban a tengerfelszín hőmérséklete 2-4° C-kal megnő, míg a hideg, La Niña időszakban néhány ° C-kal lecsökken az átlaghoz képest a Csendes-óceán keleti medencéjének egyenlítői régiójában. Markáns változás következik be a légkörben is. Meleg időszakban a magas légköri nyomás jellemző a Csendes-óceán nyugati medencéjében, míg a hideg periódusban alacsony a légköri nyomás ebben a régióban. Ezt a légköri oszcillációt jellemzik az SOI (Southern Oscillation Index) indexszel, ami a Tahitinál és Darwinnál (Ausztrália) mért felszíni légköri nyomás különbsége. El Niño fázisban lecsökken az uralkodó passzát szél (keleti-szél) sebessége, sőt esetenként ellenkező (nyugati) irányba fordul. A MEI (Multivariate ENSO Index) egy komplexebb index, amely figyelembe veszi a tengerfelszín hőmérsékletét, a felszíni levegőhőmérsékletet, a tengerszinten mért légnyomást, a felszíni szelek észak-déli és kelet-nyugati komponensét és a felhővel borítottság mértékét. A Csendes-óceán térségében születő ENSO jelenség kihatással van a teljes földi éghajlat alakulására, katasztrofális szárazságokat, éhínséget vagy özönvízszerű esőzéseket, áradásokat okozva a Föld távoli régióiban.

Viszonylag kevés tanulmány született a zivatartevékenység változásáról az ENSO időskálán. *Goodman et al. (2000)* az USA déli államaiban tártak fel összefüggést a villámaktivitás és a rendkívüli 1997/1998-as El Niño esemény között. Ugyancsak ezen El Niño időszak kapcsán *Hamid et al. (2001)* Indonézia térségében vizsgálták a zivatartevékenységet. *Alpert et al. (2006)* többek között a Mediterrán térségben tanulmányozták a villámaktivitást az ENSO időskálán. *Yoshida et al. (2009)* Dél-Kelet Ázsia/Ausztrália térségében találtak összefüggést a zivatartevékenység változásában az ENSO hideg és meleg fázisaival összefüggésben. Ezek a tanulmányok a Föld kisebb-nagyobb régióiban vizsgálták a zivatartevékenység alakulását, nélkülözve a globális földi méretű változások, közös jegyek feltárását, szintézisét, ahogyan azt *Chronis et al., (2007)* is megállapítja: „... a very small number of studies have focused on the global lightning/ENSO relationship from a climatological perspective (*Sátori and Zieger, 1999*)”, példaként említve munkánkat.

#### 6.4.1. Schumann-rezonancia anomália 1995 decemberében és 1996 januárjában

A Schumann-rezonancia jelenség, amelynek forrása a globális zivatar-tevékenység, ígéretes eszköznek tűnt a villámaktivitás globális jegyeinek a feltárására az ENSO időskálán is. Érdekességgé kell megemlíteni, hogy a motivációt a „tényfeltáró utazás”-ra látszólag a véletlen szolgáltatta egy 1995/1996 telén bekövetkezett SR anomália formájában (Sátori and Zieger, 1998). A tanulmány következtetéseiről később bebizonyosodott (Sátori et al., 2009b), hogy azok a globális villámaktivitás ENSO időskálán bekövetkező változásaira általános érvényűnek mondhatók.



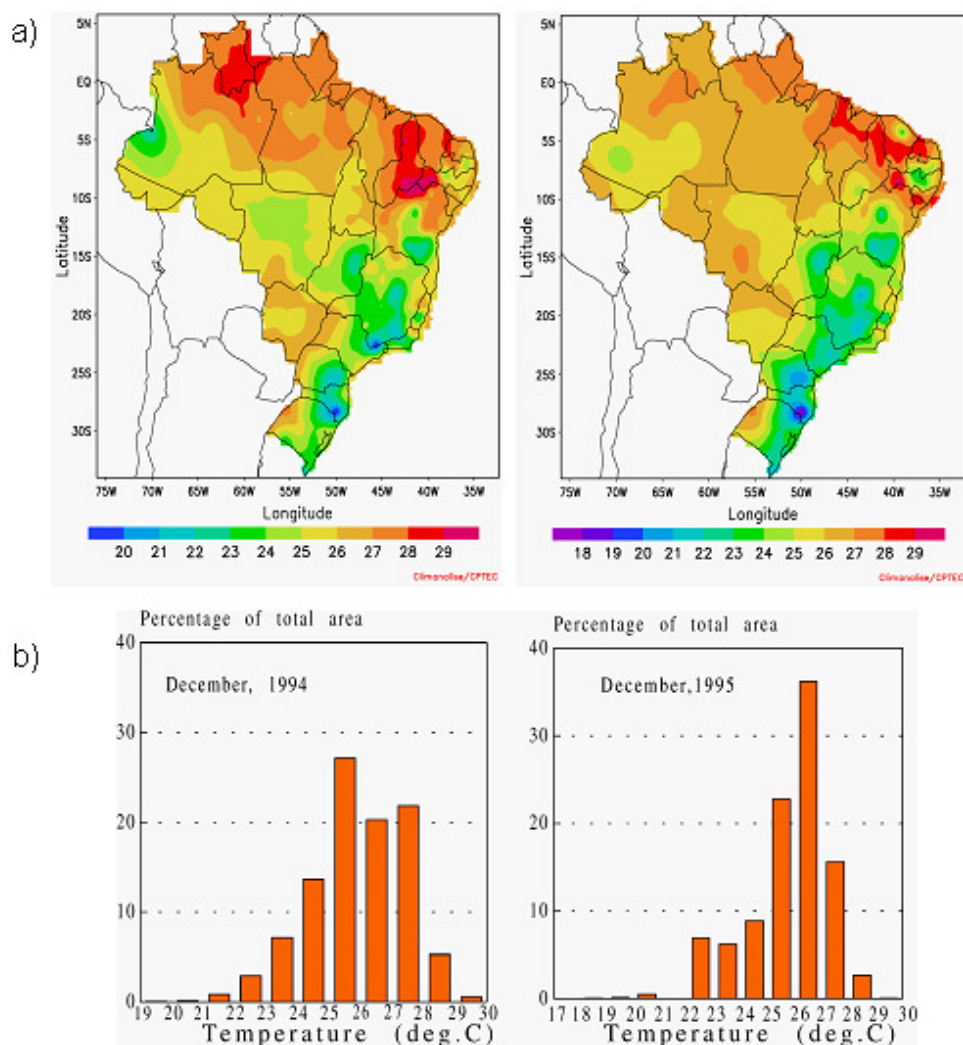
**6.4.1. 1. ábra** Nagycenken megfigyelt anomális SR intenzitásváltozás. A polárdiagram közepe az északi pólus, a sugarak pedig a póluson átmenő meridiánok vetületei az egyenlítő síkjában  $15^\circ$ -nyi szögtávolságokra, időbeli változásként értelmezve pedig órás időmarkerek. GM a Greenwich-i meridián vetületét jelzi. a) 1995. december utolsó 10 napjának SR-intenzitás átlaga viszonyítva az 1994. decemberi, ugyanazon időszakra vonatkozó átlaghoz képest (piros vonal) és az 1996. januári intenzitásváltozások 1995. januárjához képest egymás utáni 10 napos átlagokat tekintve; január 1-10. (folyamatos kék vonal), január 11-20. (szaggatott kék vonal), január 21-30. (pontosított kék vonal). b) Az 1996. évi januári relatív intenzitásváltozások „visszaforgatása” az 1995. decemberi anomália időpontjához.

Az  $E_r$  térkomponens első három módusának az intenzitása szignifikánsan megnőtt 1995 decemberében és 1996 januárjában, összehasonlítva az előző év ugyanazon hónapjaiban mért értékekkel (Sátori and Zieger, 1998). A legnagyobb relatív változás 1995. decemberének utolsó harmadában következett be, 19 UT és 23 UT között, amikor a dél-amerikai zivatargóc a legaktívabb. 1996. januárjában a legnagyobb relatív intenzitásváltozás 00 UT és 03 UT

között a csendes-óceáni térség helyi idejének délutáni óráiban volt. Ilyenkor a globális zivatartevékenységek minimuma van, de a relatív értelemben megnőtt intenzitás ebben a térségben is fokozott villámaktivitásra utalt. A relatív intenzitásváltozások időbeli lefolyását *Sátori and Zieger* (1998) polárdiagramjaihoz képest (a cikkben 4. és 6. ábra) két újra szerkesztett polárdiagramon szemléltetem (6.4.1. 1. ábra). A polárdiagram közepe az északi pólus, a sugarak, pedig a póluson átmenő meridiánok vetületei az egyenlítő síkjában 15 °-nyi távolságokra, időbeli változásként értelmezve pedig órás időmarkerek. A Greenwich-i meridián egyenlítő síkján levő vetületéhez képest a 20 UT-hez tartozó relatív intenzitásváltozást a tőle 60°-ra nyugatra levő meridián vetületéhez rögzítettem azzal a reális feltételezéssel, hogy ekkor a dél-amerikai zivatargóc a legaktívabb. Továbbá december-január hónapokban érvényesül leginkább az „egy-forrás” közelítés, azaz helyi időben délután csak egy zivatargóc aktív vagy domináns a három fő zivatarrégió közül, ahogy azt későbbi években műholdas mérések is igazolják. Ez az „egy-forrás” modell szerint azt jelenti, hogy a domináns forrás a megfigyelőhöz képest körbejár az egyenlítő körül, s a relatív változások helyszínei is ennek megfelelően jelölhetők ki, ahogyan azt a 6.4.1. 1a ábra mutatja. 1995. decembere utolsó 10 napjának SR intenzitás átlagát viszonyítottam 1994. decemberének ugyanazon időszakához képest (piros vonal) és az 1996. januári intenzitásváltozásokat 1995. januárjához képest egymás utáni 10 napos átlagokat tekintve: január 1-10. (folyamatos kék vonal), január 11-20. (szaggatott kék vonal), január 21-30. (pontozott kék vonal). *Sátori and Zieger* (1998) külön-külön polárdiagramon mutatta be az 1995. decemberi és az 1996. januári SR intenzitás-anomáliát, s azok nagyfokú hasonlósága, de térbeli-időbeli eltérése alapján kerestem az ok-okozati összefüggést. A két időszakot most közös polárdiagramban egyesítettem (6.4.1. 1. ábra). Az itt látható 100%-os közös referenciaszintről el kell mondani, hogy az nem az 1994. decemberi és 1995. januári intenzitásértékek átlaga, de az eltérés ettől az átlagtól a nap egyetlen órájában sem haladta meg az 50%-ot. Így a polárdiagramon szereplő 200%-os relatív intenzitásváltozásnál nagyobb értékekről biztonsággal elmondhatók, hogy azok szignifikáns változások, és időben teljesen független adatsorokból származnak (decemberi értékek decemberivel és januári értékek januárral lettek összehasonlítva). A 6.4.1. 1a ábrán a januári nyugati irányba elforduló és időben lecsengő relatív SR intenzitás-anomáliák alakja nagy hasonlóságot mutat az 1995. decemberének utolsó harmadában keletkezett anomáliával. Ezt szemlélteti a 6.4.1. 1b ábra ahol a januári anomáliákat „visszaforgatjuk” a keletkezés helyére, s ahogy azt a részletes keresztkorrelációs analízis is alátámasztja (*Sátori and Zieger*, 1998). Az elfordulás sebességére az 1996. januári, egymás

utáni három tíz-napos időszakban, sorrendben  $8 \text{ ms}^{-1}$ ,  $2 \text{ ms}^{-1}$  és  $4 \text{ ms}^{-1}$  értékek adódtak. Ezek tipikus passzát szélsősebesség értékek a Csendes-óceán térségében.

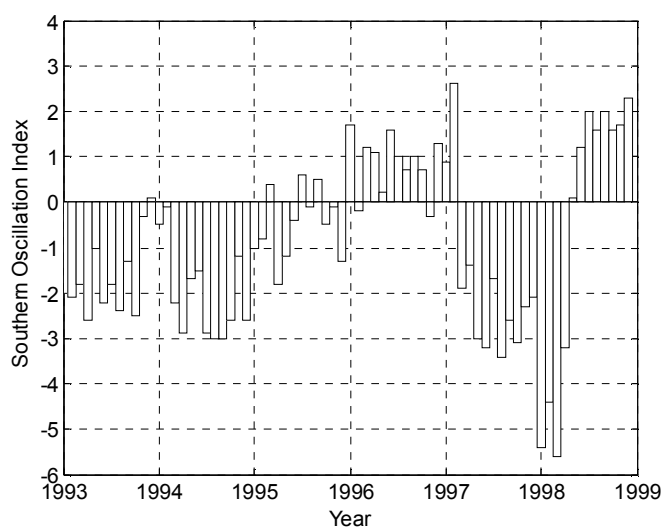
Az 1995. decemberében megfigyelt SR intenzitás-anomáliát egy Dél-Amerika trópusi területén 1995. decemberében bekövetkezett kicsiny ( $\sim 0.2^\circ\text{C}$ ) hőmérsékletemelkedés következtében nem-lineárisan megnövekedett villámaktivitással magyaráztam, ugyanis a referencia hőmérsékletnek tekintett 1994. decemberi átlaghőmérséklet is magas volt:  $25.9^\circ\text{C}$  Brazíliára vonatkozóan, ami gyakorlatilag a trópusi Dél-Amerika területével azonos, 1994. és 1995. decemberében egyaránt rendelkezésre álltak részletes felszíni hőmérséklet-eloszlási térképek (Sátori and Zieger, 1998).



**6.4.1.** 2. ábra a) Felszíni hőmérsékleteloszlás Brazíliában 1994. és 1995 decemberében (balra és jobbra) és b) Az azonos hőmérsékletű területek hisztogramja ebben a két hónapban (Sátori and Zieger, 1998).

E kicsiny hőmérsékletnövekedésen túl az is látható volt, hogy a melegebb régiók nyugati/dél-nyugat irányba történő kiterjedést mutattak. Ez villámszám növekedés révén szintén hozzájárulhatott az SR intenzitásnövekedéshez Nagycenken. Azt lehetett feltételezni, hogy a Dél-Amerika trópusi régiójában a felmelegedett légtömeg passzát szelek közvetítésével, advekció révén, kijutott a Csendes-óceán fölé. Valóban 1996. januárjában a passzát szelek („easterlies”) hirtelen megélénkültek a Csendes-óceán teljes egyenlítői régiójában (*Halpert et al.*, 1996). Ekkor a Csendes-óceán keleti medencéjében a már hidegebbé vált tengerfelszín hőmérséklete és az advekció révén a térség fölé jutott meleg légtömeg közötti nagyobb hőmérsékletkülönbség az ottani térségben is megnövekedett villám aktivitáshoz vezethetett relatív értelemben, annak ellenére, hogy abszolút értelemben a villámaktivitás jelentéktelen az óceáni térségekben a szárazföldi megfigyelések értékeivel összehasonlítva.

Kiderült, hogy a Dél-Amerika trópusi régiójából kiinduló és a Csendes-óceán térségébe áttevődő villámaktivitási anomália, amit a nagycenki SR mérések jeleztek, egy az ENSO időskálán bekövetkezett hirtelen átmenettel (meleg fázis / hideg fázis) kapcsolatos változás. A gyors El Niño /La Niña átmenetet jól érzékelteti a hirtelen előjelváltás az SOI értékekben 1995. december és 1996. január hónapban (6.4.1. 3. ábra). A referencia hónapokra (1994. december, 1995. január) még nem álltak rendelkezésre műholdas adatok, így az SR mérésekből levont következtetéseket csak későbbi ENSO időszakok esetében lehetett független műholdas villámmegfigyelésekkel megerősíteni. A villámaktivitás fokozott volta a Csendes-óceán térségében a hideg, La Niña periódusban általános érvényűnek bizonyult, ahogyan azt a dolgozatban később tárgyalt eredmények mutatják.



6.4.1. 3. ábra SOI (Southern Oscillation Index) 1993 és 1999 között. A negatív értékek jelzik az El Niño időszakokat.

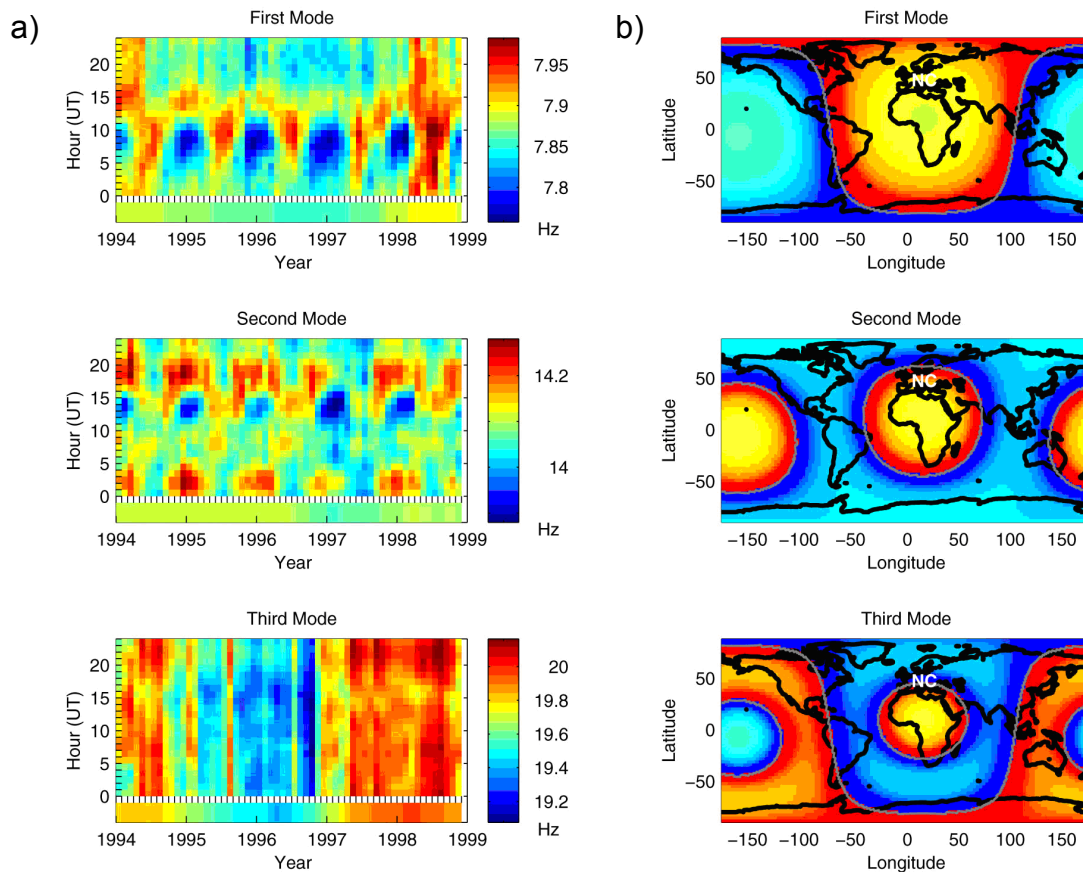
#### 6.4.1. Összefoglalás

Passzát szélsébséget/szélirányt vezettem le a Csendes-óceán térségére vonatkozóan egy hirtelen bekövetkező El Niño / La Niña átalakulás során, elsőként Schumann-rezonancia mérésekből, a Nagycenken 1995/1996 telén megfigyelt SR paraméterek anomális változásából (*Sátori and Zieger, 1998*).

#### 6.4.2. A globális villámaktivitás meridionális átrendeződése az ENSO-időskálán

Az előző részben ismertetett eredményeket követően már tudatosan fókuszáltam az SR paraméterek ENSO időskálán történő változásaira, amit az egyre hosszabbodó SR idősorok is lehetővé tettek. Ismert, hogy *Williams* (1992)-ben közzétett munkájában a Schumann-rezonanciákat, mint globális trópusi hőmérőt éppen az ENSO időskálán demonstrálta. A Rhode Islandon, 8 Hz-en mért mágneses térkomponens amplitúdója és a trópusi övezetben mért nedves-hőmérséklet szoros pozitív korrelációt mutatott az 1969. januárja és 1974. júliusa között időszakban, amely két meleg (El Niño) és két hideg (La Niña) periódust is tartalmazott. Bár találtam összefüggést az utóbbi másfél évtizedben az SR amplitúdók/intenzitások változása és az ENSO hideg és meleg fázisai között (*Sátori et al., 2009b*), oly mértékű (kétszeres) változást, amelyről *Williams* (1992) számolt be két évtizeddel korábbi SR mérések alapján, nem tapasztaltam. Erre mindeddig nem sikerült megnyugtató magyarázatot találni.

Miközben az SR amplitúdó/intenzitás változásokban kerestem az ENSO jelenség nyomait, szokatlan mértékű frekvenciaváltozásra lettem figyelmes, amely csak az  $E_r$  térkomponens harmadik módusában jelentkezett. A vertikális elektromos térkomponens harmadik módusa esetében a forráshoz legközelebbi csomóvonal távolsága a forrástól  $39,2^\circ$  ( $P_3$  Legendre–polinom zérus-helye) szögtávolságban mérve. Szögtávolságtól függő frekvenciaváltozás csupán veszteséges üregben következik be, amilyen a Föld-ionoszféra üregrezonátor is, a spektrális átfedéseknek köszönhetően (*Galejs, 1972; Bliokh et al., 1980; Sentman, 1995*). A csomóvonalaknál a szomszédos módusokkal való fáziscsúszási kölcsönhatás következtében kvázi-szinguláris frekvenciaváltozás, hirtelen frekvencianövekedés vagy csökkenés lép fel attól függően, hogy az észlelő a szinguláris hely (Legendre-polinom zérus helye) melyik oldalán van és milyen irányban mozog a forrás az észlelőhöz képest.



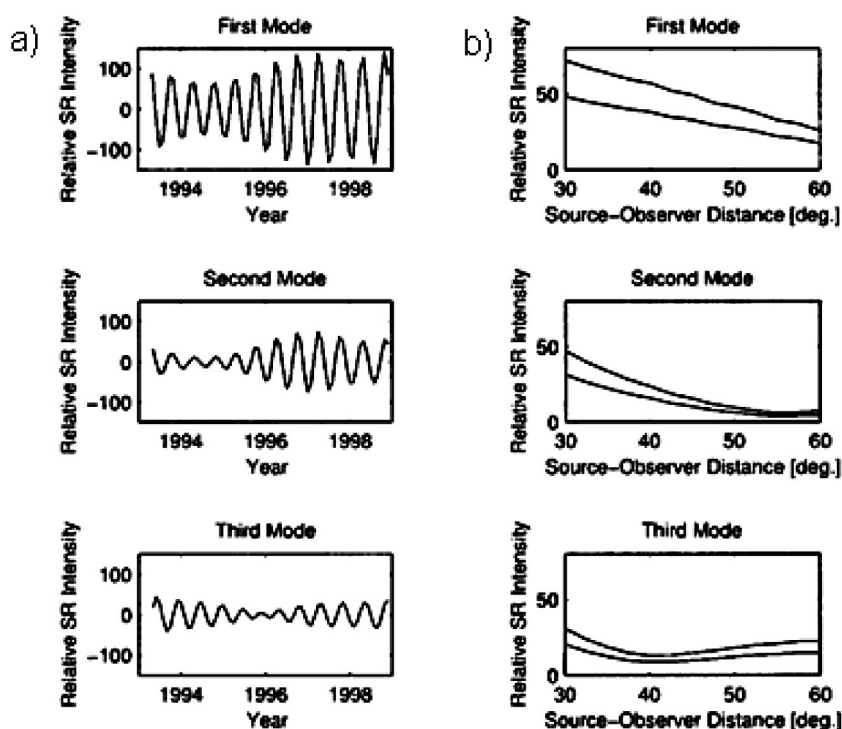
**6.4.2. 1. ábra** a) Az  $E_r$  térkomponens napi frekvenciaváltozásainak havi átlaga látható 1994. januártól 1998. novemberig, az első, második, harmadik SR módusra vonatkozóan, felülről lefelé haladva. A függőleges színskála a frekvenciákat, az alsó vízszintes csík a 13 hónapos futó átlagot mutatja. b) A frekvencia-eloszlás kvalitatív képe látható az első második és harmadik módusra felülről lefelé haladva, afrikai pontforrás-sort feltételezve a  $8^\circ\text{É}$ -i szélességen és Nagycenk (NC) hosszúságára szimmetrikusan. A nagycenki észlelő éppen a csomóvonalon helyezkedik el a harmadik módus esetében (Sátori and Zieger, 1999).

A **6.4.2. 1a** ábrán Nagycenken mért frekvenciaértékeket láthatunk az  $E_r$  térkomponens első három módusára vonatkozóan, míg a **6.4.2. 1b** ábra a reciprokl Legendre-polinomok értékeit mutatja, kirajzolva a csomóvonalak földrajzi helyeit, ahol a frekvenciaszingularitások bekövetkeznek, s kvalitatív értelemben leírják a frekvenciaváltozást is (pirosas színek a nagyobb, kékes színek a kisebb értékek). Fenti esetben a forrás-centrum Afrikában van. A nagycenki SR észlelőhely az afrikai zivatarrégióhoz képest a harmadik módus esetében csomóvonalon vagy annak a közelében helyezkedik el. Így ezen a helyen kis elmozdulása a forrásnak a forrás-észlelő főkör mentén nagy frekvenciaváltozással jár. A harmadik rezonanciamódus esetében az 1995. és 1997. között észlelt szokatlan mértékű frekvenciaváltozást ( $\sim 0.8$  Hz) az afrikai forrásnak az észlelőhöz, jelen esetben Nagycenkhez

képest történő szisztematikus, meridionális mozgásával hoztam összefüggésbe (*Sátori and Zieger, 1999*).

1995-ben az elmúlt 60 év leghosszabb, közel öt év hosszúságú meleg, El Niño periódusa ért véget, s kezdődött egy hideg La Niña időszak. A harmadik módus frekvenciájának a csökkenése a zivatarforrás lassú észak felé történő migrálását indikálta, s az feltehetően 1996. második felében a nagycenki megfigyelő a forrástól a nagyon alacsony frekvenciaértékekkel jellemezhető szinguláris hely távolságába került. 1996 legvégén a frekvencia ismét növekedett, különösen 1997 márciusától, amikor egy újabb, nagyon markáns El Niño periódus következett be. A frekvencianövekedés ismét déli irányba történő elmozdulást indikált. 1998 legvégén, amikor egy újabb hideg, La Niña időszak kezdődött ismét tapasztaltunk frekvenciacsökkenést, de közel sem olyan mértékűt, mint 1996-ban.

Következtetésem helyességének alátámasztására további bizonyítékokat kerestem. Erre a fél éves SR amplitúdó/intenzitásváltás kínált kitűnő lehetőséget. Az előző, 6.3. fejezetben a fél éves változás még a kutatás tárgya volt, ebben a fejezetben, mint kutatási eszközt mutatom be.

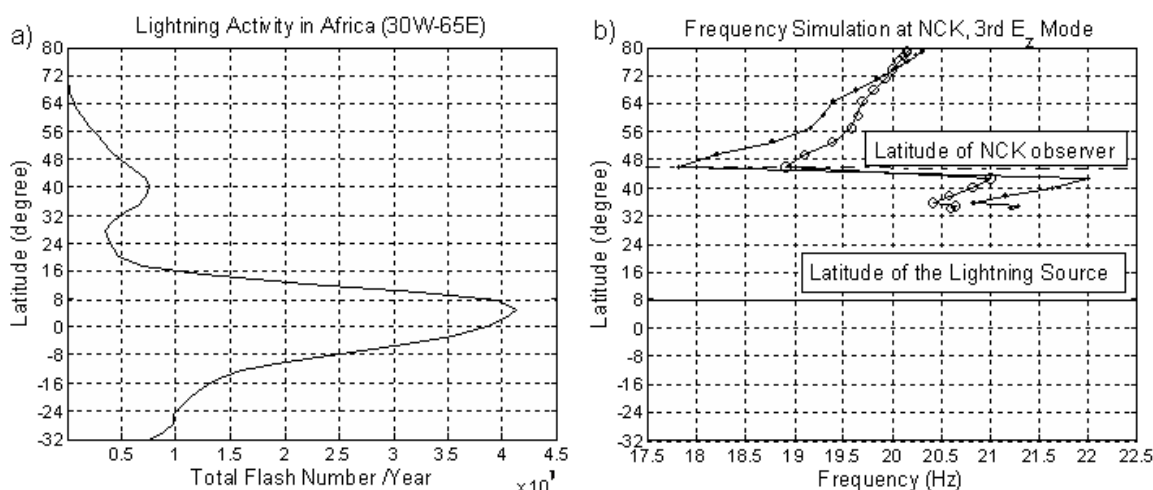


6.4.2. 2. ábra a) A szűrt fél éves SR intezitásváltozás amplitúdójának időbeli lefolyása Nagycenken 1993. májusa és 1998. decembere között az Ez térkomponens első három módusára felülről lefelé haladva. b) Elméleti SR intenzitásváltozás az  $E_r$  tér-komponens első három módusára, a forrásintenzitás 20%-os modulációját feltételezve (*Sátori and Zieger, 1999*).

A féléves hullám a trópusi térségre korlátozódó modulációja az SR amplitúdó/ intenzitás-változásnak. A megfigyelési helyen az SR amplitúdó/ intenzitás nagysága függ a forrás-észlelő szögtávolságtól állandó forrásintenzitás mellett is. Következésképpen az SR amplitúdó/intenzitás féléves modulációjának a nagysága is függ a forrás-észlelő távolságtól, mégpedig egy adott rezonanciamódusra jellemző térstruktúrák szerint.

A trópusi féléves SR intenzitásváltozást kiváltó ok, a féléves trópusi hőmérsékletváltozást előidéző szoláris besugárzás mértéke évről évre történő változást biztosan nem mutat a vizsgált néhány évnnyi időskálán. Ebből arra lehetett következtetni, hogy az SR intenzitás-értékekből módusonként szűréssel kiválasztott féléves hullámok amplitúdójának a változása a forrásnak az észlelőhöz viszonyított mozgásából ered. A 6.4.2. 2a ábra a szűréssel meghatározott féléves hullámok amplitúdójának az időbeli változását mutatja be az  $E_r$  térkomponens első három módusára vonatkozóan. Látható, hogy az időbeli változás módusonként eltérő. A különbségek értelmezésére elméletei SR intenzitásváltozást szimuláltam az  $E_r$  térkomponens első három módusára a forrásintenzitás 20%-os modulációját feltételezve *Nickolaenko and Rabinowitz* (1974) és *Jones and Joyce* (1989) elméleti munkái alapján. A 6.4.2. 2b ábra a szimulált moduláció mértékének a változását mutatja a forrástól vett szögtávolság függvényében. Látható, egy a forrástól kb. 40° szögtávolságra levő észlelőhelyen, ahogyan az Nagycenk esetében van az afrikai zivatarrégió viszonylatában, a moduláció mértéke növekszik a forrásnak az észlelő irányába történő elmozdulása esetén, mind az első, mind a második rezonanciamódus esetében. A harmadik módus esetében a csomóvonalnak megfelelő minimumnál, a moduláció mértéke is minimális. Ebből a helyzetből a forráshoz képest bármelyik irányba történő elmozdulásnál a moduláció mértéke megnő. A mozgásirányoknak azonban egymással összhangban kell lenni a három módus esetében. Így a szűrt féléves hullámok amplitúdó-változását, 1995-től kezdődő növekedését az első két rezonanciamódusra és csökkenését a harmadik módusra, a forrásnak az észlelő irányába történő elmozdulásaként értelmeztem, összhangban a szimulációkkal. A féléves hullám amplitúdója minimális 1996-ban a harmadik módus esetében, ami azt jelzi, hogy az észlelő csomóvonalon van a forráshoz képest. A féléves hullámok amplitúdójának 1997-től kezdődő ismételt csökkenése az első két rezonanciamódusnál, nagyobb mértékben a második módus esetében, és növekedés a harmadik módus esetében, a forrásnak az észlelőtől való távolodását jelzi. A féléves hullám modulációjának módusonkénti időbeli változásából levont következtetések összhangban vannak a frekvenciaváltozásból levont következtetésekkel. A változások együttesen a forrásnak (Afrika) az észlelőhöz (Nagycenk)

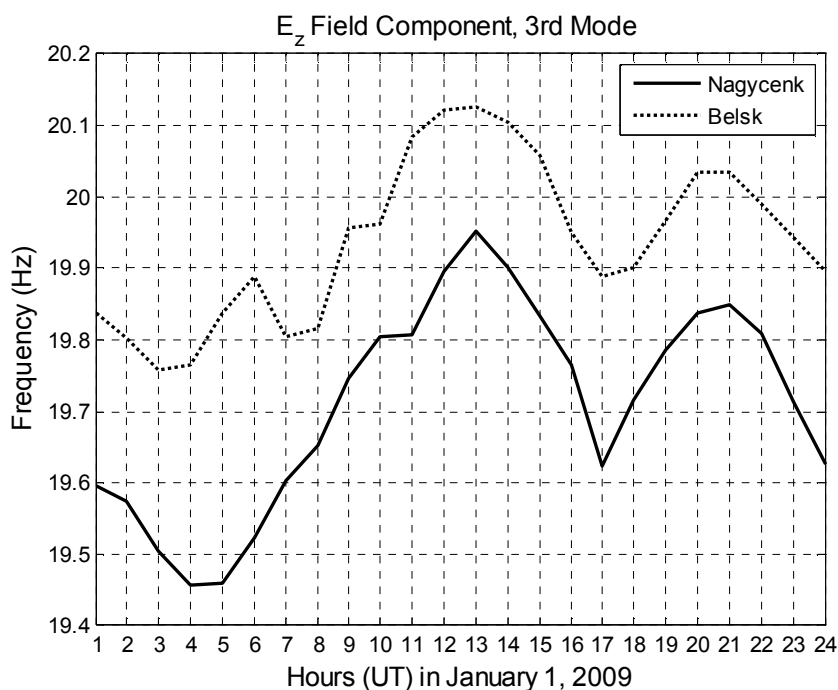
viszonyított meridionális mozgásával, a villámaktivitás meridionális átrendeződésével magyarázhatók az ENSO időskálán. Hideg, La Niña fázisban a forrás kicsit északabbra, meleg, El Niño időszakban a forrás kicsit délebbre húzódik. A villámaktivitásnak ezt az ENSO időskálán bekövetkező meridionális átrendeződését globális érvényűnek tekintettem a napi frekvenciamenetek módusonkénti nagyfokú szezonális (hónaponkénti) hasonlósága, de eltérő frekvenciaszintjei alapján. Összességében az SR paraméterek változásából a migráció mértékét szögtávolságban 4-8°-ra becsültem. A klasszikus ENSO jelenség alapvetően egy zonális oszcilláció a Csendes-óceán térségében. A villámaktivitás meridionális átrendeződését az ENSO időskálán „ENSO-val kapcsolatos meridionális oszcilláció”-nak neveztem el (Sátori and Zieger, 1999).



**6.4.2. 3. ábra** a) Afrika hosszúsági tartományában (30°Ny-65°K) a villámaktivitás átlagos éves zonális eloszlása a 80°É- és 32°D szélesség között. b) Frekvencia-szimuláció az  $E_r$  térkomponens 3-ik módusára a 8°É-i szélességen és Nagycenk hosszúságán elhelyezkedő 2 Mm átmérőjű, kör alakú forrást (•), valamint NCK-tól 64° szögtávolságra levő második forrást (o) is feltételezve.

Jelen dolgozatban Sátori and Zieger (1999) eredményét kiegészítettem és alátámasztom a később elérhetővé vált OTD műholdas villámmegfigyeléssel és a kétdimenziós telegráf egyenlet megoldásán alapuló frekvencia-szimulációval (Mushtak and Williams, 2002). A **6.4.2. 3a** ábra az afrikai villám-aktivitás átlagos éves zonális eloszlását mutatja az OTD műholdas mérések (1996-1999) alapján. Látható, hogy a zivatartevékenység az egyenlítői régióban maximális, a csúcsaktivitás az 5°É szélességnél van. A szezonális észak-déli migráció is keskeny szélességi tartományra korlátozódik, a csúcsaktivitás a 10°É-i és az 5°D-i szélesség között következik be, azaz mintegy 15°-nyi szélességtartományt fog át (lásd **6.2. 4b** ábra). A **6.4.2. 3b** ábra mutatja a frekvencia-szimulációt az  $E_r$  térkomponens harmadik

módusára. A pontokkal jelzett frekvenciaértékek a  $8^{\circ}\text{É}$ -i szélességen és Nagycenk hosszúságán ( $16.7^{\circ}\text{K}$ ) elhelyezkedő 1 Mm sugarú kör alakú forráshoz tartoznak, míg a kis körökhöz tartozó frekvenciaértékek esetén egy második forrást is tekintettem az előzővel azonos súllyal (forrásintenzitással),  $64^{\circ}$ -nyi szögtávolságra a nagycenki észlelőhelytől, tetszőleges terjedési főkör mentén. A modell szerint ennél a szögtávolságnál a frekvencia 20 Hz, ahogy azt egy  $72^{\circ}\text{É}$ -i szélességen elhelyezkedő megfigyelő is tapasztalhatná (lásd 6.4.2. 3b ábra). Ugyanis az észlelő helyen az SR frekvenciatartományban kisugárzott hullámok elektromágneses terének a szuperpozíciója és a különböző forrás-észlelő távolsághoz tartozó frekvenciaértékek átlaga lesz a jellemző.  $64^{\circ}$  szögtávolság nem csomóvonal-távolság ezért a második forrás hatására a csomóvonalnál fellépő frekvencia-szingularitás mértéke kisebb lesz. Ez esetben a szimulált frekvenciaértékek már jól megközelítik az  $E_r$  térkomponens harmadik módusának Nagycenknél mért órás átlagértékeit, ahogy azt a 6.4.2. 1a ábra mutatja. Ezek az értékek általában kicsit alacsonyabbak a más forrás-észlelő geometriával rendelkező SR megfigyelő helyeken mért értékeknél.  $E_r$  is jelzi, hogy a nagycenki megfigyelő mindig közel van az afrikai forráshoz tartozó csomóvonalhoz az  $E_z$  térkomponens harmadik módusa esetén. Ezt demonstrálja a 6.4.2. 4. ábrán bemutatott eredmény, amelyen a magyar-lengyel együttműködés keretében megvalósított belski SR állomás ( $51,84^{\circ}\text{É}$ ;  $20,79^{\circ}\text{K}$ ) frekvencia mérését hasonlítjuk össze nagycenki frekvenciaértékekkel.



6.4.2. 4. ábra A vertikális elektromos térkomponens harmadik módusának napi frekvenciaváltozása Nagycenken és Belskben, 2009. január 1-én.

Január hónapban, mindkét megfigyelő északra helyezkedik el az afrikai forráshoz tartozó csomóvonálhoz képest, ugyanis az afrikai forrás súlypontja néhány fokkal délre helyezkedik el az egyenlítőhöz képest, vele együtt kerül délebbre a csomóvonál is. Nagycenk csupán 3° földrajzi szélességgel van délebbre Belskhez képest, s ezáltal a csomóvonálhoz is ennyivel van mindig közelebb. A napi frekvencia-görbék hasonló lefutása jelzi, hogy a világ zivatartevékenysége szempontjából a két állomás közel azonos forrás-észlelő geometriával rendelkezik, de a nagycenki észlelő a csomóvonálhoz való közelsége miatt jóval alacsonyabb frekvenciaszintre kerül, köszönhetően az afrikai forrás által biztosított 24 órás villámaktivitásnak, még ha az jelentős napi változást is mutat. Éppen a forrás méretének az összezsugorodása (csökkent zivatartevékenység) viszi el a frekvenciaértékeket a kiugró értékek (az adott módusra nem jellemző nagyon kicsi/nagy értékek) irányába a csomóvonalaknál, s ezek a frekvenciaértékek meghatározók lesznek az egy időben aktív összes forrásnak megfelelő átlagfrekvencia értékének a kialakításában.

#### 6.4.2. Összefoglalás

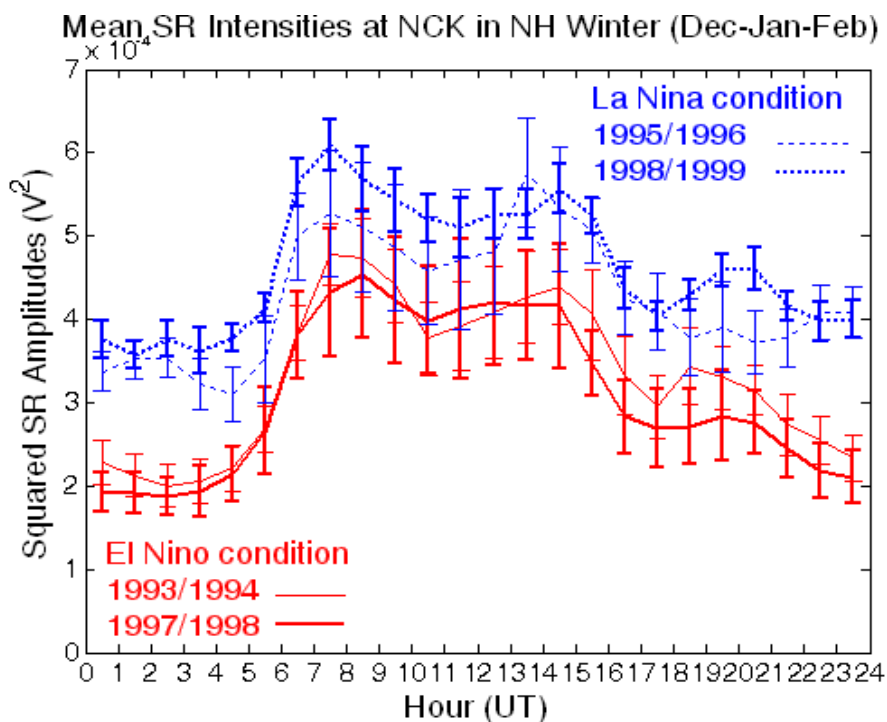
Nagycenki Schumann–rezonancia intenzitás- és frekvenciamérések komplex vizsgálatának eredményeként igazoltam, hogy a világ zivatartevékenysége az ENSO (El Niño Southern Oscillation) időskálán (néhány év) szisztematikus meridionális átrendeződést mutat klimatológiai értelemben. A zivatarok a hidegebb, La Niña időszakban néhány fokkal északabbra, melegebb, El Niño periódusban pedig ismét délebbre migrálnak (*Sátori and Zieger, 1999*). Ez a tanulmány a szerkesztő által kiemelt cikkek közé került a *Geophysical Research Letters* folyóirat ezen számában.

#### 6.4.3. Schumann-rezonancia mérések és OTD/LIS műholdas villám-megfigyelések összehasonlító elemzése az ENSO időskálán

Az előző két alfejezetben Schumann-rezonancia méréseken alapuló eredmények inkább a globális villámaktivitásnak az ENSO időskálán való átrendeződését mutatták. Ezen alfejezetben az ENSO időskála meleg és hideg fázisaiban Nagycenken mért SR-intenzitásváltozások nyomán elindulva OTD (Optical Transient Detector) és LIS (Lightning Imagine Sensor) műholdas adatokon is vizsgálom a globális villámaktivitás ENSO időskálán

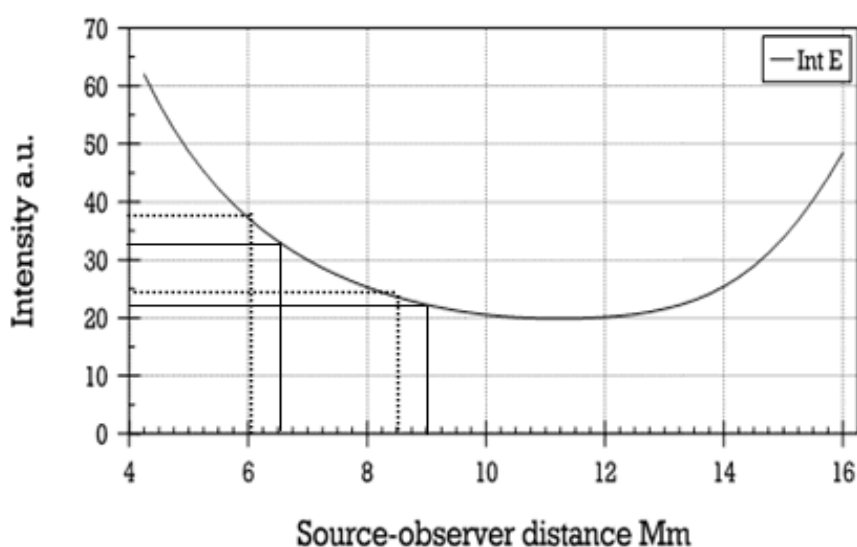
történő változását (Sátori *et al.*, 2009b). Ezen műholdas adatok a következő web címen megtalálhatók és letölthetők: <http://thunder.msfc.nasa.gov>. Az adatokat a GHRC (Global Hydrology Resource Center) Villám Csoportja állította elő.

A 6.4.3. 1. ábrán két hideg és két meleg ENSO periódus során, a téli hónapokban (december-január-február) mért átlagos napi SR intenzitásváltozás látható a vertikális elektromos térkomponensre vonatkozóan. A téli hónapokat azért választottam, hogy csökkentsem az északi félteke nyarán a nagycenki megfigyelőhöz közel kerülő helyi zivatarok zavaró hatását. Nem várt módon mindkét meleg, El Niño periódusban alacsonyabb SR intenzitásértékek adódtak, mint a két hideg, La Niña időszakban. Az intenzitáscsökkenést egyaránt lehet a villámaktivitás tényleges csökkenésével vagy a forrás-észlelő távolságának a megnövekedésével magyarázni.



6.4.3. 1. ábra A vertikális elektromos térkomponens átlagos napi SR intenzitásváltozásai Nagycenknél, két hideg, La Niña és két meleg, El Niño ENSO epizód során, az északi félteke téli hónapjaiban (december-január-február).

A nagycenki SR mérések alapján készült empirikus modell (Nickolaenko *et al.*, 1998), leírja a kumulatív SR intenzitások távolságfüggését, ahogyan azt a 6.4.3. 2. ábra mutatja. A kumuláció szerepe a módusok szerinti eltérő távolságfüggés kiátlagolása. Az SR-intenzitás

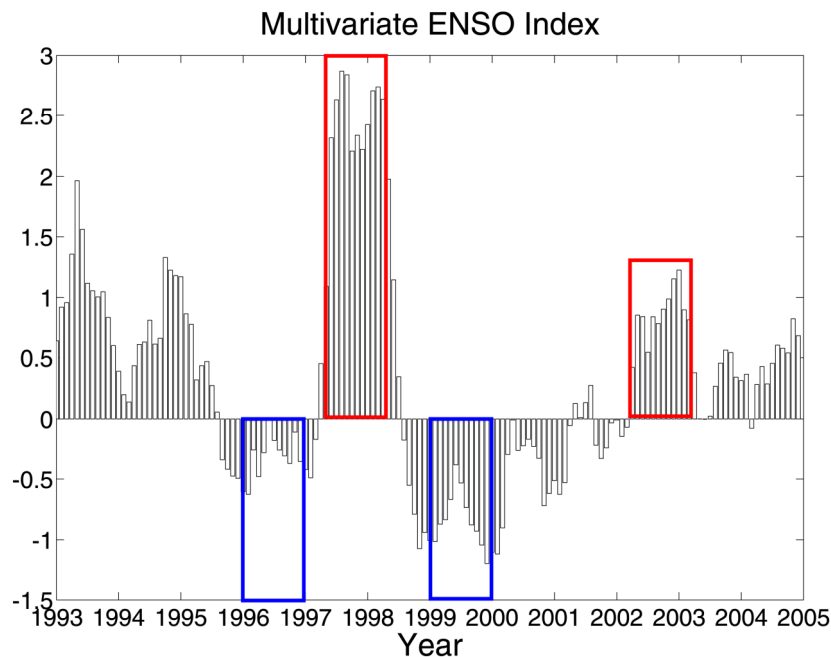


**6.4.3. 2. ábra** A kumulatív SR intenzitás távolságfüggése: 0,5 Mm-es forrás-észlelő távolság változáshoz tartozó relatív intenzitásváltozás a forrástól számítva két különböző helyen (Nickolaenko et al., 1998 nyomán).

távolságfüggése nem lineáris, így a 0,5 Mm-es távolságnövekedés 8,5 Mm-nél ~10%-os, míg 6 Mm-nél ~15%-os relatív intenzitáscsökkenést jelent az észlelőhelyen. Sători and Zieger (1999) ~ 4°-8° -nyi, (~0,4 Mm-0,9 Mm) meridionális oszcillációt becsült a forrás-észlelő szögtávolságban. Így arra a következtetésre jutottam, hogy a **6.4.3. 1. ábrán** szereplő 40-80%-os SR-intenzitás változásokat 22 UT és 05 UT között az El Niño és La Niña időszakokban nem lehet csupán forrás-észlelő távolság megváltozásával magyarázni (Sători et al., 2009b). A Nagycenken mért SR-intenzitás változások, a napszakot ( 22UT – 05UT) figyelembe véve, Dél-Amerikában és a Csendes-óceán térségében, az ENSO időskálán, a meleg, El Niño fázis során bekövetkező tényleges forrásintenzitás-csökkenést, azaz mérséklődő villámaktivitást jeleznek.

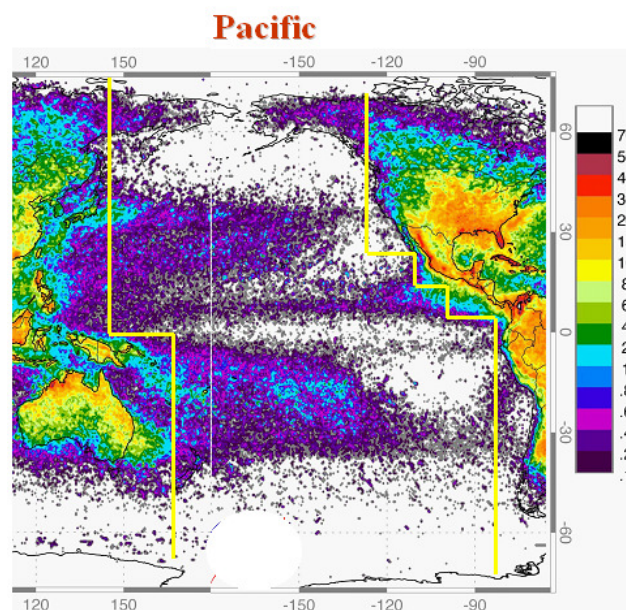
Az SR paraméterek anomális viselkedése 1995/1996 telén (**6.4.1. fejezet**) és az SR intenzitások nem várt csökkenése a meleg, El Niño időszakokban motiválta, hogy független műholdas megfigyelésekkel is összevegyem a „Schumann-rezonancia jelzéseket” (Sători et al., 2009b).

Az ENSO jelenség meleg és hideg fázisainak indikálására szolgáló MEI index idősorán (**6.4.3. 3. ábra**) kijelöltem a két hideg (negatív értékek) és két meleg időszak (pozitív értékek) egy-egy évét, ami 1996-ban és 1999-ben naptári évvel is azonos, míg a másik két esetben 12 hónapnyi időszakot jelent. Az OTD/LIS műholdak által megfigyelt villámszám-sűrűséget (villám/km<sup>2</sup>) 2,5°\*2,5°-os térbeli felbontásban használtam (<http://thunder.msfc.nasa.gov>).



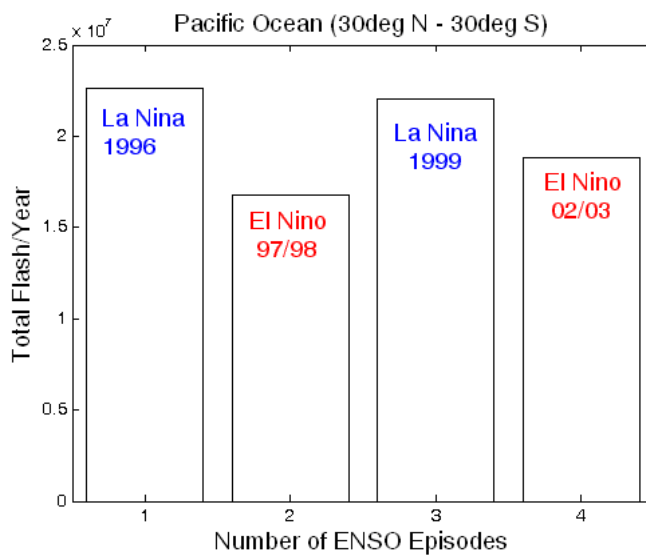
**6.4.3.** 3. ábra MEI (Multivariate ENSO Index), azaz többváltozós ENSO indexek két La Niña (kék), és két El Niño időszak (piros) kijelölésével (Sátori *et al.*, 2009b).

Az elektromágneses hullámterjedésen alapuló SR megfigyelésekkel szemben a műholdas megfigyelések előnye, hogy a mérési hálózat felbontásának megfelelően, pontosan ki lehet jelölni azokat a földrajzi területi egységeket, amelyekre a villámaktivitást értékei vonatkoznak.



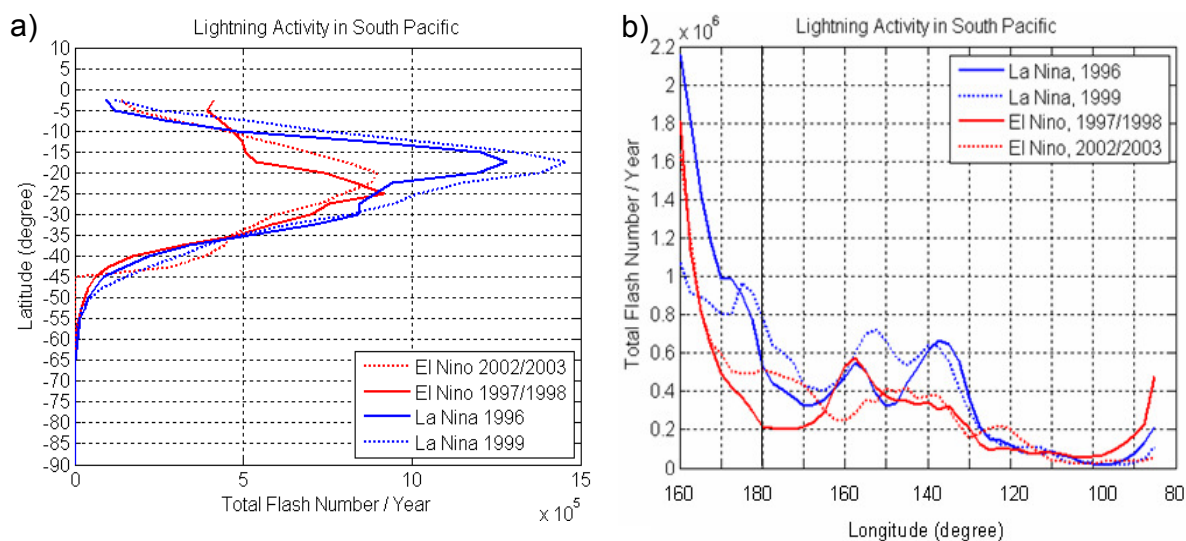
**6.4.3.** 4. ábra Kombinált OTD/LIS műholdas villámterkép <http://thunder.msfc.nasa.gov>. A színskála jelentése: villámszám/km<sup>2</sup>/év.

A **6.4.3.** 4. ábrán a sárga vonalakkal határolt,  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ -os rácshálózattól felépített csendes-óceáni területek összességét jelöltem. A kijelölésnél törekedtem a szárazföldek partvonalhoz közeli területeinek a kihagyására, hogy elkerüljem a szárazföldekhez köthető jóval nagyobb zivatartevékenység torzító hatását az óceáni villámaktivitásra vonatkozó értékek vonatkozásában.



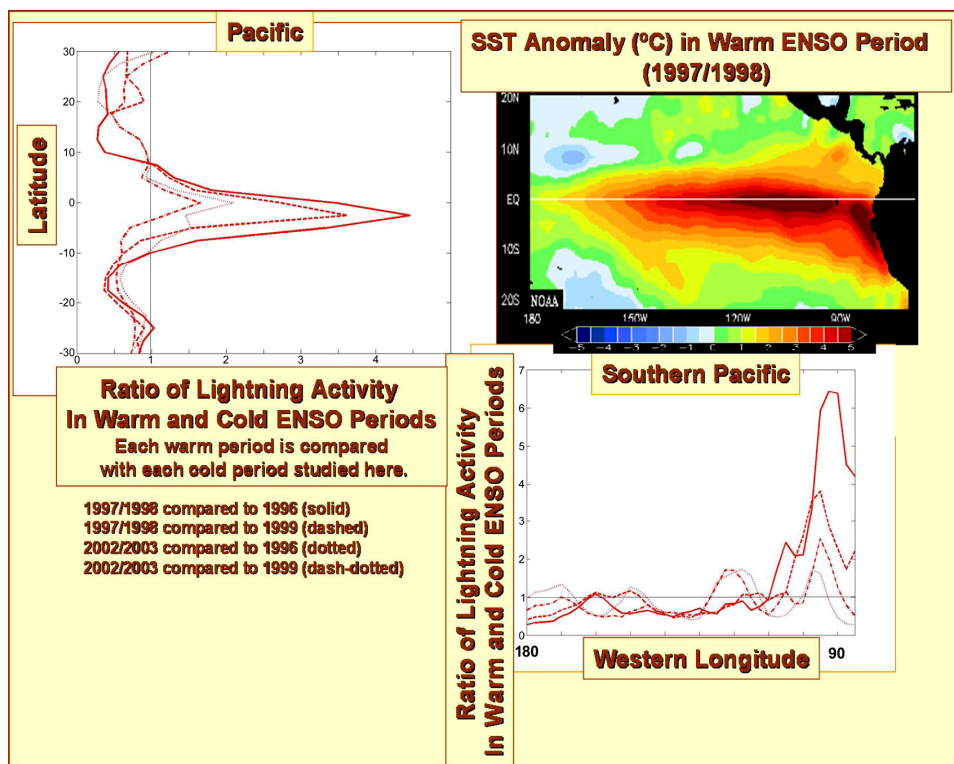
**6.4.3.** 5. ábra. A teljes villámszám Csendes-óceán térségében ( $30^\circ\text{É}$ - $30^\circ\text{D}$ ) a kiválasztott két hideg és két meleg ENSO év során (Sátori *et al.*, 2009b).

A 2002/2003-as El Niño esemény során már csak a kisebb látószögű LIS műhold működött, ezért az összehasonlíthatóság kedvéért azonos szélességű ( $30^\circ\text{É}$ - $30^\circ\text{D}$ ) területeket választottam mind a négy ENSO esemény során. Látható, hogy a Csendes-óceán térségében összességében többet villámlik a kiválasztott két hideg, La Niña évben, mint a két meleg, El Niño időszak 12 hónapjában, összhangban Sátori *and* Zieger, (1998) korábbi következtetésével. Az alábbi ábra, amely területi korlátok miatt nem került be a Sátori *et al.*, (2009b) cikkbe, a részletekre is rávilágít. A Csendes-óceán déli medencéjében mutatja a villámaktivitás zonális (**6.4.3.** 6a ábra) és meridionális (**6.4.3.** 6b ábra) eloszlását. A legnagyobb változás a villámaktivitásában azon a hosszúságon és szélességen következik be, ahol a Csendes-óceán déli medencéjének a legtöbb szigete elhelyezkedik, a nagyobb értékek a két hideg, La Niña időszakra jellemzők. Az is látható a **6.4.3.** 6a ábrán, hogy a maximális aktivitás szélessége  $2$ - $7^\circ$  szélességgel délebbre kerül a meleg, El Niño időszakokban a La Niña periódusokkal összehasonlítva.



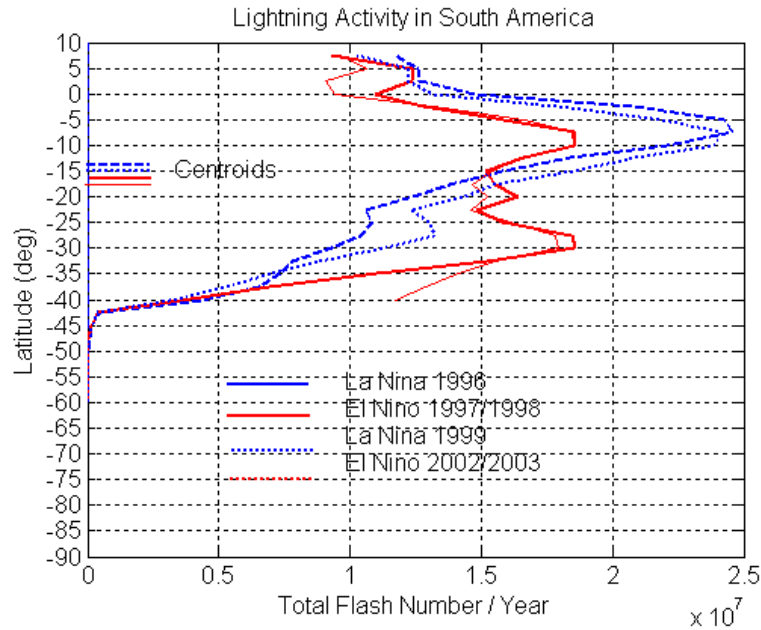
**6.4.3. 6. ábra** A villámaktivitás a) zonális és b) meridionális eloszlása a Csendes-óceán déli medencéjében két meleg, és két hideg, La Niña időszakban.

Megvizsgáltam, hogy hogyan változik a Csendes-óceán 30°É-i és 30°D-i szélesség által határolt térségében a meridionális villámeloszlás aránya El Niño (meleg) / La Niña (hideg) időszakokban (6.4.3. 7. ábra). A fenti két meleg időszak villámaktivitási értékeit viszonyítottam a két hideg időszakban mért értékekhez. Összhangban a 6.4.3. 6a ábrán bemutatott eredményekkel a villámaktivitás mintegy felére csökken a 15-20°D-i szélességi tartományban. Hasonló mértékű csökkenés tapasztalható a 15-20°É-i szélességi tartományban is, bár az értékek nagyobb változékonyságot mutatnak a Csendes-óceán északi medencéjében. Figyelemre méltó az egyenlítő körüli keskeny régióban a négyszeres növekedés a villámaktivásban (6.4.3. 7. ábra, bal felső rész), amely aktivitás súlypontja a Csendes-óceán keleti medencéjébe tevődik át (6.4.3. 7. ábra, jobb alsó rész). Ez a villámaktivitásnak a Csendes-óceán keleti medencéjében az óceán/légkör csatoláson keresztül a tengerfelszín megnövekedett hőmérsékletére (6.4.3. 7. ábra, jobb felső rész) adott válaszaként értelmezhető. Meg kell azonban jegyezni, hogy a Csendes-óceán keskeny, egyenlítő körüli zónájában oly kevés a villámlás, még a Csendes-óceán többi régiójával összehasonlítva is, hogy ez a látványos relatív villámszám növekedés nem befolyásolja a 6.4.3. 5. ábrán bemutatott, a teljes térségre vonatkozó összesített eredményt, azaz a Csendes-óceán térségében összességében kevesebbet villámlik meleg, El Niño időszakokban, mint a hideg, La Niña fázisban.



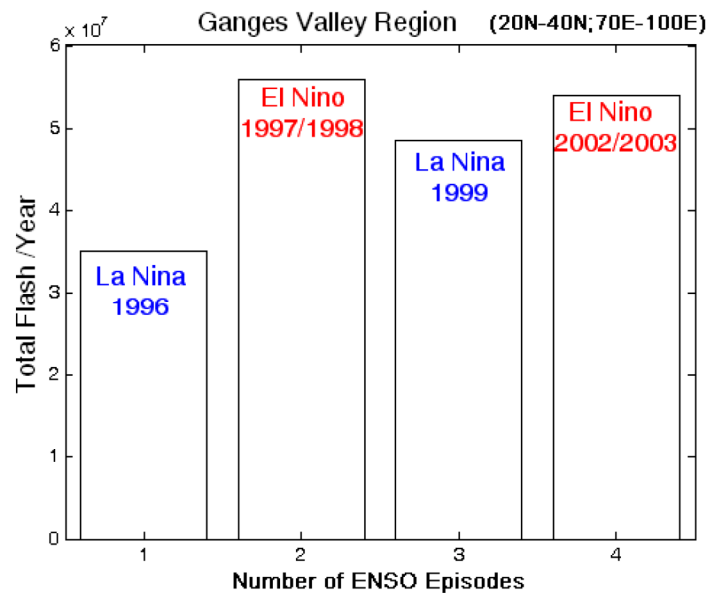
**6.4.3. 7. ábra** A villámlás meridionális (30°É-30°D) és zonális (180°Ny- 80°Ny) eloszlásának arányai meleg, El Niño és hideg, La Niña időszakokban a Csendes-óceán térségében: 1997/1998 és 1996 aránya: folytonos vonal; 1997/1998 és 1999 aránya: szaggatott vonal; 2002/2003 és 1996 aránya: pontozott vonal; 2002/2003 és 1999 aránya: szaggatott-pontozott vonal).

Külön figyelmet szenteltem Dél-Amerika zivatartevékenységének ENSO időskálán történő változására, mint az ENSO jelenség által várhatóan leginkább érintett szárazföldre (Sátori *et al.*, 2009b). Erre a térségre is nem várt eredmény született (6.4.3. 8. ábra). A villámaktivitás jelentős meridionális átrendeződése tapasztalható az ENSO időskálán. A meleg, El Niño fázisban pont az egyenlítői régióban, az Amazonas vidékén jelentősen lecsökken a villámaktivitás, hasonlóan a Csendes-óceán térségéhez. A „Zöld-óceán” elnevezés ismét helytállónak bizonyult. Ugyanakkor Argentína térségében fokozott villámaktivitás tapasztalható a meleg, El Niño időszakokban. Ennek következtében a meridionális villámeloszlás súlypontja („centroid”) itt is néhány szélességi fokkal délebbre kerül.



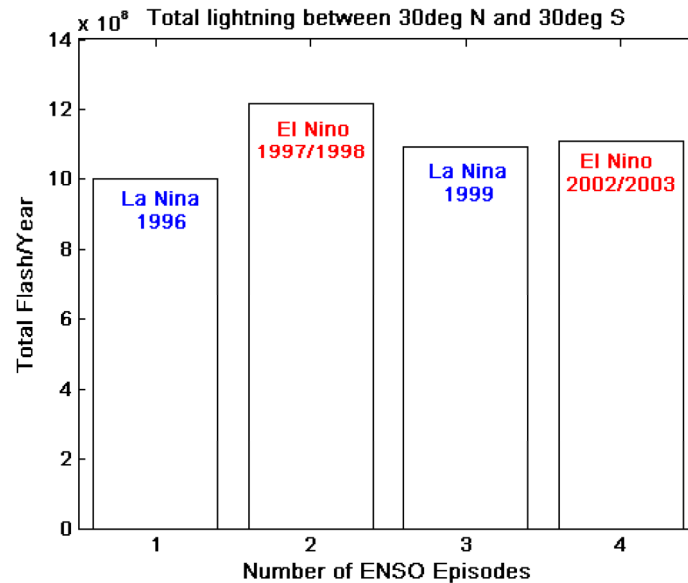
**6.4.3.** 8. ábra Meridionális villámeloszlás (teljes villámszám/év) Dél-Amerikában két meleg, El Niño és két hideg, La Niña időszakban OTD/LIS mérések alapján valamint az eloszlások súlypontjának a földrajzi szélessége (Sátori *et al.*, 2009b).

A szárazföldi régiók közül a Himalájától délre eső régióban, a Gangesz völgyében tapasztalható a legnagyobb változás a totális villámszámban, mégpedig meleg ENSO epizódokban többet, hideg, La Niña időszakokban kevesebbet villámlik.



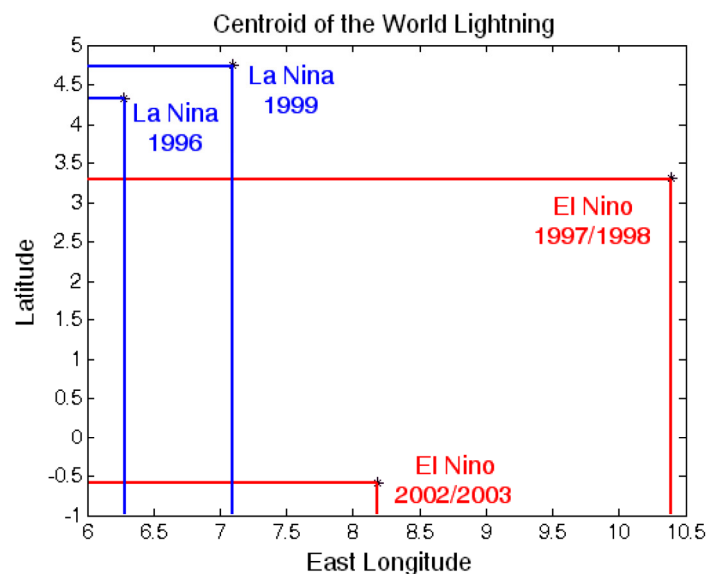
**6.4.3.** 9. ábra Totális villámszám/év a Gangesz térségében két meleg, El Niño és két hideg, La Niña esemény során (Sátori *et al.*, 2009b).

Ez az eredmény összhangban van *Williams* (1992) Schumann-rezonancia mérés alapján, a villámaktivitás ENSO epizódok (1967-1974) során tapasztalt változásával, ami a változások előjelét illeti, de a változások mértéke jóval kisebb az itt vizsgált időszakokban.



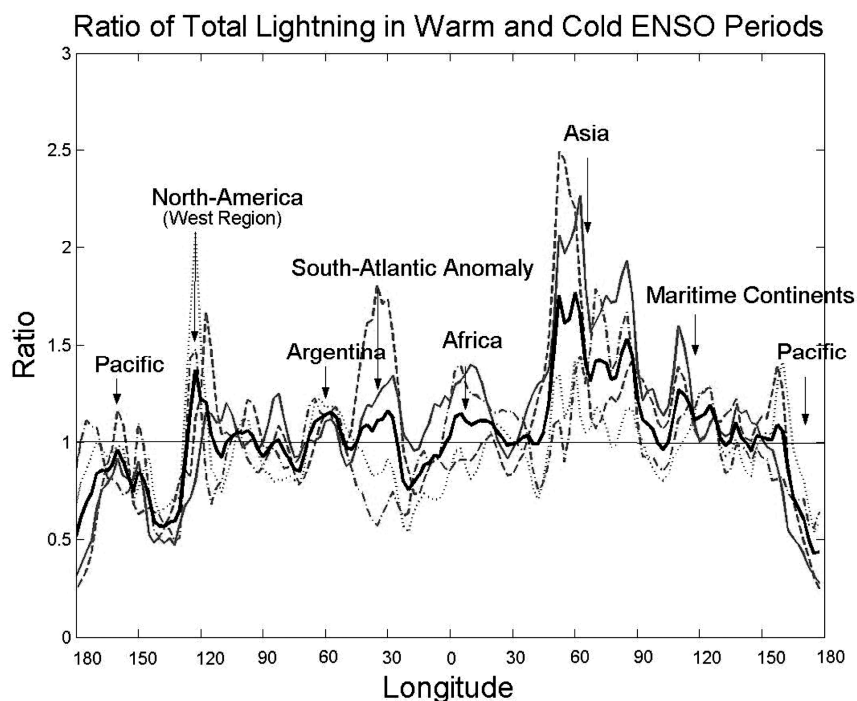
**6.4.3.** 10. ábra Totális villámszám/év a Földön, a 30°É-i és 30°D-i szélesség közötti tartományban (*Sátori et al.*, 2009b).

A szárazföldekre és óceánokra összesített villámaktivitás csupán a rendhagyó 1997/1998-as meleg, El Niño periódusban növekedett meg szignifikáns módon, a másik három epizód során nagyon kiegyenlített értékek adódtak az OTD/LIS műholdas mérések alapján.



**6.4.3.** 11. ábra A globális zivatartevékenység eloszlásának a súlypontja (földrajzi koordinátája) két meleg, El Niño és két hideg, La Niña esemény során (*Sátori et al.*, 2009b).

A **6.4.3. 11. ábrán** bemutatom a globális villámeloszlás súlypontjának földrajzi koordinátáit a kiválasztott időszakokban. A globális villámeloszlás hipotetikus centruma mindig Afrika térségében van, jelezve hogy a világ legintenzívebb, domináns zivatarrégiója Afrika trópusi térségében található. Látható, hogy az eloszlás súlypontja a két meleg, El Niño időszakban néhány fokkal délebbre ( $\sim 1^\circ$ - $5^\circ$ ) tolódik, ahogyan azt a nagycenki Schumann-rezonancia mérések jelezték (Sátori and Zieger, 1999) és független műholdas mérések megerősítették (Sátori et al., 2009b). Ugyancsak néhány fokkal keletre tolódik a globális villám eloszlás súlypontja a meleg ENSO periódusokban, feltehetően a dél-kelet ázsiai térségben tapasztalt legjelentősebb villámszám-növekedésnek ezen meleg időszakokban, ahogyan azt a **6.4.3. 12. ábra** jelzi (Sátori et al., 2009b).

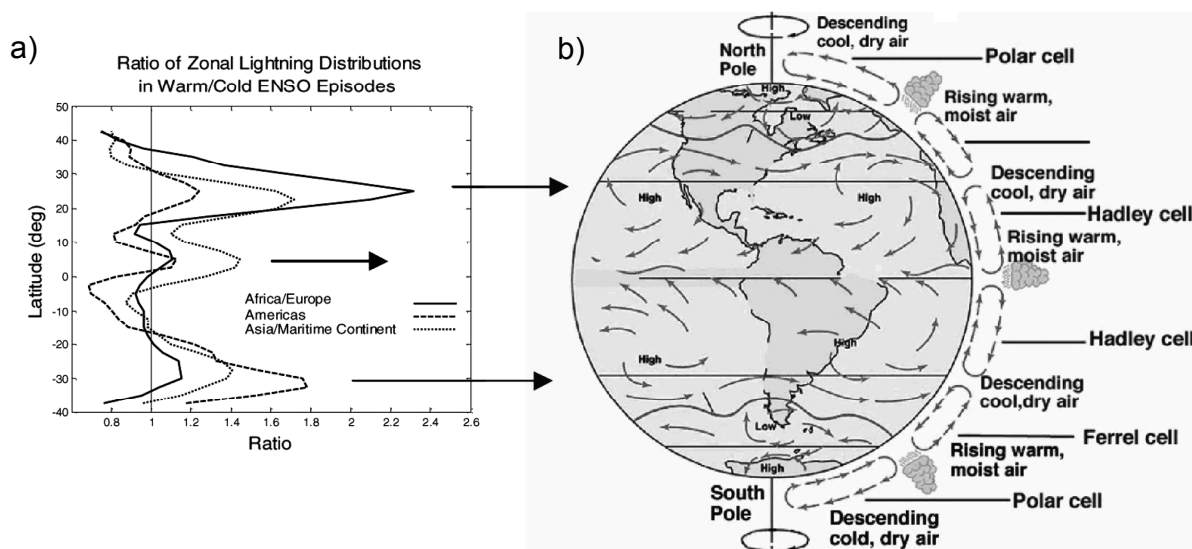


**6.4.3. 12. ábra** A globális villámlás hosszúsági eloszlásának arányai meleg, El Niño és hideg, La Niña években. A vonaltípusok ugyanazon időszakokat jelzik, mint a **6.4.3. 7. ábrán**, a vastag vonal pedig az átlagos arányt jelöli (Sátori et al., 2009b).

A **6.4.3. 12. ábra** a globális villámlás hosszúsági eloszlásának arányait mutatja meleg, El Niño és hideg, La Niña időszakokban, egységesen éves időtartamra vonatkozóan. Mindegyik meleg, El Niño időszak értékeit (meridionális összegzés az adott földrajzi hosszúságra  $2,5^\circ$ -os felbontásban) viszonyítottuk mindegyik éves hosszúságú, hideg, La Niña periódus értékeihez. A vonalak szimbólumrendszere ugyanaz, mint a **6.4.3. 7. ábránál**. Itt a vastag folytonos vonal a másik négy vonal átlagát jelenti. Az arányokból látható, hogy a meleg

El Niño időszakokban mérsékelt tendencia mutatkozik a villámszám növekedésre a szárazföldek hosszúságának megfelelő régiókban. Ázsia térségében ez a növekedés szignifikánsnak mondható. Az óceánok hosszúságának megfelelő régiókban, különösen a Csendes-óceán térségében ennek ellenkezője, azaz villámszám-csökkenés tapasztalható, összhangban a nagycenki SR mérések jelzéseivel (Sátori and Zieger, 1998). Az Atlanti-óceán térségében, a Dél-Atlanti anomália régiójában csupán a rendkívüli 1997/1998-as El Niño eseményre volt villámszám-növekedés a válasz.

A világ zivatartevékenysége az ENSO időskálán bekövetkező globális értelemben vett legjellegzetesebb változását a három nagy trópusi zivatarrégiót (Afrika, Amerika, Ázsia) is tartalmazó földrajzi hosszúsági intervallumban, a villámaktivitás meridionális eloszlásának meleg és hideg időszakokra vett arányának a szélességgel történő változása szolgáltatta (6.4.3. 7a ábra.). Három lokális maximum adódott a  $25^{\circ}$  - $30^{\circ}$ É-i és a  $25^{\circ}$ - $30^{\circ}$ D-i szélességnél, valamint az  $5^{\circ}$ É-szélesség vonalában. Ezen eredmény is a nem vártakhoz sorolható, semmilyen előzetes feltevés/elvárás nem előzte meg ezt a vizsgálatot. A választ ezután arra a kérdésre kerestük, hogy miért éppen ezen földrajzi szélességek a villámaktivitás ENSO időskálán bekövetkező globális értelemben vett változásainak. a kitüntetett helyei.

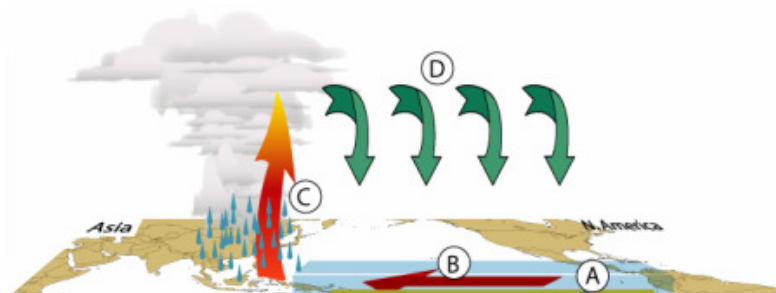


**6.4.3. 13. ábra** a) A villámaktivitás El Niño/La Niña időszakra vett arányainak meridionális eloszlása a szélesség függvényében a három nagy trópusi régiót is tartalmazó földrajzi hosszúsági intervallumban. b) A globális, meridionális légköri cirkulációk (Hadley-, Ferrel-, Poláris-cirkuláció) sematikus ábrázolása a hideg, száraz levegőt szállító süllyedő és meleg, nedves levegőt szállító emelkedő régiók jelölésével.

A  $\sim 25^{\circ}$ - $30^{\circ}$ E-i és a  $\sim 25^{\circ}$ - $30^{\circ}$ D-i szélességek a globális meridionális légkörcsörzések ki-tüntetett helyei. Itt váltja fel mindkét féltekén a leszálló ágát a Ferrel-cirkuláció. A Hadley-cirkuláció ebben a régióban hideg és száraz levegőt juttat a felszín irányába. A szinoptikus skálán süllyedő hideg száraz levegő és az összefüggő felhőzet hiánya, amely lehetővé teszi a rövidhullámú szoláris besugárzás felszínre jutását, lokális értelemben feltételi instabilitások, izolált vertikális konvekciók kialakulásához vezet (*Amerasekera*, 1997). A süllyedő légtömeg hőmérsékleti inverziót is eredményez (*Williams and Renno*, 1993). Így elegendő felszíni nedvesség jelenlétében megnő a konvekció útján elérhető potenciális energia: „CAPE” (Convective Available Potential Energy), amely előfeltétele a zivatarok, villámkisülések kialakulásának. Mindezek a légkörfizikai folyamatok válnak intenzívebbé az ENSO jelenség meleg fázisában (*Sátori et al.* 2009b).

Az  $5^{\circ}$ E-szélesség, ahol a harmadik maximum (6.4.3. 13a ábra) adódott, épp a termális egyenlítő (legnagyobb éves átlaghőmérsékletű helyek vonala) szélességének felel meg. A teljes egyenlítői régió melegebb az ENSO időskála El Niño fázisaiban, mint a hideg, La Niña időszakokban. Így ez a maximum a trópusi villámaktivitásnak a hőmérsékletnövekedéssel összefüggésbe hozható válasza az ENSO időskálán, amelynek mértéke azonban nem éri el *Williams* (1992) tanulmányában több évtizeddel korábbi (1969-1974) ENSO időszakra vonatkozó értékét.

A Csendes-óceán térségében tapasztalt ellenkező értelmű változás a villámaktivitásban (több villám hideg La Niña fázisban, mint meleg, El Niño időszakban), szintén globális légköri cirkulációval, nevezetesen a Walker-cirkulációval, annak ENSO időskálán történő zonális áthelyeződésével magyarázható. A 6.4.3. 14. ábra illusztrálja, hogy La Niña (normál) időszakban a felszíni meleg paradús levegőt (A) a keletről-nyugatra fújó passzát szelek (B) a Csendes-óceán nyugati medencéjébe hajtják, a szárazföldekhez (Dél-Kelet Ázsia, Ausztrália) érve felfelé áramlanak (C) és egyre szárazabbá válnak a kihulló csapadék mértékétől függően, lehűlnek majd ismét kelet felé áramlanak néhány km magasságban és fokozatosan lesüllyednek (D). Ekkor a Csendes-óceán középső térségében, különösen a szigetekkel sűrűbben tarkított térségében hasonló mechanizmus érvényesül, mint a Hadly- és Ferrel-cellák találkozásánál.



**6.4.3. 14. ábra** A Walker-cirkuláció sematikus ábrája La Niña (normál) időszakban  
<http://www.gfdl.noaa.gov/tropical-atmospheric-circulation-slowdown>.

A szinoptikus skálán süllyedő hűvösebb, száraz légtömegek és a felhőmentes régiókban a szoláris rövidhullámú fűtés, amely különösen a gyorsabban felmelegedő szigeteken („szárazföld-foltok”) hatékony, lokális feltételi instabilitásokhoz, intenzív vertikális konvekciók kialakulásához, majd zivatarok bekövetkezéséhez vezet. El Niño fázisban a passzát szelek lelassulása/leállása/átfordulása következtében a Walker-cirkuláció nedvességgel teli, felfelé áramló része kelet felé, a Csendes-óceán középső részébe tolódik, ezáltal csapadékban gazdag, de zivatarokban szegényebb időszak következik be ebben a térségben.

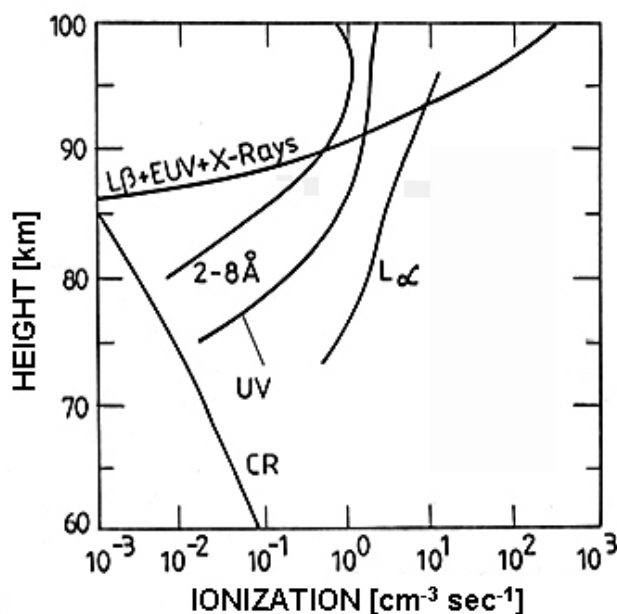
### 6.4.3. Összefoglalás

a) Az ENSO jelenség két meleg, El Niño és két hideg, La Niña időszakában mért SR intenzitásváltozás értelmezéséből kiindulva, a globális villámaktivitás OTD/LIS műholdas mérésének széleskörű analizisével független bizonyítékát adtam a globális villámaktivitás meridionális átrendeződésére az ENSO időskálán. Alátámasztottam azt az SR mérések alapján tett megállapítást, hogy a Csendes-óceán (óceáni) térségben éppen a hideg, La Niña periódusokban gyakoribbak a villámok, ellentétben a szárazföldök zivatartevékenységével, ahol a villámaktivitás (régióktól függően) növekvő tendenciát mutat a meleg, El Niño időszakokban ( *Sátori et al.*, 2009b).

b) OTD/LIS műholdas mérések analizisével az ENSO időskálán globális érvényű összefüggést tártam fel a villámaktivitás változása és a nagy meridionális (Hadley-cirkuláció) és zonális (Walker-cirkuláció) légkörzések szinoptikus skálán süllyedő régióiban. A Walker-cirkuláció ENSO időskálán történő zonális áthelyeződése arra is magyarázatot ad, hogy miért a hideg, La Niña fázisban van több villám a Csendes-óceán térségében. Ugyancsak összefüggést találtam a globális villámaktivitás változásában hideg/meleg ENSO periódusokban a termális egyenlítőnél ( *Sátori et al.*, 2009b).

## 7. Schumann-rezonancia, mint a Föld-ionoszféra üregrezonátor globális változásainak jelzőrendszere

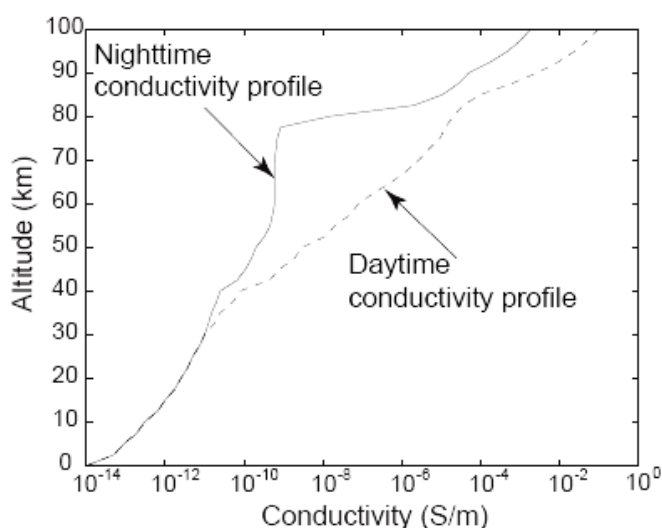
A Föld-ionoszféra üregrezonátor felső diffúz falát a Nap elektromágneses és részecske sugárzása, valamint a galaktikus kozmikus sugárzás ionizálja. Ezt a kb. 60-90 km magasságban elhelyezkedő régiót ionoszférikus D-tartománynak nevezzük. Keletkezését a szoláris UV, EUV, Lyman- $\alpha$  (121,6 nm) és Lyman- $\beta$  (102,6 nm) valamint a szoláris lágy (1-10 nm) és kemény (<1 nm) röntgensugárzás ionizáló hatásának köszönheti a Nap által megvilágított oldalon. Éjszaka ezen ionizáló források hiánya, valamint az ebben a magasságban még nagy számban előforduló semleges részecskékkel való gyakori ütközés következtében történő semlegesítődés a felelős. A galaktikus kozmikus sugárzás ~60-70 km magasság alatt biztosít a napszaktól független ionizációt. Ezenkívül az ionoszférikus D-tartomány időszakos (néhány óra - néhány nap) ionizálásához hozzájárulnak a szoláris proton viharok (Roldugin *et al.*, 2001, Roldugin *et al.*, 2003), valamint a magnetoszférából kiszóródott nagy energiájú részecskék geomágneses viharok után (Bencze *et al.*, 1973; Márcz, 1978; Satori, 1991). A D-tartomány fő ionizáló forrásait a 7.1. ábrán láthatjuk.



7. 1. ábra Az ionizáció magassággal történő változása az ionizációért felelős sugárzás (szoláris UV, EUV, Lyman- $\alpha$  és Lyman- $\beta$  és szoláris röntgensugárzás, valamint a galaktikus kozmikus sugárzás: CR) hatására az ionoszférikus D-tartományban (Thomas, 1971).

A fenti ionizáló források hatására a légkör elektromosan vezetővé válik a magasság növekedésével különböző mértékben (lásd 7. 2. ábra). A földfelszín közelében a levegő

vezetőképessége  $10^{-14}$  S/m nagyságrendű, ami szigetelőnek felel meg, míg 90-100 km magasságban, az ionoszférikus D-tartomány tetején, valamint E-tartomány alján, napszaktól függően, a (mágneses térrel párhuzamos) vezetőképesség  $10^{-4}$ - $10^{-2}$  S/m lesz, ami több, mint 10 nagyságrendű változást jelent. Ez a vezetőképesség már közelíti, ill. összemérhető a szilárd földfelszín (szárazföld) vezetőképességével.



7. 2. ábra A vezetőképesség magassággal történő változása nappal és éjszaka (Yang, 2007).

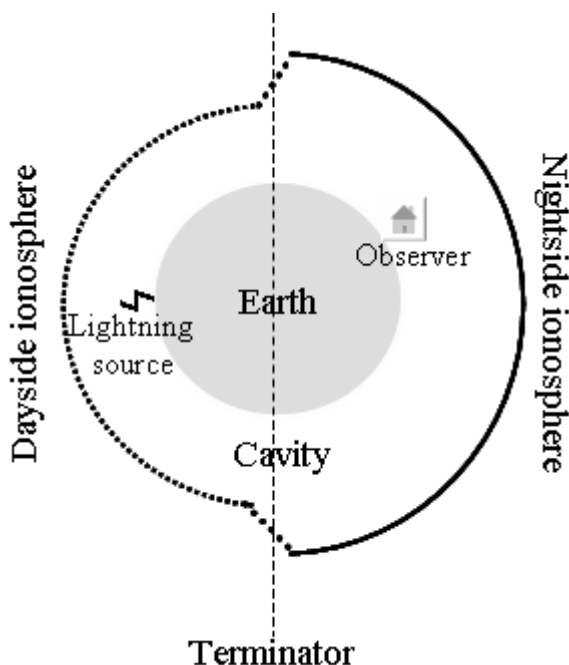
Az ELF (Extremely Low Frequency) frekvenciasávba (3 Hz – 3 kHz) eső elektromágneses hullámok terjedése szempontjából az átmenet a szigetelőnek tekintett alsó légkör és az elektromosan vezető felső légkör között kb. 40-50 km magasságban kezdődik (Sentman, 1995). Bár a jól vezető földfelszín és az egy-rétegűnek tekintett, ugyancsak jól vezető, de disszipatív ionosféra által közrefogott szigetelőnek tekintett gömbréteg modellben az elektromágneses sajátfrekvenciák, jósági tényezők, az elektromos és mágneses téreloszlások a földfelszínen jól számíthatók, bonyolultabb modellekre van szükség az SR jelenségek reális leírására.

Wait (1962), Galejs (1961) különböző vezetőképesség-profilok (exponenciális, két-rétegű) alkalmazásával tanulmányozták a sajátérték problémakört. Greifinger and Greifinger (1978) úttörő munkája átrörést jelentett e témában, amikor az ionoszférikus vezetőképességet két eltérő meredekségű exponenciális görbével és két komplex karakterisztikus magassággal jellemezte. Madden and Thompson (1965) javasolta először, hogy az ELF hullámok hullámvezetőben történő terjedése leírható egy két-dimenziós távvezetékben történő terjedés analógiájára. Több évtized elteltével Kirillov et al., (1997) és Kirillov (2002) fejlesztette ki a „két-dimenziós telegráf egyenlet” (TDTE - Two Dimensional Telegraph Equation) módszert,

ami lehetővé teszi bármilyen hullámvezetőbeli aszimmetria ( nappali-éjszakai aszimmetria, terjedési paraméterek szélességfüggése, poláris anomáliák, lokális ionoszféra-zavarok) figyelembevételét.

### 7.1. Schumann-rezonancia, mint a Föld-ionoszféra üregrezonátor nappali-éjszakai aszimmetriájának jelzőrendszere

A Föld-ionoszféra üregrezonátor markáns laterális (oldalirányú) inhomogenitása az alsó ionoszféra D-régiójának nappali-éjszakai aszimmetriája. Ez a nappali és éjszakai oldalon eltérő vezetőképességet, valamint nappal kisebb, éjszaka nagyobb hullámvezető magasságot jelent a frekvenciától függően, s egy átmeneti zóna alakul ki a terminátor vonal körül.

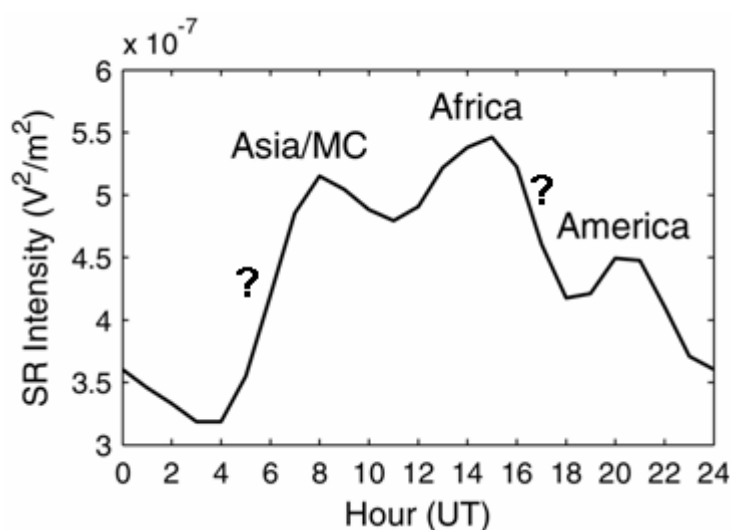


7.1. 1. ábra A föld-ionoszféra hullámvezető nappali-éjszakai aszimmetriájának szemléltetése

Ismert az elméleti munkákból (lásd 3. fejezet, 1-es és 2-es egyenlet), hogy az SR intenzitás egy adott helyen függ a villám-forrás paramétereitől (áram-momentum), a Föld-ionoszféra üregrezonátor tulajdonságaitól (ionoszférikus D-tartomány vezetőképességétől, hullámvezető magasságától), valamint az észlelő és a forrás közötti szögtávolságtól. Mindhárom paraméter időbeli változást mutat a különböző időskálákon. Különösen fontos az SR amplitúdó/intenzitás változások eredetének tisztázása a napos időskálán.

Egészen a 2000-es évek elejéig nem alakult ki konszenzus a nemzetközi SR kutatói közösségben, sem az elméleti munkák, sem a megfigyelések alapján, a nappali-éjszakai

aszimmetria SR paraméterekre gyakorolt hatásának mértékéről és megkülönböztethetőségéről a többi hatástól. Valóban nehéz szétválasztani az egymásra szuperponálódott hatásokat, különösen azért, mert ezek a változások, bár eltérő módon, összefüggésben állnak a Nappal. Az SR intenzitás megnövekszik a Föld-ionoszféra üreg alacsonyabb nappali oldalán, hullámterjedési sajátságából eredően (*Sentman and Fraser, 1991*). Az SR-intenzitás ugyancsak megnövekedhet a nappali oldalon a napsugárzás felszíni fűtésének destabilizációs hatása révén, amely befolyásolja a villámaktivitást (*Cavazos et al., 1996*). Megnehezíti a szétválasztást, hogy a terminátor vonalnak az észlelő helyen történő áthaladásával összefüggésbe hozható változás, ami helyi időben várható, gyakran egybeesik valamelyik nagy trópusi zivatarrégióval a hullámvezető nappali oldalán bekövetkező aktivizálódásának vagy lecsengésének órájával világidőben. Ez szintén SR intenzitás növekedéssel/csökkenéssel jár, nem beszélve arról, hogy az aktivizálódott vagy lecsengő zivatargócok eltérő távolságban lehetnek az észlelőtől, tehát távolságfüggő SR intenzitásváltozás is bekövetkezik.



**7.1. 2. ábra** A vertikális elektromos térkomponens átlagos, kumulatív SR-intenzitás változása (első három módus) őszi-téli hónapokban Nagycenken (*Sátor et al., 2009a*).

Ezt a problémát jól szemlélteti a **7.1. 2. ábra** a kérdőjeles órákban. Nagycenken a tényleges helyi idő és világidő között csupán ~1 óra eltérés van. A legmeredekebb SR intenzitásnövekedés helyi időben a napfelkelte körüli órában következik be, ugyanakkor a távoli Ázsia/MC (Maritime Continent) trópusi zivatarrégió maximális aktivitásához közeledik világidőben (ottani helyi időben délután). Hirtelen SR intenzitáscsökkenés tapasztalható 16 UT után, ami a helyi naplemente ionoszférikus hatása is, valamint a gyengülő aktivitású afrikai zivatargóc jele is lehet SR intenzitáscsökkenés formájában. További kérdést vet fel,

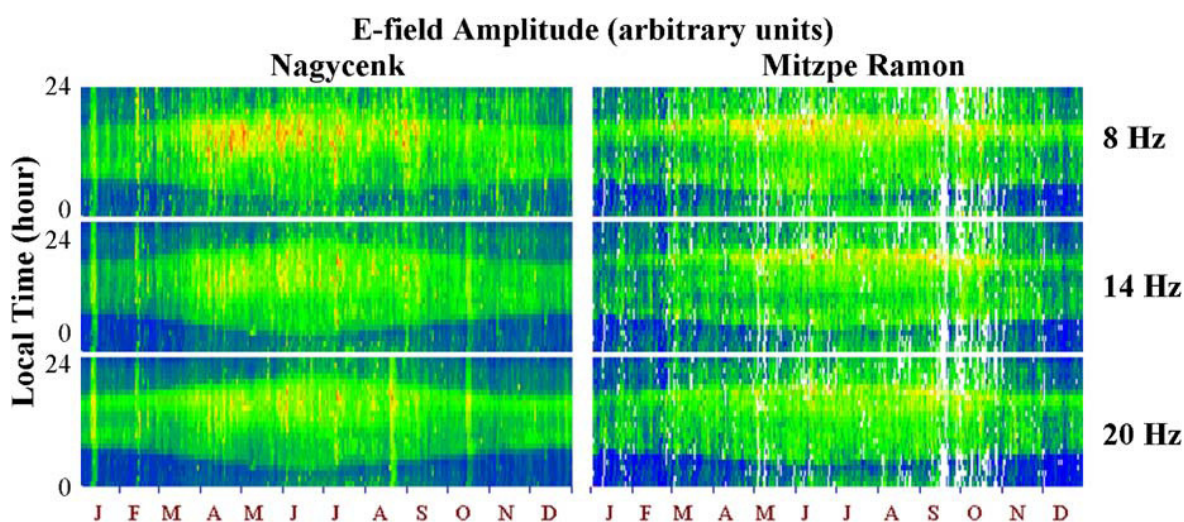
hogy az amerikai zivatargóc miért jelentkezik kisebb SR intenzitás formájában 20 UT körül, mint az ázsiai zivatarrégió 8 UT körül, holott mindkét forrás közel azonos szögtávolságra található a nagycenki SR állomástól. Az amerikai zivatarforrás az említett időszakban biztosan intenzívebb, mint az ázsiai térség zivatartevékenysége (*Christian et al.*, 2003). A különbség az, hogy 8 UT körül mind a nagycenki megfigyelő, mind az ázsiai források a nappali oldalon vannak, míg az amerikai zivatarforrás maximális aktivitása idején (~ 20 UT) Nagycenk már a hullámvezető éjszakai oldalára kerül.

*Keefe et al.* (1964) jobb egyezést talált két távoli állomás SR intenzitás értékei között, ha azokat helyi időben hasonlította össze. *Sentman és Fraser* (1991) két távoli állomás kumulatív SR intenzitásértékeit világidőben hasonlította össze, s a különbségeket az ionoszféra helyi idő szerinti moduláló hatásának tulajdonították. Azt feltételezve, hogy az SR energia egységesen oszlik el a Föld-ionoszféra üregben, valamint a hullám-energia megmaradásra hivatkozva, a helyi idő szerinti modulációs tényezőt meghatározták az SR értékekből, majd korrigálták vele a napi SR intenzitásértékeket. A korrekció előtt csupán 0,39 volt a korrelációs koefficiens a két állomás adatsora között, míg a korrekció után ez az érték 0,82-re nőtt. Egyúttal a modulációs tényező az ionoszférikus D-tartomány relatív magasságváltozására adott realisztikus értéket. *Pechony and Price* (2006) azt állítja, hogy az ionoszférikus aszimmetriának tulajdonított SR intenzitásváltozás reprodukálható egységes („laterally uniform”) hullámvezetőben is, pusztán a forrás-észlelő geometria változásából két állomás esetében. *Nickolaenko és Hayakawa* (2002) elméletileg jutottak arra a következtetésre, hogy a naplemente/napfelkelte terminátornál az SR amplitúdók változása nem detektálható, különösen az alap rezonancia-módus esetében. Fő érvet az inhomogenitás hullámhosszhoz viszonyított nagy mérete (alapmódus esetén ~ fél hullámhossz) szolgáltatta. *Pechony et al.* (2007) bizonyos mértékig revidálta korábbi álláspontját, s arra a következtetésre jutott, hogy az SR térértékeket ugyan elsősorban a forrás-intenzitás és a forrás észlelő geometria határozza meg, de a nappali-éjszakai aszimmetria hatása is kimutatható, bár másodlagos szerepet játszik az említett hatásokhoz képest.

*Melnikov et al.* (2004) munkája szolgáltatta az első, megfigyelésen alapuló, meggyőző érvsorozatot az ionoszférikus nappali-éjszakai aszimmetria kimutathatóságáról és mértékéről több állomás SR mérései alapján. Nyilvánvalóvá vált, hogy nem távoli állomások SR intenzitásértékeit kell összehasonlítani, hanem azonos állomások napi intenzitásértékeit egymás után következő napokon helyi időben, ugyanis a napfelkelte/naplemente időpontok változása, azaz a nappalok hosszúsága szabályosan változik az év során helyi időben egy

adott állomáson. A napfelkelte/naplemente időpontokhoz köthető SR intenzitásváltozásoknak is tükröznie kell ezt a szabályosságot, ha a változás ionoszférikus eredetű, szemben a globális zivatartevékenység random természetével.

Igen nagyfokú szabályosság rajzolódik ki mind Nagycenk, mind Mitzpe Ramon (30,5°É; 34,4°K), izraeli SR állomás vertikális elektromos térkomponensében, ha az átlagos, relatív napi amplitúdó-változást, naponként, egymás után sorakoztatjuk fel az év minden egyes napján. A helyi napfelkelte/naplemente órájában ugrásszerűen megnő/lecsökken az amplitúdó mindkét állomáson, a módus-szám emelkedésével növekvő mértékben (*Melnikov et al.*, 2004) . Nagycenk esetében nyolc év (1994-2001), Mitzpe Ramon esetében négy év (1999-2002 ) átlagát tekintettük (lásd 7.1. 3. ábra).

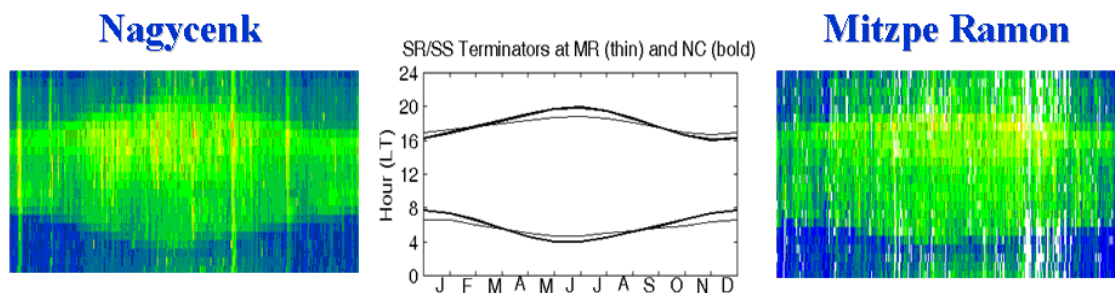


**7.1. 3. ábra** A vertikális elektromos térkomponens átlagos, relatív napi amplitúdó változása Nagycenknél és Mitzpe Ramonnál (Izrael) helyi időben egymást követő napokon az év hónapjaiban. A színskala fejezi ki a relatív amplitúdó-változást.

Az amplitúdók ugrásszerű növekedésének/csökkenésének órájában kirajzolódik a helyi napfelkelte/naplemente terminátor vonala. Ugyancsak a terminátor vonalnál tapasztalt ugrásszerű amplitúdó- és csillapítás-változást mutat a kelet-nyugati mágneses térkomponens Hollisternél (36,8° É; 121,5° Ny), Kaliforniában (*Melnikov et al.*, 2004). Az amplitúdó helyi időhöz kötött változásának ilyen mértékű pontossága és a változás frekvenciafüggése egyaránt ionoszférikus eredetű változásra, azaz a Föld-ionoszféra üregrezonátor nappali-éjszakai aszimmetriájának a hatására utal. Fontos megemlíteni, hogy ez az összefüggés közös tulajdonság a három állomáson alkalmazott eltérő spektrális módszer ellenére (Nagycenk:

komplex demoduláció, Mitzpe Ramon: Lorentz-illesztés, Hollister: Prony-algoritmus), tehát biztosan nem tulajdoníthatók módszerbeli különbségekből eredő változásnak.

A napfelkelte/naplemente terminátor-vonalakat kirajzoló amplitúdó-változások Nagycenken és Mitzpe Ramonban nagyfokú hasonlóságot mutatnak, ahogyan azt a 7.1. 3. ábrán látjuk, de figyelmesen megtekintve finom különbségek is előtűnnek. Nagycenk északabbra, a  $47,6^\circ\text{É}$ -i szélességen, Mitzpe Ramon délebbre, a  $30,5^\circ\text{É}$ -i szélességen helyezkedik el. Ekkora földrajzi szélesség eltérésnél már észrevehető a nappalok/éjszakák eltérő hossza a két állomáson az év különböző időszakaiban. Nagycenken télen rövidebbek a nappalok, mint Mitzpe Ramonban, míg nyáron Nagycenken hosszabbak a nappalok és Mitzpe Ramon szélességén rövidebbek. Ezek a finom különbségek is megjelennek az SR-amplitúdók változásában, ahogyan azt a 7.1. 4. ábrán bemutatom.



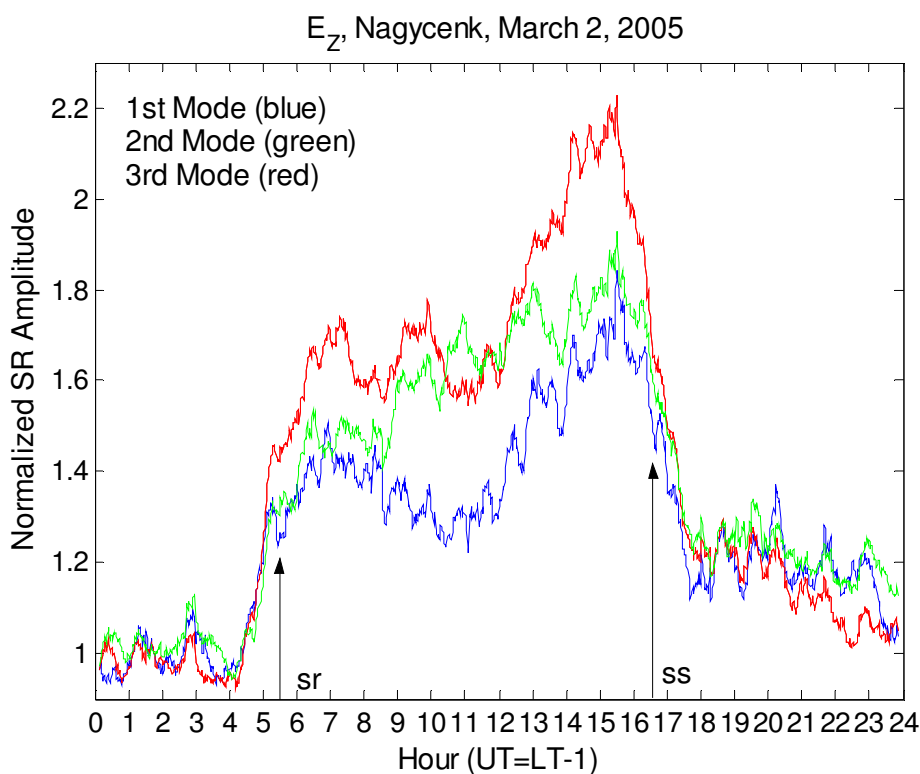
7.1. 4. ábra A vertikális elektromos térkomponens első módusának relatív amplitúdó változása Nagycenken és Mitzpe Ramonban, valamint középen a napfelkelte/naplemente terminátor-vonalak pozíciója az év folyamán.

Így már biztosan állítható, hogy az SR amplitúdó változások tartalmaznak a Föld-ionoszféra hullámvezető nappali-éjszakai aszimmetriájával összefüggésbe hozható, kimutatható növekedést/csökkenést. A kérdés az, hogy a kb. 20%-nyi relatív amplitúdó-növekedés órák felbontásban, az első rezonancia-módus esetében, s a hasonló mértékű, de nem olyan éles csökkenés naplementekor milyen mértékben tulajdonítható az üreg nappali-éjszakai aszimmetriájának.

A Nagycenken alkalmazott spektrális módszernek köszönhetően a nappali-éjszakai aszimmetria jóval nagyobb időfelbontásban is tanulmányozható (*Sátori et al.*, 2007b), azaz elkülöníthetők az 1 óránál kisebb eltérésű ionoszférikus és felszíni napfelkelte/naplemente időpontokhoz köthető változások. Az SR idősorok 40 másodperces időablakait feldolgozó spektrális eljárás, a komplex demoduláció, Nagycenk két párhuzamosan működő SR mérőrendszerében a lassúbb számítógép esetében 51-52 amplitúdó-értéket, a gyorsabb

számítógép esetében 84-85 amplitúdó-értéket szolgáltat óránként. Ilyen időfelbontásban a spektrumok zajosabbá válnak, s tükrözik a villámok véletlenszerű bekövetkezését a rövid időskálán. Mindezek ellenére az SR spektrális tulajdonságok, már kirajzolódnak 40 másodpercnyi idősorból is (lásd 5. 2. ábra).

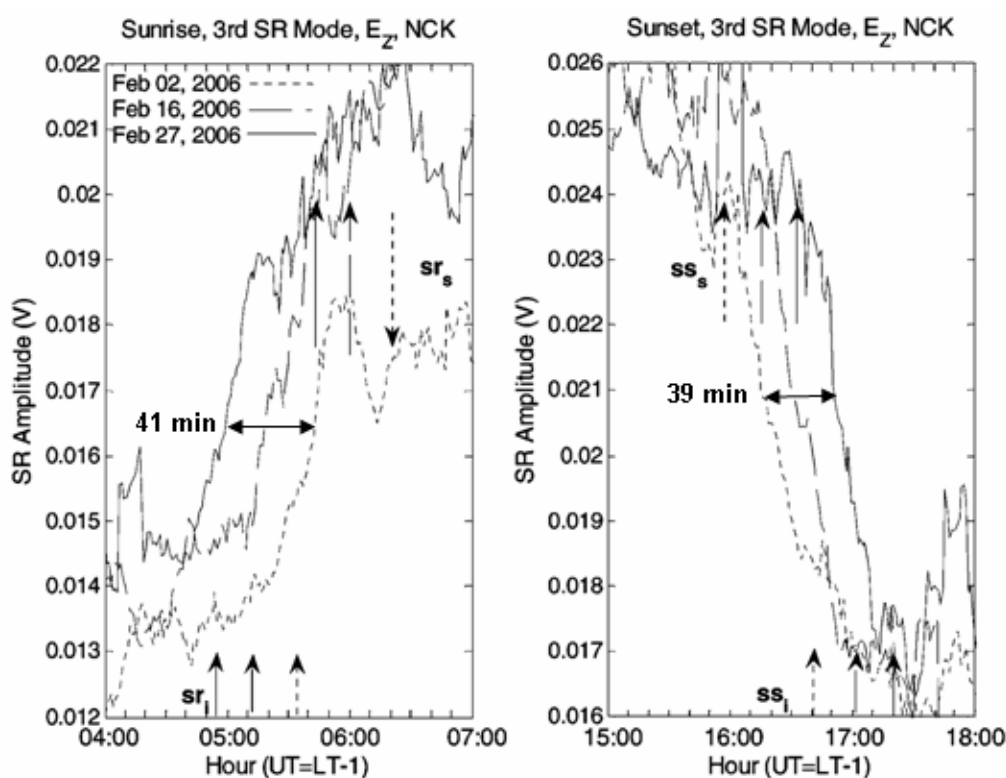
A napfelkelte/naplemente effektus minden nap bekövetkező jelenség, így az SR regisztrátumokban azt naponta kell látnunk, ha a helyi időjárási körölmények (eső, hó, szél, helyi zivatar, érzékelő körüli mindenféle mozgás) okozta változás nem fedti el a természetes eredetű SR változásokat. A 7.1. 5. ábra a vertikális elektromos térkomponens első három módusának normalizált napi változását mutatja 2005. március 2-án, egy a helyi időjárás szempontjából ideálisnak mondott napon, nagy időfelbontásban, ami itt óránként 52 amplitúdó-bebecslést jelent. A napi változást világidőben tüntettem fel, jelezve a helyi időtől való 1 órányi eltérést. Így mind a helyi időtől, mind a világidőtől függő változás azonosítható ugyanazon az ábrán.



7.1. 5. ábra A vertikális elektromos térkomponens első három módusának normalizált amplitúdó-változása 2005. március 2-án. Az „sr” és „ss” jelölésű nyilak a felszíni napfelkelte/naplemente időpontját mutatják.

A normalizálás világidőben nulla órákor, a nap első amplitúdó értékére történt. Az „sr” és „ss” jelölésű nyilak a felszíni napfelkelte/naplemente időpontját mutatják. Látható, hogy a hirtelen amplitúdó növekedés már a felszíni napfelkelte előtt bekövetkezik, s a felszíni

naplementét követően pedig meredek csökkenés tapasztalható, de ez időben összeesik az afrikai zivatargóc maximális aktivitásának lecsengésével, ami már a felszíni naplemente előtt elkezdődött. A felszíni napfelkeltét megelőző hirtelen amplitúdó növekedés frekvenciafüggő, a módus-szám növekedésével növekvő mértékű változásként épül be a nappali amplitúdó értékekbe. A hirtelen amplitúdó növekedés mintegy 45 perccel korábban kezdődik a felszíni napfelkelte időpontjához képest. Ez az időkülönbség megfelel a kb. 45 perccel korábban bekövetkező ionoszférikus napfelkelte időpontjának ~100 km magasságban, s ugyancsak kb. 45 perccel később következik be az ionoszférikus naplemente a felszíni naplementéhez képest. Ezután időben nem túl távol eső napokon megnéztem a napfelkelte/naplemente időpontok körüli amplitúdó változásokat, hogy az ionoszférikus napfelkelte/naplemente időpontjához tartozó hirtelen amplitúdó növekedés/csökkenés bekövetkezésének “óramű-szerű” pontosságát ellenőrizzem. A harmadik rezonancia-módust választottam, mert itt várhatók a legnagyobb amplitúdó változások



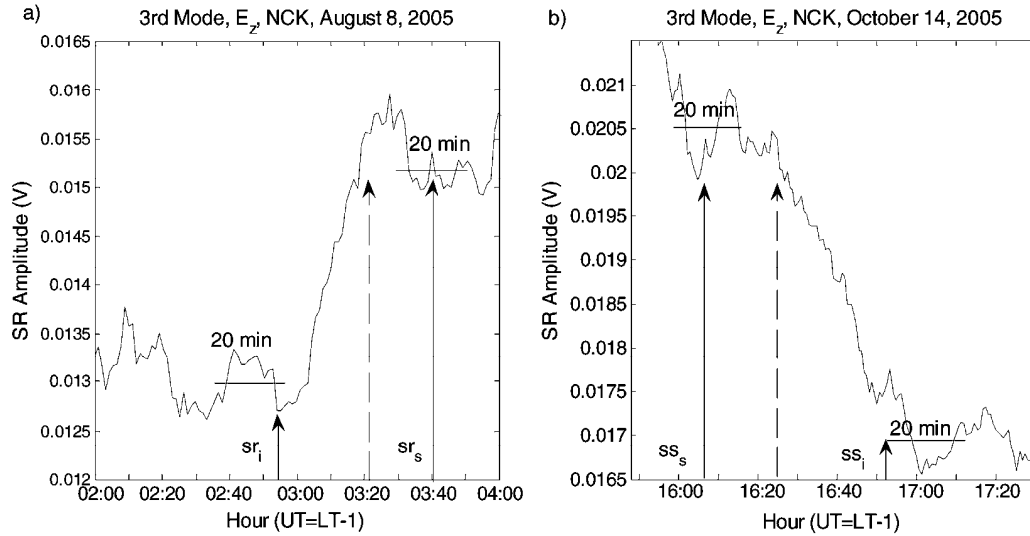
**7.1.** 6. ábra A vertikális elektromos térkomponens harmadik módusának amplitúdó változása napfelkelte (bal oldal) és naplemente (jobb oldal) körüli órákban Nagycenken, 2006. február 2-án, 16-án és 27-én.

A **7.1.** 6. ábra a vertikális elektromos térkomponens harmadik módusának amplitúdó változását mutatja napfelkelte (bal oldal) és naplemente (jobb oldal) körüli órákban

Nagycenken, 2006. február 2-án, 16-án és 27-én. A folytonos, „nagy szaggatott” és „kis szaggatott” vonallal rajzolt nyilak az „sr<sub>i</sub>” ionoszférikus napfelkelte, az „sr<sub>s</sub>” felszíni napfelkelte időpontokat jelölik, az „ss<sub>s</sub>” és „ss<sub>i</sub>” jelzésű nyilak pedig a felszíni és ionoszférikus naplemente időket mutatják a nyilaknak megfelelő vonalszimbólummal jelölt három kiválasztott februári napon. Február 2-án és 27-én 41 perc különbséggel kel fel a nap, és 39 perc különbséggel nyugszik le. Ez az időkülönbség jól beazonosítható mind a hirtelen amplitúdó növekedések idején az ionoszférikus napfelkeltét követően, mind a hirtelen amplitúdó csökkenések során az ionoszférikus naplementét megelőzően. Továbbá az is megállapítható, hogy az ionoszférikus napfelkeltekor bekövetkező hirtelen amplitúdó növekedés már befejeződik a felszíni napfelkelte előtt kb. 15-20 perccel és a felszíni naplementét követően ugyancsak kb 15-20 perccel később kezdődik a hirtelen amplitúdó csökkenés, ami az ionoszférikus naplementével fejeződik be. Ez azt jelenti, hogy az SR frekvenciatartományban történő hullámterjedés szempontjából meghatározó ionizációs/semlegesítődési folyamatok 25-30 perc alatt, azaz gyorsabban zajlanak le, mint a felszíni és 100 km magasságban bekövetkező napfelkelte/naplemente közötti időkülönbség.

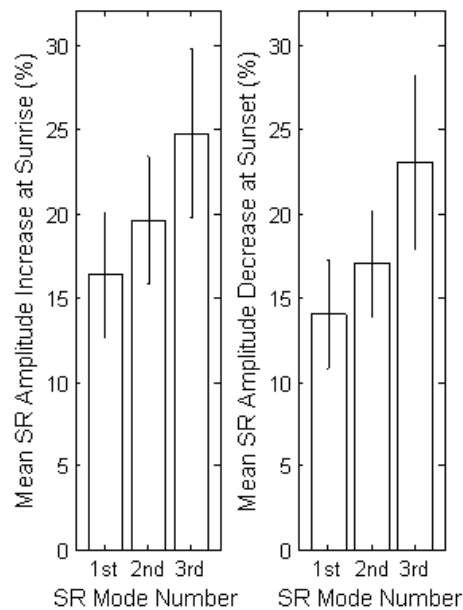
Egy meglehetősen zajos környezetben, helyi időben ilyen pontosan beazonosítható, s az ionoszférikus napfelkelte/naplemente terminátorhoz köthető SR amplitúdó változás megfellebezhetetlenül alátámasztja a Föld-ionoszféra hullámvezető nappali-éjszakai aszimmetriájának szerepét az SR amplitúdók, s ezáltal az SR intenzitás-értékek (négyzetes amplitúdók) alakításában.

Ezután a helyi időjárás szempontjából ideálisnak mondható további napokat választottam ki, összesen 120 napot mind a négy évszakekből statisztikai analízis céljára, a napfelkelte és naplemente körüli órákban bekövetkező hirtelen amplitúdó-változások mértékének a meghatározására. Ehhez egy egységes szempont szerint kellett a napfelkelte/naplemente időszakokat kezelni. Ezt szemlélteti a **7.1. 7. ábra**, ami egyúttal további egyedi esetek bemutatását is jelenti.



**7.1.** 7. ábra A vertikális elektromos térkomponens amplitúdójának a változása a) 2005. augusztus 8-án napfelkelte és b) 2005. október 14-én naplemente körül. A folytonos nyilak jelölik az ionoszférikus ( $sr_i$ ) és felszíni ( $sr_s$ ) napfelkelte, valamint a felszíni ( $ss_s$ ) és ionoszférikus ( $ss_i$ ) naplemente időpontokat, a szaggatott nyilak a felszíni napfelkelte előtt már befejeződött és a felszíni naplemente után 15-20 perccel később kezdődő hirtelen amplitúdó növekedés/csökkenés időpontját jelölik.

A **7.1.** 7. ábrán a vízszintes vonalkákkal kijelölt időintervallumok képezik azokat a 20 perces időablakokat, amelyekben az amplitúdó átlagokat képeztem 120 kiválasztott napon, 10 napot minden hónapból az egyenletes szezonális reprezentáció érdekében. Ennek az eredményét láthatjuk a **7.1.** 8. ábrán.



**7.1.** 8. ábra A vertikális elektromos térkomponens első három módusának átlagos százalékos amplitúdó változása Nagycenknél, az ionoszférikus napfelkeltét követően (bal) és ionoszférikus naplementét megelőzően (jobb).

Az ionoszférikus napfelkeltehez/naplementéhez köthető „óramű pontossággal” bekövetkező, hirtelen amplitúdó változások frekvencia-függők, a frekvencia (módus-szám) növekedésével nő a relatív változás. Ez a növekedés 15-25% napfelkeltekor és kissé mérsékeltebb a csökkenés mértéke naplementekor: 14-23%.

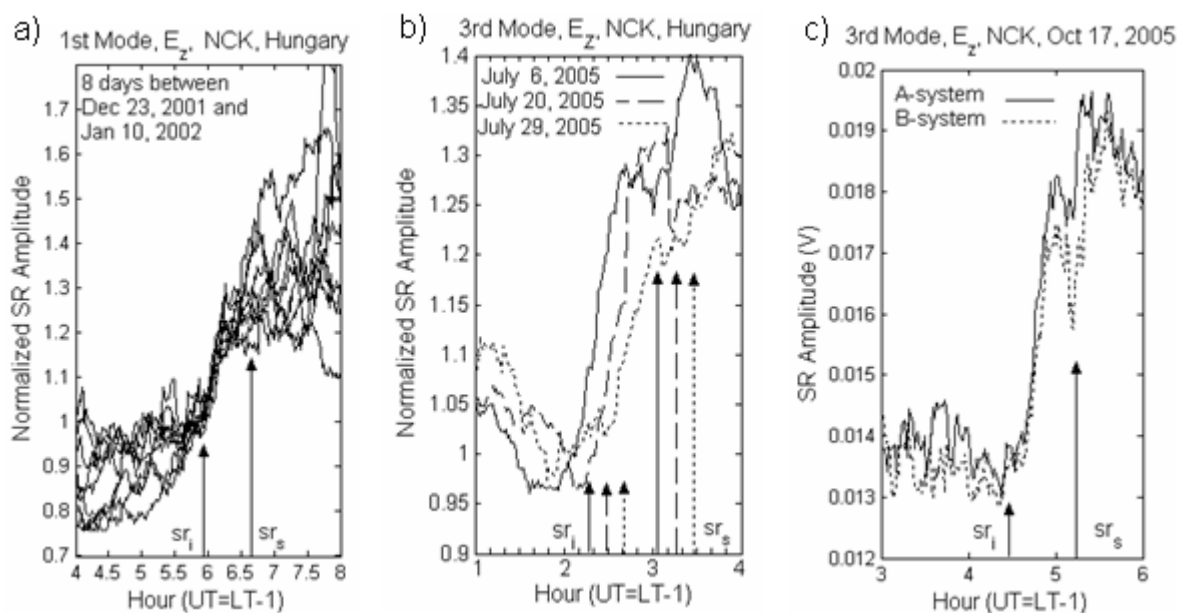
Ez a kicsiny eltérés magyarázható az eltérő ion-kémiával ionoszférikus napfelkeltekor és naplementekor. Az ionizációs folyamat gyorsabb napfelkeltekor, mint a semlegesítődés naplementekor (*Kazil*, 2002; *M Friedrich*, privát kommunikáció, 2006). A másik (egymást nem kizáró) lehetséges magyarázat, hogy az afrikai zivataraktivitás lecsengése igen gyakran átfedi időben a helyi naplemente időszakot Nagycenken, így még ezen a 25-30 perces időskálán is szuperponálódhatnak az ionoszférikus és forrás eredetű SR intenzitás-változások.

Korábbi elméleti és megfigyelésen alapuló munkákban órás időfelbontásban tekintették az SR amplitúdó/intenzitás változásokat. Ez is okozhatta az ennél lényegesen rövidebb időskálán (25-30 perc) lezajló ionoszférikus napfelkelte/naplemente effektus elhanyagolását, vagy teljes mellőzését (*Nickolaneke and Hayakawa*, 2000; *Pechony and Price*, 2006) vagy túlbecslését (*Sentman and Fraser*, 1991), összekeverve, összemosva forrásintenzitás-változásból vagy forrás-észlelő geometriából eredő változásokkal. Terminátor-áthaladáshoz köthető, ~ 20%-os amplitúdó változásról beszél *Melnikov et al.* (2004) az első rezonancia-módus esetében órás értékek esetén. Nagyobb időfelbontásban látható, hogy ez a változás ennél ténylegesen kisebb, átlagosan ~15 % (*Sátori et al.*, 2007b).

Az egyik legizgalmasabb kérdés valóban az volt, hogy az első rezonancia-módus esetén a Föld területével megegyező hullámhossz milyen mértékben képes felbontani egy fél hullámhossznyi inhomogenitást, mint a Föld-ionoszféra hullámvezető nappali-éjszakai aszimmetriájának a méretét. Egyedi esetek sorozatával is igazoltam, hogy a ~15 %-os változás reális érték. Decemberi napfordulót követően van kb. két-három hétnyi időszak, amikor a napfelkelte időpontja nem változik, a napok hosszabbodását csupán a naplemente időpontok lassú későbbre tolódása jelzi. 2001. december 23-a és 2002. január 10. között találtam helyi időjárás szempontjából zavartalan nyolc napot.

A 7.1. 9a ábra mutatja a vertikális elektromos térkomponens amplitúdójának változását napfelkelte körüli órákban az első rezonancia-módusra. Látható, hogy az ionoszférikus napfelkeltekor (normalizálás időpontja) egymással szinkronban következik be a hirtelen, kb. 10-15%-ra becsülhető amplitúdó-növekedés, míg az ionoszférikus napfelkeltét megelőzően és a felszíni napfelkeltét követően véletlenszerű, zajos amplitúdó változások láthatók. Egyes napokon az elugrás mértéke az ionoszférikus napfelkeltekor valóban összemérhető más

időpontokban mérhető változásokkal, így óras átlagokat képezve könnyen „eltüntethető” az ionoszférikus eredetű hatás.



**7.1. 9. ábra** A vertikális elektromos tér amplitúdójának változása napfelkeltekor a) azonos napfelkelte időpontokban, b) amikor világidőben minimuma van a globális zivatartevékenységnek, c) két párhuzamosan futó mérőrendszer esetén részben átfedett időablakkal.

Azonban az is látható, hogy az ionoszférikus eredetű ugrásszerű amplitúdó növekedés után az értékek nem térnek vissza egyetlen esetben sem az ionoszférikus napfelkeltét megelőző szintre. Fontos megjegyezni azt is, hogy ez a viszonylag kicsiny ionoszférikus eredetű amplitúdó növekedés beépül a nappali értékekbe, s ha SR-intenzitásról (négyzetes amplitúdó) beszélünk, akkor ez a változás akár 20-30%-os változást is jelenthet, ami már nem hanyagolható el a tényleges forrásintenzitásból (zivartartevékenységből) eredő változásokhoz képest.

A **7.1. 9b** ábrán kiválasztott három júliusi napon tapasztalt szintén „óramű” pontossággal bekövetkező hirtelen amplitúdó növekedés bemutatásán túl azt érzékeltetem, hogy ez az elugrás akkor következik be, amikor a világ zivatartevékenysége minimuma van világidőben (02-03 UT), tehát nem beszélhetünk egyetlen forrásrégió aktivizálódásáról sem ezekben az órákban.

A **7.1. 9c** ábrán bemutatott eredménynek a jelentőség abban van, hogy két párhuzamosan működő SR-adatgyűjtő eredményét mutatja be azonos napfelkelte órákban. Korábban említettem, hogy a két számítógép eltérő számú időablakot tud feldolgozni óránként. Ez azt jelenti, hogy a 40 másodperces időablakok véletlenszerűen fedik át egymást. Ennek a

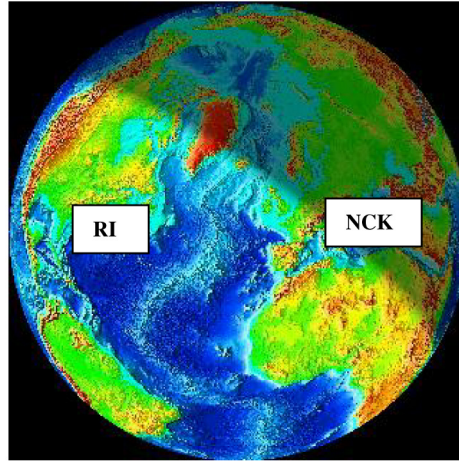
következménye, hogy az amplitúdó-változások finom részleteiben van különbség az ionoszférikus napfelkelte előtti és a felszíni napfelkelte körüli/utáni órákban (ezen az időskálán már mondhatjuk, hogy nem a zivatarok, hanem a villámok, azaz a gerjesztés helyének véletlen volta következtében), de az ionoszférikus napfelkeltét követő hirtelen amplitúdó növekedés ismét „óramű” pontossággal szinkronban van egymással, jelezve a változás ionoszférikus eredetét.

További lehetőségeket tártam fel a hullámvezető nappali-éjszakai aszimmetriájának kimutatására az SR amplitúdók/intenzitások változásában abban az esetben is, ha finom felbontásban nem álltak rendelkezésre SR adatok. Továbbá bizonyító erejű változásokat kerestem arra vonatkozóan is, hogy az ionoszférikus napfelkeltét követő amplitúdó elugrás ténylegesen beépül az SR amplitúdók/intenzitások értékebe a helyi nappal idején egy adott állomáson.

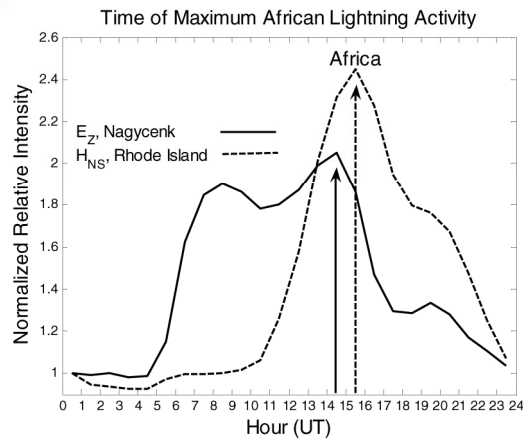
Az északi félteke téli hónapjaiban az afrikai zivatargóc maximális aktivitásának lecsengése időben átfedheti a naplemente terminátor-vonal áthaladását Nagycenk felett. Ugyanakkor az afrikai zivatarforrásból származó direkt hullámok (SR frekvenciatartomány) nappali terjedési útvonal mentén jutnak Rhode Islandra (USA), ahogyan azt a 7.1. 10a ábra szemlélteti.

A 7.1. 10. ábrán bemutatott analízishez 48 olyan januári napot találtam 1994 és 1997 között, amikor mind NCK, mind RI állomáson a helyi időjárás szempontjából ideálisnak mondott megfigyelési körülmények voltak. A SR intenzitás napi változásában nem várható hasonlóság, ugyanis az  $E_r$  térkomponenst mérő gömbantenna NCK-nál irányfüggetlen érzékelő, míg  $H_{NS}$  észak-déli mágneses térkomponenst mérő indukciós szonda RI-nél a szondára merőleges irányból érkező hullámokra érzékeny, tehát elsősorban a kvázi-perpendikuláris irányból érkező afrikai zivatarforrásból származó hullámokra. Az azonban elvárható, hogy az afrikai zivatargóc maximális aktivitásának órája megegyezzen a két állomáson, hisz pontosan ugyanazon napok zivatartevékenységről van szó. A felszíni naplemente időpontja január 1-én 1515 UT és január 31-én 1552 UT Nagycenk-nél. Az ionoszférikus naplemente 10-15 perccel később kezdődik így mind a nappali, mind az éjszakai terjedési viszonyok keverednek 1500 és 1600 UT között, ami átnyúlik még a következő órára is. Ezután egy korrekciót hajtottam végre az éjszakai és napfelkelte/naplemente körüli SR intenzitás-értékekben, mintha a megfigyelés teljesen nappali feltételek esetén történt volna.

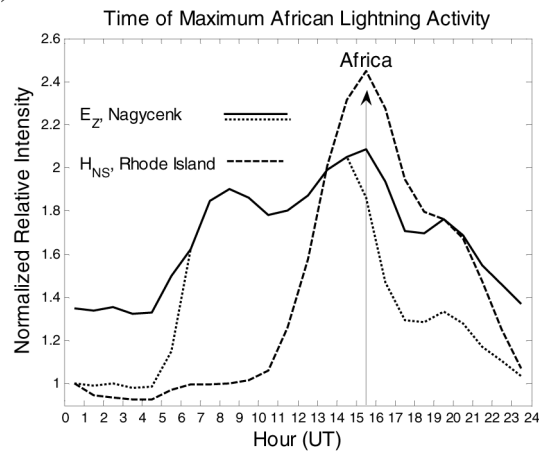
a)



b)



c)



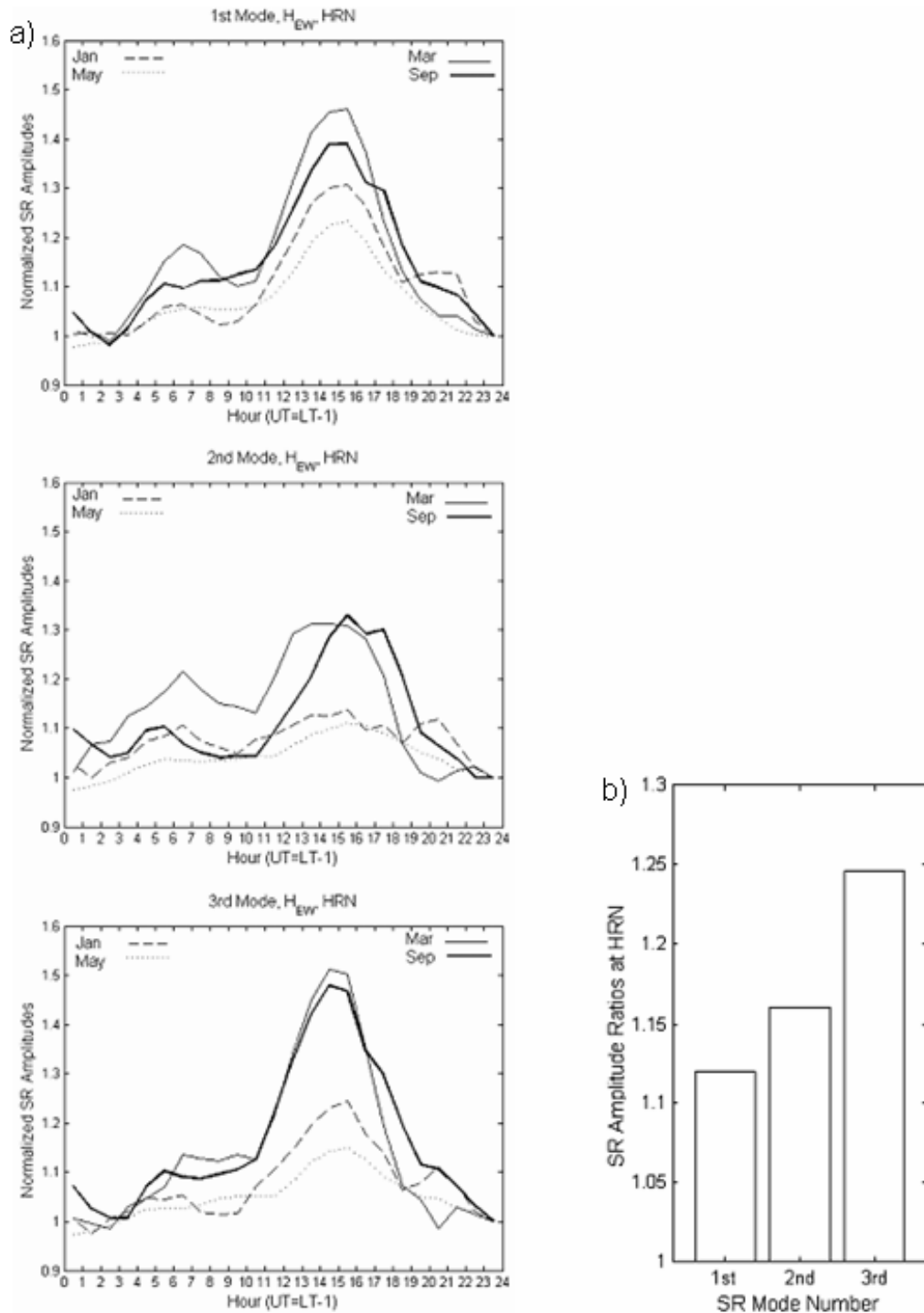
7.1. 10. ábra a) Nagycenki és Rhode Island-i SR állomások helyzete a naplemente terminátorhoz képest a helyi naplemente órájában NCK-nál b) Normalizált januári, átlagos kumulatív SR intenzitás-változás az  $E_z$  térkomponens (folytonos vonal) esetén NCK-nél és a  $H_{NS}$  észak-déli mágneses térkomponensre (szaggatott vonal) RI-nél c) Ugyanaz RI esetében, míg  $E_z$  térkomponens (folytonos vonal) esetén NCK-nál korrigált éjszakai értékekkel (pontozott vonal). A nyilak a maximális zivataraktivitás óráját jelzik.

Ehhez felhasználtam, mint „empirikus modellt” a **7.1.** 3. ábrán bemutatott eredményeket, valamint a **7.1.** 8. ábrán közölt százalékos amplitúdó-változásokat, amelyeket átszámítottam relatív kumulatív intenzitásváltozásokra. A korrekció mértékét nappali/éjszakai szempontból töredék órákban időarányosan vettem figyelembe. A korrekció 12%-os növekedést eredményezett az átlagos kumulatív intenzitásban 1500-1600 UT esetén, 36%-ot 1600-1700 UT órában, 30%-ot 0500-0600 UT-nál és 38%-ot az éjszakai órákban. A korrekció végrehajtása után, azaz a nappali-éjszakai aszimmetria feltételezett hatásának eltávolítását követően, az afrikai zivatargóc maximális aktivitása azonos órában, 16 UT-kor következik be mindkét állomáson (**7.1.10c** ábra). Az afrikai zivatargóc központjának longitudinális pozíciója nagyon stabil januári hónapokban az OTD/LIS műholdas megfigyelések alapján (<http://thunder.msfc.nasa.gov/research.html>). Így az eredetileg megfigyelt 1 óra időkülönbség afrikai zivatargóc maximális aktivitásában biztosan nem tulajdonítható sem a forrás szisztematikus driftjének a két állomás vonatkozásában 15 UT és 16 UT között, sem az SR állomások körüli, lokális zivatartevékenységnek, tekintettel a januári hónapra.

A lengyel-magyar NATO projekt keretében a nagycenki mintára felépült két SR állomás, az egyik a Spitzbergákon, Hornsundnál (77°É; 15,6°K), a másik Lengyelországban, Belskben (51,8°É; 20,8°K), további lehetőségeket szolgáltatott a hullámvezető nappali-éjszakai aszimmetriájának tanulmányozására (*Neska and Satori*, 2006). Hornsund poláris állomás, ahol megvalósul a teljes éjszaka vagy teljes nappal feltétele hónapokon keresztül, s csak rövid tavaszi/őszi időszakokban váltakoznak a nappalok és éjszakák. Ekkor is a Nap csak lassan kúszik a látóhatár fölé és időben elnyúlt napfelkelte/naplemente időszakok tapasztalhatók.

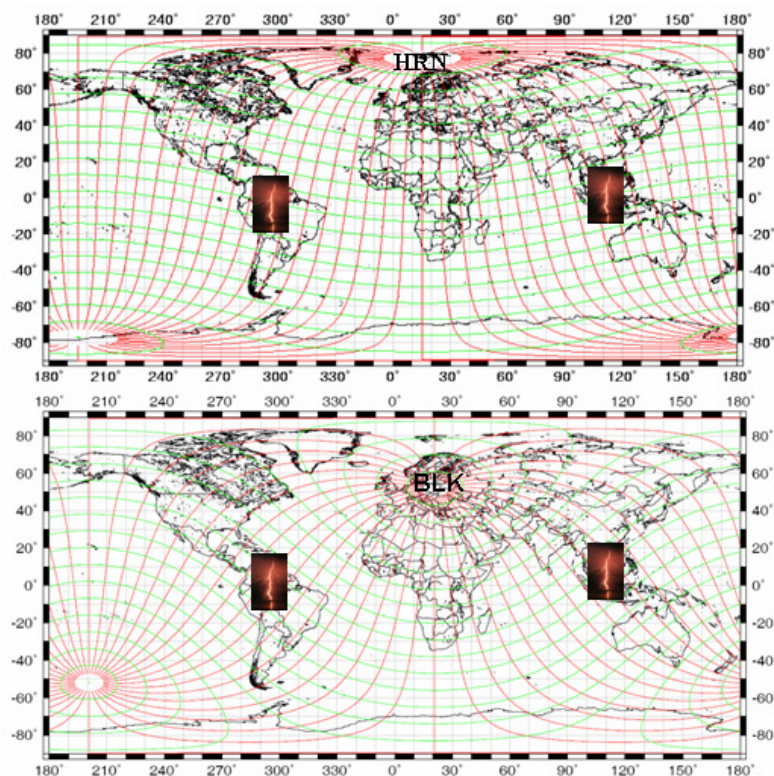
Hornsund (HNR) poláris állomáson a napfelkelte, naplemente időszakok hossza nem jól definiálható. Itt az afrikai zivatargóc maximális intenzitására (14-16 UT) érzékeny  $H_{EW}$  keletnyugati mágneses térkomponens relatív amplitúdó változásai tükrözik, hogy mégis beépül a nappali/éjszakai átmenetet tartalmazó időszakokban (március, szeptember) az SR amplitúdókba a Föld-ionoszféra hullámvezető nappali-éjszakai aszimmetriájának a hatása, mégpedig nem (nemcsak) a helyi poláris ionoszféra, hanem a teljes nappali ionoszféra integrált tulajdonsága, ahogyan azt ábra frekvenciafüggő, módusok szerinti relatív változása mutatja. A **7.1.** 11b ábrán a normalizált SR amplitúdók aránya látható a nappali/éjszakai átmenetet tartalmazó két két-hetes időszak és a nappali/éjszakai átmenetet nem tartalmazó másik két két-hetes periódushoz tartozó, 14-16 UT közötti átlagok vonatkozásában, minden egyes módusra. Ezek az értékek teljesen összhangban vannak a **7.1.** 8. ábrán bemutatott

százalékos változásokkal, amely értékek az  $E_r$  térkomponens közepes szélességi megfigyeléseiből származnak.



**7.1. 11. ábra** a) A  $H_{EW}$  kelet-nyugati mágneses térkomponens átlagos relatív normalizált amplitúdó-változásai a négy évszak két-hetes periódusaiban teljes éjszaka (2005. január), teljes nappal (2005. május), valamint nappali/éjszakai átmenetet tartalmazó időszakokban (2004. szeptember és 2005. május) az első három módusra Hornsundnál (HRN). b) A normalizált SR amplitúdók aránya a nappali/éjszakai átmenetet tartalmazó időszakok és a nappali/éjszakai átmenetet nem tartalmazó másik két-hetes periódushoz tartozó, 14-16 UT közötti átlagok vonatkozásában, minden egyes módusra.

Először nyílt lehetőség Belsk (BLK) és Hornsund (HRN) SR mérései alapján, hogy pontosan ugyanolyan mérőberendezés (indukciós szonda), azonos spektrális eljárással, azaz komplex demodulációval feldolgozott SR adatokat hasonlítsak össze a nappali/éjszakai aszimmetria vonatkozásában (Sátori *et al.*, 2009a). Ráadásul ezen két állomástól mind az ázsiai, mind az amerikai trópusi forrás-régiók közel azonos szögtávolságban vannak (lásd 7.1. 12. ábra)

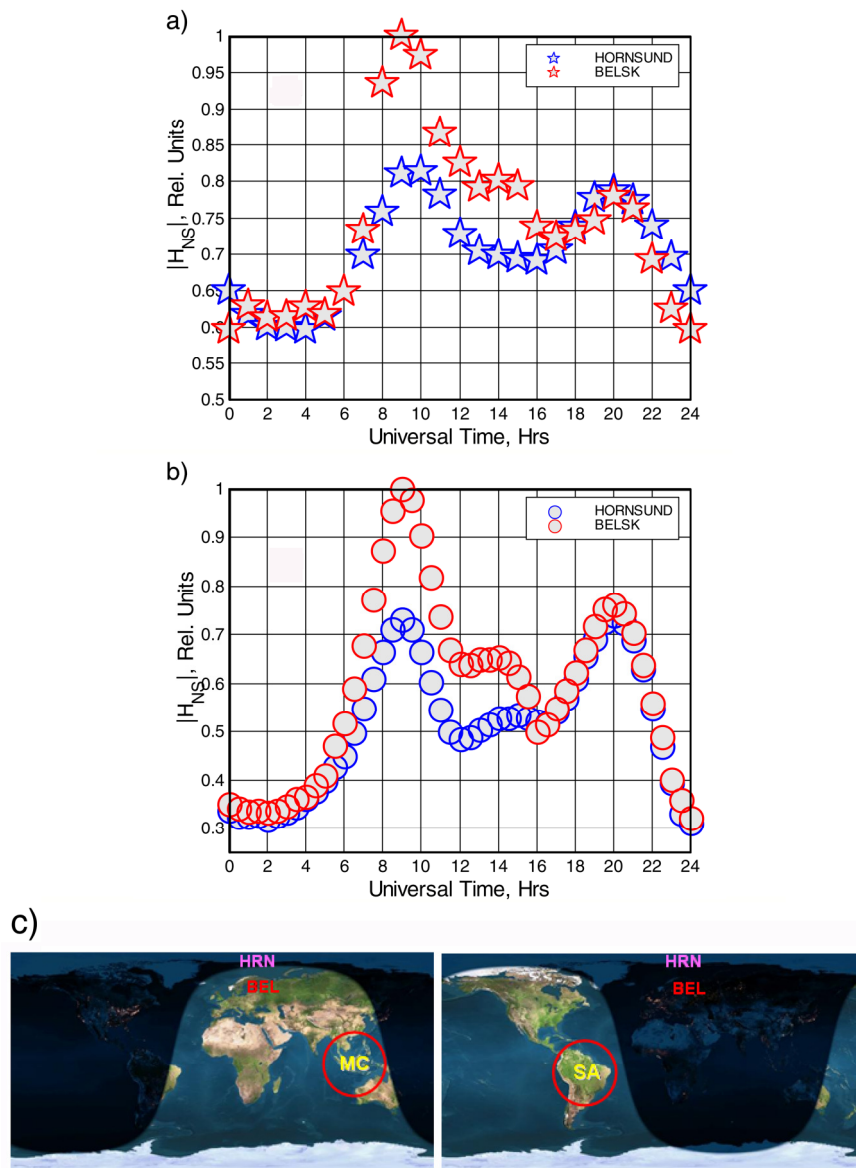


**7.1.** 12. ábra Mm-kénti távolságok (zöld) HRN és BLK állomásoktól és terjedési főkörök (piros) térképe.

A  $H_{NS}$  észak-déli mágneses térkomponens mérésére szolgáló indukciós szonda Dél-Kelet Ázsia és Dél-Amerika zivatarforrásaira érzékeny HNR és BLK SR-állomások esetében. A 7.1. 13a ábra a  $H_{NS}$  térkomponens 2005. februárjában mért normalizált átlag-amplitúdóit mutatja az első rezonancia-módusra HRN és BLK obszervatóriumokban.

Mindkét állomáson kirajzolódik a 9 UT körül maximális aktivitású ázsiai zivatarforrás és a 20 UT körül maximális zivatartevékenységet mutató dél-amerikai forrás. A hornsundi észlelő mindkét forrás-régiót közel azonos SR-amplitúdóval észleli, míg Belskben az ázsiai forrás kb. 20%-al nagyobb amplitúdóval jelentkezik. Az ázsiai („MC-Maritime Continent”) forrás maximális aktivitása idején Belsk a nappali oldalon helyezkedik el, míg Hornsund poláris állomáson éjszaka van. A dél-amerikai („SA-South America”) forrás maximális

tevékenysége idején már mindkét állomás a hullámvezető éjszakai oldalán van, ahogyan a **7.1. 13c** ábra mutatja.

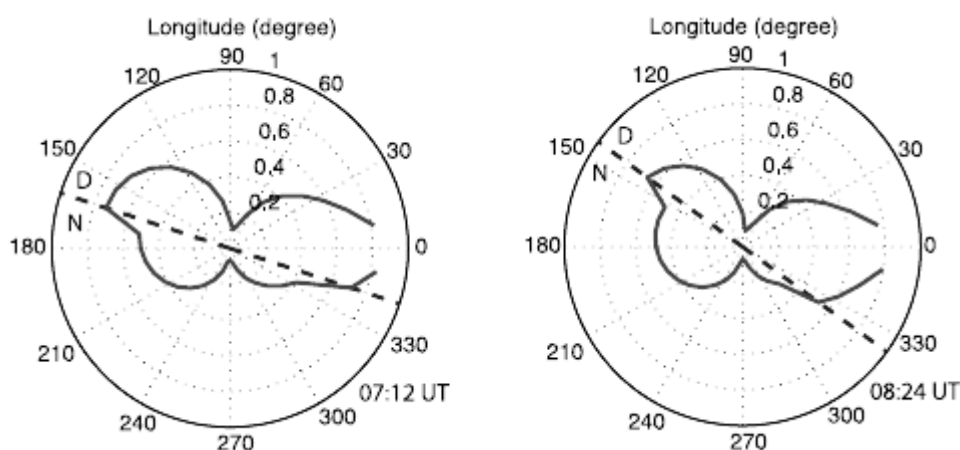


**7.1. 13.** ábra a)  $H_{NS}$  térkomponens normalizált amplitúdói 2005. februárban HRN és BLK állomásokon b)  $H_{NS}$  térkomponens napi változásának TDTE („Two Dimensional Telegraph Equation”) szimulációja részben egységes („partially uniform”) hullámvezetőben c) Belsk és Hornsund pozíciója a nappali/éjszakai terminátor-vonalhoz képest az ázsiai „MC” (bal) és az amerikai „SA” (jobb) trópusi zivatarrégiók maximális aktivitása idején.

A napi SR amplitúdó-változást (**7.1. 13b** ábra) a két-dimenziós telegráf egyenlet („TDTE –Two Dimensional Telegraph Equation”) részben egységes („partially uniform”) „nappali” és „éjszakai” típusú hullámvezetőben történő megoldásával szimuláltuk (*Mushtak V* munkája a *Sátori et al.*, 2009a könyvfejezetben). A **7.1. 13.** ábrán bemutatott eredmény elmélet és

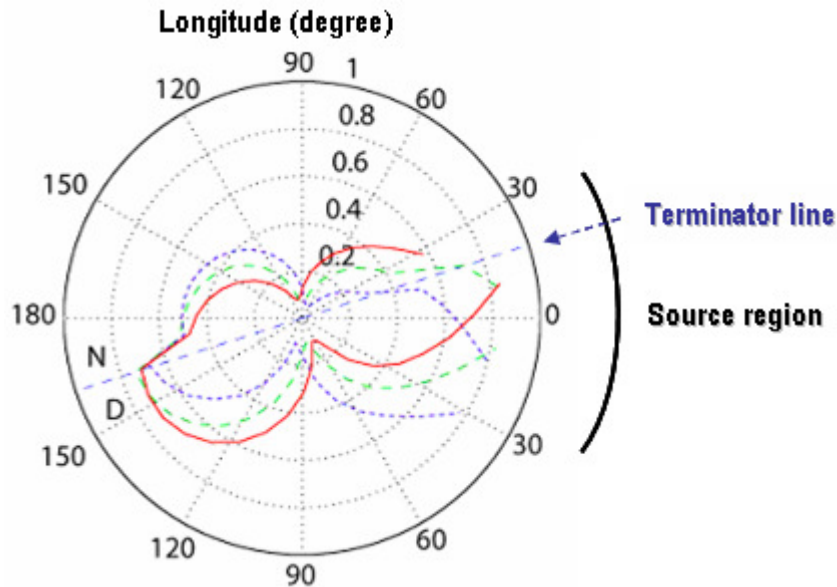
mérés összhangjáról szól, alátámasztva a Föld-ionoszféra üregrezonátor nappali-éjszakai aszimmetriájának nem elhanyagolható hatását az SR amplitúdó/intenzitás változásban.

A nappali-éjszakai aszimmetria SR amplitúdó/intenzitás változásra gyakorolt hatásának a mértéke attól is függ, hogy egy adott rezonanciamódushoz tartozó térstruktúrát milyen szög alatt metszi el a napfelkelte/naplemente terminátor síkja (*Yang and Pasko, 2006*). Ezt illusztrálja a **7.1. 14. ábra**, amely a vertikális elektromos térkomponens egyenlítőn,  $0^\circ$  hosszúságon elhelyezett pontforráshoz tartozó térstruktúrájának egyenlítői síkjára vett vetületén mutatja a terminátor vonalnál bekövetkező ugrásszerű amplitúdó változást. A három-dimenziós, véges differenciák (FDTD – „Finite Difference Time Domain”) módszerével számított térértékek  $9^\circ$ -os, azaz 36 perces időfelbontásban láthatók (*Yang and Pasko, 2006*).



**7.1. 14. ábra** A vertikális elektromos térkomponens egyenlítőn  $0^\circ$  hosszúságon elhelyezett pontforráshoz tartozó első rezonanciamódus térstruktúrájának egyenlítői síkjára vett vetülete és napfelkelte/naplemente terminátor vetülete két különböző időpontban. D a hullámvezető nappali, N az éjszakai oldalát jelöli (*Yang and Pasko, 2006* nyomán).

Az alábbi **7.1. 15. ábrán** bemutatott alkalmazásban azt mutatom meg, hogy nemcsak egyetlen forrás, hanem tetszőleges számú forrás szuperponálódott terei esetén is ugrásszerű amplitúdó-változás várható a napfelkelte/ naplemente terminátornál, az elugrás mértéke pedig attól függ, hogy a terminátor vonal milyen szög alatt metszi ezt a térstruktúrát.



**7.1. 15. ábra** A vertikális elektromos térkomponens (első SR módus) egyenlítőn elhelyezett három pontforráshoz tartozó térstruktúrájának, valamint a terminátor-vonalnak az egyenlítői síkjára vett vetülete.

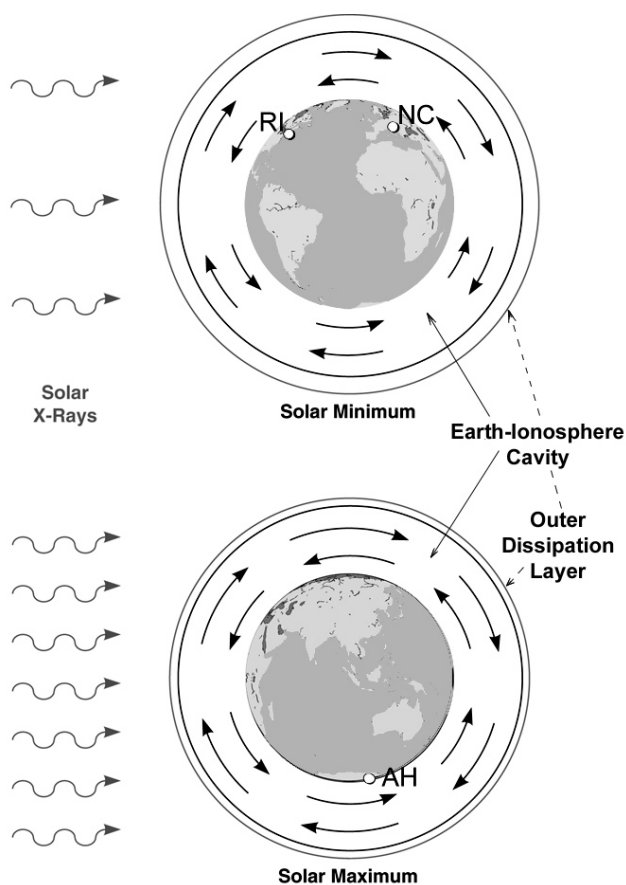
Az egyenlítő síkján  $0^\circ$ -nál „ $18^\circ\text{Ny-i}$ ” és „ $18^\circ\text{K-i}$ ” hosszúságon elhelyezett forrás vertikális elektromos térkomponens szuperponálódott terének vetületét látjuk. Ezen a szögtartományon belül, ami reális zivatarforrás (source region) kiterjedésnek tekinthető, akárhány forrást is helyezünk el, a terminátor vonalnál, egy átlagos, ugrásszerű változás következik be, ami a modell  $9^\circ$ -os, azaz 36 percnél megfelelő időfelbontásában jól látható a terminátor-vonal nappali (D) és éjszakai (N) oldalán.

### 7.1. Összefoglalás

Sokoldalúan igazoltam, hogy a Föld-ionoszféra hullámvezető nappali/éjszakai aszimmetriája, amely eltérő hullámvezető magasságot és vezetőképességet jelent, kimutatható mértékű, frekvenciafüggő (módus-szám) SR amplitúdó/intenzitás változást okoz és megkülönböztethető a forrás-észlelő távolság vagy a forrásintenzitás változásából eredő amplitúdó/intenzitás változásoktól.

## 7.2. A Föld-ionoszféra üregrezonátor 11-éves napciklussal történő változása

Ismert az ionoszférikus D-tartományt ionizáló források 11-éves napciklussal történő változása (Whitten and Popoff, 1965; Hargreaves, 1992). Ezen az időskálán a Nap elektromágneses sugárzása az optikai tartományban a százalék töredékével, az ultraibolya-tartományban néhányszor tíz százalékot, míg a röntgen-tartományban már több, mint két nagyságrendet változik. A galaktikus kozmikus sugárzás fluxusa kb. kétszeres változást mutat, ellentétes fázisban a naptevékenységi ciklussal (Whitten and Popoff, 1965).



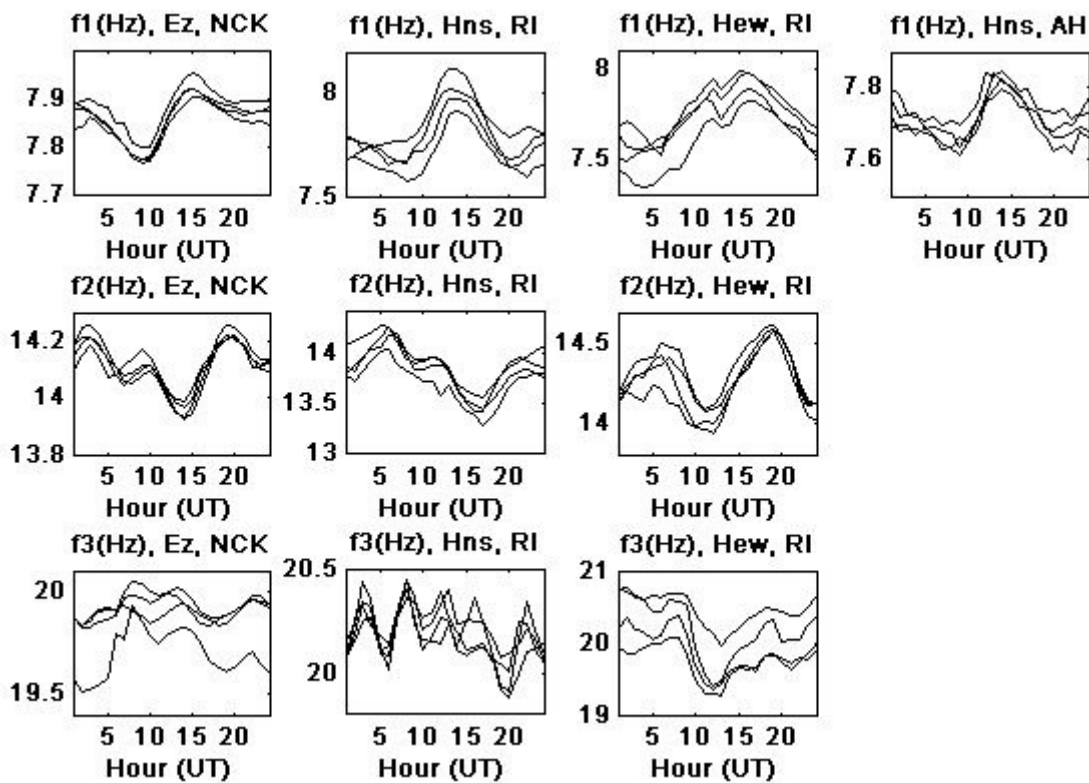
7.2. 1. ábra A Föld-ionoszféra üreg illusztrációja naptevékenységi minimumkor (fent) és naptevékenységi maximumkor (lent). A külső disszipációs réteg elektromos vezetőképességét a szoláris röntgensugárzás határozza meg. Naptevékenységi maximumnál a külső disszipációs réteg vékonyabbá válik és kisebb lesz a vezetőképesség skálamagassága. A belső disszipációs réteg változása elhanyagolható. A nyilak a villámok keltette elektromágneses hullámok fázissebességet szimbolizálják, amelyek nagyobbak naptevékenységi maximumnál, mint minimumnál. NC (Nagycenk), RI (Rhode Island) és AH (Arrival Height) az SR állomásokat jelölik (Sátori *et al.*, 2005).

Az ELF (Extremely Low Frequency) módusú hullámok közül csupán a vertikális elektromos és horizontális mágneses térrel jellemezhető, nullad rendű TM (TEM) módus

terjed nagyon kicsiny csillapítással ( $<0.5$  dB/Mm) a Föld-ionoszféra hullámvezetőben. Ezen tér-komponensek közül legalább egyet mértek hosszú időn keresztül három távoli SR állomáson. A vertikális elektromos térkomponens mérése gömbantennával történt Nagycenken (NC;  $47,6^\circ\text{É}$ ,  $16,7^\circ\text{K}$ ), a horizontális mágneses térkomponenst ( $\text{É-D-i}$  és  $\text{K-Ny-i}$  vetület) indukciós szondákkal mérték az Egyesült Államokban, Rhode Islandon (RI;  $41,6^\circ\text{É}$ ,  $71,7^\circ\text{Ny}$ ), valamint az Antarktiszon, Arrival Heights állomáson (AH;  $78^\circ\text{D}$ ,  $16,7^\circ\text{K}$ ). Mindegyik megfigyelő helyen eltérő spektrális eljárással történt az SR paraméterek számítása. A csúcsfrekvenciák és a hozzájuk tartozó amplitúdók meghatározása complex demodulációval történt Nagycenken (*Sátori et al.*, 1996). Rhode Islandon FFT-vel meghatározott energiaspektrumokra történt Lorentz-illesztéssel (*Sentman*, 1987b; *Mushtak and Williams*, 2002) becsülték a csúcsfrekvenciát, jósági tényezőt, amplitúdót. Arrival Heights állomás idősorából pedig a Prony-algoritmus alkalmazásával (*Füllekrug*, 1995) számították a csúcsfrekvenciát, amplitúdót, jósági és csillapítási tényezőt. A három távoli állomás SR adatkészlete összesen 14 évből (1988-2002) származott.

Ahhoz, hogy az SR frekvencia 11-éves napciklus során történő változását feltárjuk, el kellett távolítani ezen idősorból a forrás-észlelő geometria változásából eredő frekvencia-változást, amely leginkább a napos (zivatarok zonális vándorlása a napos időskálán, kora délutáni maximummal helyi időben) és éves (zivatarok meridionális migrációja az északi és déli félteke között az év során) időskálán figyelhető meg (*Balser and Wagner*, 1960; *Sátori*, 1996; *Mushtak et al.*, 1999; *Nickolanko and Hayakawa*, 2002). A forrás-észlelő geometria változásából eredő frekvenciaváltozás következik be az ENSO időskálán is (*Sátori and Zieger*, 1999). Ezen frekvencia-változások oka a Föld-ionoszféra üregrezonátor nagyon alacsony jósági tényezője: 3-7 (*Balser and Wagner*, 1960; *Madden and Thompson*, 1965). Olyan disszipatív rendszerben, mint a Föld-ionoszféra üregrezonátor, a csúcsfrekvenciák elcsúsznak az aktuális sajátfrekvenciaértékekhez képest, a véges szélességű, egymást átfedő, egymással interferáló rezonanciagörbéknek köszönhetően. Következésképpen nagyon változatos, egymástól eltérő napi frekvencia-alakzat figyelhető meg minden egyes állomáson, mind az elektromos, mind a mágneses térkomponens esetében, azonos időszakokban is, attól függően, hogy milyen távolságban vannak az aktuális zivatarregió(k)tól, a napos és éves frekvenciaváltozást, melyek a forrás-észlelő közötti távolság napos és éves változásával függenek össze, azaz milyen a forrás-észlelő geometria. Ezt most a **7.2. 2. ábrán** szemléltetjük, ami terjedelmi okok miatt nem került bele a *Sátori et al.*, (2005) cikkbe. Nagycenk esetében a vertikális elektromos térkomponens első három módusának a napi frekvenciaváltozása látható,

Rhode Island esetében a horizontális mágneses térkomponens (észak-déli:  $H_{NS}$  és kelet-nyugati:  $H_{EW}$  komponens) frekvencia meneteit mutatom be szintén az első három rezonanciamódusra, míg Arrival Heights állomáson a  $H_{NS}$  térkomponens első módusának a napi frekvenciaváltozásai láthatók négy különböző év januári hónapjában, világidőben (UT), órás felbontásban. Hasonló alakú, szintben kissé eltolt átlagos napi frekvenciamenet figyelhető meg az azonos állomáson, azonos rezonanciamódus esetén, míg egymástól nagyon eltérő napi frekvencia-alakzatok láthatók a különböző állomások, különböző térkomponenseiben és módusaiban.

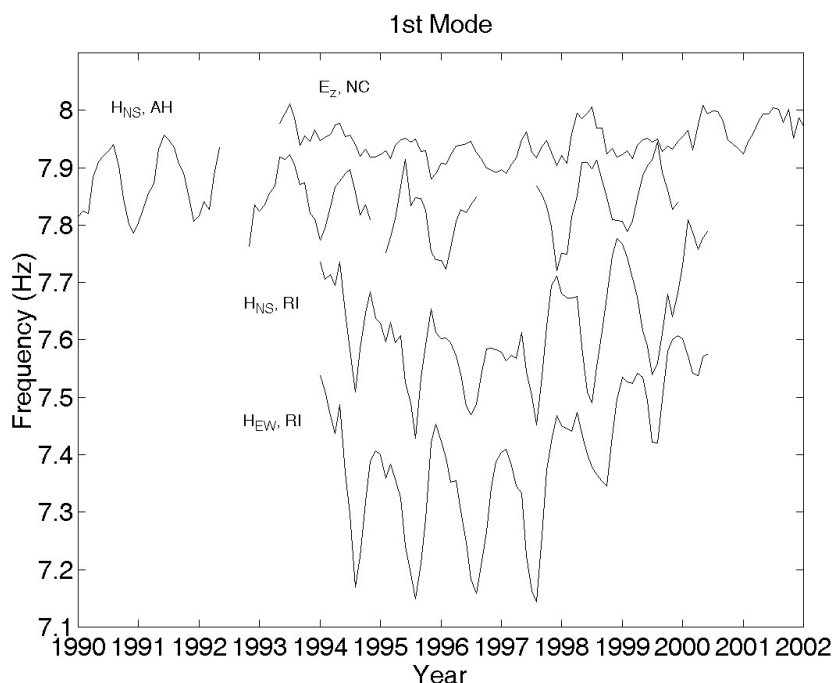


**7.2. 2. ábra** Átlagos napi frekvenciamenetek négy egymást követő év január hónapjában NCK állomás vertikális elektromos térkomponensében, az első három rezonanciamódusra, RI állomás észak-déli és kelet nyugati horizontális mágneses térkomponensében, az első három rezonanciamódusra, valamint AH állomás észak-déli horizontális mágneses komponensében az első rezonanciamódusra.

A hasonlóság a különböző év azonos hónapjában, azonos állomáson és azonos rezonanciamódus esetében a január hónapra jellemző globális zivatareloszlás hasonlóságát jelzi robosztus értelemben, míg a különbözőség eltérő állomásokra, térkomponensekre és

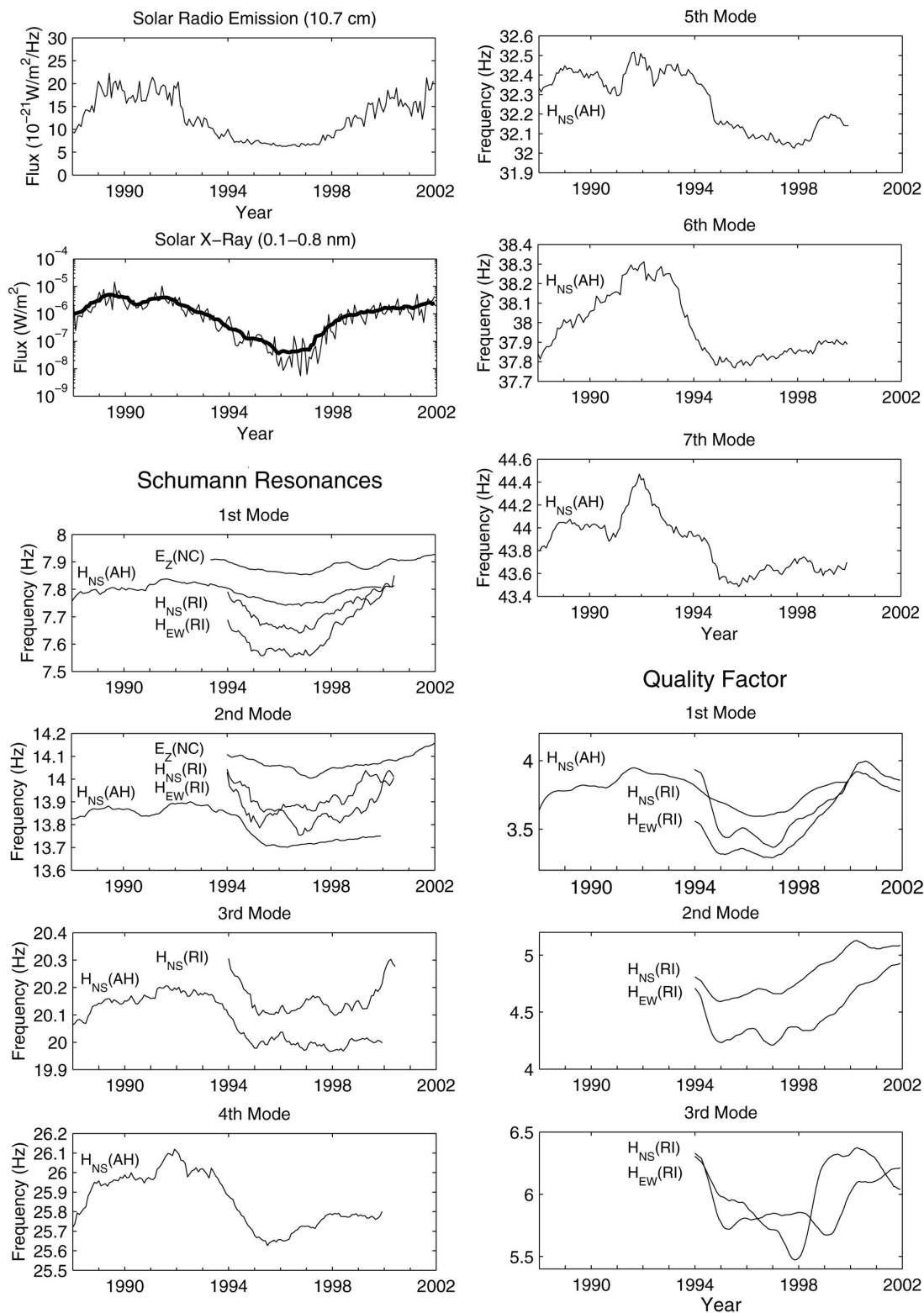
módusokra vonatkozóan ezen globális zivatarforrás(ok)nak a három megfigyelő állomáshoz viszonyított eltérő távolságával függ össze.

A 7.2. 3. ábra az éves frekvenciaváltozásokat mutatja be a három távoli állomáson egy teljes naptevékenységi ciklus időszakában, hónapos felbontásban (napi frekvenciaátlagok havi átlaga). Az éves frekvenciaváltozás a zivatarok szezonális észak-déli migrációjának a következménye, amely ellentétes frekvenciaváltozásban nyilvánul meg az északi félteke (Rhode Island) és déli félteke (Arrival Height) állomásán, a mágneses tér azonos komponensében (Nickolaenko és Hayakawa, 2002). Az év folyamán, mialatt RI-től távolodnak a zivatarok, addig AH-hoz közelednek és fordítva. Az észlelőtől távolodó zivatarforrás mindig frekvencianövekedésben nyilvánul meg a horizontális mágneses tér észak-déli és kelet-nyugati komponensében egyaránt,  $180^\circ$  szögtávolságig. A növekvő frekvenciaértékek RI-nél a  $H_{NS}$  és  $H_{EW}$  észak-déli és kelet-nyugati mágneses komponensre egyaránt érvényesek, az előbbi főleg az afrikai, míg az utóbbi elsősorban az amerikai zivatarforrások távolodását jelzi RI-től, s egyidejűleg AH-hoz való közeledésüket mutatja. A vertikális elektromos tér ( $E_r$ ) és horizontális mágneses tér frekvenciájának azonos előjelű éves változása az északi és déli féltekén, NC és AH viszonylatában és ellentétes előjelű változása azonos féltekén NC és RI állomásokon, szintén a források távolságfüggésével magyarázható.



7.2. 3. ábra Éves frekvenciaváltozások a vertikális elektromos (Nagycenk -NC) és horizontális mágneses térkomponensben (Rhode Island-RI és Arrival Height-AH) 1990 és 2002 között. A frekvenciaszinteket 7,1 Hz és 8,1 Hz között egymáshoz képest kissé elcsúsztattuk az éves változások előjelének követésére (Sátori *et al.*, 2005).

Egy üregrezonátor sajátfrekvenciái, így a Föld-ionoszféra üregrezonátor elektromágneses sajátfrekvenciái, nem függhetnek a gerjesztés helyétől, csupán az üreg geometriai, valamint az üreget határoló közeg elektromos vezetőképességétől. Bármelyik tulajdonság megváltozása azonos előjelű változást kell, hogy eredményezzen minden megfigyelő állomáson, mind a vertikális elektromos, mind a horizontális mágneses térkomponens bármelyik módusában. A forrás-észlelő geometria, valamint a Föld-ionoszféra üregrezonátor tulajdonságainak megváltozásából eredő frekvenciaváltozások egymásra szuperponálódnak. A forrás-észlelő geometria megváltozásához köthető rövidebb periódusú (napos, éves, ENSO-időskála) frekvenciaváltozásokat eltávolítottam a frekvenciák idősorából, hogy a 11-éves napciklushoz köthető változásokat feltárjam. A napi, majd havi frekvenciaátlagok számításával a napi frekvenciaváltozás automatikusan eltűnik. Az éves változások kiszűréséhez Parks-McClellan sávszűrőt használtam (*Sátori and Zieger, 1996*), majd 6-hónapos futóátlag alkalmazásával csökkentettem a források ENSO időskálán bekövetkező finom migrációjából (*Sátori and Zieger, 1999*) eredő frekvenciaváltozást. A 11-éves napciklus jellemzésére a felszínen is mérhető szoláris 10,7 cm-es rádiófrekvenciás sugárzást, ami jól jellemzi a szoláris EUV (extrém ultraibolya) sugárzás fluxusát, valamint a szoláris 0,1-0,8 nm-es röntgensugárzás fluxusát tekintettük. Ez utóbbi adatokat a GOES műhold-család megfigyelései szolgáltatták (<http://spidr.ngdc.noaa.gov/spidr/index.html>). A röntgensugárzási adatokat is szűrtem 6-hónapos futóátlaggal, hogy csökkentsem a röntgensugárzás rövid idő alatt bekövetkező, esetenkénti nagyságrendi változásait az 5 perces felbontásban rendelkezésre álló adatsorban.. A **7.2. 4. ábrán**, valamint a **7.2.2. 1. táblázatban** foglaltam össze ezen eredményeket. Látható, hogy az átlagos rezonancia-frekvencia lecsökken az 1996-1997 évi naptevékenységi minimumkor összehasonlítva a nagy napaktivitáskor mért frekvenciaértékekkel. A frekvencia azonos előjellel változik mindhárom állomáson, mind a vertikális elektromos, mind a horizontális mágneses térkomponensben, minden egyes módus esetében. AH állomásnál ez egészen a hetedik módusig követhető. Különbségek továbbra is fennmaradnak az átlagos frekvenciaszintekben, mivel a forrás-észlelő geometria továbbra is különböző a három állomás vonatkozásában. A 11-éves napciklus során megfigyelt azonos előjelű változás, amely egy átlagos frekvenciaszinthez képest történik minden egyes állomáson, térkomponensben és módusban, vitathatatlanul az elektromágneses sajátfrekvencia változását jelzi. Ugyanakkor azt is nyilvánvalóvá teszi, hogy a sajátfrekvencia pontosan nem határozható

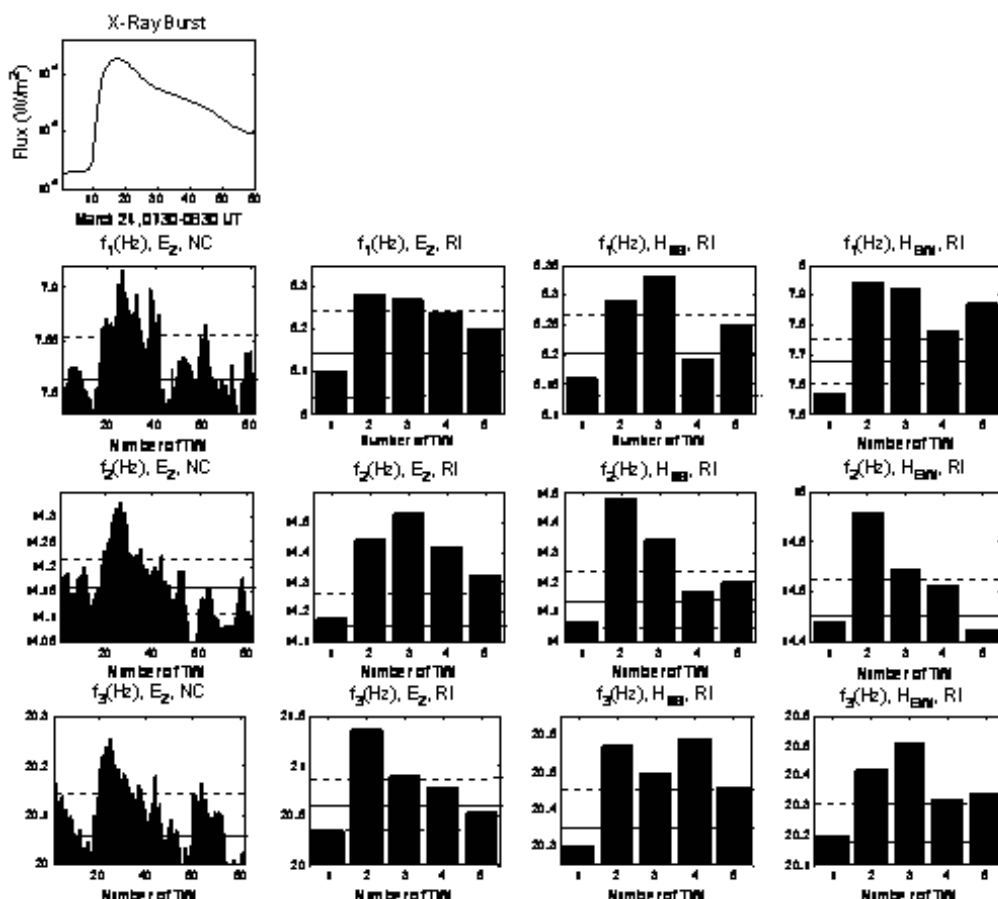


7.2. 4. ábra A bal oldali oszlop két felső ábrája a 10,7 cm-es szoláris rádiófluxus, valamint szoláris röntgensugárzás (0,1–0,8 nm) változását mutatja 1988 januárja és 2002 decembere között. A következő hét ábra sorrendben az első rezonanciamódustól a hetedikig az SR frekvenciák hat hónapos futó átlagát mutatja különböző térkomponensekre, három SR állomáson (NC, RI, AH). A jobb alsó három ábrán a jósági tényező (Q-faktor) változását látjuk AH és RI állomásokon (Sátori *et al.*, 2005).

meg, csupán a változását becsülhetjük meg. A jósági tényezők (Q-faktor), melyeket RI és AH állomások mágneses térkomponenseinek frekvenciaspektrumaiból becsültem, növekvő értéket mutatnak naptevékenységi maximum felé haladva és csökkennek naptevékenységi minimumnál.

A 11-éves napciklus során tapasztalt azonos előjelű frekvenciaváltozást a szoláris röntgensugárzás fluxusának több, mint két nagyságrenddel történő változásával (*Sentman, 1990; Hargreaves, 1992*) hoztam összefüggésbe (*Sátori et al., 2005*). A szoláris röntgensugárzás 90-100 km-es magasságban a légkör minden egyes összetevőjét képes ionizálni, mintegy  $0,2 \text{ cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$  értékről  $20 \text{ cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$  növelve az ionizáció mértékét naptevékenységi minimum és maximum között (*Popoff et al., 1964; Whitten and Popoff, 1965*).

### 7.2.1. Szoláris röntgensugárzási viharral összefüggésbe hozható SR frekvencia-változás

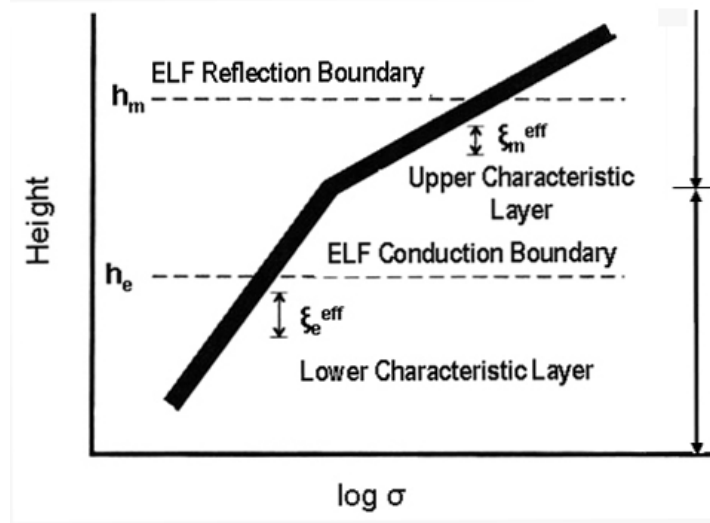


7.2. 1. 1. ábra a vertikális elektromos térkomponens és a horizontális mágneses tér észak-déli és kelet-nyugati komponensének a frekvenciaváltozását mutatja Nagycenkőnél (NC), valamint Rhode Islandon (RI). A bal felső kis ábra a röntgensugárzás fluxusának a változását mutatja a 2000. március 24-i vihar órájában TW (time window) a spektrális analízisnek alávett időablakok számát jelzi (*Sátori et al., 2005*).

A röntgensugárzás fluxusa nagyon változékony a napciklusnál jóval rövidebb időskálán is. Perces-órás időintervallumban is előfordulhat a röntgensugárzás fluxusának akár két nagyságrendet is elérő változása. Ennek megfelelően ezen a rövid időskálán is azonos előjelű és hasonló mértékű SR frekvenciaváltozás várható, ahogyan azt a 2000 március 24-i röntgensugárzási-vihar során észleltük a 0730 UT és 0830 UT közötti órában. Látható a **7.2.1. 1. ábrán**, hogy a röntgensugárzás fluxusának hirtelen bekövetkező, két nagyságrendet átfogó megnövekedésére az SR frekvenciák is hirtelen növekedéssel válaszolnak a vertikális elektromos térkomponens esetében Nagycenk-nél és Rhode Islandon egyaránt, valamint az utóbbi állomáson a horizontális mágneses tér észak-déli és kelet-nyugati komponensében is, az első három rezonancia-módusban. Ez az azonos előjelű frekvencia-válasz is alátámasztja, hogy nagyon különböző időskálán ugyan, de azonos fizikai folyamatok játszódnak le a Föld-ionoszféra hullámvezető felső falában, az ionoszférikus D-tartomány felső részében, a röntgensugárzás hirtelen fluxusnövekedése által kiváltott hirtelen ionizációnövekedés révén. *Roldugin et al.* (2004) szintén az SR frekvenciák egyidejű növekedését tapasztalta röntgen-viharok idején, két távoli oroszországi állomáson.

### **7.2.2. SR frekvencia és jósági tényező 11-éves napciklus során megfigyelt változásainak értelmezése**

Az SR frekvencia és jósági tényező 11-éves napciklus során megfigyelt változásainak értelmezésére számos ELF hullámterjedési elmélet szolgál alapul (*Galejs, 1972; Bliokh et al., 1980; Mushtak and Williams, 2002; Nickolaenko and Hayakawa, 2002*). *Greifinger and Greifinger* (1978) úttörő munkája demonstrálja, hogy az energiadisszipáció vertikálisan jól elkülöníthető két rétegben megy végbe az ionoszférikus D-tartományban. Az alsó energiadisszipációs rétegben (50-60 km magasságban) a galaktikus kozmikus sugárzás a fő ionizáló forrás. Ezen réteg szerepe elhanyagolható a 11-éves napciklus során (*Hargreaves, 1992; Danilov, 1998*), míg a felső disszipációs rétegben a vezetőképesség profilja tekintélyes változást ( $\approx 10$ -szeres) mutat naptevékenységi minimum és maximum között, különösen 90-100 km-es magasságban, ahol a fő ionizáló forrás a szoláris röntgensugárzás: 0,2-10 nm (*Sentman, 1990; Hargreaves, 1992*). A vezetőképesség csökkenése/növekedése a hullámvezetőben terjedő hullám fázissebességének csökkenéséhez/növekedéséhez vezet, s ennek következtében a frekvencia néhány tízed Hz-et csökken/nő.



**7.2.2.** 1. ábra Alsó és felső karakterisztikus rétegből álló,  $h_e$  és  $h_m$  magassággal, különböző exponenciális vezetőképesség-profilal és két eltérő skálamagassággal ( $\xi_e$  és  $\xi_m$ ) jellemezhető ionoszféra-modell (Sentman, 1995).

Az elméleti rezonancia-paraméterek egységes (uniform) hullámvezetőben közvetlenül meghatározhatók a komplex beesési szögből,  $S_0(f)$ , mint a komplex felső karakterisztikus magasság,  $H_m(f)$ , és a komplex alsó karakterisztikus magasság,  $H_e(f)$ , hányadosából (Galejs, 1972; Mushtak and Williams, 2002)

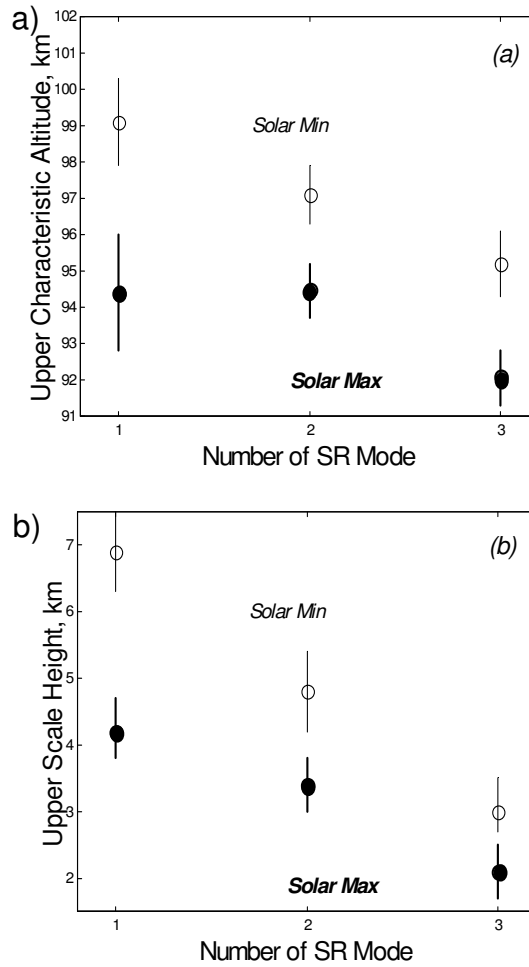
$$S_0^2(f) = \frac{H_m(f)}{H_e(f)} \quad (1)$$

$h_m(f)$  a felső karakterisztikus magasság,  $h_e(f)$  az alsó karakterisztikus magasság, valós része.  $f_n$  a mért frekvencia,  $f_n^{(0)} \equiv \frac{c}{2\pi a} \sqrt{n(n+1)}$ , ahol “ $c$ ” a fénysebesség, “ $a$ ” a Föld sugara, “ $n$ ” pedig a módus-szám.  $h_e(f_n)$  invariáns mennyiségnek tekinthető a 11-éves napciklus során, értékét az empirikus SR „tér-d-modellből” vettük át (Mushtak and Williams, 2002). A naptevékenységi minimumnál és maximumnál mért frekvenciaértékek alapján a (2)-es formulából megbecsülhető a felső karakterisztikus magasság változása a 11-éves napciklus során.

$$f_n \approx f_n^{(0)} \sqrt{\frac{h_e(f_n)}{h_m(f_n)}} \quad (2)$$

$$Q_n \equiv \frac{2}{\pi \gamma_n}, \quad \text{ahol} \quad \gamma_n \approx \frac{\xi_e^{\text{eff}}(f_n)}{h_e(f_n)} + \frac{\xi_m^{\text{eff}}(f_n)}{h_m(f_n)} \quad (3)$$

$Q_n$  jósági tényező szintén mérési eredmény.  $\gamma_n$  közelítő értéke a (3)-as formula szerint adható meg, amelyben  $\zeta_m^{eff}(f)$  a felső karakterisztikus réteg,  $\zeta_e^{eff}(f)$  pedig az alsó karakterisztikus réteg effektív skálamagassága. Ez utóbbi szintén invariánsnak tekinthető a 11-éves napciklus során, értéke szintén *Mushtak and Williams* (2002) munkájából származik. A naptevékenységi minimumnál és maximumnál meghatározott  $Q_n$  jósági tényezőkből  $\gamma_n$  értéke meghatározható a különböző módusokra. Az alsó karakterisztikus réteg rögzített paraméterei, valamint a (2)-es összefüggésből meghatározott  $h_m(f)$  értékek ismeretében a felső karakterisztikus skálamagasságnak a 11-éves napciklussal történő változása is megbecsülhető.



**7.2.2.** 2. ábra a) A felső karakterisztikus réteg magasságának és b) a felső karakterisztikus réteg skálamagasságának a változása naptevékenységi minimum és maximum között az első három módusra.

| SR: Experiment    |                                                            |                                                                          |                |                       |                        |                          |
|-------------------|------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------|----------------|-----------------------|------------------------|--------------------------|
| SOLAR CYCLE PHASE | Smoothed X-Ray Flux In 0.1-0.8 nm Range[W/m <sup>2</sup> ] | Ionization Rate at 90 km Altitude, [cm <sup>-3</sup> sec <sup>-1</sup> ] | SR Mode Number | NC Station $f_n$ [Hz] | AH Station $f_n / Q_n$ | RI Station: $f_n / Q_n$  |
| SOLAR MIN         | 3.6x10 <sup>-10</sup>                                      | 0.2                                                                      | I              | 7.85 ± 0.02           | 7.72 ± 0.02/3.6 ± 0.1  | 7.65 ± 0.05/3.4 ± 0.1    |
|                   |                                                            |                                                                          | II             | 14.05 ± 0.03          | 13.75 ± 0.03/ -        | 13.80 ± 0.06/4.5 ± 0.2   |
|                   |                                                            |                                                                          | III            | 19.45 ± 0.10          | 20.00 ± 0.06/ -        | 20.00 ± 0.10/5.7 ± 0.2   |
| SOLAR MAX         | 5.1x10 <sup>-6</sup>                                       | 20                                                                       | I              | 7.92 ± 0.02           | 7.85 ± 0.03/4.1 ± 0.15 | 7.85 ± 0.07/3.95 ± 0.1   |
|                   |                                                            |                                                                          | II             | 14.15 ± 0.03          | 13.90 ± 0.04/ -        | 14.00 ± 0.06/5.0 ± 0.15  |
|                   |                                                            |                                                                          | III            | 19.95 ± 0.08          | 20.20 ± 0.07/ -        | 20.35 ± 0.09/6.25 ± 0.25 |

**7.2.2.** 1. Táblázat A három állomáson mért SR frekvencia-értékek és jósági tényezők összehasonlítása naptevékenységi minimum és maximum idején a 23. napciklus során (*Sátori et al.*, 2005).

| SR: Theory        |                |                                                                         |                      |                                            |                      |
|-------------------|----------------|-------------------------------------------------------------------------|----------------------|--------------------------------------------|----------------------|
| SOLAR CYCLE PHASE | SR Mode Number | Lower Char.Layer's Variables („knee model”, Mushtak and Williams, 2002) |                      | Upper Char. Layer's Variables (calculated) |                      |
|                   |                | $h_e$ , km                                                              | $\zeta_e^{eff}$ , km | $h_m$ , km                                 | $\zeta_e^{eff}$ , km |
| SOLAR MIN         | I              | 51.5                                                                    | 6.1                  | 99.1                                       | 6.9                  |
|                   | II             | 54.8                                                                    | 5.1                  | 97.1                                       | 4.8                  |
|                   | III            | 56.4                                                                    | 4.5                  | 95.2                                       | 3.0                  |
| SOLAR MAX         | I              | 51.7                                                                    | 6.0                  | 94.4                                       | 4.2                  |
|                   | II             | 54.9                                                                    | 5.0                  | 94.5                                       | 3.4                  |
|                   | III            | 56.5                                                                    | 4.5                  | 92.1                                       | 2.1                  |

**7.2.2.** 2. Táblázat Rhode Island-i SR megfigyelések alapján becsült terjedési paraméterek szférikusan egységes („spherically uniform”) Föld-ionoszféra hullámvezetőben (*Sátori et al.*, 2005).

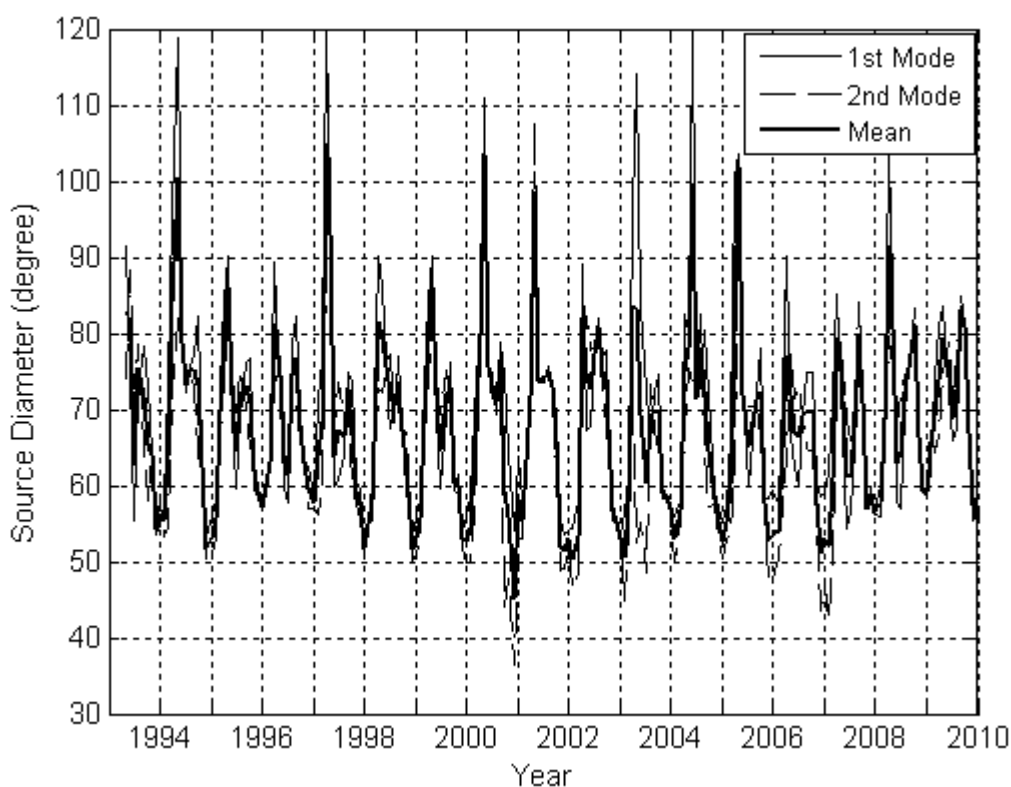
A mérési eredményeket a **7.2.2.** 1. táblázat tartalmazza. A felső karakterisztikus réteg tulajdonságainak a 11-éves napciklussal történő változását Rhode Island SR mérései alapján számítottuk, mert az alkalmazott spektrális eljárás (Lorentz-illesztés) alapján mind a frekvencia, mind a jósági tényező értékei rendelkezésre álltak az első három módusra. A számított eredményeket a **7.2.2.** 2. táblázat foglalja össze. Mind a felső karakterisztikus réteg magassága, mind a skálamagassága néhány kilométerrel lecsökken naptevékenységi maximumnál, a növekvő módus-számmal csökkenő mértékben, ahogyan azt a **7.2.2.** 2. ábra mutatja.

## 7.2. Összefoglalás

Globális változást azonosítottam a fundamentális Schumann-rezonanciákban a 11-éves napciklus során az első, több-állomásos, több-térkomponenses, több-módusú SR megfigyelés elemzése során (*Sátori et al.*, 2005). A vizsgált SR mérések időtartama összesen 14 év (1988-2002) volt, amely két naptevékenységi maximum (1990 és 2001 körüli években) és egy minimum (1996/1997-ben) időszakát tartalmazta. Mind az SR frekvenciák, mind a jósági tényezők (Q-faktor) maximumot mutattak a naptevékenységi maximumok időszakában és minimumot a naptevékenységi minimumkor, függetlenül az állomás helyétől, a térkomponenstől és a módus-számtól. Megállapítottam, hogy a változásokért a szoláris kemény röntgensugárzás fluxusának több, mint két nagyságrenddel történő változása a felelős a 11-éves napciklus során. Ennek hatására az ionoszférikus D-tartomány felső karakterisztikus rétegének a magassága (90km és 100km között) és skála-magassága is lecsökken néhány kilométerrel, a módus-szám növekedésével csökkenő mértékben. A szoláris röntgen-fluxus változásának a szerepét a Föld-ionoszféra hullámvezető felső határoló régiója tulajdonságainak alakításában a 11-éves napciklus során, alátámasztottam a szoláris röntgen-fluxusnak egy jóval rövidebb időskálán lejátszódó (perc-óra), de hasonló mértékű változásával, egy szoláris röntgen-vihar során. Az SR-frekvenciák mindkét időskálán azonos értelmű változást, növekedést mutattak a röntgen-fluxus két nagyságrenddel történő növekedésekor, a vizsgálatba bevont SR állomások minden térkomponensében és módusában.

## 8. Schumann-rezonancia, mint a globális zivatar-tevékenység területi modulációjának a jelzőrendszere a 11 éves napciklus folyamán

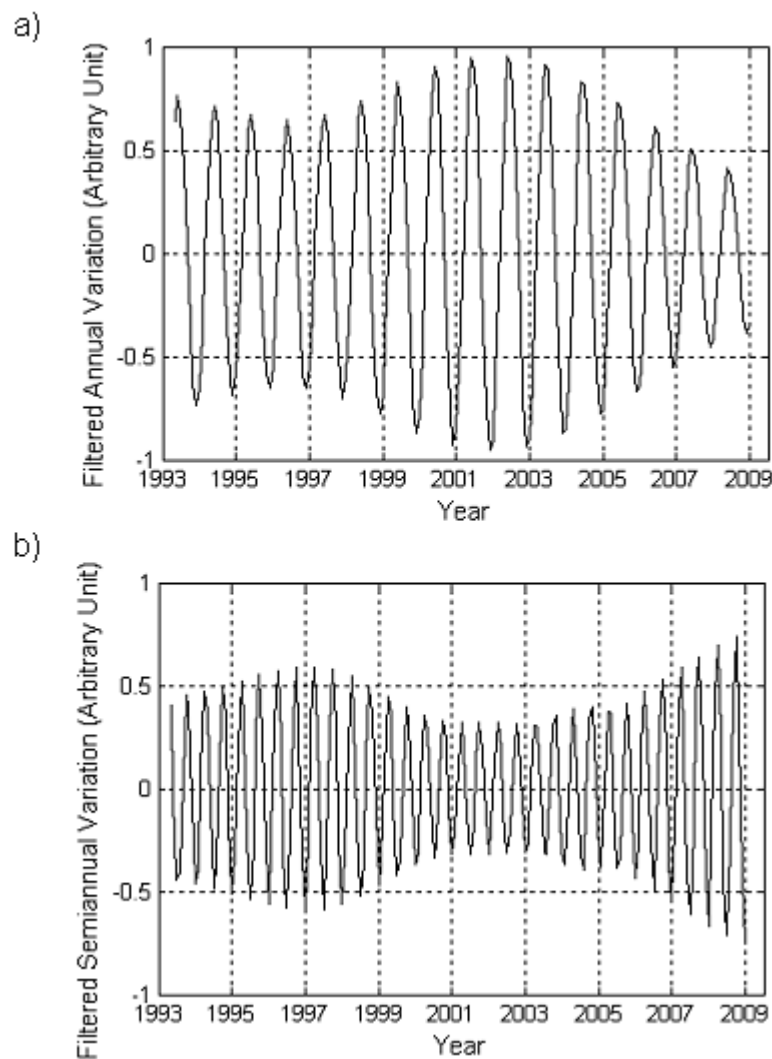
A nagyeceni SR frekvenciamérések alapján, a napi frekvenciaingadozások mértékéből ( $f_{\max}-f_{\min}$ ) előállítottam „forrás-átmérő” idősort mintegy másfél napciklusnyi időszakra vonatkozóan is, amely globális zivatar-tevékenység területi változására ad egy robusztus becslést ezen az időskálán. A 6.3.2. fejezetben tárgyalt éves és féléves területi változás mértéke a 11 éves napciklussal összefüggésbe hozható modulációt mutat (Sátori and Zieger, 2003; Sátori et al., 2007a). Az éves területi változás („forrás-átmérő”) mértéke növekszik a naptevékenység fokozódásával (8. 1. ábra). Naptevékenységi maximumkor az északi félteke nyarán megnő a zivataros területek nagysága, míg a déli félteke nyarán összezsugorodnak ezek a területek. A júniusi „forrás-átmérő” a naptevékenységi minimum évében, 1996-ban,  $\sim 62^\circ$  szögtávolságot tesz ki, míg a naptevékenységi maximum évében, 2001/2002-ben ez az érték  $\sim 73-74^\circ$  szögtávolságra nő. A decemberi „forrás-átmérő” a naptevékenységi minimum évében  $\sim 58^\circ$  szögtávolságot tesz ki, ami a naptevékenységi maximum idején  $46^\circ-51^\circ$  szögtávolságra csökken le. Ez azt jelenti, hogy az északi és déli félteke nyarán a zivataros területek nagysága ellentétes értelemben változik a 11 éves napciklus során.



8. 1. ábra DFR ( $f_{\max}-f_{\min}$ )-ből levezetett zivatarforrás-átmérők változása 1993 és 2010 között az  $E_r$  térkomponens első két módusának frekvenciaértékei alapján, Nagyecenen.

A szögtávolságban megadott „forrás-átmérők” tulajdonképpen kontinensnyi méretű területeket jelölnek ki és összhangban vannak az OTD/LIS műholdak megfigyeléseivel, a globális villámlás által elfoglalt területek szélességi (lásd 6.2. 3. ábra) és hosszúsági szögtartományaival (lásd 6.3.2. 1c ábra). A júliusi nagyobb és decemberi kisebb forrás-átmérők helyesen tükrözik az északi és déli félteke szárazföldekkel borított területeinek a különbözőségét az északi félteke javára.

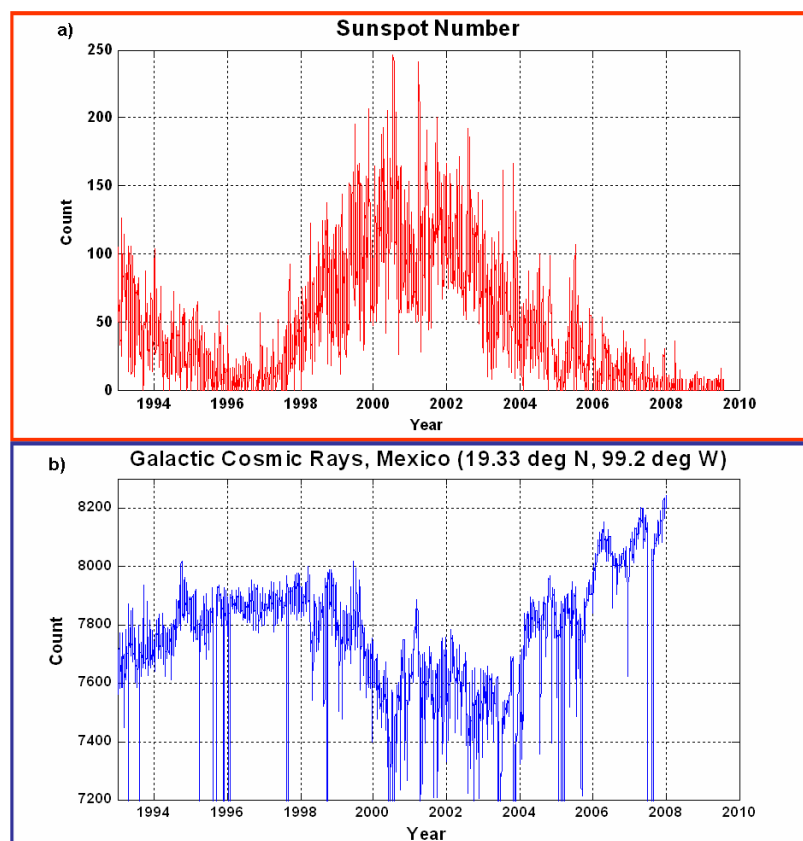
A féléves területi változásra („forrás-átmérő”) az jellemző, hogy naptevékenységi minimumkor (1996, 2009) mind a tavaszi, mind az őszi maximum közel azonos nagyságú, naptevékenységi maximumkor (2000-2002) a féléves változás szabályossága eltűnik, a tavaszi maximum éles csúcsok formájában jelentkezik, bár ez más években is előfordul, ami általában El Niño években jellemző (1994, 1997, 2004, 2005).



8. 2. ábra A „-forrás-átmérők” szűrt a) éves és b) féléves hullámai amplitúdójának időbeli változása.

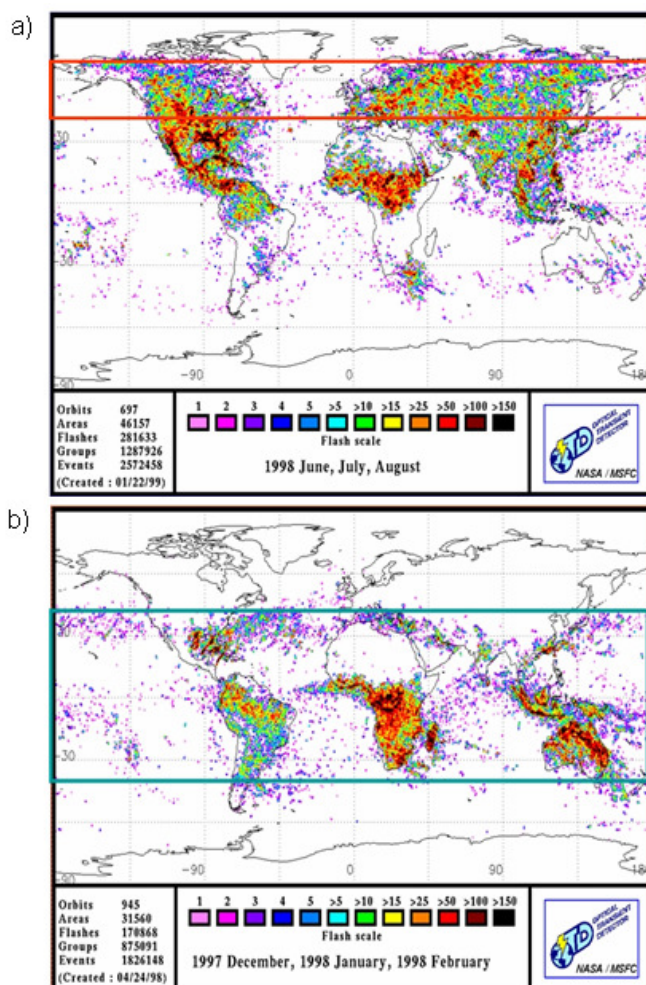
A tavaszi/őszi „forrás-átmérők” a legnagyobbak, középértékük  $\sim 72^\circ$ -tól  $105^\circ$ -ig változhat. Ez azt jelzi, hogy a zivataros területek nagysága ezekben az átmeneti évszakokban a legnagyobb, amikor mind az északi, mind a déli féltekén vannak (még/már) aktív zivatarrégiók.

A 8. 2. ábrán a „forrás-átmérők” szűrt éves és féléves hullámaint mutatjuk be. Látható, hogy az éves és féléves hullámok amplitúdójának a napciklussal történő modulációja ellentétes fázisban van. Az éves hullám modulációjának a mértéke naptevékenységi maximumkor maximális, míg a féléves hullám maximális amplitúdója naptevékenységi minimumokra esik. Ez utóbbi változás előrejelíti a galaktikus kozmikus sugárzás szerepét a zivataros területek nagyságának alakításában, ugyanis a galaktikus kozmikus sugárzás fluxusa ellentétesen változik a napaktivitással. Az 1996-os naptevékenységi minimumnál a féléves hullám amplitúdója közel azonos az éves hulláméval, a 2008/2009-es naptevékenységi minimumnál pedig  $\sim 40\%$ -kal felül is múlja. Naptevékenységi maximumkor, 2001/2002-ben az éves hullám amplitúdója mintegy háromszorosa a féléves hulláménak.



8. 3. ábra a) a napfoltszámok és b) a galaktikus kozmikus sugárzás intenzitásának a változása az utolsó naptevékenységi ciklus éveiben.

Az idősor hosszúsága lehetővé teszi, hogy a két naptevékenységi minimumnál kapott amplitúdókat is összehasonlítsuk. Először vált lehetővé a Schumann-rezonanciák mérésének a története során, hogy spektrális módszer szempontjából homogén adatsoron tehetjük meg ezt az összehasonlítást. Látható, hogy az éves hullám amplitúdója a legutóbbi 2008/2009-es naptevékenységi minimumkor kisebb, mint az előző minimumnál, 1996-ban. A féléves hullám amplitúdóinál ez fordítva van, a 2008/2009-es naptevékenységi minimumnál a féléves hullám amplitúdója nagyobb, mint 1996-ban. A szűrt amplitúdók modulációjának időbeli változása és mértéke híven tükrözi ezen legutóbbi napciklus rendhagyó, 12-13 évnnyi hosszúságát, valamint azt a tényt, hogy a legutolsó naptevékenységi minimum (2008/2009) mélyebb volt, mint a megelőző 1996-ban, ahogyan azt **8. 3a** ábrán a csökkent napfoltszámok, valamint **8. 3b** ábrán a galaktikus kozmikus sugárzás fluxusának Mexikó állomáson mért megnövekedett mértéke mutatja, összehasonlítva az 1996-os értékekkel.

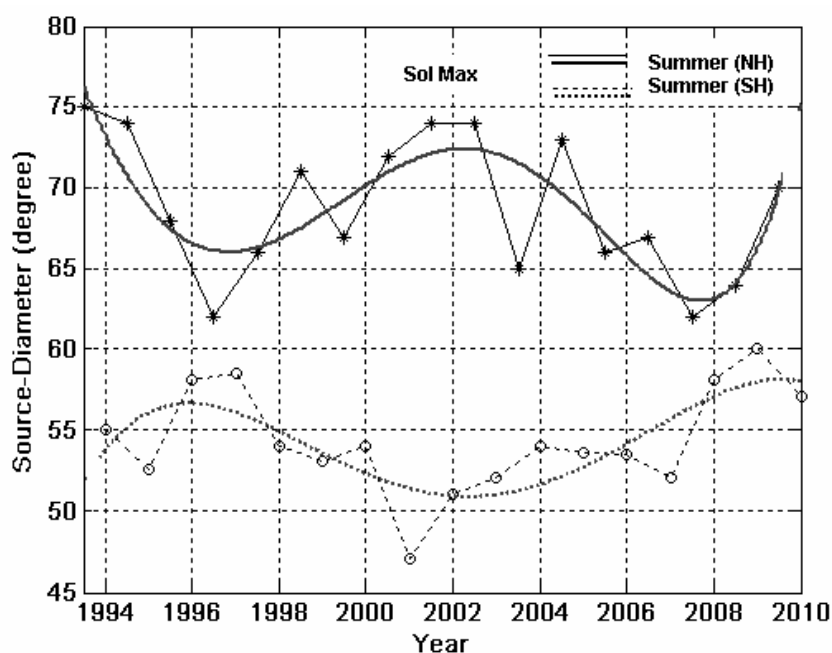


**8. 4. ábra** Az OTD műhold által megfigyelt villámeloszlások a) 1998 nyarán (június, július, augusztus) és b) 1997/1998 telén (december, január, február).

Arra a kérdésre keressük a választ, hogy a zivataros területek éves és féléves területi változásának modulációja miért ellentétes fázisú a 11-éves napciklus során. Ebből a szempontból is figyelembe kell vennünk a villámok eloszlásának északi és déli féltekék közötti aszimmetriáját.

A 8. 4a ábrán látható OTD műholdas villámmegfigyelés szerint az északi félteke nyarán a  $65^\circ$  É-i szélességig (esetenként azon túl is) kialakulnak zivatarok. A  $40^\circ$  és  $65^\circ$  É-i szélesség által határolt, piros vonalakkal jelzett, villámokban gazdag területnek nincs megfelelője a déli féltekén, ugyanis ebben a földrajzi régióban a szárazföldek hiánya gyakorlatilag a villámok hiányát is jelzi. A  $40^\circ$ É-i és  $40^\circ$ D-i szélesség által határolt, kék vonalakkal jelzett területre korlátozódnak a zivatarok a decemberi-januári-februári időszakban (8. 4b ábra). Ez a szélességi tartomány a bölcsője a féléves területi változásnak, amely a trópusi féléves hőmérsékletváltozás és a megnövekedett termális instabilitások következménye (*Williams ER and Renno NO*, 1993) az átmeneti (tavasz/ősz) évszakokban.

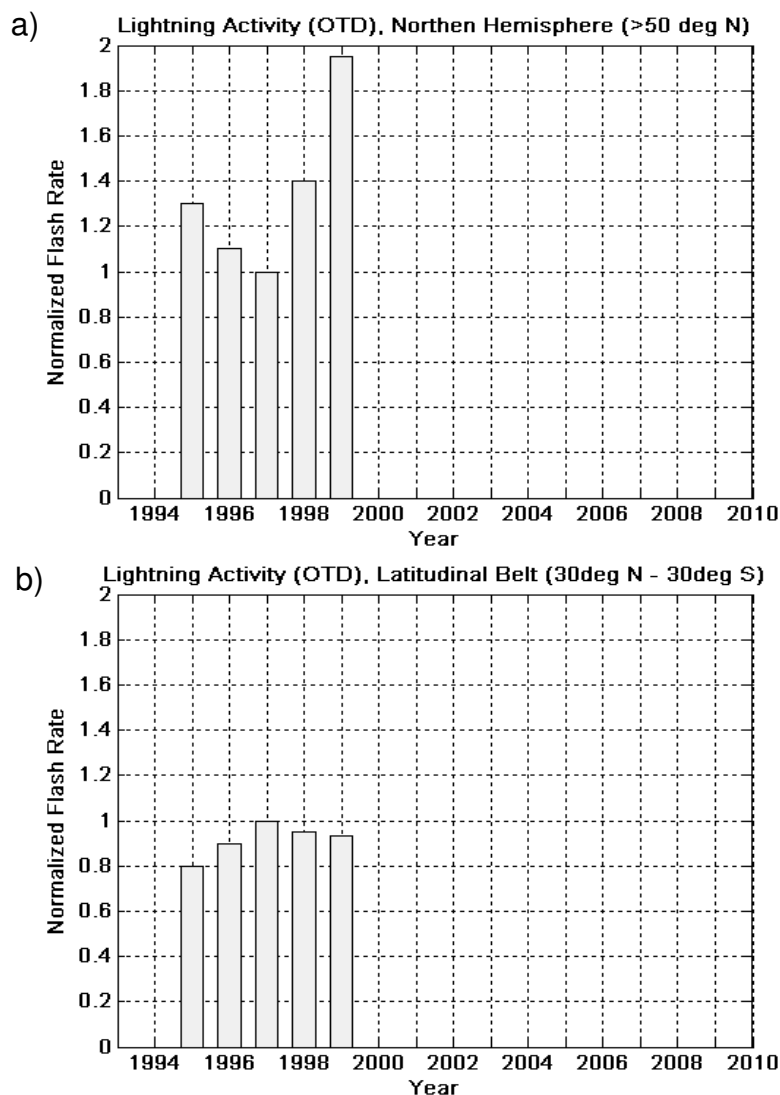
A zivatarok az északi és déli féltekék közötti aszimmetrikus területi eloszlásából, valamint a 11-éves napciklus során az éves és féléves területi változás ellentétes modulációjából kétféle szélességfüggő hatás érvényesülésére következtettem. Az északi félteke közepes és magas szélességein,  $\sim 40^\circ$  szélességtől északra a napaktivitással összefüggő hatás dominál, míg ennél alacsonyabb szélességeken, a  $40^\circ$ É-i és  $40^\circ$ D-i szélesség által közrefogott területen a galaktikus kozmikus sugárzás naptevékenységgel ellentétes fázisú hatása kaphat szerepet.



8. 5. ábra A DFR-ből levezetett forrás-átmérők változása évről-évre az északi félteke nyári maximumai és a déli félteke nyári minimumai idején, a változásokra 5-öd fokú polinomot illesztve.

A két hatás egyidejű érvényesülése az éves területi változás tekintélyes nagyságú modulációját okozza naptevékenységi maximumkor: az északi félteke nyarán még kiterjedtebbek a zivatarrégiók, a déli félteke nyarán pedig még kisebb területre korlátozódnak a zivatarok, ahogy azt a 8. 5. ábrán láthatjuk.

Az SR mérések eredményeitől független bizonyítékot ismét műholdas mérések szolgáltatathatnának. Sajnos az egész Föld zivatartevékenységet monitorozó OTD műhold csupán öt teljes évre szolgáltatott adatokat. A 8. 6. ábrán az adott időszak minimum/maximum értékére normált villámszám értékeket mutatom be, a 8. 6a ábrán az északi félteke  $>50^\circ$  É-i szélességére, a 8. 6b ábrán pedig a trópusi régiót is magába foglaló  $30^\circ$ É-i és  $30^\circ$ D-i szélesség közötti tartományban.



8. 6. ábra Az OTD műhold által megfigyelt normalizált villámszám 1995 és 1999 között: a)  $>50^\circ$  É-nál nagyobb északi szélességre és b)  $30^\circ$ É-i és  $30^\circ$ D-i szélesség közötti tartományban.

Az 1996/1997 körüli naptevékenységi minimum időszakában az északi félteke  $>50^{\circ}\text{É}$ -nél nagyobb szélességein a villámszámnak minimuma, míg a  $30^{\circ}\text{É}$ -i és  $30^{\circ}\text{D}$  szélesség közötti tartományban maximuma van. Ezek az eredmények összhangban vannak a 8. 5. ábrán bemutatott DFR-ből levezetett zivataros területek nagyságának szélességfüggő változásával az 1996/1997-es naptevékenységi minimum körüli években, amennyiben a zivataros területek nagyságának a növekedése/csökkenése hasonló értelmű villámszám változással jár.

A szakirodalomban számos egymásnak ellentmondó eredmény látott napvilágot a naptevékenység és a zivatarok közötti kapcsolat vonatkozásában. Ezek az eredmények általában kisebb régiókra, országnyi területekre vonatkoztak. Érdekes néhányukat áttekinteni abból a szempontból, hogy ezek a területek milyen szélességi zónában helyezkedtek el. *Stringfellow* (1974) szignifikáns pozitív korrelációt talált a napfoltszámok és a zivatarok között Nagy-Britanniában 40 évnnyi időszakra vonatkozóan. Nagy-Britannia, mint tudjuk az  $50^{\circ}$  és  $60^{\circ}$  északi szélesség között helyezkedik el. A zivatarok SR frekvenciákból levezetett területi modulációja az északi félteke nyarán összhangban van *Stringfellow* (1974) eredményével. *Schlegel et al.* (2001) Németország és Ausztria területén a zivataros napok száma és a naptevékenység között keresett összefüggést. Pozitív korrelációt találtak Németország középső területein, míg délebbre és Ausztriában nem találtak kapcsolatot. A földrajzi szélesség vonatkozásában ez a két ország közelítőleg a  $46^{\circ}$  és  $55^{\circ}$  északi szélesség között terül el, ahol az alacsonyabb szélességű területek felé haladva azt tapasztalták, hogy gyengül/megszűnik a naptevékenységgel való pozitív korreláció, de az ellenfázisú galaktikus kozmikus sugárzás szerepére utaló változást sem mutattak ki. *Girish and Eapen* (2008) közvetett összefüggést talált a villámaktivitás és a 11 éves naptevékenységi ciklus között, egymással ellentétes fázisban, Dél-Indiában. Ez a galaktikus kozmikus sugárzás szerepére utal a villámok/zivatarok keletkezésével kapcsolatban ezen alacsony szélességi régióban, ugyancsak összhangban az SR frekvenciák változásából levezetett szélességfüggő területi modulációk előjelével. *Udelhofen and Cess*, (2001) az Egyesült Államokban kerestek összefüggést a felhővel takart területek nagysága és a naptevékenység között. Egymásnak ellentmondó eredmények születtek a különböző államokban. Egyaránt találtak szignifikáns pozitív és negatív korrelációjú régiókat. Az Egyesült államok  $30^{\circ}$  és  $50^{\circ}$  északi szélesség között fekszik, tehát, átmenetet jelenthet a napaktivitással vagy a galaktikus kozmikus sugárzás által inkább befolyásolt szélességi régiók között. *Marsh and Svensmark* (2000) a felhővel borítottság és a galaktikus kozmikus sugárzás között pozitív korrelációt találtak a 11 éves napciklus során a déli féltekén és főleg az óceáni régiókban. Ezen eredmények alapján is

arra lehet következtetni, hogy a felhővel borítottság mértéke is szélességfüggő változást mutat a 11 éves napciklussal összefüggésben.

Az űridőjárás (naptevékenység-galaktikus kozmikus sugárzás) és a földi időjárás részét képező zivatar-tevékenység közötti korrelációs kapcsolatot a 11 éves napciklus során különböző fizikai folyamatokkal magyarázzák. *Svensmark and Friis-Christensen* (1997) megállapítja, hogy a légkörbe hatoló nagyenergiájú töltött részecskéknek szerepe van a globális éghajlat formálásában. Ez a felhő nukleációs folyamatainak vagy a globális áramkör elemeinek a befolyásolásán keresztül valósul meg. *Turco et al.*, (1998) és *Marsh and Svensmark* (2000) szerint a galaktikus kozmikus sugárzásnak szerepe van finom aeroszolk létrehozásában. A légkörbe mélyen behatoló energetikus protonok képesek ionizálni a levegőt, ioncsoportokat („cluster-ion”) létrehozni. Az ion-csoportok aztán egyesülnek más levegő részecskékkal, elsősorban ellentétes töltésűekkel. Ezek az aeroszolk szerepet játszanak a felhőképződésben. *Illés-Almár* (2004) közvetett összefüggést talált a geomágneses aktivitás és a felhővel borítottság között a műholdak felszínről történő vizuális megfigyelhetőségének kapcsán. *Tinsley et al.*, (2007) összegezte a globális áramkörben lejátszódó mikro-folyamatok bonyolult láncolatát, amelyek kapcsolatba hozhatók az űridőjárásnak a földi időjárásra gyakorolt hatásával. Kérdés, hogy ezek a felhőképződést befolyásoló folyamatok milyen mértékben érvényesülnek a zivatarfelhők keletkezésében (*Stozhkov*, 2003). Mindazonáltal *Erlykin and Wolfendale* (2009) szerint a kozmikus sugárzásnak a felhőképződésben játszott moduláló szerepe még nem tisztázott. Több érv szól amellett is, hogy az extraterresztrikus nagyenergiájú részecske-események a már kialakult zivatarfelhőkben villámok triggerelése révén jutnak szerephez (*Beloglazov and Akhmeto*, 2010). Ez utóbbi lehetőséget valószínűsíti a zivataros területek éves és féléves változásának az ellentétes modulációja a 11-éves napciklus során. Magas földrajzi szélességeken a szoláris kozmikus sugárzási részecskék képesek mélyen behatolni az alsóbb légköri tartományokba naptevékenységi maximumkor.

## 8. Összefoglalás

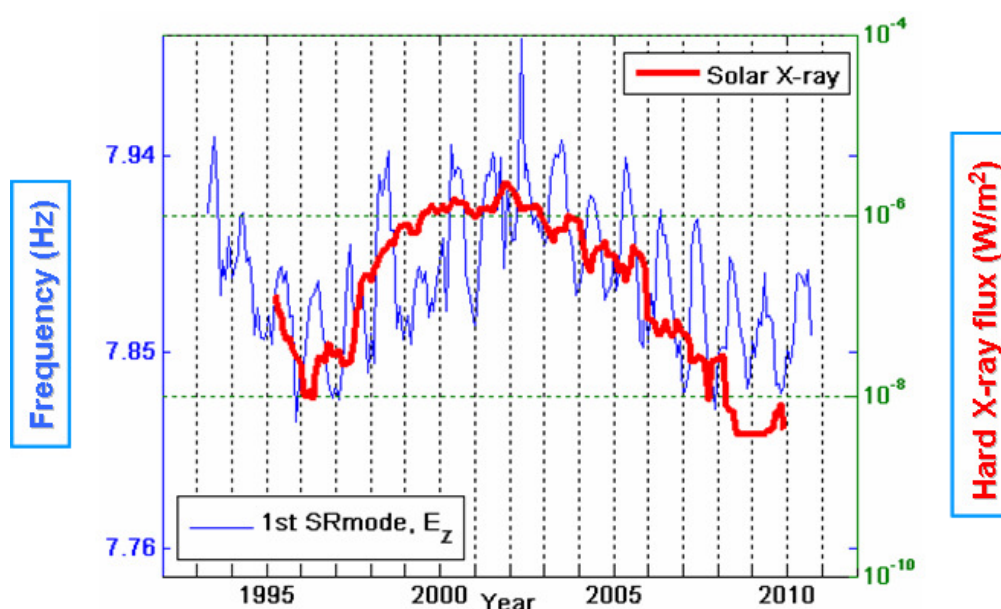
Az űridőjárás és földi időjárás közötti sokat vitatott kapcsolat feltárásához járulnak hozzá az alábbi eredmények. A Schumann-rezonancia frekvenciák napi ingadozásának a mértékére jellemző:  $f_{\max}-f_{\min}$  értékekből levezettem a globális zivatar-tevékenység területi („forrás-átmérő”) változásait mintegy másfél napciklust kitevő időszakra. Kimutattam, hogy a globális zivatar-tevékenység éves és féléves területi változása napciklussal összefüggő modulációt

mutat (Sátori and Zieger, 2003; Sátori et al., 2007a). Az éves területi változás modulációjának a mértéke nő a növekvő naptevékenységgel, míg a féléves területi változás modulációja a galaktikus kozmikus sugárzás fluxusának ellenkező értelmű változását tükrözi a napciklus során. Megállapítottam, hogy a villámaktivitás a 11-éves napciklusra szélességfüggő területi választ ad:  $\sim 40^\circ\text{É}$ -i szélességnél magasabb szélességeken a zivataros területek mérete nő a fokozódó naptevékenységgel, míg a  $\sim 40^\circ\text{É}$ -i és  $40^\circ\text{D}$ -i szélesség között a zivataros területek nagysága a galaktikus kozmikus sugárzás változását tükrözi. A kapott eredmény feloldást jelenthet a szakirodalomban található számos ellentmondó eredményre, amelyek némelyike a naptevékenység, mások a galaktikus kozmikus sugárzás változása és a villámaktivitás közötti pozitív korrelációról számoltak be vagy nem tapasztaltak napciklussal összefüggő változást.

## 9. Schumann-rezonancia frekvencia, mint a globális felmelegedés hatásának jelzőrendszere a globális zivatar-tevékenység meridionális átrendeződésében

Az SR-frekvenciák 11-éves napciklus során bekövetkező változását a kemény röntgensugárzás fluxusának több, mint két nagyságrenddel történő változásával hoztuk összefüggésbe. Ez frekvencia-minimumban nyilvánult meg a naptevékenységi minimumnál és frekvencia-maximumban a naptevékenységi maximumnál, a vertikális elektromos és horizontális mágneses térkomponens esetén egyaránt, ahogyan azt a 7.2. fejezetben bemutattam (Sátori *et al.*, 2005).

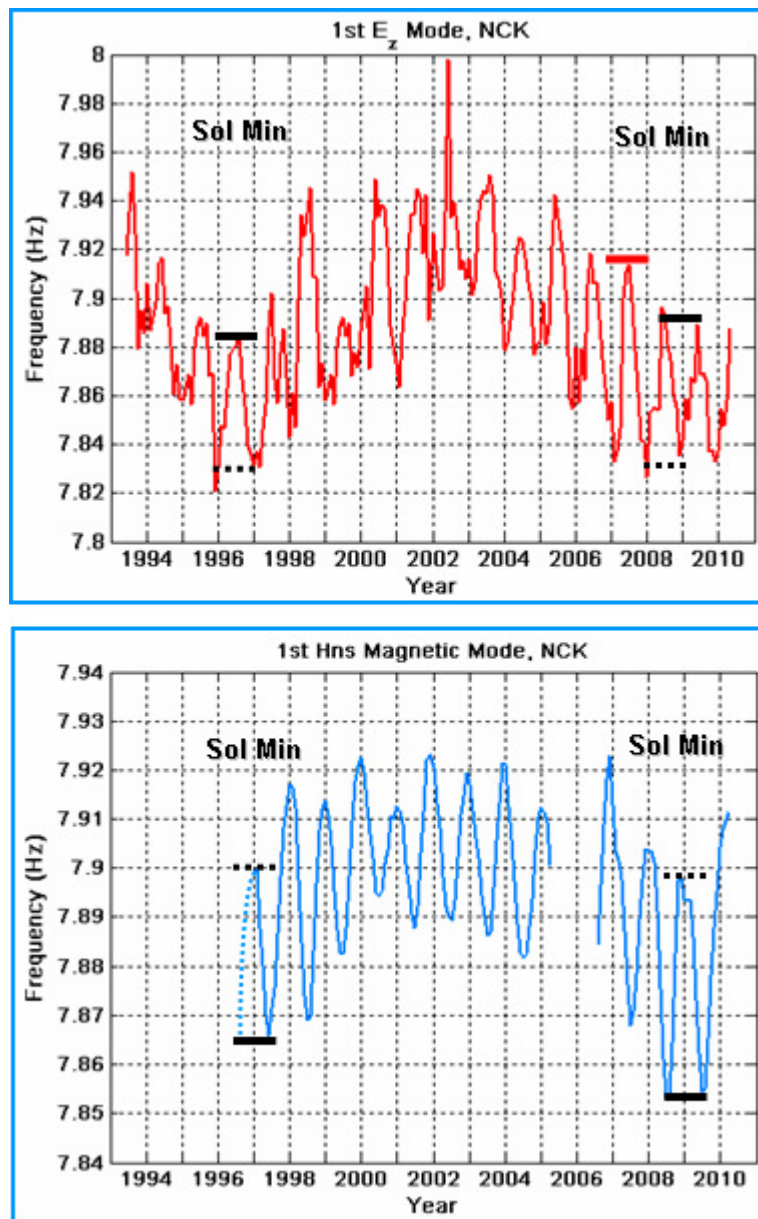
Ismertté vált, hogy az utolsó naptevékenységi ciklus rendhagyó módon jóval hosszabb volt 11 évnél, inkább 12-13 évnél időtartamot tett ki (<http://solarscience.msfc.nasa.gov/>). Másik jellemzője volt, hogy a 2008/2009-es naptevékenységi minimum szintje alacsonyabb volt az 1996-os naptevékenységi minimumnál a teljes szoláris spektrumot illetően. Ez a különbség a kemény röntgensugárzás fluxusának esetében közel fél nagyságrend különbséget jelentett a két naptevékenységi minimum között. A 7.2. fejezet eredményéből annak kellett volna adódnia, hogy a frekvenciaváltozás kvázi „11-éves” napciklussal összefüggésbe hozható változásának hossza és a minimumok mélységének is tükröznie kellett volna az utolsó naptevékenységi ciklus rendhagyó voltát. Ez utóbbi nem következett be, ahogyan a 9. 1. ábra mutatja.



9. 1. ábra A vertikális elektromos térkomponens első módusának frekvencia-változása (kék) és a kemény röntgensugárzás (0,1-0,8nm) fluxusának a változása (piros) az utolsó naptevékenységi ciklus során (Sátori *et al.*, 2011)

Látható a 9. 2. ábrán, hogy az utolsó, közel 13 év hosszúságú naptevékenységi ciklus időtartama tükröződik a frekvenciaváltozásban is, a frekvencia-minimumok éve (1996 és 2008/2009) kijelöli a szokatlanul hosszú naptevékenységi ciklust, ugyanakkor a frekvenciaszint nem süllyedt mélyebbre az utolsó naptevékenységi minimumnál az 1996-os szinthez képest, sőt 2007 nyarán, amikor a röntgensugárzás fluxusa 11 év után visszatért az 1996-os szintre, a frekvencia értéke (vízszintes piros vonalka) jóval magasabb volt az 1996 nyarán mért értéknél. Ez a nem várt frekvenciaválasz a naptevékenységi ciklusra, előrevetítette annak a lehetőségét, hogy ezen idő alatt megváltozott a globális zivatareloszlás pozíciója az észlelőhöz (NCK) képest, ugyanis a forrás-észlelő geometria megváltozása is frekvenciaváltozással jár (Sátori, 1996). A forrás-észlelő geometria megváltozásával járó frekvenciaváltozás az éves időskálán jól demonstrálható az első rezonancia-módus esetében. Ezt a vertikális elektromos térkomponens és a horizontális mágneses térkomponens ellentétes fázisú éves változása jellemez azonos féltekén levő megfigyelő számára (lásd 7.2. 3. ábra NCK és RI viszonylatában) és a horizontális mágneses térkomponensek ellentétes fázisú éves változásával jár az északi és déli féltekén levő állomások esetében (lásd 7.2. 3. ábra) AH és RI viszonylatában). Az éves SR frekvenciaváltozás a zivatarok északi és déli félteke közötti évszakos migrációjának a jelzőrendszere (Nickolaenko and Hayakawa, 2002). Ahhoz, hogy bizonyítani tudjuk, hogy a vertikális elektromos térkomponens nem várt frekvenciaválasza a naptevékenységi ciklusra, egy ugyanezen az időskálán bekövetkezett elmozdulás következménye, szükség van a horizontális mágneses térkomponensre is. Ez szintén a nagycenki SR-mérőállomásról rendelkezésre áll. A már említett korlátozott használhatóságának ellenére, gondos ellenőrzést követően, a havi átlagok kulcsfontosságú szerepet töltek be a munkahipotézis igazolásában. Látható a 9. 2. ábrán, hogy az utolsó naptevékenységi minimumnál, nyáron (északi félteke nyarán), a vertikális elektromos tér frekvenciaszintje magasabb, a horizontális mágneses térkomponens frekvenciaszintje pedig alacsonyabb az 1996-os naptevékenységi minimumkor mért szinteknél (vízszintes fekete vonalkák). Az ellentétes előjelű frekvenciaváltozás a vertikális elektromos és horizontális mágneses térkomponens ( $H_{NS}$ ) esetén a két egymást követő naptevékenységi minimum nyári hónapjaiban, az éves frekvenciaváltozás értelmezéséhez hasonlóan a források globális elmozdulásának tulajdoníthatók a hosszan elnyúlt napciklus időskáláján, jelen esetben a globális zivatareloszlás súlypontjának északabbra tolódását (közelebb kerülését NCK-hoz) a nyári hónapokban. A téli hónapokban (déli félteke nyarán) nincs frekvenciakülönbség sem a

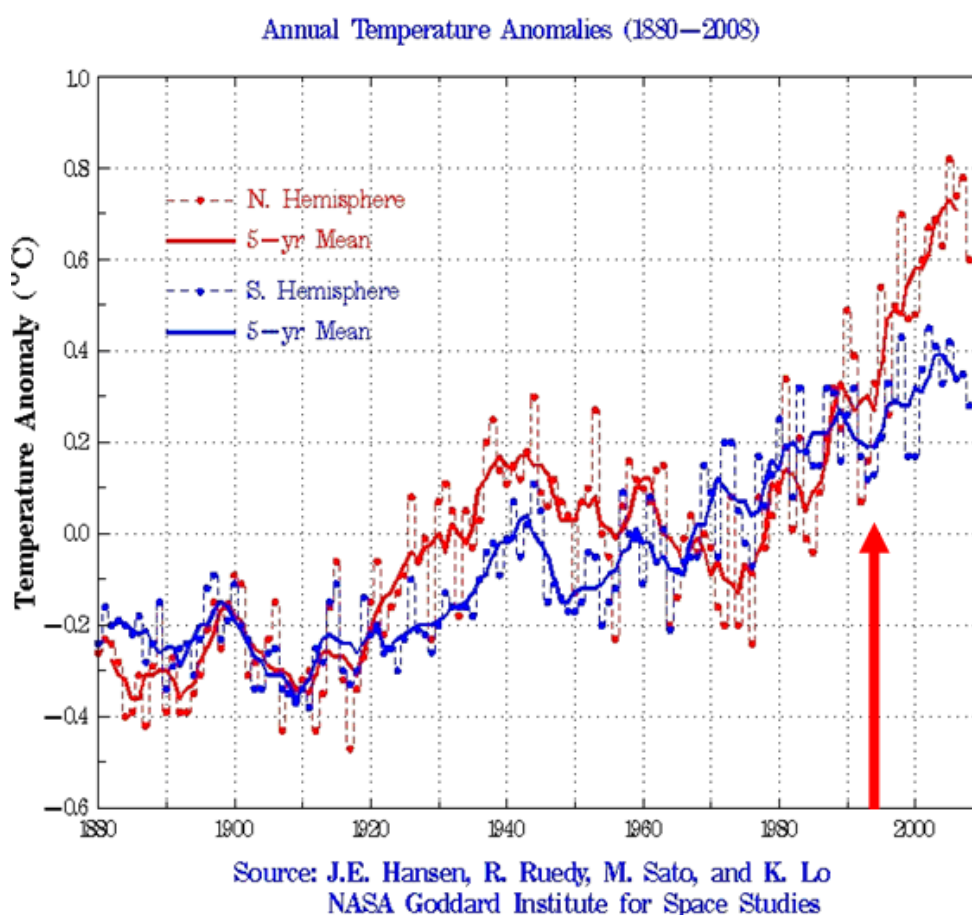
vertikális elektromos, sem a horizontális mágneses tér frekvenciaértékei között a két naptevékenységi minimum éveiben.



9. 2. ábra A vertikális elektromos (fent) és a horizontális mágneses (lent) térkomponens ( $H_{NS}$ ) átlagos havi frekvenciaváltozása az utolsó naptevékenységi ciklust felölelő időszakban a SZIGO-ban. A vízszintes feket vonalkák a naptevékenységi minimumnál megfigyelt frekvencia-szinteket jelölik, a piros vonalka, pedig azt a frekvenciaszintet jelöli ki, amikor a napaktivitás (kemény röntgensugárzás fluxusa) visszatért az 1996-os naptevékenységi minimum szintjére.

Milyen okok állnak a globális zivatar-tevékenység pozíciójának északabbra történő tolódásának a hátterében? Az északi félteke hőmérséklet-növekedése jóval meredekebb 1993 óta, a déli féltekén megfigyelt értékekhez képest (lásd 9.3. ábra). A hőmérsékleti anomália mértéke  $\sim 0.5^\circ\text{C}$  az északi féltekén, míg déli féltekén csupán  $\sim 0.2^\circ\text{C}$  az 1993-tól 2010-ig

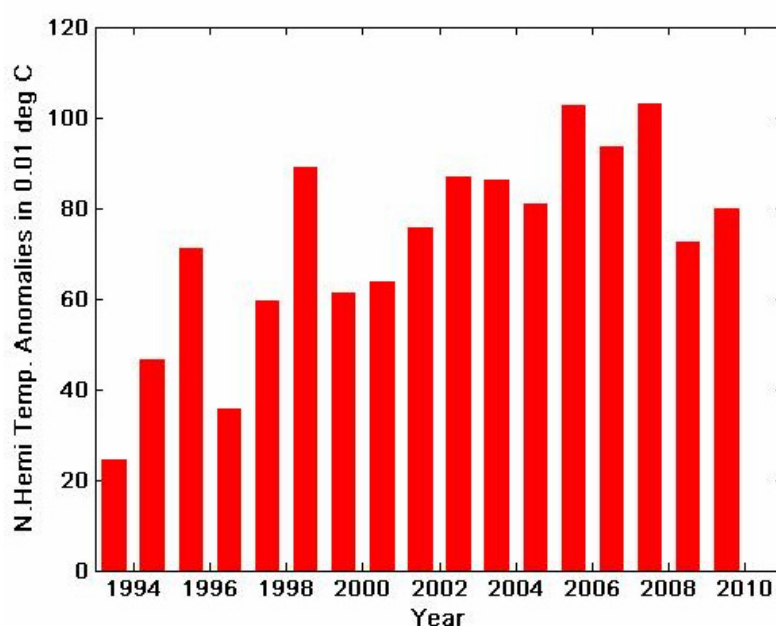
eltelt időszakban. A villámok keletkezésének/gyakoriságának hőmérsékletfüggése régóta ismert, amelyet *Williams* (1992) munkája mélyen tudatosított szakmai körökben. Közismert, hogy a villámok gyakoribbak a legmelegebb napszakban és mindig a melegebb nyári féltekére migrálnak. Az SR-frekvenciák napszakos, éves változása a forrás-észlelő geometria napszakos, évszakos változását tükrözi. A forrás-észlelő konfiguráció/távolság hőmérsékletfüggő változása jóval hosszabb időtávon is bekövetkezhet. A rendhagyó hosszúságú napciklusnyi idő alatt, két egymást követő naptevékenységi minimumkor megfigyelt frekvenciaváltozás nem magyarázható csupán a Föld-ionoszféra üregrezonátor tulajdonságának naptevékenységből eredő változásával. Ezen idő alatt a globális felmelegedés intenzívebb volta az északi féltekén, a globális zivatarelasztlás súlypontjának az északabbra tolódását is jelenti, ahogyan ez a frekvenciaváltozásokból következik ezen az időskálán (*Sátori et al.*, 2011)



9. 3. ábra Éves hőmérsékleti anomáliák 1880 és 2008 között (forrás: *Hansen R, Ruedy R, Sato M, Lo K*, NASA Goddard Institute for Space Studies). A piros nyíl a hőmérsékleti anomália mértékének szétválását jelzi az északi és déli féltekén ~1993-tól, s ez egyúttal az SR-frekvenciák rendelkezésre állásának kezdő éve is.

Bár nagyon sok villám-megfigyelési módszer létezik, a teljes Földre vonatkozó, azonos megfigyelési eljárás alapján, homogén adatsor nincs 1993-tól napjainkig a globális villámaktivitás jellemzésére, hogy független megfigyelés alapján ellenőrizzük a frekvenciaváltozásból levont következtetést.

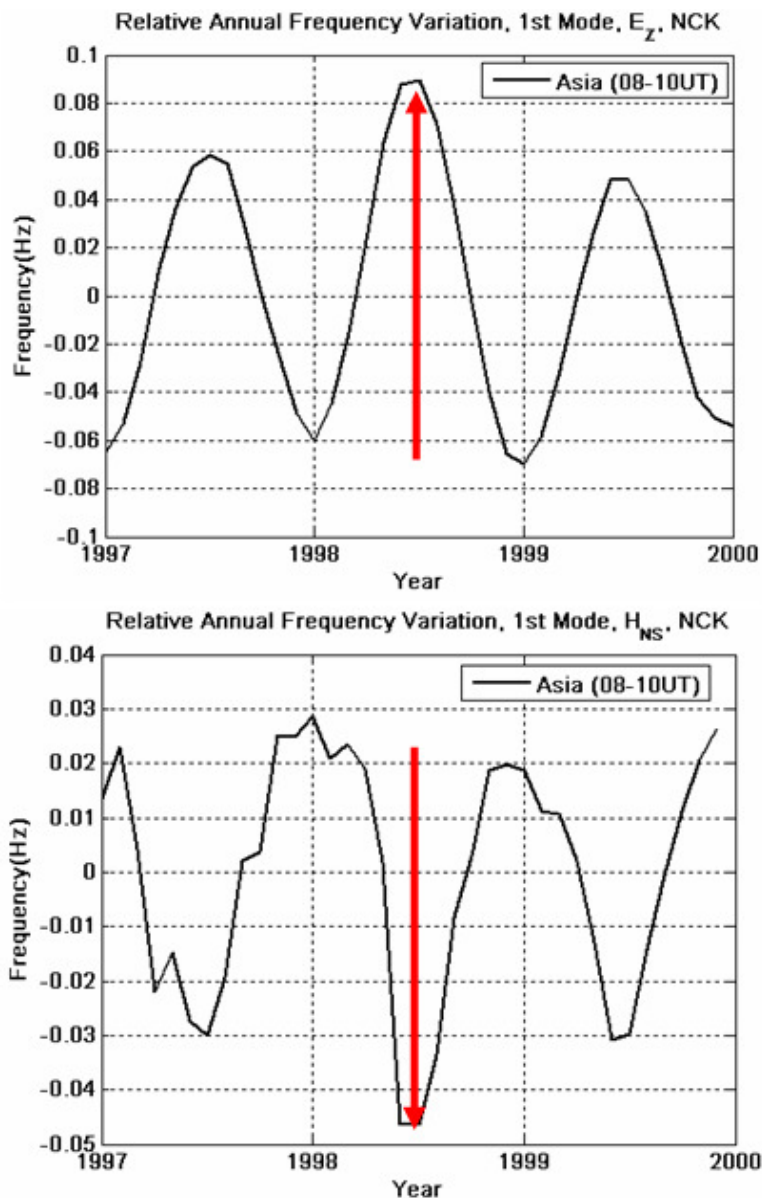
A LIS műhold ugyan 1998 óta folyamatosan szolgáltat adatokat, de szélességben behatárolt területről ( $\pm 40^\circ$ ). Az OTD műhold 1995–2000-ig szolgáltatott a teljes Föld villámaktivására vonatkozó adatsort, teljes évre vonatkozóan csupán 1996 és 1999 között. Mégis van egy közvetett, független ellenőrzési mód. A 9. 4. ábrán látható a hőmérsékleti anomália az északi féltekén 1993 és 2010 között. A hőmérsékleti anomáliák emelkedő trendet mutató



9. 4. ábra Hőmérsékleti anomália század  $^\circ\text{C}$ -ban az északi féltekén 1993 és 2010 között.

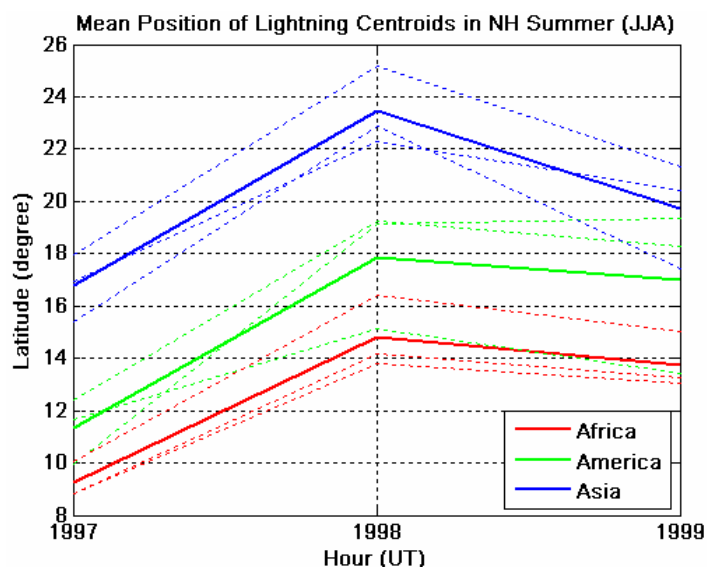
idősorára 1998-ban egy extrém hőmérsékleti anomália szuperponálódik. A két szomszédos évben, 1997-ben és 1999-ben viszonylag alacsony értékek láthatók. Ebben a három évben megnéztem az éves SR frekvenciaváltozást (lásd 9. 5. ábra), valamint meghatároztam a három nagy trópusi zivatarrégió hipotetikus centrumának a szélességét az OTD műholdas mérések alapján (lásd 9. 6. ábra).

A kvázi „11-éves” naptevékenységi ciklussal összefüggő frekvenciaváltozás eltávolítása után összehasonlítottam az éves frekvenciaváltozások mértékét mindhárom évben, mind az elektromos, mind a mágneses térkomponens esetében (lásd 9. 5. ábra). A 08-10 UT órák átlagait tekintettem, mert az ekkor maximális aktivitású ázsiai/ausztráliai zivatarrégió pozíciója változik legnagyobb mértékben a nagycenki megfigyelőhöz képest.



9. 5. ábra Az éves frekvenciaváltozások amplitúdója a vertikális elektromos (fent) és a horizontális mágneses ( $H_{NS}$ ) térkomponensben (lent) három egymást követő évben (1997-1999).

Látható, hogy az extrém hőmérsékleti anomáliával jellemzett év nyarán a legnagyobb a frekvenciaváltozás mértéke (növekedés a vertikális elektromos és csökkenés a mágneses térkomponenshez tartozó frekvenciák értékében). A kisebb hőmérsékleti anomáliával jellemzett két szomszédos évben, 1997-ben és 1999-ben az éves frekvenciaváltozások mértéke is kisebb.



9. 6. ábra A három nagy trópusi zivatarrégió által kijelölt hosszúsági tartományban a zivatareloszlások súlypontjának földrajzi szélessége: Ázsiában (kék), Afrikában (piros) és Amerikában (zöld), június, július, augusztus hónapokban (szaggatott vonal) és átlagaik (folytonos vonal).

A 9. 6. ábrán bemutatott eredmények mutatják, hogy a globális zivatartevékenység súlypontja mindhárom trópusi zivatarrégió hosszúsági tartományában az extrém magas hőmérsékleti anomáliával jellemzett 1998-as év nyarán (június, július, augusztus) volt legészakabbra a szomszédos évek azonos időszakához képest, mintegy  $6^{\circ}$ - $7^{\circ}$  szélesség-különbséggel 1997-tel összehasonlítva és  $1^{\circ}$ - $5^{\circ}$  szélesség-különbséggel 1999-hez viszonyítva. Összevetve az 1998-as hőmérsékleti anomália mértékét:  $\sim 0.3^{\circ}\text{C}$  a két szomszédos évhez képest, valamint a hozzátartozó szélességi eltolódások átlagát tekintve ( $\sim 4^{\circ}$  szélesség-különbség), az 1993 és 2010 között tapasztalható  $\sim 0.5^{\circ}\text{C}$  növekedési trendhez a globális zivatartevékenység súlypontjának földrajzi szélességben kb.  $6^{\circ}$ - $7^{\circ}$ -nyi északabbra történő eltolódását lehet becsülni, a globális felmelegedés következményeként az említett időszakban.

## 9. Összefoglalás

Schumann rezonancia frekvenciamérések alapján megállapítottam, hogy a globális felmelegedés hatására, amely 1993-óta intenzívebb az északi féltekén, mint a déli féltekén, a globális zivatartevékenység súlypontja (hipotetikus centruma)  $\sim 6^{\circ}$ - $7^{\circ}$ -nyi földrajzi szélességgel északabbra került az utolsó naptevékenységi ciklusnak megfelelő időtartam során (Sátori *et al.*, 2011).

## 10. Zárszó és köszönetnyilvánítás

Bár e dolgozat most befejeződött, az Előszóban ígért tényfeltáró utazás a Schumann-rezonancia idősorok „vonatán” bizonyára nem ért véget. A Schumann-rezonancia jelenség még számos lehetőséget tartogat globális változások feltárására.

Az egyik ilyen lehetőség a globális zivatarkevékenység tér- és időbeli monitorozása SR-inverzió révén, ami kiemelt aktualitást kapott a globális légköri termális folyamatok, a globális felmelegedés vonatkozásában. Ehhez több SR állomás ugyanolyan spektrális módszerrel előállított SR paraméterére (intenzitás, frekvencia, jósági tényező) van szükség. Az elméleti és mért spektrumok legkisebb négyzetes illesztése révén a forrás-paraméterek meghatározhatók. Az SR-tomográfiának (*Shvets and Hayakawa*, 2011) is nevezett módszer sikere a korszerű inverziós eljárásokon és a megfelelően kalibrált SR mérések minőségében rejlik (*Mushtak and Williams*, 2010). A MIT (Massachusetts Institute of Technology) által kezdeményezett SR-inverziós projekthez már csatlakozott a SZIGO SR állomása is néhány más megfigyelőhellyel együtt (Európából: Belsk, Lengyelország; Ázsiából: Shilong, India; Moshiri, Japán; Észak Amerikából: Rhode Island, USA, Antarktis: Syowa).

Az energetikus villámkisülések egyedül is képesek a Föld-ionoszféra üregrezonátort, gerjeszteni. Ezek az ún. SR-tranziensek, amelyek az elektromos és mágneses térkomponensben koherens jelként szuperponálódnak a háttér Schumann-rezonancia térértékek idősorára. Az SR-tranziensek elvileg alkalmasak a Föld bármely pontján a forrás-villám helyének, polaritásának, a töltésmomentum változásának a meghatározására. Az SR-tranziensek vizsgálatának a jelentősége megnőtt az elmúlt két évtizedben, amikor felfedezték a zivatarok felett lejátszódó nagy térrészre kiterjedő elektro-optikai emissziókat (TLE – Transient Luminous Event), amelyek energetikus villámkisülésekhez társulnak. Az első hazai eredmények ezen a területen is megszülettek (*Bór*, 2011). A zivatarok és a felette levő légköri tartományok közötti elektrodinamikai csatolási folyamatok tanulmányozása a nemzetközi kutatások homlokterébe került. Az ESA (European Space Agency) nemzetközi űrállomásra tervezett ASIM (Atmospheric-Space Interaction Monitor) missziójával egy időben folyó felszíni mérések előkészületeként, 2011. májusában elindult az ESF (European Science Foundation) által támogatott TEA-IS (Thunderstorm Effects on the Atmosphere-Ionosphere System) projekt a mérések koordinálására. Intézetünk légköri elektromos jelenségekkel foglalkozó kutatói csoportja is résztvevője a TEA-IS projektnek.

A dolgozatban közzétett eredmények megszületéséhez nagyon sokan hozzájárultak. Köszönetemet fejezem ki Bencze Pál professzornak, hogy felhívta a figyelmemet a

Schumann-rezonancia jelenség szépségére és a tanulmányozásában rejlő lehetőségekre. Az első ismereteimet Ő alapozta meg. Köszönettel tartozom azon kollégáimnak, akik a megálmodott digitális SR-állomás létrehozásában közreműködtek, Pongrácz János és Horváth János elektromérnöknek és Páll Gyula elektroműszerésznek. Verő József akadémikus egy nagyon hatékony spektrális módszert adott a kezembe a mérési adatok feldolgozására. Köszönöm Szendrői Juditnak a feldolgozó programcsomag fejlesztését, s rendszeres segítségét a felmerülő szoftveres problémák megoldásában. Hálával gondolok vissza, Lőrinczné Ábrahám Katalinra, aki oly váratlanul távozott az élők sorából, és aki igen nagy gondossággal végezte az adatok utófeldolgozását és archiválását. Értékes ismeretekkel gyarapodtam Earle Williams, valamint Alexander Pavlovics Nickolaenko és Vadim Mushtak kutatókkal való együttműködés során, az SR jelenség klimatológiai és elméleti vonatkozásában. Még sorolhatnám a neveket, akik kisebb-nagyobb mértékben tudásukkal hozzájárultak az elért eredményekhez. Mindnyájuknak köszönöm.

A Schumann–rezonancia mérőrendszer megépítése, fejlesztése, s az SR adatokra épülő kutatások nem valósulhattak volna meg a hazai (AKA /Akadémiai Kutatási Alap/; OTKA: T4395, T023111, T034309, K72474; MŰI: TP201, TP224 ) és nemzetközi (MAKA, NATO) kutatási alapok anyagi támogatása nélkül. Ezért is köszönetemet fejezem ki.

## Irodalom

- Alpert P, Baldi M, Ilani R, Krichak S, Price C, Rodo X, Saaroni H, Ziv B, Kishcha P, Barkan (2006) Relations between climate variability in the Mediterranean region and the tropics: ENSO, South Asian and African monsoons, hurricanes and Saharan dust. Chapter 2 in the book "Mediterranean Climate Variability", Editors P Lionello, P Malanotte-Rizzoli and R Boscolo, Elsevier, 149-177.
- Amerasekera KN, Lee RF, Williams ER, Eltahir EAB (1997) 1997. ENSO and the natural variability in the flow of tropical rivers. *Journal of Hydrology*, 200 (1), 24-39.
- Ádám A, Bencze P (1963) Kisfrekvenciás természetes elektromágneses energiaforrás vizsgálata. *Magyar Geofizika*, 4 (1-2), 29-35.
- Balser M, Wagner CA (1960) Observations of the Earth-ionosphere cavity resonances. *Nature* (London), 188, 638-641.
- Balser M, Wagner CA (1962) On Frequency Variations of the Earth-Ionosphere Cavity Modes. *Journal of Geophysical Research*, 67, 4081-4083.
- Banks RJ (1975) Complex demodulation of geomagnetic data and the estimation of transfer functions. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 43, 87-101.
- Beamish D, Hanson HW, Webb DC (1979) Complex demodulation applied to Pi2 geomagnetic pulsations. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 58, 471-493.
- Beamish D, Tzanis A (1986) High resolution spectral characteristics of the Earth-ionosphere cavity resonance. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 48, 187-203.
- Beloglazov MI, Akhmetov OI (2010) Global lightning formation at a minimum and maximum of solar activity according to the observations of the Schumann resonance on the Kola Peninsula. *Geomagnetism and Aeronomy*, 50 (6), 781-787. doi: 10.1134/S0016793210060095
- Bencze P, **Sátori G**, Szemerédy P (1973) Variation of the level of atmospheric radio noise after geomagnetic disturbances II. *Acta Geodaetica, Geophysica et Montanistica Hungarica*, 8, 427-437.
- Bliokh PV, Nickolaenko AP, Filippov YuF (1980) Schumann Resonances in the Earth-Ionosphere Cavity. Peter Peregrinus, London
- Bór J (2011) Villámkisülésekhez társuló felsőlégköri elektro-optikai emissziók és Schumann-rezonancia tranziensek vizsgálata. NyME, Kitaibel Pál Doktori Iskola, PhD disszertáció
- Budden KG (1962) The Waveguide Mode Theory of Wave Propagation. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ
- Cannon PS, Rycroft MJ (1982) Schumann resonance frequency variations during sudden ionospheric disturbances. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 44, 201-206.
- Cavazos CE, Williams E, Heckman S, Sentman D, Hayakawa M, Sátori G (1996) Source proximity effect in background Schumann resonance intensities in the electric and magnetic field. *EOS Transactions*, AGU, 77, Fall Meet. Suppl., Abstract A22C-09
- Chapman FW, Jones DLI (1964) Earth-ionosphere cavity resonances and the propagation of extremely low frequency radio waves. *Nature* (London), 202, 654-657.

- Christian HJ, Blakeslee RJ, Boccippio DJ, Boeck WL, Buechler DE, Driscoll KT, Goodman SJ, Hall JM, Koshak WJ, Mach DM, Stewart MF (2003) Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector. *Journal of Geophysical Research*, 108 (D1), 4005, doi: 10.1029/2002JD002347
- Chronis TG, Williams E, Anagnostou M, Petersen W (2007) African Lightning: Indicator of tropical Atlantic cyclone formation. *EOS, Transactions, AGU*, 88 (40), 397-408.
- Collier AB, Lichtenberger J, Clilverd MA, Rodger CJ, Steinbach P (2011) Source region for whistlers detected at Rothera, Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 116, A03219, doi: [10.1029/2010JA016197](https://doi.org/10.1029/2010JA016197)
- Danilov AD (1998) Solar activity effects in the ionospheric D-region. *Annales Geophysicae*, 16, 1527-1533.
- Engelstaedter S, Washington R (2007) Atmospheric controls on the annual cycle of North African dust. *Journal of Geophysical Research*, 112, D03103, doi: 10.1029/2006JD007195
- Erlykin AD, Sloan T, Wolfendale AW (2009) The search for cosmic ray effects on clouds. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, Vol. 71, 955-958, doi:10.1016/j.jastp.2009.03.019
- Fellmann E (1973) Analyse des resonances de Schumann enregistrees simultanemnt en deux stations tres eloignees. PhD thesis, Universität des Saarlandes, Saarbrücken
- Füllekrug M (1995) Schumann resonances in magnetic field components. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 57, 7479-7484.
- Füllekrug M, Fraser-Smith AC (1997) Global lightning and climate variability inferred from ELF magnetic field variations. *Geophysical Research Letters*, 24 (19), 2411-2414.
- Galejs J (1961) E.L.F. waves in the presence of exponential ionospheric conductivity profiles. *Antennas and Propagation, IRE Transactions*, 9 (6), 554-562.
- Galejs J (1970) Frequency variations of Schumann resonances. *Journal of Geophysical Research*, 75, 3237-3251.
- Galejs J (1972) Terrestrial Propagation of Long Electromagnetic Waves. Pergamon Press, New York
- Girish TE, Eapen PE (2008) Geomagnetic and sunspot activity associations and ionospheric effects of lightning phenomena at Trivandrum near dip equator. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 70, 2222-2226.
- Greifinger C, Greifinger P (1978) Approximate method for determining ELF eigenvalues in the Earth-ionosphere waveguide. *Radio Science*, 13, 831-837.
- Greifinger C, Greifinger P (1986) Noniterative procedure for calculating ELF mode constants in the anisotropic Earth-ionosphere waveguide. *Radio Science*, 21, 981-990.
- Greifinger P, Mushtak V, Williams E (2005) The lower characteristic ELF altitude of the Earth-ionosphere waveguide: Schumann resonance observations and aeronomical estimates. Proc. of VI International Symposium on Electromagnetic Compatibility and Electromagnetic Ecology (St.-Petersburg, Russia), 250-254.

- Greifinger PS, Mushtak VC, Williams ER (2007) On modeling the lower characteristic ELF altitude from aeronomical Data. *Radio Science*, 42, RS2S12, doi:10.1029/2006RS003500
- Goodman SJ, Buechler DE, Knupp K, Driscoll K, McCaul Jr. EW (2000) The 1997-98 El Niño event and related wintertime lightning variations in the Southeastern United States. *Geophysical Research Letters*, 27 (4), 541-544.
- Halpert MS, Bell GD, Kousky VE, Ropelewski (1996) Climate assessment for 1995. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, S1-S44.
- Hamid EZ, Kawasaki Z, Mardiana R (2001) Impact of the 1997-1998 El Niño event on lightning activity over Indonesia. *Geophysical Research Letters*, 28 (1), 147-150.
- Hargreaves JK (1992) *The Solar-Terrestrial Environment*. Cambridge University Press, 420 p.
- Illés-Almár E (2004) Weather reacting to geomagnetic storms. *Advances in Space Research*, 34 (2), 376-378.
- Ishaq M, Jones DL (1977) Method of obtaining radiowave propagation parameters for the Earth-ionosphere duct at E.L.F. *Electronics Letters*, 13, 254-255.
- Jones DLI (1967) Schumann resonances and ELF propagation for inhomogeneous isotropic ionospheric profiles. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 29, 1037-1044.
- Jones DLI (1970a) Numerical computations of terrestrial ELF electromagnetic wave fields in the frequency domain. *Radio Science*, 5, 803-809.
- Jones DLI (1970b) Propagation of ELF pulses in the Earth-ionosphere cavity and application to slow tail sferics. *Radio Science*, 5, 1153-1162.
- Jones DLI (1970c) Electromagnetic radiation from multiple return strokes of lightning. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 32, 1077-1093.
- Jones DLI (1974) Extremely low frequency (ELF) ionospheric radio propagation studies using natural sources. *IEEE Transactions on Communications*, COM-22, 477.
- Jones DLI (1985) Sending signals to submarines. *New Sci.*, July 4, 37.
- Jones DLI, Burke CP (1992) An experimental investigation of ELF attenuation rates in the Earth-ionosphere duct. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 54, 243-250.
- Jones DC, Joyce GS (1989) The computation of ELF radio wave field in the Earth-ionosphere duct. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 51, 233-239.
- Jones DLI, Kemp DT (1970) Experimental and theoretical observations of Schumann resonances. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 32, 1095-1108.
- Jones DLI, Kemp DT (1971) The nature and average magnitude of the sources of transient excitation of the Schumann resonances. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 33, 557-566.
- Kandalgaonkar SS, Tinmaker MI R, Kulkarni JR, Nath A (2003) Diurnal variation of lightning activity over the Indian region. *Geophysical Research Letters*, 30 (20), 2022-2025, doi: 10.1029/2003GL018005

- Kazil J (2002) Atmospheric ion model: Time-dependent ion modeling in the stratosphere, mesosphere and lower thermosphere. Ph.D. Thesis, Univ. of Bern
- Keefe TJ, Polk C, König H (1964) Results of simultaneous ELF measurements at Brannenburg (Germany) and Kingston, R. I., in NBS Report on Symposium on Ultra Low Frequency Electromagnetic Fields, Boulder, Colorado, Natl. Bur. of Stand., Gaithersburg, Md. Aug. Contrib. 12, pp. 12-1–12-14.
- Kemp DT (1971) The global location of large lightning discharges from single station observations of ELF disturbances in the Earth-ionospheric cavity. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 33, 919-928.
- Kemp DT, Jones DL (1971) A new technique for the analysis of transient ELF electromagnetic disturbances within the Earth-ionosphere cavity. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 33, 567-572.
- Kirilov VV, Kopeykin VN, Mushtak VC (1997) ELF electromagnetic waves within the Earth-ionosphere waveguide [in Russian]. *Geomagnetizm i Aeronomiya*, 37, 114-120.
- Kirilov VV (2002) Solving a two-dimensional telegraph equation with anisotropic parameters. *Radiophysics and Quantum Electronics*, 45, 929-941.
- König (1959) Atmospherics geringster Frequenzen. *Zeitschrift für Angewandte Physik*, 11 (7), 264-274.
- Lichtenberger J, Ferencz C, Bodnar L, Hamar D, Steinbach P (2008) Automatic Whistler Detector and Analyzer system: Automatic Whistler Detector. *Journal of Geophysical Research*, 113, (A12), A12201, doi: [10.1029/2008JA013467](https://doi.org/10.1029/2008JA013467)
- Madden T, Thompson W (1965) Low frequency electromagnetic oscillations of the Earth-ionosphere cavity. *Reviews Geophysics*, 3, 211-254.
- Marsh N, Svensmark H (2000) Cosmic rays, clouds, and climate. *Space Science Reviews*, 94 (1/2), 215-230.
- Märcz F (1978) Solar electron fluxes, increased geomagnetic activity and ionospheric absorption following selected flares. *Journal of Geophysics*, 45, 91-100.
- Melnikov A, Price C, Satori G, Füllekrug M (2004) Influence of solar terminator passages on Schumann resonance parameters. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 66 1187–1194.
- Mushtak V, Boldi R, Williams E (1999) Schumann resonances and the temporal-spatial dynamics of global thunderstorm activity. Proc. of XI International Conference on Atmospheric Electricity (Guntersville, Alabama), 698-700.
- Mushtak VC, Williams E (2002) ELF propagation parameters for uniform models of the Earth-ionosphere waveguide. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 64, 1989-2001.
- Mushtak VC, Williams ER (2009) An improved Lorentzian technique for evaluating resonance characteristics of the Earth-ionosphere cavity. *Atmospheric Research*, 91, 188-193.

- Mushtak VC, Williams ER (2010) On Planning and Exploiting Schumann Resonance Measurements for Monitoring the Electrical Productivity of Global Lightning Activity. American Geophysical Union, Fall Meeting 2010, Abstract No. AE33A-0254
- Natha A, Manohar GK, Dani KK, Devara PCS (2009) A study of lightning activity over land and oceanic regions of India. *Journal of Earth System Science*, 118, 467-481.
- Neska M, **Sátori G** (2006) Schumann resonance observation at Polish Polar Station at Spitsbergen as well as in Central Geophysical Observatory in Belsk, Poland. *Przegl. Geofiz.*, Engl. Transl., 3-4, 189-198.
- Nickolaenko AP, Hayakawa M (2002) Resonances in the Earth-ionosphere cavity. Kluwer Academic Publishers
- Nickolaenko AP, Rabinowicz LM (1974) Speeding up the convergence of the zonal harmonic series representation in the Schumann resonance problem. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 36, 979-987.
- Nickolaenko AP, Rabinowicz LM (1995) Study of the annual changes of global lightning distribution and frequency variations of the first Schumann resonance mode. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 57, 1345-1348.
- Nickolaenko AP, **Sátori G**, Zieger B, Rabinowicz LM, Kudintseva IG (1998) Parameters of global thunderstorm activity deduced from long-term Schumann resonance records. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 60, 387-399.
- Ogawa T, Miura T, Owaki M, Tanaka Y (1966a) ELF noise bursts and enhanced oscillations associated with the solar-flare of July 7, 1966. *Rep. Ionos. Space Res. Jpn.*, 20, 528.
- Ogawa T, Miura T, Tanaka Y, Yasuhara M (1966b) Observations of natural ELF and VLF electromagnetic noises by using ball antennas. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 18, 443-454.
- Ogawa T, Fraser-Smith AC, Gendrin R, Tanaka Y, Yasuhara M (1967) Worldwide simultaneity of occurrence of a Q-type ELF burst in the Schumann resonance frequency range. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 19, 377.
- Ogawa T, Tanaka Y, Yasuhara M (1969a) Schumann resonances and worldwide thunderstorm activity, in *Planetary Electrodynamics*. Vol. 2, Ed., SC Coroniti and J Hughes, Gordon and Breach, New York
- Ogawa T, Tanaka Y, Yasuhara M (1969b) Schumann resonances and worldwide thunderstorm activity – diurnal variations of the resonant power of natural noises in the Earth-ionosphere cavity, I-power. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 21, 1-30.
- Ogawa T, Tanaka Y (1970) Q-factors of the Schumann resonances and solar activity. *Spec. Contrib. Geophys. Inst. Kyoto Univ.*, 10, 21.
- Ogawa T, Murakami Y (1973) Schumann resonance frequencies and the conductivity profiles in the atmosphere. *Spec. Contrib. Geophys. Inst. Kyoto University*, 13, 13.
- Ogawa T, Otsuka S (1973) Comparison of observed Schumann resonance frequencies with the single dipole source approximation theories. *Contr. Geophys. Inst. Kyoto University*, 13, 7-11.

- Ogawa T, Kozai K, Kawamoto H (1979) Schumann resonances observed with a balloon in the stratosphere. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 41, 135.
- Ondrášková A, Bór J, Sevcík S, Kostecký P, Rosenberg L (2008) Peculiar transient events in the Schumann resonance band and their possible explanation. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 70 (6), 937-946.
- Pechony O, Price C (2006) Schumann resonances: Interpretation of local diurnal intensity modulations. *Radio Science*, 41, RS2S05, 8 PP, doi:10.1029/2006RS003455
- Pechony O, Price C, Nickolaenko AP (2007) Relative importance of the day-night asymmetry in Schumann resonance amplitude records. *Radio Science*, 42 (2), RS2S10, 10.1029/2006RS003483
- Polk C (1982), Schumann Resonances. In: Hans Volland, Editor, Handbook of Atmospheric, Vol. I, CRC Press, Boca Raton inc., FL, 111-179.
- Popoff IG, Whitten RC, Edmonds RS (1964) The role of nonflare X-radiation in the D-region. *Journal of Geophysical Research*, 69, 4081-4085.
- Price C, Rind D (1994) Possible implications of global climate change on global lightning distributions and frequencies. *Journal of Geophysical Research*, 99, 10823-10831.
- Price C (2000) Evidence for a link between global lightning activity and upper tropospheric water vapor. *Nature*, 406, 290-293.
- Price C, Melnikov A (2004) Diurnal, seasonal and interannual variations in Schumann resonance parameters. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 66, 1179-1185.
- Price C (2009) Thunderstorms, Lightning and Climate Change. Chapter 24, In: Betz HD, Schumann U, Laroche P (szerk.) Lightning: Principles, Instruments and Applications: Review of Modern Lightning Research. Berlin: Springer - Business Media B.V. (ISBN:9781402090783), 521-535.
- Ramel L, Gallée H, Messenger C (2006) On the northward shift of the West African monsoon. *Climate Dynamics*, 26 (4), 429-440, DOI 10.1007/s00382-005-0093-5
- Roldugin VC, Maltsev YP, Petrova GA, Vasiljev AN (2001) Decrease of the first Schumann resonance frequency during solar proton events. *Journal of Geophysical Research*, 106, 18,555-18562.
- Roldugin VC, Maltsev YP, Vasiljev AN, Shvets AV, Nikolaenko AP (2003) Changes of Schumann resonance parameters during the solar proton event of 14 July 2000. *Journal of Geophysical Research*, 108 (A3), 1103-1109, doi:10.1029/2002JA009495
- Roldugin VC, Maltsev YV, Vasiljev AN, Schokotov AY, Belyajev GG (2004) Schumann resonance frequency increase during solar X-ray bursts. *Journal of Geophysical Research*, 109, A01216, doi: 10.1029/2003JA010019
- Rycroft MJ (1965) Resonances of the earth-ionosphere cavity observed at Cambridge, England. *Radio Science, Journal of Research NBS*, 69 (D), 1071-1081.
- Sátori G (1989) Kvázi real-time digitális mérő-feldolgozó rendszer a Schumann-rezonanciák tanulmányozására. Bencze Pál (szerk.) A XVI. Ionoszféra- és Magnetoszféra-fizikai Szeminárium

előadásaiból: Bozsok, 1988. október 24-27., Budapest: MTESZ Központi Asztronautikai Szakosztály, 1989. 120-124.

**Sátori G** (1991) Combined ionospheric effect due to Forbush decreases and magnetospheric high energy particles at mid-latitudes. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 53 (3-4), 325-332. doi: [10.1016/0021-9169\(91\)90116-O](https://doi.org/10.1016/0021-9169(91)90116-O)

**Sátori G** (1993) Schumann resonances and geomagnetic activity. IAGA 7th Sci. Assembly, IAGA Bull. No. 55/B: 201. Buenos Aires, Argentína, 1993.08.08-1993.08.20. p. 206.

**Sátori G**, Szendrői J, Verő J (1996) Monitoring Schumann resonances - I. Methodology. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 58 (13), 1475-1481.

**Sátori G** (1996) Monitoring Schumann resonances – II. Daily and seasonal frequency variations. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 58 (13), 1483-1488.

**Sátori G**, Zieger B (1996) Spectral characteristics of Schumann resonances observed in central Europe. *Journal of Geophysical Research*, 101, 29663-29669.

**Sátori G**, Zieger B (1998) Anomalous behaviour of Schumann resonances during the transition between 1995 and 1996. *Journal of Geophysical Research*, 103. D12, 14147-14155.

**Sátori G**, Zieger B (1999) El Niño-related meridional oscillation of global lightning activity. *Geophysical Research Letters*, 26, 1365-1368 .

**Sátori G**, Williams E, Zieger B, Boldi R, Heckman S, Rothkin K (1999) Comparisons of long-term Schumann resonance records in Europe and North America. Proceedings of the 11th International Conference on Atmospheric Electricity, NASA/CP-1999-209261, Guntersville, Alabama, June 7-11, 705-708.

**Sátori G** (2003) On the Dynamics of the North-South Seasonal Migration of Global Lightning. In: Serge Chauzy, Pierre Laroche (ed.) Proceeding of the 12th ICAE, Global Lightning and Climate. Versailles, Franciaország, 2003.06.09-2003.06.13. pp. 761-764.

**Sátori G**, Zieger B (2003) Areal Variations of the Worldwide Thunderstorm Activity on Different Time Scales as Shown by Schumann Resonances. In: Serge Chauzy, Pierre Laroche (ed.) Proceeding of the 12th ICAE, Global Lightning and Climate. Versailles, Franciaország, 2003.06.09-2003.06.13. pp. 765-768.

**Sátori G**, Williams E, Mushtak V (2005) Response of the Earth-ionosphere cavity resonator to the 11-year solar cycle in X-radiation. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 67 (6), 553-562. doi: [10.1016/j.jastp.2004.12.006](https://doi.org/10.1016/j.jastp.2004.12.006)

**Sátori** (2007a) Schumann resonance observations. In: Geophysical Observatory Reports of the Geodetic and Geophysical Research Institute of the Hungarian Academy of Sciences, Nagycenk Geophysical Observatory, Year 2005-2006, ISBN 978-963-8381-22-4

**Sátori G** (2007b) On the dynamics of seasonal redistribution of global lightning as shown by Schumann resonance observations in the Széchenyi István Geophysical Observatory at Nagycenk. In: Wesztergom V, Szendrői J (eds) Geophysical Observatory Reports, Years 2005-2006: Special issue on the occasion of the 50th anniversary of the Observatory. Sopron: MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet (ISBN: 978-963-8381-22-4), 137-145.

- Sátori G**, Lemperger I, Bór J (2007a) Modulation of the annual and semiannual areal variations of global lightning on the 11-year solar cycle. In: Second International Symposium on Lightning Physics and Effects. Vienna, Austria, 2007.04.19-2007.04.20. Paper 1/6.
- Sátori G**, Neska M, Williams E, Szendrői J (2007b) Signatures of the non-uniform Earth-ionosphere cavity in high-time resolution Schumann resonance records. *Radio Science*, 42, (2), RS2S10, doi: 10.1029/2006RS003483
- Sátori G**, Mushtak V, Williams E (2009a) Schumann Resonance Signature of Global Lightning Activity. In: Betz HD, Schumann U, Laroche P (szerk.) *Lightning: Principles, Instruments and Applications: Review of Modern Lightning Research*. Berlin: Springer - Business Media B.V. (ISBN:9781402090783), 347-386.
- Sátori G**, Williams E, Lemperger I (2009b) Variability of global lightning activity on the ENSO time scale. *Atmospheric Research*, 91, (2-4), 500-507. doi: [10.1016/j.atmosres.2008.06.014](https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2008.06.014)
- Sátori G**, Mushtak V, Williams ER, Nagy T (2011) Signature of global warming in global lightning position In: Osmar Pinto (ed.) *Proceeding of the 14th ICAE, Global Lightning and Climate*. Rio de Janeiro, Brazil, August 8-12, pp. 1-4.
- Schlegel K, Diendorfer G, Thern S, Schmidt M (2001) Thunderstorms, lightning and solar activity- Middle Europe. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 63 (16), 1705-1713.
- Schlegel K, Füllekrug M (2002) 50 Years of Schumann Resonance. *Physik in unserer Zeit*, 33 (6), 256-260.
- Schumann WO (1952) Über die strahlunglosen Eigenschwingungen einer leitenden Kugel, die von einer Luftschicht und einer Ionosphärenhülle umgeben ist. *Zeitschrift für Naturforschung*, A, 7, 6627-6628.
- Schumann WO, König H (1954) Über die Beobachtung von Atmospheric bei geringsten Frequenzen. *Naturwissenschaften*, 41, 183-184.
- Sentman DD (1983) Schumann resonance effects of electrical conductivity perturbations in an exponential atmospheric/ionospheric profile. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 45, 55-65.
- Sentman DD (1987a) Magnetic elliptical polarization of Schumann resonances. *Radio Sciences*, 22, 595-606.
- Sentman DD (1987b) PC monitors lightning worldwide. *Computer Science*, 1, 25.
- Sentman DD (1989) Detection of elliptical polarization and mode splitting in discrete Schumann resonance excitations. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 51, 507-519.
- Sentman DD (1990) Approximate Schumann resonance parameters for a two-scale-height ionosphere. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 52, 35-46.
- Sentman DD, Fraser BJ (1991) Simultaneous observations of Schumann resonances in California and Australia: evidence for intensity modulation by the local height of the D region. *Journal of Geophysical Research*, 96, 15,973-15984.
- Sentman DD (1995) Schumann Resonances. In: *Handbook of Atmospheric Electrodynamics*, Vol. 1, H Volland (ed.), CRC Press, London, p. 276.

- Shvets A, Hayakawa M (2011) Global Lightning Activity on the Basis of Inversions of Natural ELF Electromagnetic Data Observed at Multiple Stations around the World. *Surveys in Geophysics*, electronic publication, 06/2011, Springer, doi: 10.1007/s10712-011-9135-1
- Stringfellow MF (1974) Lightning incidence in Britain and the solar cycle. *Nature*, 249, 332-333.
- Stozhkov YI (2003) The role of cosmic rays in the atmospheric processes. *Journal of Physics G: Nuclear and Particle Physics*, 29, 913-923.
- Sukhorukov AI (1991) On the Schumann resonances on Mars. *Planetaty and Space Science.*, 39, 1673.
- Sukhorukov AI (1993) Approximate solution for VLF propagation in an isotropic exponential Earth-ionosphere waveguide. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 55, 919.
- Svensmark H, Friis-Christensen E (1997) Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage - a missing link in solar-climate relationships. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 59, 1225-1232.
- Tesla N (1905) The Transmission of Electrical Energy Without Wires as a Means of Furthering World Peace. *Electrical World And Engineer*, January 7, 21-24.
- Tinsley BA, Burns GB, Zhou L (2007) The role of the global electric circuit in solar and internal forcing of clouds and climate. *Advances in Space Research*, 40, 1126–1139.
- Thomas L (1971) The lower ionosphere. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 33, 157-195.
- Turco R, Yu F (1998) Aerosol size distribution in a coagulating plume: analytical behavior and modeling applications. *Geophysical Research Letters*, 25, 927-930.
- Udelhofen PM, Cess RD (2001) Cloud cover variations over the United States: An influence of cosmic rays or solar variability? *Geophysical Research Letters*, 28, 2617-2620.
- Verő J (1972) On the determination of the magneto-telluric impedance tensor. *Acta Geodaetica, Geophysica et Montanistica Hungarica*, 7, 333-351.
- Verő J, Szendrői J, Sători G, Zieger B (2000) On spectral methods in Schumann resonance data processing. *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*, 35, 133-141.
- Wait JR (1962) *Electromagnetic Waves in Stratified Media*. 2nd ed., Pergamon Press, New York, NY, Section 5, p. 153.
- Wait JR (1972) *Electromagnetic Waves in Stratified Media*. 2nd ed., Pergamon Press, New York
- Wait JR (1992) On ELF transmission in the Earth-ionosphere waveguide. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 54, 109-111.
- Whiple FJW (1929) On the association of the diurnal variation of electric potential on fine weather with the distribution of thunderstorms over the globe. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 55, 1-17.

- Whitten RC, Popoff IG (1965) Physics of the lower Ionosphere. Prentice Hall, Englewood Cliffs WJ
- Williams ER (1992) The Schumann resonance: A global tropical thermometer. *Science*, 256, 1184-1187.
- Williams ER (1994) Global circuit response to seasonal variations in global surface air temperature. *Monthly Weather Review*, 122, 1917-1929.
- Williams ER, Renno NO (1993) An analysis of the conditional instability of the tropical atmosphere. *Monthly Weather Review*, 121, 21-36.
- Williams E, Rosenfeld D, Madden N, Gerlach J, Gears N, Atkinson L, Dunnemann N, Frostrom G, Antonio M, Biazon B, Camargo R, Franca H, Gomes A, Lima M, Machado R, Manhaes S, Nachtigall L, Piva H, Quintiliano W, Machado L, Artaxo P, Roberts G, Renno N, Blakeslee R, Bailey J, Boccippio D, Betts A, Wolff D, Roy B, Halverson J, Rickenbach T, Fuentes J, Avelino E (2002) Contrasting convective regimes over the Amazon: Implications for cloud electrification. *Journal of Geophysical Research Atmosphere*, 107, 8082, doi: 10.1029/2001JD000380
- Williams ER, Satori G (2004) Lightning, thermodynamic and hydrological comparison of the two tropical continental chimneys. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 66, 1213-1231.
- Yang H, Pasko VP (2006) Three dimensional finite difference time domain modeling of the diurnal and seasonal variations in Schumann resonance parameters. *Radio Science*, 41, RS2S14, doi: 10.1029/2005RS003402
- Yang H, PaskoVP, Satori G (2009) Seasonal variations of global lightning activity extracted from Schumann resonances using a genetic algorithm method. *Journal of Geophysical Research Atmosphere*, 114, D01103, DOI: [10.1029/2008JD009961](https://doi.org/10.1029/2008JD009961)
- Yang H (2007) Three dimensional finite difference time domain modeling of Schumann resonances on Earth and Other Planets of the Solar System. Pennsylvania State University, PhD Thesis
- Yoshida S, Morimoto T, Ushio T, Kawasaki Z (2007) ENSO and convective activitie in Southeast Asia and western Pacific. *Geophysical Research Letters*, 34, L21806, doi: 10.1029/2007GL030758
- Zhang X, Friedl MA, Schaaf CB, Strahler AH (2005) Monitoring the response of vegetation phenology to precipitation in Africa by coupling MODIS and TRMM instruments. *Journal of Geophysical Research*, 110, D2103, doi: 10.1029/2004JD005263

**Hivatkozott web-cmek:**

<http://thunder.msfc.nasa.gov>.

<http://www.gfdl.noaa.gov/tropical-atmospheric-circulation-slowdown>.

(<http://spidr.ngdc.noaa.gov/spidr/index.html>).

(<http://solarscience.msfc.nasa.gov/>).