

NYUGAT-MAGYARORSZÁGI EGYETEM

ERDŐMÉRNÖKI KAR

Kitaibel Pál Környezettudományi Doktori Iskola

AZ ALSÓ IONOSZFÉRA TÉR- ÉS IDŐBELI VÁLTOZÁSAI

A doktori szigorlat írásbeli része

Készítette

Bór József
PhD hallgató

Sopron
2006. május 3.

Tartalomjegyzék

<u>I. Bevezetés</u>	1
<u>II. Az ionoszféra definíciója és felfedezésének története</u>	1
<u>III. Az ionoszféra fő tartományai – az alsó ionoszféra</u>	1
<u>IV. Az alsó ionoszféra elhelyezkedése a Föld körüli térségben – fontosabb fizikai tulajdonságok és kémiai összetétel</u>	2
IV. 1. Hőmérséklet	3
IV. 2. Nyomás és sűrűség	3
IV. 3. Semleges légköri összetevők az alsó ionoszférában	3
IV. 4. Töltött részecskék és ionizáció, ionizált rétegek keletkezése	4
IV. 5. Vezetőképesség	7
IV. 6. Légtömegek globális léptékű mozgásai az alsó ionoszférában	9
<u>V. Az alsó ionoszféra változásai</u>	10
V. 1. Az alsó ionoszféra periodikus változásai	10
V. 2. Áramrendszerek az alsó ionoszférában	12
<u>VI. Az alsó ionoszféra nem periodikus változásai</u>	14
VI. 1. Szporadikus E (Es)	14
VI. 2. Napkitörések (flerek) következményei az alsó ionoszférában	16
VI. 3. Ionoszférikus viharokkal kapcsolatos irregularitások	17
VI. 4. Sarki szubviharok	17
VI. 5. Kisebb kiterjedésű irregularitások az alsó ionoszférában	18
VI. 5. 1. Napfogyatkozások.....	18
VI. 5. 2. Ionoszférikus szcintillációk.....	18
VI. 5. 3. Villámkisülésekhez kapcsolható lokális irregularitások.....	18
VI. 5. 4. Szeizmikus tevékenység és ionoszférikus irregularitások.....	19
<u>VII. Felhasznált irodalom</u>	20

I. Bevezetés

Az ionoszféra felfedezése óta az atmoszféra egyik legintenzívebben kutatott tartománya. Ebben a dolgozatban az ionoszféra alsó tartományainak főbb szerkezeti jellemzőit vázoltam fel azokkal a legfontosabb hatásokkal együtt, amelyek a vizsgált térrészben a fizikai és kémiai tulajdonságokat alakítják. Ezeknek a hatásoknak a legfontosabb mozgatója a Nap elektromágneses és részecskesugárzása, ezért az ionoszféra változásait elsősorban a naptevékenység változásainak a tükrében lehet feltérképezni. A dolgozat terjedelmére szabott korlátok miatt az egyes jelenségtípusoknak csupán a legfontosabb jellemzőit volt módomban összefoglalni. Ugyanilyen okból kifolyólag hiányoznak az ionoszféra vizsgálatának módszereit leíró fejezetek. A dolgozathoz kiharadt ismeretek azonban az irodalomjegyzék alapján felkutathatók.

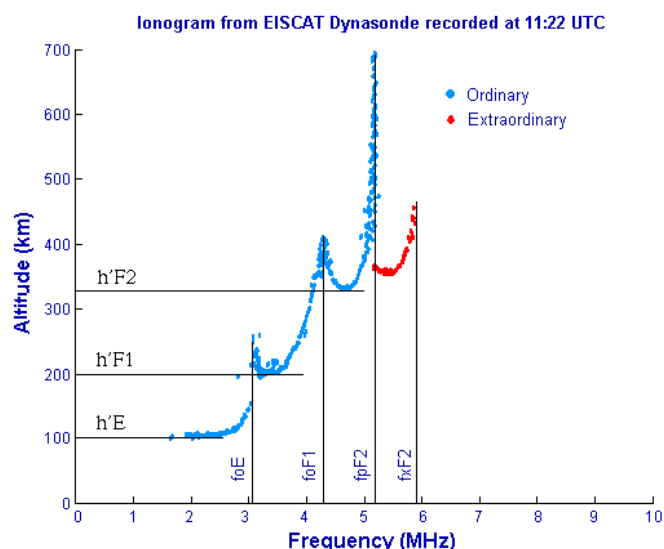
II. Az ionoszféra definíciója és felfedezésének története

Ionoszférának nevezzük a légkör azon tartományát, amelyben az ionok és a szabad elektronok koncentrációja olyan mértékű, hogy az a rádióhullámok terjedését számottevően befolyásolja.

Miután Marconi 1901-ben sikeresen létesített rádiókapcsolatot az Atlanti óceán két partja között, 1902-ben Oliver W. Heaviside angol fizikus és Arthur Edwin Kennelly amerikai elektromérnök egymástól függetlenül, gyakorlatilag egyidőben vetette fel egy elektromosan vezető réteg létezésének lehetőségét az atmoszférában. Elképzelésük szerint a rádióhullámoknak erről a rétegről történő visszaverődése tette lehetővé vételüket az adóberendezéstől nagyobb távolságban is. Sir Edward V. Appleton és tanítványa, M.A.F. Barnett 1924-ben a bournemouth-i adóról különböző frekvenciájú hullámokat sugároztak ferdén felfelé, hogy kiderítsék, valóban visszaverődnek-e. Kísérletükkel nemcsak a visszaverő réteg létezését sikerült kimutatni, hanem a föld felszíne mentén terjedő és a visszavert hullámok különbségéből meg tudták határozni e réteg magasságát is, ami kb. 60 mérföldnek (~96 km) adódott. (Két évvel később, 1926-ban Gregory Breit és Merle Antony Tuve rövid rádióimpulzusokat használva a felbocsátott és a visszaérkező jelek időkülönbségéből számolta ki a visszaverő réteg magasságát és Appleton méréseit megerősítő eredményre jutott. A mai ionosondák működése is ezen az elven alapul.) A Kennelly-Heaviside rétegnek elnevezett tartomány (más néven E réteg) felfedezése után 1926-ban Appleton felfedezett egy még magasabban fekvő (kb. 150 mérföld, ~241 km), még nagyobb vezetőképességű tartományt, amit róla később Appleton rétegnek neveztek el (mai neve F réteg). Ugyanebben az évben Robert Watson-Watt javasolta az "ionoszféra" elnevezést az atmoszféra nagy vezetőképességű rétegeire. A kifejezés használata az 1930-as években vált általánossá. ([9,11,14])

III. Az ionoszféra fő tartományai – az alsó ionoszféra

A különböző módszerekkel végzett szondázás felfedte, hogy az ionoszféra nem homogén, hanem különálló rétegekből áll. A különböző rétegek a rádióhullámokat más-más frekvenciatartományban képesek visszaverni. Az ionoszféra különböző rétegei egy normál ionossonda felvételen – ionogramon – jól elkülöníthetők (1. ábra)



1. ábra „Irodalmi” ionogram. A frekvencia függvényében a rádióhullámok látszólagos visszaverődési magassága rajzolódik ki, amit a felbocsátott és visszatérő hullámok időkülönbségéből számolnak. A kapott magasságérték „látszólagos”, mert nagy ionizáltságú közegben a hullámok terjedési sebessége a fénysebességnél kisebb. A rétegekre jellemző kritikus frekvenciákat is bejelölték, pl. foE. Az „o” illetve az „x” jelöléssel a geomágneses tér miatt kettőtörő közegben a normális (ordinary) vagy az abnormális (extraordinary) sugár jelét különböztetik meg

Az E réteget (90-150 km) maga Appleton nevezte el így az angol electrified (villamosított) szó kezdőbetűje szerint. A többi réteg betűjele az ábécé szerint utal a réteg relatív helyzetére a többihez képest. Az éjszakai órákban egyöntetű F réteg (300-500 km) nappal a Föld felszíne felé kiterjed és két megkülönböztethető tartományra válik szét. Ez indokolja az F1 (150-250 km) és F2 (250-400 km) elnevezést. Az E réteg alatt elhelyezkedő, fokozott vezetőképességet mutató ún. D tartomány (50-90 km) létezését indirekt módon bizonyították a középhullámú (0.3-3 MHz) rádiójelek nagymértékű csillapítása alapján. Megjegyzést érdemel, hogy az ionoszféra egyes rétegei külön-külön is mind térben, mind időben rendkívül változékonyak, az egyes nagyobb vezetőképességű rétegek határai nem élesek. Ezért általában inkább a “tartomány” kifejezés használatát részesítik előnyben a “réteg” elnevezéssel szemben.

Az E és a D tartományok által elfoglalt földkörüli térséget nevezik összefoglalóan alsó ionoszférának. Az F rétegektől (felső ionoszféra) elkülönített tárgyalást elsősorban az indokolja, hogy az alacsonyabb frekvenciás (< 3 MHz) elektromágneses (rádió)hullámok terjedését elsősorban az alsó ionoszféra állapota befolyásolja. A dinamikai leírás szempontjából pedig azért különül el ez a tartomány, mert benne az ionok diffúziója elhanyagolhatóan kicsi.

IV. Az alsó ionoszféra elhelyezkedése a Föld körüli térségben – fontosabb fizikai tulajdonságok és kémiai összetétel

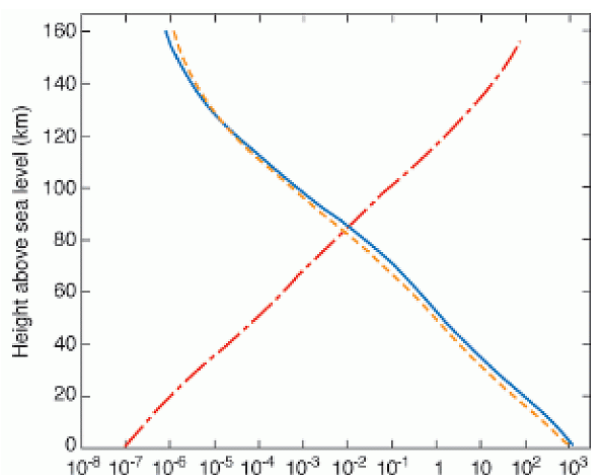
Az ionoszféra D és E tartományai a légkör 50-150 km-ig terjedő rétegében helyezkednek el. Ezt a réteget korábban ignoroszférának (ignore[angol], jelentése: mellőz) is nevezték, mert olyan magasságtartományban van, amelybe a meteorológiai ballonok már nem jutnak el, a mesterséges holdak pedig magasabban repülnek. Korábban csak rakétakísérletekkel tudtak információt szerezni a légkörnek erről a részéről. Azóta célzott direkt, illetve indirekt megfigyelések illetve vizsgálatok segítségével valamivel több információval rendelkezünk [1,2]. Az alsó ionoszférában a főbb fizikai paraméterek értéke a magassággal jellemző módon változik. Az alábbiakban bemutatott paraméterprofilok többsége a mérési eredmények térbeli és időbeli átlagolásával készült és leginkább közepes szélességeken, nyugodt geomágneses körülmények esetén áll legközelebb a valóságos menethez.

IV. 1. Hőmérséklet

1962-ben a Meteorológiai Világszervezet (World Meteorological Organization - WMO) a földi légkört a hőmérséklet jellemző változása alapján tartományokra osztotta fel (2. ábra). Ezek közül az alsó ionoszféra a mezoszférát valamint a termoszféra alsó hányadát foglalja el. A mezoszférában felfelé haladva a hőmérséklet kb. 0°C-ról fokozatosan csökken, amíg a tartomány felső határán, az ún. mezopauzában minimumot ér el (kb. 80 km, kb. -100°C). E magasság fölött, az alsó termoszférában monoton növekszik; 150 km magasságban, az alsó ionoszféra felső határán átlagosan kb. 250°C.

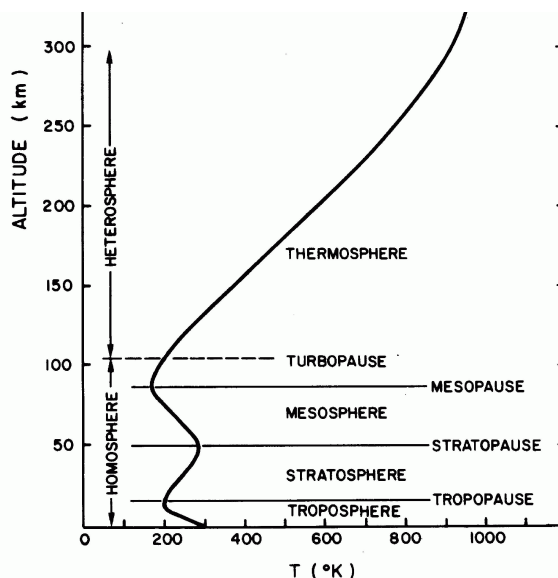
IV. 2. Nyomás és sűrűség

Mérések szerint a nyomás és a sűrűség a magassággal teljesen hasonló módon, exponenciálisan csökken. A sűrűség 50 km magasan a tengerszintinek ezred része (tengerszinten, 20°C-on ~1.2 kg/m³), 150 km-en az 50 km-en mértnek pedig kb. milliomod része. A kis sűrűség miatt a részecskék (molekulák) közötti szabad úthossz nagy, a molekulák közötti másodlagos kölcsönhatások elhanyagolhatók, az ütközések teljesen rugalmasnak tekinthetők, ezért a gáz jó közelítéssel ideálisnak mondható (3. ábra).



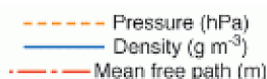
IV. 3. Semleges légköri összetevők az alsó ionoszférában

Az atmoszférában a kb. 105 km-es magasságig a főbb hosszú élettartamú kémiai összetevők aránya (1. táblázat) a légköri áramlások keverő hatása miatt (turbulencia) lényegében nem változik. Ezt a tartományt ezért turboszférának vagy homoszférának nevezik (a homoszférában található a földi légkör össztömegének a 99%-a). 105 km-es magasság fölött azonban a közepes szabad úthossz meghaladja az 1 m-t, így a különböző összetevők úgy viselkednek, mintha pusztán önmagukban volnának jelen. A gravitáció hatására minden komponens koncentrációja a saját molekulasúlyának megfelelő ütemben exponenciálisan csökken. Ennek eredményeképpen nagyobb magasságokban a könnyebb összetevők



2. ábra A semleges légkör hőmérsékletének változása a magassággal

3. ábra A semleges atmoszféra nyomásának (pressure), sűrűségének (density) és a közepes szabad úthossznak (mean free path) a változása a magassággal a mérési eredményeken alapuló U.S. Standard Atmosphere modell alapján [13].



dominálnak. Rövidebb élettartamuk miatt a nagy reakciókészségű komponensek (pl. ózon) koncentrációjára a gravitáció gyakorlatilag nincs hatással. A víz a kondenzáció miatt kivétel és inkább a troposzférában marad. Azt a tartományt, amelyben a föld gravitációs mezője hatással van a légkör összetételére, heteroszférának nevezik. A homoszféra és a heteroszféra határa a turbopauza.

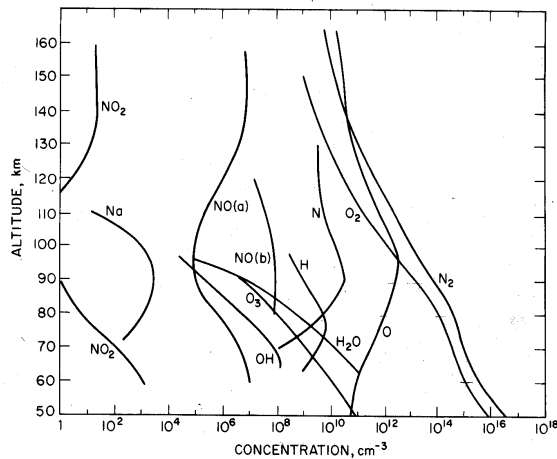
Constituent	% by volume	Variable constituents	% by volume
Nitrogen (N ₂)	78.08	Water vapour	0 to 4
Oxygen (O ₂)	20.95	Ozone	0-12 x 10 ⁻⁴
Argon (Ar)	0.93	Ammonia (NH ₃)	0.004 x 10 ⁻⁴
Carbon dioxide (CO ₂)	0.033	Sulphur dioxide (SO ₂)*	0.001 x 10 ⁻⁴
Neon (Ne)	18.2 x 10 ⁻⁴	Nitrogen dioxide (NO ₂)*	0.001 x 10 ⁻⁴
Helium (He)	5.2 x 10 ⁻⁴	other gases	trace amounts
Krypton (Kr)	1.1 x 10 ⁻⁴	aerosols, dust, gases	highly variable
Xenon (Xe)	0.089 x 10 ⁻⁴		
Hydrogen (H ₂)	0.5 x 10 ⁻⁴		
Methane (CH ₄)	1.5 x 10 ⁻⁴		
Nitrous Oxide (N ₂ O)*	0.27 x 10 ⁻⁴		
Carbon monoxide (CO)*	0.19 x 10 ⁻⁴		

1. táblázat A semleges légkör térfogat-százalékos összetétele, állandó és változó koncentrációjú komponensek (constituents / variable constituents). A csillaggal jelölt összetevőknél a talajközelen mért érték szerepel. A nem szereplő gázok (other gases) nyomnyi mennyiségben vannak jelen, a nagyobb méretű részecskék aeroszolok, por (dust) mennyisége nagyon változó.

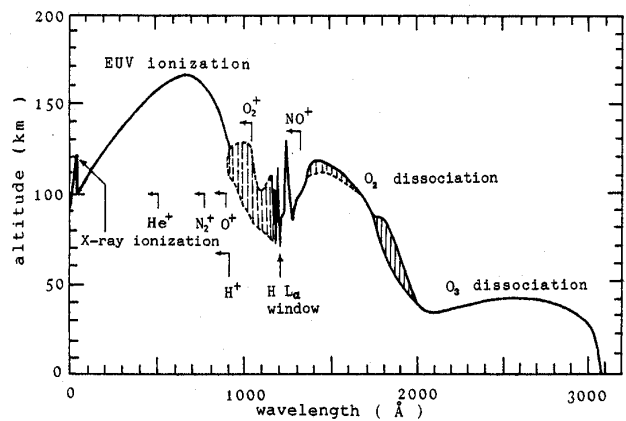
IV. 4. Töltött részecskék és ionizáció, ionizált rétegek keletkezése

A légkör semleges összetevői mellett az ionoszférában az alacsonyabb légrétegekhez viszonyítva nagyobb arányban vannak jelen töltött részecskék, ionok és elektronok. Ezen részecskék kisebb mértékben a világűrben származnak (pl. meteoridok anyagának elpárolgása vagy a galaktikus/szoláris kozmikus részecskesugárzás szóródása révén), nagyobb részben azonban a földi légkör semleges atomjainak illetve molekuláinak a fotoionizációja vagy ütközési ionizációja során keletkeznek. Az ionizációért az ionoszférában túlnyomó részben a világűrben érkező ionizáló sugárzás felelős. Ezek közül a Nap ionizáló sugárzása a meghatározó (alacsonyabb szélességeken főként fotoionizációt okoz, a részecskesugárzás hatása magasabb szélességeken jelentősebb), de a galaktikus kozmikus sugárzásnak is fontos szerepe van (a részecskesugárzás ionizál, főleg éjszaka van jelentősége). Különböző magasságban jellemzően más és más légköri összetevők ionizálódnak, ráadásul eltérő mértékben, mivel az ionizáló sugárzás spektrális összetétele, intenzitása és a légkör összetétele is magasságfüggő (4. és 5. ábra).

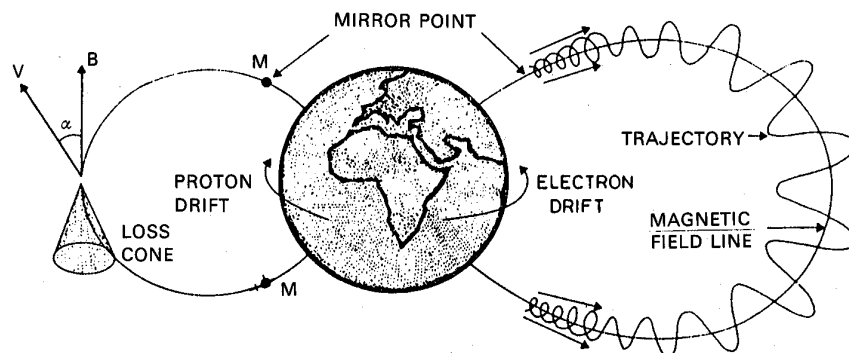
Kiseb mértékben járulnak hozzá az ionizációhoz a Föld sugárzási öveiből a légkörbe szóródó elektronok is. A sugárzási övekben vagy más néven van Allen övekben a töltött részecskék a Föld mágneses terének zárt erővonalai mentén spirális pályán mozognak. A Földhöz közelebb a tér erősödik és visszafordítja részecskét, mielőtt az a sűrűbb légkörbe érhetne. A részecske így az erővonalak mentén oda-vissza utazik a két mágneses félteke között, amíg (pl. ütközések révén) ki nem szóródik (6. ábra). A Földet két sugárzási öv öleli körül (7. ábra).



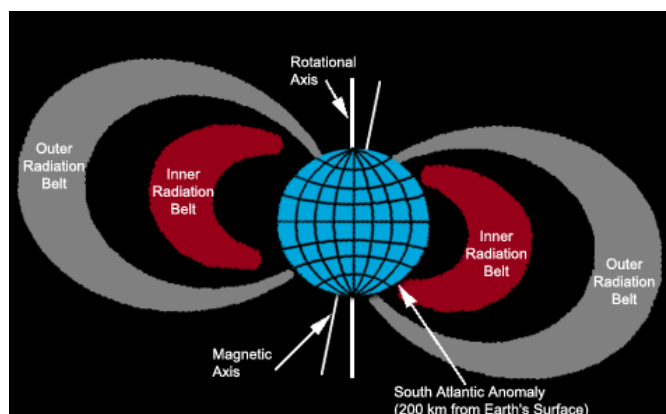
4. ábra A légkör semleges összetevőinek koncentrációváltozása a magassággal



5. ábra A napsugárzás behatolóképesége a Föld légkörébe a hullámhossz függvényében. A folytonos vonal annál a magasságnál húzódik, ahol a beérkező sugárzás intenzitása a kezdeti érték $1/e$ szeresére csökken. Az ábrán feliratok jelzik az extrém ultravioleta (EUV), röntgensugárzás (X-ray) hullámhossz tartományokat és a Lyman- α ($L\alpha$) vonal hullámhosszát. A nyílak a feltüntetett ionok ionizációs küszöbei.



6. ábra Sugárzási övben befogott töltött részecskék pályája (trajectory) a geomágneses erővonalak (magnetic field line) mentén. A föld felé mozgó részecskét a növekvő geomágneses indukció (B) a tükrözpontokban (M , mirror point) visszafordítja. A féltekék közötti vándorlás közben a protonok és az elektronok a föld körül ellentétes irányban vándorolnak (drift). Egy részecske kiszoríthat a sugárzási övből, ha pl. egy ütközés után sebességének iránya kisebb szöget zár be az erővonalal, mint azon a helyen a veszteségi kúp (loss cone) kúpszöge.



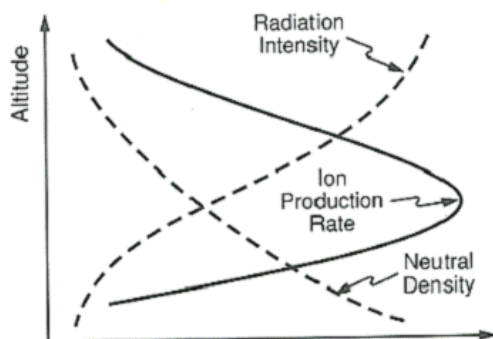
7. ábra A külső (outer) és a belső (inner) sugárzási övek (radiation belt) elhelyezkedése a Föld körül. A képen feliratok jelzik a Föld forgástengelyét (rotational axis) és a mágneses tengelyt (magnetic axis). Ahol a belső sugárzási öv a legközelebb van a földfelszínhez, az övből kiszorított részecskék fluxusa nagyobb. Ezt a jelenséget hívják dél-atlanti anomáliának (SAA – South Atlantic Anomaly).

Az ionizációval az ionok rekombinációja tart egyensúlyt, amely a részecskék ütközési gyakoriságával, a közeg sűrűségével fordítottan arányos – így alacsonyabb légrétegekben nagyobb hatásfokú. Az alsó ionoszféra rétegeiben az ionizáció főbb forrásai és a rekombinációs folyamatok fontosabb jellemzői a következők.

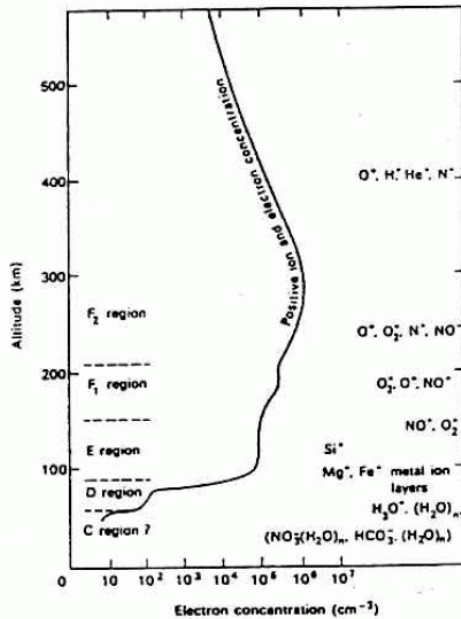
Az E tartományban számottevő mennyiségben előforduló molekuláris oxigént és nitrogént, valamint az atomos oxigént is ionizálja a Nap röntgen sugárzása a 0.1-10 nm-es hullámhosszú sávban. A molekuláris oxigén további ionizációját okozza ugyancsak a Naptól érkező EUV sugárzás (10-121 nm, különösen a Lyman- β [102.5 nm] és a Lyman kontinuum [86-92 nm]). Ez utóbbi folyamat jelentősége a réteg felső hányadában, kb. 100 km felett nagyobb. Az E tartományban található a felhevült meteoridokból kipárolgó, az állandó légköri komponenseknél nehezebb fém-ionok (főleg a 80-120km-es rétegben, pl. Na^+ , Fe^+ , Si^+). A rekombináció sebessége itt elég alacsony, mivel a sűrűség csekély és az elektronoknak kis elektron affinitású atomokkal (pl. Na^+) való rekombinációja alacsony hatásfokú. Az elektronok az O_2^+ és az NO^+ ionokkal disszociatíván, semleges atomok képződése közben rekombinálnak. Negatív ionok képződése nem jellemző.

A D tartomány felső hányadában is két fő folyamat felelős az ionizációért. Egyrészt a napsugárzás mélyebbre lehatoló Lyman- α komponense (121.6 nm) a NO-t ionizálja. A NO ugyan nyomgáz és koncentrációja csekély, ez a folyamat a tartomány összes ionizációjához mégis jelentősen hozzájárul. Másrészt Nap röntgensugárzása (0.8 nm-es hullámhossz alatt) ebben a tartományban is ionizálja az O_2 és az N_2 molekulákat. A D tartomány alsó régióiban (65-75 km alatt) ezeknek az ionizáló sugárzásoknak az intenzitása olyan mértékben csökken, hogy az egyébként az alsó ionoszférában mindenhol jelen levő, ám a fentiekhez képest kisebb ionizációt produkáló galaktikus kozmikus sugárzás válik az ionizáció domináns forrásává. A D tartományban a szabad elektronok a semleges molekulákhoz tapadva negatív ionokat is képeznek, a molekuláionok pedig vízgőzzel ion-klasztereket alkothatnak. A rekombináció a negatív és a pozitív ionok közötti egyszerű töltésátmenettel történik, a semlegessé váló atomok pedig jellemzően molekulákká egyesülnek. A nagyobb sűrűség miatt ezek a folyamatok az E tartománybeliekhez viszonyítva gyorsabban végbemennek.

A rádióhullámok terjedését kisebb tehetetlenségük miatt a szabad elektronok befolyásolják jobban, ezért az elektronsűrűség változása az ionoszféra fontos jellemzői közé tartozik. Az ionizáló sugárzás intenzitása és az ionizálandó közeg sűrűsége együttesen határozza meg az ionizáció mértékét és ezzel együtt a szabad elektronok átlagos számát is. Ennek a két tényezőnek a magassággal való ellentétes változása miatt alakulnak ki fokozott ionizáltságú és nagyobb elektronkoncentrációjú rétegek (8. ábra). Ez az alapja a Chapman-féle réteggépződési modellnek.



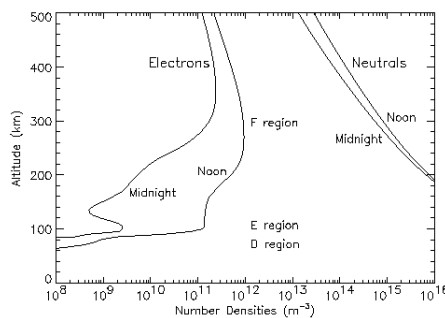
8. ábra Az ionizálási rátát (ion production rate) befolyásoló paraméterek (az ionizáló sugárzás erőssége (radiation intensity) és a semleges légkör sűrűsége (neutral density)) változása a magassággal (altitude)



9. ábra Pozitív ionok és elektronok együttes koncentrációja a magasság függvényében. Az ábra jobb oldalán a megfelelő tartományban leggyakoribb ionok szerepelnek.

Az egyes tartományokon belül ezek azok a rétegek, amelyek rádióhullámoknak visszaverődését illetve módosulását okozzák (9. ábra). Az E és az F tartományokban az elektronsűrűség megegyezik a pozitív ionok együttes koncentrációjával, míg a D tartományban a negatív ionok miatt annál valamivel kisebb.

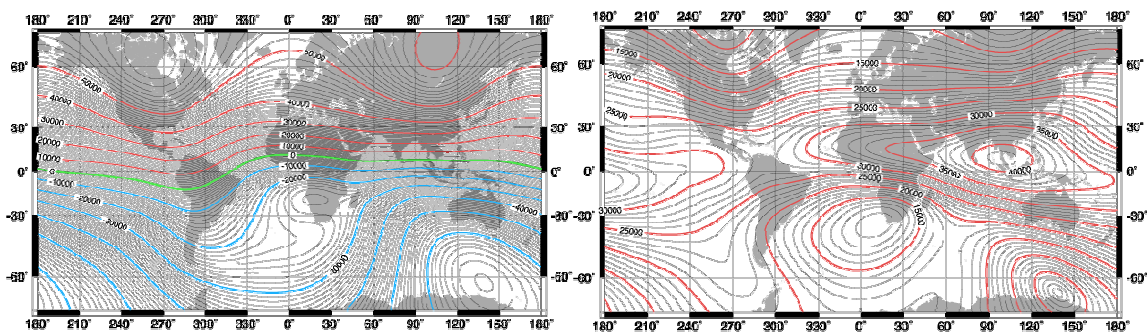
Fontos még megemlíteni, hogy az alsó ionoszférában az ionizáció foka mindent összevetve is igen alacsony, az ionizált részecskék koncentrációja több nagyságrenddel kisebb, mint a semleges molekuláké és atomoké (10. ábra).



10. ábra Az elektronok és a semleges légköri összetevők (neutrals) koncentrációjának alakulása a magassággal (altitude) délben (noon) és éjjelkor (midnight)

IV. 5. Vezetőképesség

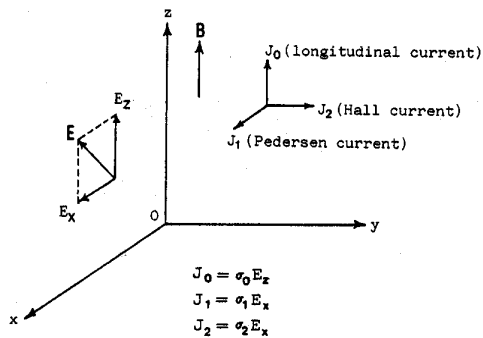
Főleg 80 km-es magasság fölött, ahol a részecskék közepes szabad úthossza meghaladja az 1 cm-t (3. ábra) a légkör jó közelítéssel tekinthető gyengén ionizált plazmának. A vezetőképesség szempontjából nem hanyagolható el az a körülmény, hogy az ionoszférikus plazma a Föld mágneses terében van. A geomágneses tér az alsó ionoszférában jó közelítéssel dipólustérnek tekinthető, erővonalai a Föld mágneses pólusainál vertikálisan, a mágneses egyenlítő felett pedig horizontálisan húzódnak az ionoszférában (12. ábra)



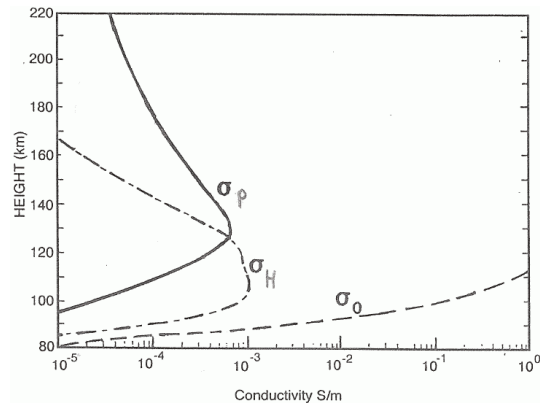
11. ábra Balra: a geomágneses tér vertikális (Z) komponensének és (jobbra) a horizontális (H) komponensének amplitúdói a földfelszínen nT egységben. Két szintvonal között 1000 nT eltérés van.

A mágneses tér Lorentz törvényének megfelelően lényegesen befolyásolja a töltött részecskék mozgását – így a vezetőképességet is. A mágneses tér jelenléte miatt a vezetőképesség irányfüggő, ezért tenzormennyiségként kezelhető. A koordináta-rendszert a 12. ábra szerint szokás felvenni. Ekkor a vezetőképességi tenzor a következő három paraméter segítségével írható fel: a mágneses tér irányában az ún. direkt vagy párhuzamos vezetőképességgel (σ_0), a B-re merőleges, E_x irányú ún. Pedersen vezetőképességgel (σ_1) és a mindkét

térerősségvektorra merőleges ún. Hall vezetőképességgel (σ_2). Ezeknek a mennyiségeknek a magassággal való változását 80 km fölött 13. ábra szemlélteti.

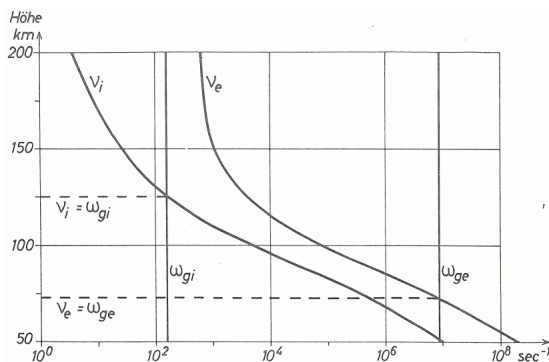


12. ábra A különböző atmoszférikus vezetőképességek (σ_0 , σ_1 , σ_2) értelmezése. B a mágneses indukcióvektor, E az elektromos térerősség vektora. J_0 , J_1 és J_2 a nevezetes vezetőképességi irányokban folyó áramot (current) jelölik.



13. ábra A nevezetes vezetőképességek változása a magassággal. σ_0 a direkt vezetőképesség, σ_P és σ_H pedig rendre a Pedersen és a Hall vezetőképesség. Összehasonlításként a tengervíz vezetőképessége 4 S/m.

A mágneses térrel párhuzamosan a vezetőképesség mindenhol nagyságrendekkel nagyobb, mint a merőleges irányban és az ionoszférában nagyobb magasságban is monoton növekszik. Akár a 100 S/m-t is elérheti, ezért az erővonalak mentén ekvipotenciális felületek alakulnak ki. Ezek csatolást létesítenek a magasabban fekvő rétegekkel és az ionoszféra dinamikája szempontjából fontos szerepük van. A mágneses térre merőlegesen a két vezetőképesség viszonyát az ütközési frekvencia (ν) és az erővonalak körüli giroszkópos mozgás frekvenciájának (ω_g) az aránya határozza meg (14. ábra).

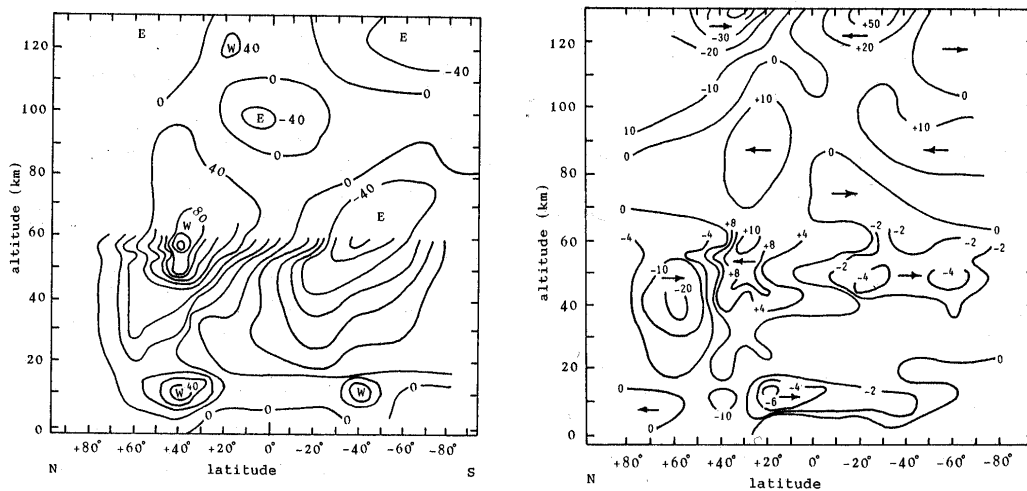


14. ábra Az ütközési frekvencia (ν) és a geomágneses erővonalak körüli giroszkópos mozgás frekvenciájának (ω_g) alakulása a magassággal (Höhe). Az e index-szel az elektronokra, az i index-szel az ionokra vonatkozó görbét jelölték.

Kb. 70 km-es magasság alatt a nagyszámú ütközés megakadályozza a giroszkópos mozgást, így az elektromos tér hatása érvényesül, azaz a Pedersen vezetőképesség dominál. A 70-130 km-es rétegben az ionok mozgását még mindig az ütközések határozzák meg, az elektronokat viszont már kisebb tehetetlenségük miatt el tudja téríteni a mágneses tér. Ekkor növekszik meg a Hall vezetőképesség. A folyamat a pozitív ionok és az elektronok szétválásához (azaz töltésszétválástódáshoz) vezet a dinamó működési elvéhez hasonlóan. 130 km-es magasság fölött az ütközési gyakoriság olyan mértékben csökken, hogy az ionok is a mágneses tér hatása alá kerülnek. Mivel ekkor ugyanabban az irányban térülnek el, mint az elektronok (pusztán a giroszkópos mozgás forgásiránya ellentétes), a Hall vezetőképesség jelentősen visszaesik. Az ütközések száma lassabban változik (csökken), ezért 130 km fölött újra a Pedersen vezetőképesség lesz a nagyobb [15].

IV. 6. Légtömegek globális léptékű mozgásai az alsó ionoszférában

A semleges légtömegek horizontális irányú mozgásai az alsóbb tartományokban dominálnak, mert a nagyobb sűrűségű közeg a gravitáció ellenében nehezebben mozdul el vertikálisan. Az ún. uralkodó szelek esetében a levegő mozgását az a nyomáskülönbség idézi elő, ami a Nap földrajzi szélességgel változó légköri fűtése következtében jön létre (termikus szél). A Coriolis erő miatt az észak-dél irányú nyomásgradiens ellenére a kelet-nyugati szélirány a meghatározó, amelyben így a két hatás egyensúlyban van (ún. geosztrofikus szél) (15. ábra).



15. ábra Balra: a mezoszférikus szélrendszer kelet/nyugat (E/W) felől fújó szélkomponenseinek zonális (földrajzi hosszúságok menti) átlaga a magasság (altitudo) és a földrajzi szélesség (latitudo) függvényében január hónapban; Jobbra: ugyanezen szélrendszer észak-déli komponenseinek erőssége. A nyilak szél irányát jelzik észak (N) vagy dél (S) felé. A sebességértékek m/s-ban értendők.

Amíg az uralkodó szelek erőssége a nap folyamán lényegesen nem módosul, a légköri árapály jelenség miatti légmozgások a nap hosszával összefüggő periódusok szerint változnak. A légköri árapály mögött legnagyobb részben ugyancsak a napsugárzás intenzitásának változása áll (a hold hatása csak statisztikus módszerekkel mutatható ki). Nappal elsősorban az ózon, a vízgőz és az oxigén abszorpciója fűti a légrétegeket 100 km alatt. Az árapály nyugat felé vándorol és különböző hullámai vannak, amelyek közül a félnapos periódusú dominál. A meglepő jelenséget azzal magyarázzák, hogy az egynapos periódusú árapályhullám amplitúdója a gerjesztő rétegben öninterferencia miatt kisebb lesz, mint a félnapos periódusú amplitúdója. A felső mezoszférában az árapály miatti légmozgás sebessége összemérhető az uralkodó szelek sebességével, míg a termoszférában az árapályhullámok sebessége nagyobb. Mivel számottevő csillapítás (viszkozitás) nincs és a légkör ritkább, a nagyobb szélesebbesség biztosítja az impulzussűrűség állandóságát. Ezzel párhuzamosan a hullám térbeli kiterjedése is megnő. A termoszférában a semleges összetevők mozgását egyre inkább befolyásolják a mágneses tér erővonalaihoz kötött ionok. Az átlagos szélesebbesség ezért itt nappal, a nagyobb ionizáció idején kisebb (40 m/s), mint éjjel (120 m/s).

A sarkok közelében a napszél határozza meg a semleges légtömegek mozgását. A napszélplazmába fagyott és azzal együtt mozgó mágneses tér egy konvekciós elektromos teret kelt, amely a mágneses pólusoknál a geomágneses tér erővonalai mentén az ionoszférába vetül (hajnal-szürkületi elektromos mező - dawn-dusk electric field). A térerősség hatására a töltött részecskék árama indul meg, amelyet a Földdel együtt forgó geomágneses tér, valamint a légköri árapály még módosít. Az ionok impulzusa ütközésekkel részben átadódik a semleges légköri összetevőknek és így sarki szelek jönnek létre. A sarki szeleknek azonban vertikális komponense is van, mivel a nyílt erővonalak tartományában a nagy sebességű könnyebb

ionok a magnetoszféra magasabb rétegeibe is eljutnak. Ez az ún. poláris szél H^+ , He^+ és O^+ ionokból valamint, elektronokból áll.

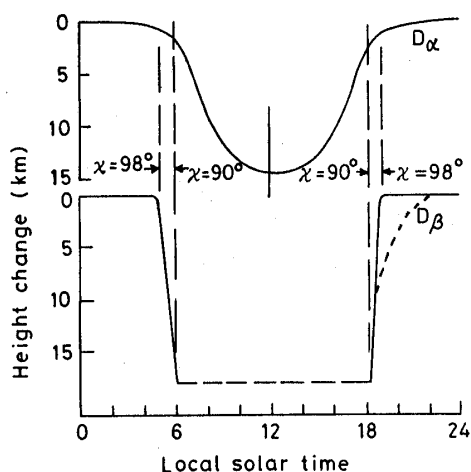
A nagy szélrendszerek mellett többféle légköri hullám is terjedhet a felső atmoszférában. Ezek közül az ionoszférikus jelenségek szempontjából nagyobb fontossággal bírnak az ún. akusztikus-gravitációs hullámok. Az akusztikus hullámoknál a nyomás zavara terjed tovább, a gravitációs hullámoknál az egyensúlyi helyzetéből kimozdított légtestecskére ható visszatérítő erő a gravitációs erő, illetve a felhajtó erő. Mivel a nyomás és a sűrűség folytonosan változik, a hullámok leírásánál általában mindhárom hatást figyelembe kell venni. Az akusztikus-gravitációs hullámok forrásai gyakran kisebb perturbációk az alacsonyabb légrétegekben. Hatásuk mégis fontos lehet, mert felfelé haladva az árapályhullámokhoz hasonlóan a hullám kiterjedése és a közegnek az általa előidézett mozgásai számottevővé válhatnak.

V. Az alsó ionoszféra változásai

Az alsó ionoszféra fizikai és kémia tulajdonságai, illetve a tulajdonságok változásai elsősorban a Naptól érkező sugárzás jellemzőitől függenek. Az ionoszféra szerkezetének változásai túlnyomó részben abból adódnak, hogy Földet nem egyenletesen éri a Nap sugárzása, illetve a sugárzás intenzitása és összetétele is változik. A továbbiakban külön tárgyaljuk az alsó ionoszféra tartományában megfigyelt periodikus (pl. napi, éves) változásokat illetve az eseti, nem periodikus perturbációkat.

V. 1. Az alsó ionoszféra periodikus változásai

A D tartományt általában VLF (Very Low Frequency, $f < 30\text{kHz}$) rádióhullámokkal szondázzák, amelyek visszaverődnek egy viszonylag éles határról, ahol a törésmutató egy hullámhossznyi távolságon belül jelentősen megváltozik. A mérések szerint a D tartomány este az ionizáló sugárzás megszűntével gyakorlatilag feloszlik, hajnalban pedig viszonylag gyorsan újra felépül. A vertikális szondázás eredményei szerint a visszaverődési pont magasságának jellemző napi menete van, ami a zenittávolsággal (χ) az $\ln(\sec \chi)$ formula szerint változik. Egymástól távolabb elhelyezett adó- és vevőállomások, azaz ferde beesés esetén azonban szürkületkor és hajnalban a visszaverődési pont viszonylag ugrásszerű süllyedését, illetve emelkedését tapasztalták; napközben ez a magasság gyakorlatilag nem változott (16. ábra).



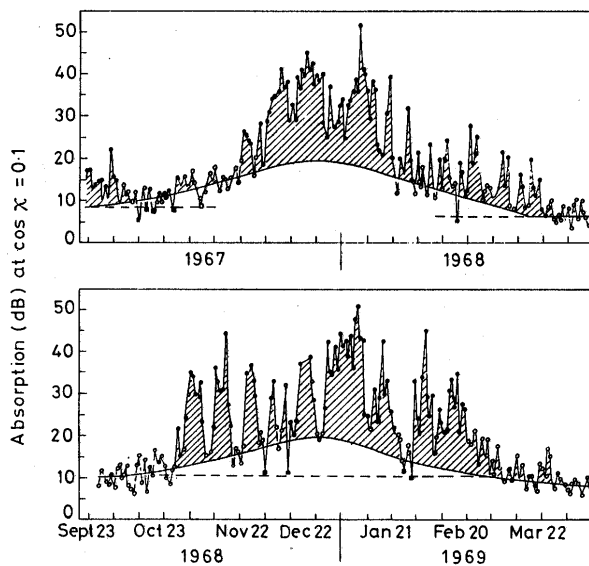
16. ábra A D_α és a D_β réteg magasságának relatív változása (height change) a nap folyamán helyi időben (local solar time). Az napkelte és a napnyugta átmeneti időszakainak határait a nap zenittávolságát (χ) is feltüntették.

Mindezekből arra következtettek, hogy a D tartományon belül két abszorpciós réteg található, amelyeket D_α vagy D rétegnek illetve D_β vagy C rétegnek neveznek. A C rétegben negatív ionok is előfordulnak (9. ábra), amelyekről az elektron az ionizáló sugárzás hatására gyorsan leválik és ez okozza az elektronsűrűség hirtelen növekedését, ami a gyors rekombinációs folyamatok miatt a nap

további részében már nem nő jelentősen. Szürkületkor ennek fordítottja játszódik le, az elektronok a semleges részecskékkel rövid idő alatt negatív ionokká egyesülnek. A teljes abszorpció nappal a $(\cos \chi)^n$ formula szerint változik a zenittávolsággal, ahol n értéke 0.7-1.0 között mozog.

A D tartományban az átlagos elektronsűrűség a növekvő földrajzi szélességgel nagyjából a zenittávolság változásának megfelelően csökken, azonban 50°-nál nagyobb szélességeken a szoláris kozmikus sugárzás és a sugárzási övekből kiszóródó, 10 keV-nál nagyobb energiájú elektronok ionizáló hatása miatt a csökkenés lelassul. A maradék ionizációt főleg alacsonyabb szélességeken legnagyobb részben a galaktikus kozmikus sugárzás okozza.

Az évszakos változást 80 km alatt alapvetően a zenittávolság módosulása határozza meg. 80 km felett azonban a D tartományban és az E tartomány alján is télen az elektronsűrűség nagyobb, mint nyáron. Ez az ún. téli anomália. Az anomália időszakában az abszorpció változásai is nagyobbak (17. ábra).

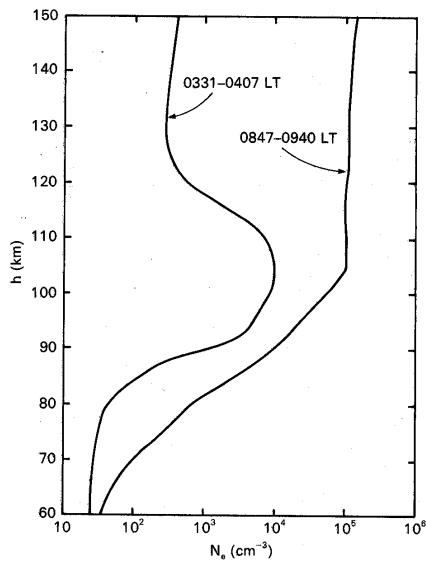


17. ábra Rádióabszorpció téli anomáliája azonos zenittávolságnál felvett adatok alapján 1967-69 között. A nyári értékek alapján extrapolált trendet szaggatott vonal jelzi.

A téli anomália az előfordulás időszakában nem minden napon jelentkezik, ezért a jelenség akár az ionoszférikus viharok közé is sorolható. A várhatótól eltérő abszorpció sokszor illeszkedik egy anomáliás trendhez, máskor azonban egyáltalán nem követi azt (anomáliás téli anomália). A téli anomália jellemzően közepes szélességeken fordul elő; a déli féltekén kisebb amplitúdójú. Az anomáliás

abszorpció amplitúdója az átlagos napfoltzámmal összefüggésben a naptevékenység intenzitását követi. Az anomáliát az elektronsűrűség ingadozásai okozzák, amelyet több tényező együttes hatására vezetnek vissza. Ezek között szerepel pl. a NO megnövekvő koncentrációja, a vízgőzzel klasztert alkotó ionok számának csökkenése, a reakciósebességek változása a hőmérséklet ingadozások miatt, illetve a sugárzási övekből és az auróra felől a tartományba szóródó elektronok megnövekedő fluxusa.

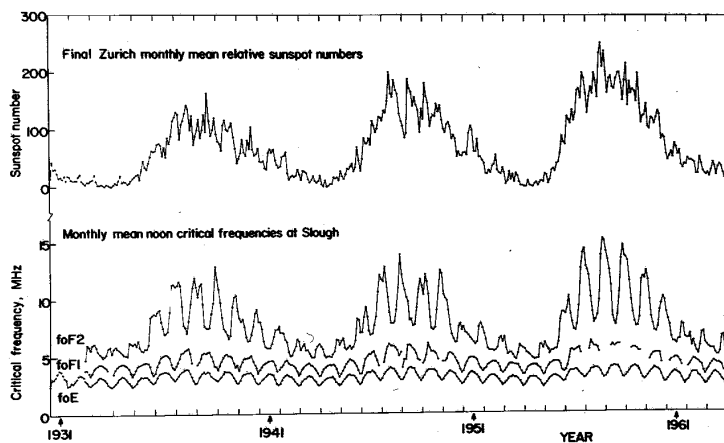
Az E tartományban az elektronsűrűség nappali alakulása a D tartományhoz hasonlóan a Nap zenittávolságának megfelelően $(\cos \chi)^n$ szerinti, ahol azonban n most $\frac{1}{2}$ körüli érték. A földrajzi szélesség és az évszakok szerinti változás a D tartománynál leírtakhoz hasonlóan alakul. A napi menetet illetően az elektronsűrűség éjszaka nagymértékben csökken, de egy gyengébben ionizált réteg a nappalinál valamivel magasabban fennmarad. Ez egyrészt a meteoridokból származó fémionokkal való lassabb rekombináció eredménye, másrészt (elsősorban 50°-nál nagyobb szélességeken) az E tartomány ionizációjához is hozzájárulnak a sugárzási övekből kihulló, nagyobb energiájú elektronok. Az éjszakai órákban ezek az elektronok válhatnak az ionizáció fő forrásává. Az alsó ionoszférában az elektronsűrűség nappali és éjszakai változását a magasság függvényében a 18. ábra szemlélteti.



18. ábra Az elektronsűrűség változása az alsó ionoszférában a nappali és az éjszakai órákban. A mérések időpontjait helyi időben (LT - local time) adták meg.

A naptevékenység hosszabb időskálájú változásai során az ionizáló sugárzások intenzitása is lassan módosul. A 11 éves napsiklus során az ionoszféra hőmérséklete is eszerint alakul, aminek jelentős hatása van a sűrűségre. Ezek a változások nyomon követhetők az ionoszféra szerkezetében is. Az ionoszférikus rétegek paramétereinek átlagos értékei jól korrelálnak a napfoltszámmal, amivel a naptevékenység fázisa paraméterezhető. Az ionoszféra válasza a naptevékenység hosszúperiódusú változásaira a magasabb tartományokban erőteljesebb (20. ábra). A 19. ábráról az évszakos változás

is leolvasható az egyes tartományokban. Az E tartományban a téli anomáliának megfelelően az ionizáció télen erőteljesebb.

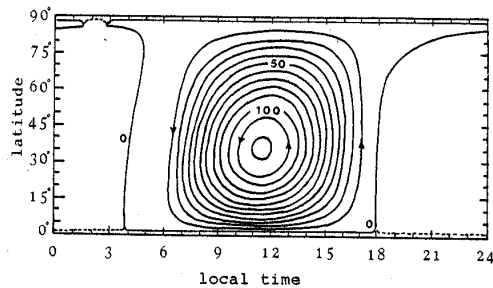
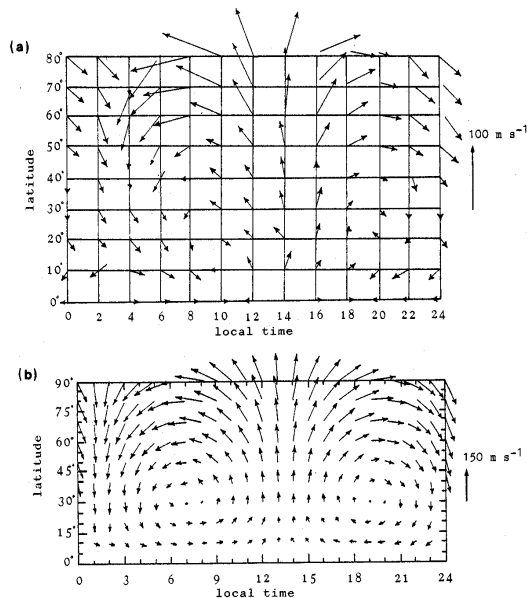


19. ábra Fent: megfigyelt havi átlagos relatív napfoltszám Zürichben; Lent: Az E, F1 és F2 ionoszférikus rétegek kritikus frekvenciáinak változásai (havi átlagok)

V. 2. Áramrendszerek az alsó ionoszférában

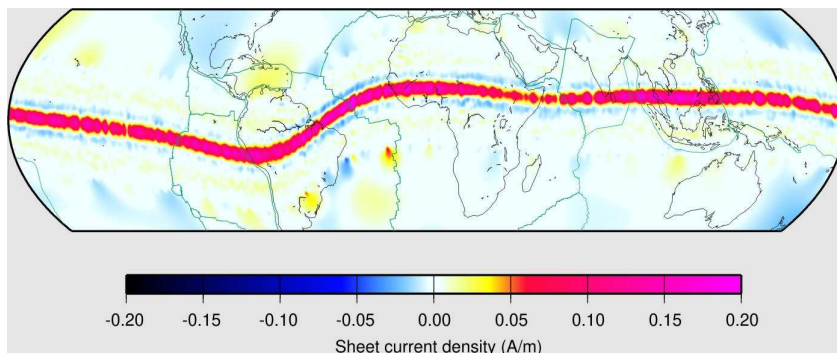
A vezetőképességgel kapcsolatban már kiderült, hogy a semleges légköri összetevők és a plazma kölcsönhatása meghatározó az alsó ionoszférában.

Az uralkodó szelek és a légköri árapályhullámok szélrendszere az ionizált plazmát magával sodorja az ionoszféra a dinamó tartományában (70-130 km, 15. ábra). A mágneses térrel történő kölcsönhatás miatt az elektronok és pozitív ionok szétválasztódása, azaz elektromos áram indul meg és elektromos tér alakul ki, ami viszont visszahat a töltések áramlására. Nyugodt geomágneses körülmények között a dinamó tartományban a szélirányok változása a nap folyamán egy áramrendszert hoz létre, amit Sq (Solar quiet)-nak neveznek. Az Sq áramrendszer kialakulásáért a 12 órás periódusú légköri árapály a felelős (20. ábra). A déli féltekén hasonló áramrendszer található, amelyben az áram iránya azonban ellenkező. A két féltekén kialakuló elektromos mező általában nem teljesen azonos nagyságú. A mágneses tér konjugált pontjait összekötő erővonalak mentén ilyenkor áramok folynak.



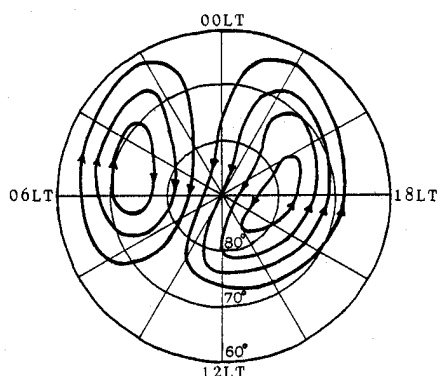
20. ábra Balra: a) az Sq áramrendszer mért paramétereiből visszszámolt széltérkép a dinamótartományban az északi féltekén a helyi idő (local time) és a földrajzi szélesség (latitude) függvényében, b) ugyanabban a tartományban a légköri árapályhullámok modelljéből számított széltérkép; Fent: A b) ábrához használt modell alapján számolt Sq ekvivalens áramrendszer. A feltüntetett értékek 1000A egységben értendők.

A mágneses egyenlítőnél, ahol az erővonalak horizontálisak, a vezetőképesség (ún. Cowling vezetőképesség) összemérhetővé válik a direkt irányú vezetőképességgel, ezért erős Sq áram folyik. Ezt egyenlítői elektrojetnek nevezik. 100 km-es magasságban a legerősebb; itt az elektronok sebessége többszáz méter is lehet másodpercenként. Nappal az áram iránya keleti, éjjel ezzel ellentétes és az erőssége kisebb (21. ábra).



21. ábra Horizontális lepelben folyó áramsűrűségek (sheet current densities) az egyenlítő közelében a CHAMP műhold adatai alapján

A sarkok környékén a geomágneses erővonalak mentén az ionoszférába vetülő interplanetáris konvekciós elektromos tér, a Földdel együtt forgó geomágneses tér és a légköri árapályhullámok együttes hatása alatt kialakuló áramrendszert Spq-nak nevezik (Solar polar – sarki – quiet). Az áramok az Sq rendszerhez hasonlóan az E tartomány magasságában folynak, nyugodt körülmények között az áramrendszer felépítése a 22. ábrán látható.



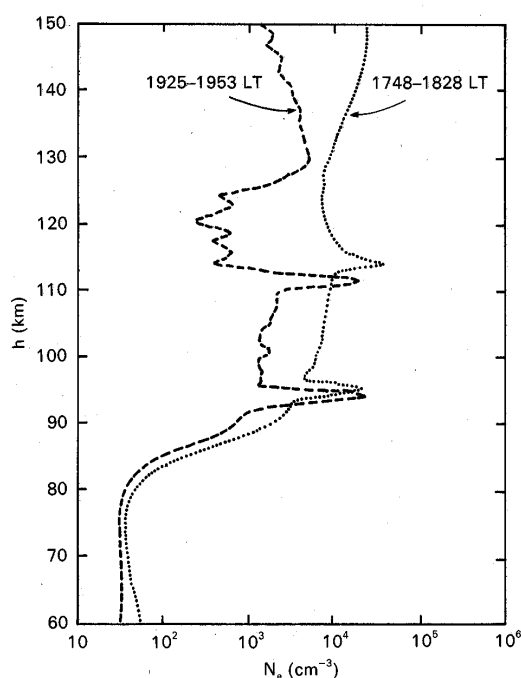
22. ábra Spq áramrendszer. A szomszédos kontúrvonalak mentén folyó áramok erőssége közötti különbség 10000A.

A horizontális áramok mellett műholdak segítségével az auróra övezetből a geomágneses tér erővonalai mentén kiinduló vertikális áramokat is megfigyeltek (ún. Birkeland áramok, 30. ábra). Az erővonalmenti áramok teremtenek kapcsolatot a magnetoszféra lebenyében, a földtől nagyobb távolságra folyó áramrendszerek és a Spq rendszer között.

VI. Az alsó ionosféra nem periodikus változásai

VI. 1. Szporadikus E (Es)

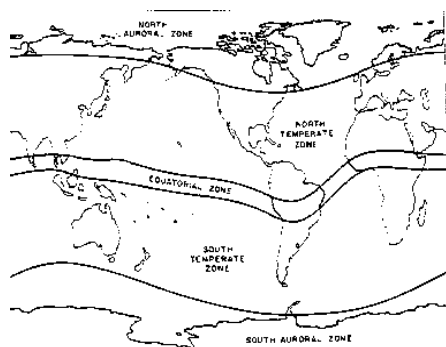
A szporadikus (szórványos) E azon vékony, a környezetüknél nagyobb elektronsűrűségű rétegek összefoglaló neve, amelyek az E tartományban beágyazva figyelhetők meg 23. ábra.



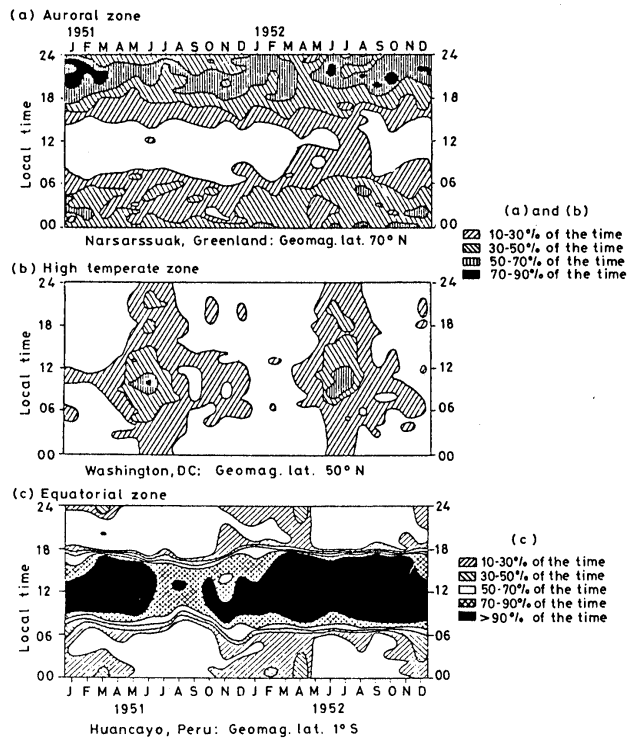
23. ábra Az elektronsűrűség profilekon a szporadikus E rétegek kiugró csúcsokként jelennek meg. A mérések időpontjait helyi időben (LT - local time) adták meg.

Rakétamérések szerint vastagságuk 2-4 km közötti, átmérőjük 50-100 km, alakjuk változó, foltszerű. Jellemzően a 95-115 km-es magasságtartományban fordulnak elő, de megjelenésük mind térben, mind időben szórványos (innen kapták a nevüket). Csak a turbopauza fölött figyelhetők meg, mivel a turbulencia megakadályozza a réteg felépülését. Az Es felhők élettartama széles határok között mozog; lehet egy-két perc de akár néhány óra is. A szporadikus E rétegben az ionizáció akár egy nagyságrenddel is nagyobb lehet, mint a környezetében. Felfedezését éppen ennek köszönheti, mivel magasabb frekvenciás rádióhullámok is

visszaverődnek róla, amint azt rádióamatőrök az 1930-as években meglepetten tapasztalták. Bár az Es felhők megjelenése eseti, a megjelenés napi, illetve éves eloszlása a geomágneses szélesség három zónájában jellemző képet mutat (24-25. ábrák)



24. ábra Hasonló előfordulási statisztikát találtak a sarki auróra régiókban, mérsékelt szélességeken és az egyenlítői zónában megfigyelt Es rétegek esetében.



25. ábra Es rétegek helyi idő (local time) szerinti napi és éves megfigyelési statisztikái a három geomágneses szélességi (latitue - lat) övben egy-egy állomáson:

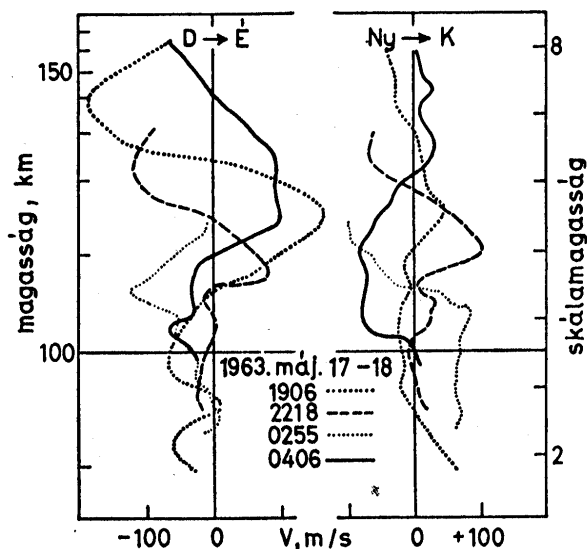
a) az aurórai Es főleg éjszaka jelenik meg, évszakos változás nem jellemző,

b) mérsékelt (temperate) szélességeken a jelenség leggyakrabban nyáron dél körül fordul elő,

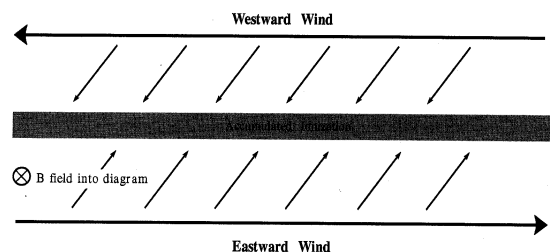
c) az egyenlítői (equatorial) zónában a nappali előfordulás jellemző, amely nem függ az évszakok változásától.

A naptevékenységgel való összefüggés a szporadikus E rétegben mért maximális ionizáció nagyságát illetően egyértelmű, viszont az esetszám tekintetében vitatott. Úgy tűnik, hogy a gyakoriság inkább a napfoltok Nap-szélességi eloszlásával, sem mint a számával kapcsolatos. Az Es felhők az E tartományban folyó áramrendszereknek megfelelően mozgásban vannak; sebességük a 20-130 m/s tartományban változik. A szporadikus E rétegek elsősorban a magasságuk és a többletionizáció mértéke szerint kategorizálhatók. Változatosságukat mutatja, hogy a három szélességi zónában összesen 9 kategóriát állítottak fel, közöttük azt, amelybe olyan Es felhőket sorolnak, amelyeket a másik 8-ba nem lehet.

A szporadikus E felhők keletkezésére több elméletet is felállítottak, amelyek közül azonban egyik sem magyarázza meg a jelenség valamennyi aspektusát. A mérsékelt övben (25. ábra) az egyik legígéretesebb elmélet a töltött részecskéknek a szélnyírás hatására bekövetkező magasságbeli konvergenciáján alapul. Az uralkodó szélirány, de leginkább annak a kelet-nyugati komponense a magassággal váltakozik (15. és 26. ábra).



26. ábra A semleges közeg mozgási sebességének és irányának változása a magassággal az alsó ionoszférában

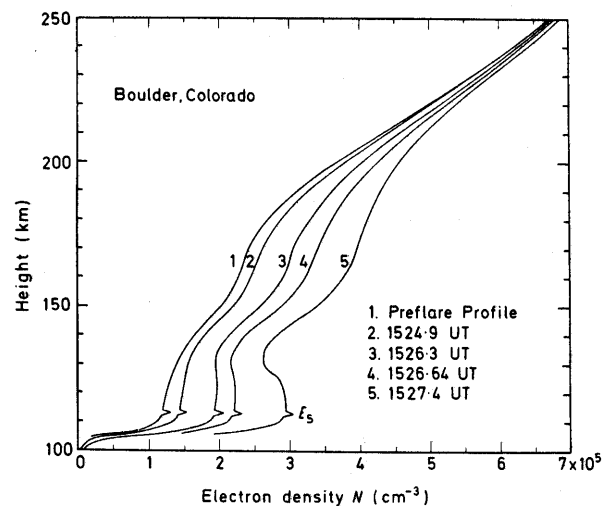
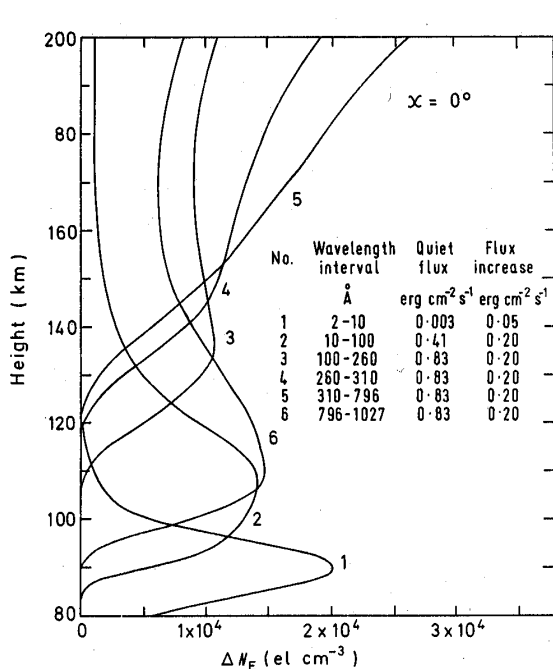


27. ábra A rajz a Nyugati / Keleti (Westward / Eastward) széláramlás és az ábra síkjára merőlegesen befelé mutató mágneses mező hatására bekövetkező ionkonvergenciát szemlélteti. A töltött részecskéket a Lorentz erő sűríti a zérus relatív sebességű tartományba.

A szélnyírás elmélet alapelvét a 27. ábra foglalja össze. A nappali rétegek kialakulása a gyorsabban mozgó könnyebb ionoknak köszönhető, éjszaka azonban a réteg fennmaradása csak a lassan rekombinálódó, meteorid eredetű fémionok hasonló rendeződésével magyarázható. Magasabb szélességeken az Es felhők átlagos magassága nagyobb és összefüggést találtak a megjelenésük és az auróra aktivitása között zavart geomágneses körülmények, szubviharok esetén. Nem zárható azonban ki a kapcsolat a geomágneses tér változásaival alacsony szélességeken sem. Az egyenlítői Es kialakulásának okai között szerepel az egyenlítői elektrojetben az ionok és az elektronok közötti nagy sebességkülönbség, amely plazmainstabilitásokat eredményez. Ezek az instabilitások jelennek meg az ionogramokon, mint szporadikus E rétegek. Számos eredmény utal arra, hogy az Es felhők keletkezése összefüggésben van az alacsonyabb légrétegekben lejátszódó folyamatokkal. Korrelációt mutattak ki pl. az ózon koncentrációja és az Es réteg magassága között, és lehetséges (bár nem bizonyított), hogy a zivatartevékenység alakulásának szerepe van az Es felhők megjelenéséhez szükséges körülmények kialakításában [5,8].

VI. 2. Napkitörések (flerek) következményei az alsó ionoszférában

Napkitörések alkalmával a szoláris ionizáló sugárzások intenzitása a többszörösére növekszik. Hatásuk azonnal megjelenik, amint a kitörés hullámai elérik a Földet. A rádióhullámok terjedését nagymértékben befolyásolják az alsó ionoszférában (is) bekövetkező változások (pl. a hullámok elnyelése magas frekvencián [3-30 MHz], alacsonyabb frekvencián [3-30 kHz] jelerősítés, a rádiózaj megnövekedése, fázisanomáliák és frekvencia-eltolódás). Ezeket a jelenségeket összefoglalóan hirtelen ionoszférikus zavaroknak (SID – Sudden Ionospheric Disturbances) nevezik. Rakétamérések szerint ezek a zavarok főleg a röntgen sugárzás több nagyságrenddel megnövekvő intenzitásának, és kisebb mértékben az ugyancsak megnőtt intenzitású extrém ultraibolya sugárzásnak a következményei. Bár a flerek hatása nem elhanyagolható az F rétegekben sem, a változások legmarkánsabban az E és a D tartományokban jelentkeznek (28. ábra). A flerek néhány perctől akár több óráig is tarthatnak, hatásuk az egész nappali féltékét érinti és helyileg kizárólag a nap zenittávolságától függ.



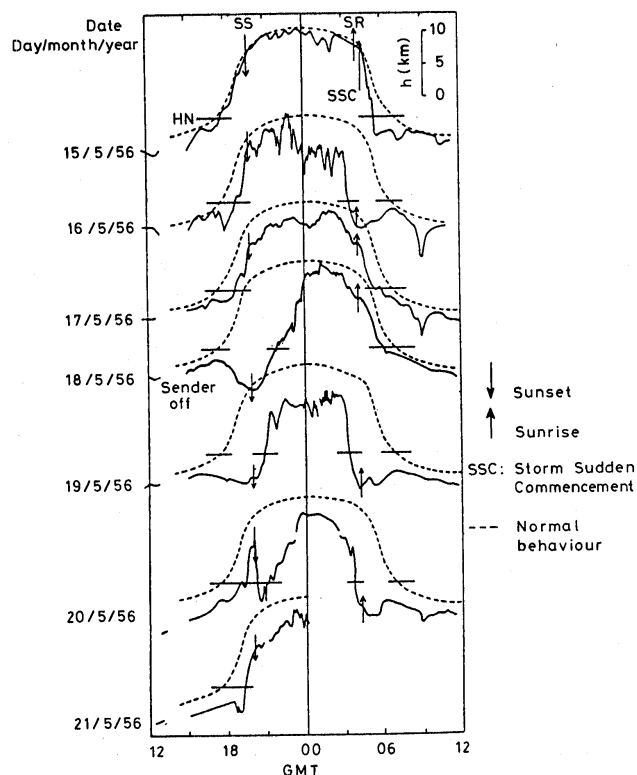
Az elektronsűrűség profil változása 100 km-es magasság fölött egy napkitörés során, rádióhullámokkal történő mérések adatai alapján. Az 1. görbe a kitörés előtti profil (preflare profil). Kb. 110 km-es magasságban egy Es réteget jelző intenzitásnövekedés is látható.

28. ábra Bal oldalon: Modell alapján számolt elektronsűrűség növekedés a magasság (height) függvényében adott hullámhossztartományokban (wavelength interval) válaszul a napkitörésekben tapasztalt átlagos fluxus növekedésre (flux increase).

Nagyobb flerek esetén a teljes poláris sapka fölött megnövekszik a rádióhullámok abszorpciója. Az ún. sarki sapka abszorpciót (PCA – Polar Cap Absorption) a megnövekedett fluxusú szoláris kozmikus sugárzás okozza, azon belül is leginkább nagy energiájú protonok. Egy protonnak 30 MeV energiával kell megérkeznie a Föld közelébe, hogy 50 km-es magasságban abszorpciót tudjon okozni. A PCA-k évente mindössze néhányszor fordulnak elő.

VI. 3. Ionoszférikus viharokkal kapcsolatos irregularitások

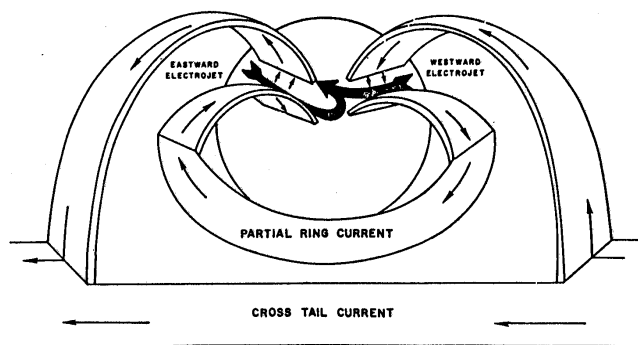
Az ionoszférikus viharok a napkitöréseket követő geomágneses háborgásokkal együtt jelentkező zavarok az ionoszférában. Vihar idején magasabb földrajzi szélességeken a magnetoszférából, pontosabban a külső van Allen övekből (7. ábra) nagy energiájú részecskék hatolnak a D tartományba. Ennek következtében az elektronsűrűség megnövekszik a 70-80 km-es magasságtartományban. A megnövekedett elektronsűrűség a vihar lecsengése (azaz a mágneses paraméterek normalizálódása) után még több napig fennmarad. Ezt a jelenséget hívják vihar utáni effektusnak (PSE – Post Storm Effect). A PSE ideje alatt a 3-30 kHz-es hullámok visszaverődési pontja a 29. ábrán láthatóhoz hasonlóan a normál napi menethez viszonyítva alacsonyabban helyezkedik el. A jelenség elsősorban a két sugárzási öv közötti résznek megfelelő mágneses szélességeken fordul elő és idővel a sarkok felé vándorol. A PSE közepes szélességeken is érzékelhető, azonban a zavar mértéke itt jóval kisebb; a jelenség viszont hosszabb ideig fennmarad [19].



29. ábra 16kHz-es hullámok visszaverődési pontjának változása egy mágneses vihar több napja során (bal oldalon a dátum formátuma nap/hónap/év). Szaggatott vonal jelzi a jel változását normális (nyugodt) körülmények esetén a nyilak a napkelte (sunrise) és a napnyugta (sunset) időpontját jelzik)

VI. 4. Sarki szubviharok

A sarki szubviharok kialakulása az interplanetáris mágneses tér polarizációs irányának megváltozásával kapcsolatos. A szubviharok akkor jönnek létre, amikor a geomágneses tér csóvájában az erővonalak összekapcsolódnak. Az összekapcsolódás hatására a csóvában folyó áramok megváltoznak. A változás a geomágneses erővonalak mentén átterjed a sarki tartományokra és ott jelentősen megváltoztatja a nyugodt Spq áramrendszert. Az auróra övben ez erős áramlökéseket okoz, amiket aurórai eletrojeteknek hívnak (30. ábra).



30. ábra Egy lehetséges kapcsolatot az ionoszférikus áramrendszer (keleti/nyugati – eastward/westward aurórai elektrojet) és a magnetoszférikus áramrendszerek (magnetoszféra csóvájában folyó áram (cross tail current) és a gyűrűáram (ring current)) között. A kapcsolatot a geomágneses erővonalak mentén folyó Birkeland áramok teremtik meg.

Az erővonalak mentén megnövekedő részecskefluxus gerjeszti a légkör részecskéit, amelyek a felvett energiát többek között a látható tartományban is kisugározzák. Ez okozza a látható auróra jelenséget.

Az aurórai elektrojetben uralkodó, nagyban eltérő ion- és elektronsebességek miatt hasonló irregularitások jönnek létre, mint az egyenlítői elektrojetben. Többek között ezek okozzák az auróra övezetben megfigyelt szporadikus E jelenséget.

A szubviharokkal kapcsolatos jelenségek jellemzően két mágneses szélességi tartományban figyelhetők meg. Az egyik az auróra ovális által lefedett tartomány (itt a jelenségek rövidebb élettartamúak és inkább éjjel fordulnak elő), a másik pedig a 65-dik mágneses szélességi kör mentén helyezkedik el (itt a hosszabb élettartam és a nappali megjelenés a jellemzőbb).

VI. 5. Kisebb kiterjedésű irregularitások az alsó ionoszférában

VI. 5. 1. Napfogyatkozások

Napfogyatkozások alkalmával azon a területen, ahol a Hold árnyéka áthalad az ionizáció csökkenését, majd a fogyatkozás előtti állapot fokozatos helyreállítását lehet megfigyelni. A napfogyatkozások remek alkalmat teremtenek az ionoszférikus modellek dinamikájának ellenőrzéséhez.

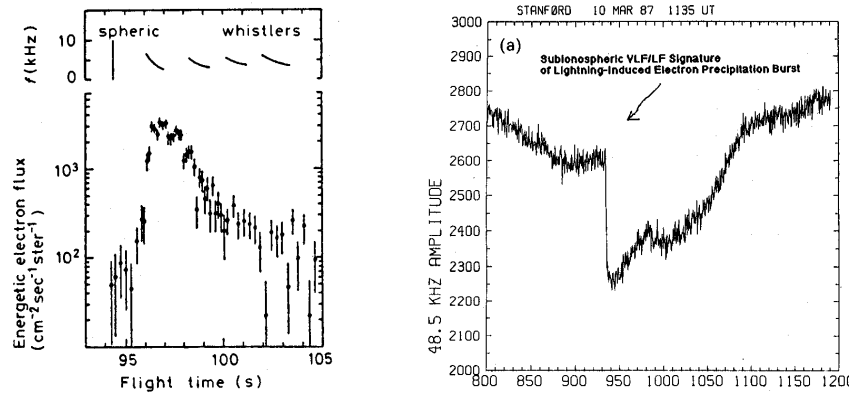
VI. 5. 2. Ionoszférikus szcintillációk

Az ionoszféra messze nem homogén és minden mérettartományban tartalmaz irregularitásokat. A km-es nagyságrendű, illetve a még ennél is kisebb irregularitásokat közvetlen (pl. rakéta) mérésekkel vagy a rádióhullámok fázisának megváltozása alapján lehet kimutatni. Ezeket a kismértékű zavarokat szcintillációknak nevezik, mert a rádióhullámokat ahhoz hasonlóan torzítják, ahogy a megfigyelt csillagok fényét változtatják az atmoszférikus turbulenciák. A vizsgálatok szerint az ionoszférikus rétegek néhány km átmérőjű foltokból tevődnek össze. A foltok nyomkövetésével az alsó ionoszférában uralkodó szélviszonyok vizsgálhatók.

VI. 5. 3. Villámkisülésekhez kapcsolható lokális irregularitások

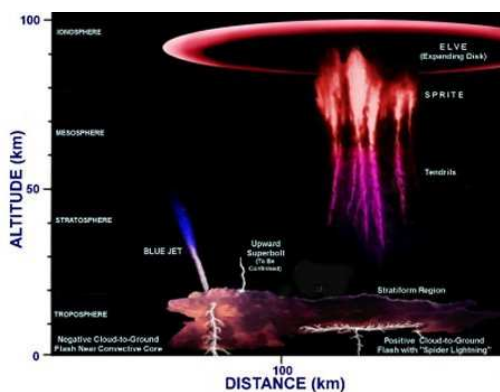
A villámkisülések közvetve okozhatnak lokális irregularitásokat az alsó ionoszférában a kisülés közben kisugárzott elektromágneses hullámok révén. A villámok 3-30 kHz-es (VLF-Very Low Frequency) rádiósugárzásának egy része ún. whistler módusban kijuthat a magnetoszférába, ahol a mágneses erővonalak mentén terjedve gírorezonancia révén gerjesztheti az ott befogott elektronokkal. A nagyobb energiájú elektronok már mélyebbre

hatolhatnak az ionoszférában és a D tartományban többlet-ionizációt okozhatnak (ún. LEP – Lightning Induced Precipitation, 31. ábra). Az ionizációs többlet folyamatosan üzemelő (katonai) VLF jeladók jeleinek hirtelen amplitúdóváltozásaként is észlelhető (ún. Trimpi esemény, 31. ábra). Ehhez az irregularitásnak az adó és a vevő között kell lennie. Az ilyen jelenség létrejötte és az őt kiváltó villámkisülés időpontja között jellemző időkülönbség van. A villámkisülés azonban gyakorlatilag késedelem nélkül is megváltoztathatja az alsó ionoszféra lokális szerkezetét, pl. a kisugárzott hullámok elnyelése miatti fűtés következményeképpen. A kisüléssel szinte egy időben regisztrált ionoszférikus zavarokat korai/gyors eseménynek (early/fast event) hívják. [16]



31. ábra Balra: A villámkisülés (lightning) jelei (spheric) után észlelt whistler jelek és a megnövekedett nagyenergiájú elektronfluxus (energetic electron flux) az idő függvényében (másodperc skála), Jobbra: klasszikus Trimpi esemény az idő függvényében (másodpercskála)

Intenzív villámkisülések alkalmával a viharfelhők és az ionoszféra alsó rétege között egy kvázistacionárius elektromos mező alakul ki. A térerősség hatására a légkörben levő szabad elektronok gyorsulni kezdenek, ami elég erős tér esetén ionizációs lavinát, egy felfelé történő kisülést hozhat létre. Az elektromos tér általi polarizáció is megváltoztatja az ionok eloszlását az ionoszféra alsó rétegében, a kisülés pedig (ha létrejön), az elektronok becsapódása és az energialeadás következtében bekövetkező fűtés miatt még intenzívebb irregularitást okoz. A folyamat a valóságban is létrejön, amit az 1990-es években (először hitelesen) megfigyelt optikai emisszió (ún. Sprite) igazolt (32. ábra). Az emisszió az elektromos mező által gyorsított elektronok révén gerjesztett semleges molekulák relaxációja közben jön létre. [18]



32. ábra Sprite, Jet és ELVES, mezoszférikus optikai emissziók, amelyek villámkisülések közvetett vagy közvetlen következményei és az alsó ionoszféra lokális, rövid időtartamú, néhány ezredmásodperctől néhány másodpercig fennmaradó zavarait okozhatják.

VI. 5. 4. Szeizmikus tevékenység és ionoszférikus irregularitások

Nem zárható ki, hogy a szeizmikus aktivitás is okozhat ionoszférikus irregularitásokat. Az ehhez kapcsolódó elmélet alapja, hogy a földkéregben végbemenő rezgések akusztikus-gravitációs hullámokat keltenek a levegőben. Ezek a hullámok az ionoszféra alsó tartományában már a légköri árapályhullámokhoz hasonlóan viselkednek, az amplitúdójuk és intenzitásuk felfelé haladva nő. Elképzelhető tehát, hogy kimutatható mértékben módosítani tudják az alsó ionoszféra szerkezetét. [17]

VII. Felhasznált irodalom

- [1] J.K. Hargreaves, *The solar-terrestrial environment*, Cambridge Atmospheric and Space Science Series 5, Cambridge University Press, 1992
- [2] Takao Tohmatsu, *Compendium of Aeronomy* (translated and revised by Toshihiro Ogawa), Developments in Erath and Planetary Sciences 07, Terra Scientific Publishing Company, 1990
- [3] R.C. Whitten and I.G. Popoff, *Physics of the Lower Ionosphere*, Prentice/Hall Inc. Englewood Cliffs, N.J., 1965
- [4] C.O. Hines, I. Paghis, T.R. Hartz, J.A. Fejer, *Physics of the Earth's Upper Atmosphere*, Prentice-Hall Inc. Englewood Cliffs, N.J., 1965
- [5] Bencze Pál, *Az alsó ionoszféra fizikai folyamatai*, MTA X. Osztályának Közleményei 3., 1970
- [6] P. Bencze, *Turbulence and Aeronomical Processes in the Lower Thermosphere*, Acta Geod. Geoph. Mont. Hung., Vol. 22 (1-2), pp. 251-274, 1987
- [7] Bencze Pál, Major György, Mészáros Ernő, *Fizikai Meteorológia*, Akadémiai kiadó, Budapest, 1982
- [8] J.D. Mathews, *Sporadic E: current views and recent progress*, Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, Vol 60, pp. 413-435, 1998
- [9] J.A. Ratcliffe, *The formation of the Ionosphere. Ideas of the early years (1925-1955)*, Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics, Vol 36, pp. 2167-2181, 1974
- [10] M.J. Buonsanto, *Ionospheric Storms – a Review*, Space Science Reviews, 88, 563-601, 1999.
- [11] J.P. Stanley, *The absorption of long and very long waves in the ionosphere*, Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics, Vol 1, pp. 65-72, 1950
- [12] John M. Wallace and Peter V. Hobbs, *Atmospheric Science: An Introductory Survey*, Academic Press 1977
- [13] *U.S. Standard Atmosphere*, 1976, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 1976.
- [14] With G. Breit. *A radio method of estimating the height of the conducting layer.*, Nature 116(2914):357., 1925
- [15] A.D. Richmond, *Space weather research prompts study of ionosphere and upper atmospheric electrodynamics*, EOS, Trans. Am. Geophys. Union, Vol. 77, No. 07, pp. 101-104, 1996
- [16] H. D. Voss, W. L. Imhof, M. Walt, J. Mobilia, E. E. Gaines, J. B. Reagan, U. S. Inan, R. A. Helliwell, D. L. Carpenter, J. P. Katsufakis & H. C. Chang, *Lightning-induced electron precipitation*, Nature, Vol. 312, No. 5996, pp. 740-742, 20 December 1984
- [17] Hayakawa M., *Electromagnetic phenomena associated with earthquakes*, Bulletin of the University of Electro-Communications, 13-1, pp. 1-6, 2000.
- [18] Lehtinen, Nikolai, *Relativistic Runaway Electrons Above Thunderstorms*, PhD disszertáció, 2000
- [19] Laštovička, J., *Effects of geomagnetic storms in the lower ionosphere, middle atmosphere and troposphere*, Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics, Vol 58, No.7., pp. 831-843, 1996