

Poláris örvények a sztratoszférában

SZAKDOLGOZAT
FÖLDTUDOMÁNYI ALAPSZAK
METEOROLÓGUS SZAKIRÁNY



Készítette:

Szalai Viktor

Témavezető:

Dr. Weidinger Tamás

ELTE TTK, Meteorológiai Tanszék

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudományi Intézet
Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2016

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	3
2. A troposzférikus és a sztratoszférikus poláris örvény.....	4
2.1. A légkör vertikális rétegződése.....	4
2.2. Poláris örvények	6
3. Elméleti alapok.....	10
3.1. Az örvényesség fogalma.....	10
3.2. Az Ertel-féle potenciális örvényesség.....	12
3.3. A planetáris vagy Rossby-hullámok	15
4. A sztratoszférikus poláris örvények és a gyors sztratoszférikus melegedési események kölcsönhatása.....	18
4.1. A sztratoszférikus poláris örvény dinamikája idealizált esetben	18
4.2. Gyors sztratoszférikus melegedési események.....	20
4.3. A gyors sztratoszférikus melegedés szerepe a poláris örvény dinamikájában.....	21
4.4. Az SSW klimatológiája	25
4.5. A poláris örvény vertikális szerkezete	32
4.6. A kvázi kétéves egyenlítői oszcilláció fogalma és hatása a poláris örvényre és a globális cirkulációra	37
5. Poláris örvények a Marson	41
5.1. A Mars általános jellemzői	41
5.2. A Föld és a Mars légkörének összehasonlítása.....	42
5.3. A marsi poláris örvények	46
6. Összefoglalás.....	51
Köszönetnyilvánítás	52
Irodalomjegyzék	53

1. Bevezetés

A meteorológia 1950-es évek óta íródó történetében – a numerikus modellek megjelenése – számos légköri jelenség dinamikai háttere vált ismertté az elméleti meteorológia, az informatika és az intenzív megfigyelési rendszerek fejlődésének köszönhetően. Azonban a légkör megismerésében új kérdések is megjelennek, gondoljunk csak a XXI. század szélsőségesebbé váló időjárására, s az azt alakító különböző skálájú légköri folyamatokra. E jelenségekbe tartoznak a téli időjárást befolyásoló, sarki pólusok felett kialakuló sztratoszférikus poláris örvények, amelyeknek az életciklusa jellemzően szeptembertől márciusig tart az Északi féltekén, s ezzel ellentétesen a Déli féltekén (az ottani téli félévben).

Szakedolgozatom célja a sztratoszférikus poláris örvény vertikális szerkezetének, dinamikájának illetve a gyors sztratoszférikus melegedésekkel való kölcsönhatásának ismertetése. A dolgozat első fejezeteiben a légkör és a sarki örvények általános értelmezését és a hozzájuk kapcsolódó fizikai alapokat mutatom be. Ezek közül az Ertel-féle potenciális örvényesség és a Rossby-hullámok jelentőségét emelem ki, mivel a sarki örvényeket a potenciális örvényességi mező segítségével azonosítják, az örvények alakját pedig a troposzférából a sztratoszférába terjedő planetáris hullámok határozzák meg. Ezt követően a gyors sztratoszférikus melegedések klimatológiáját és a hozzájuk kapcsolódó poláris örvények vertikális szerkezetét elemzem *Charlton* és *Polvani* (2007) esettanulmánya alapján. A poláris örvényeket azonban nem csak a gyors sztratoszférikus melegedések kapcsán vizsgálom, ugyanis a megfigyelések alapján az egyenlítői sztratoszférikus kvázi-kétéves oszcilláció is markáns hatást gyakorol rájuk.

A Naprendszerben nem egyedülállóak a sarki örvények, hiszen a Marson, Vénuszon, Szaturnuszon, Jupiteren és a Titánon is megtalálhatóak, de ilyen jelenségekre számíthatunk az exobolygók világában is (*Barkin*, 2008). Én elsősorban – a legjobban ismert – marsi poláris örvényeket hasonlítom össze a földiekkel. A legszembeütőbb különbség az, hogy amíg a Földön általában ellipszis alakúak az örvények, addig a Marson a gyűrűs jelleg dominál. Ez azonban mindkét bolygón csak az északi hemiszférára igaz.

A poláris örvényekről alkotott kép folyamatosan változik, egyre több információ jut a birtokunkba, egyre fontosabbá válik számunkra az időjárási folyamatok és az éghajlati rendszer megismerésében, s egyre szélesebb perspektívába tudjuk helyezni mind a Földön, mind a Naprendszerben.

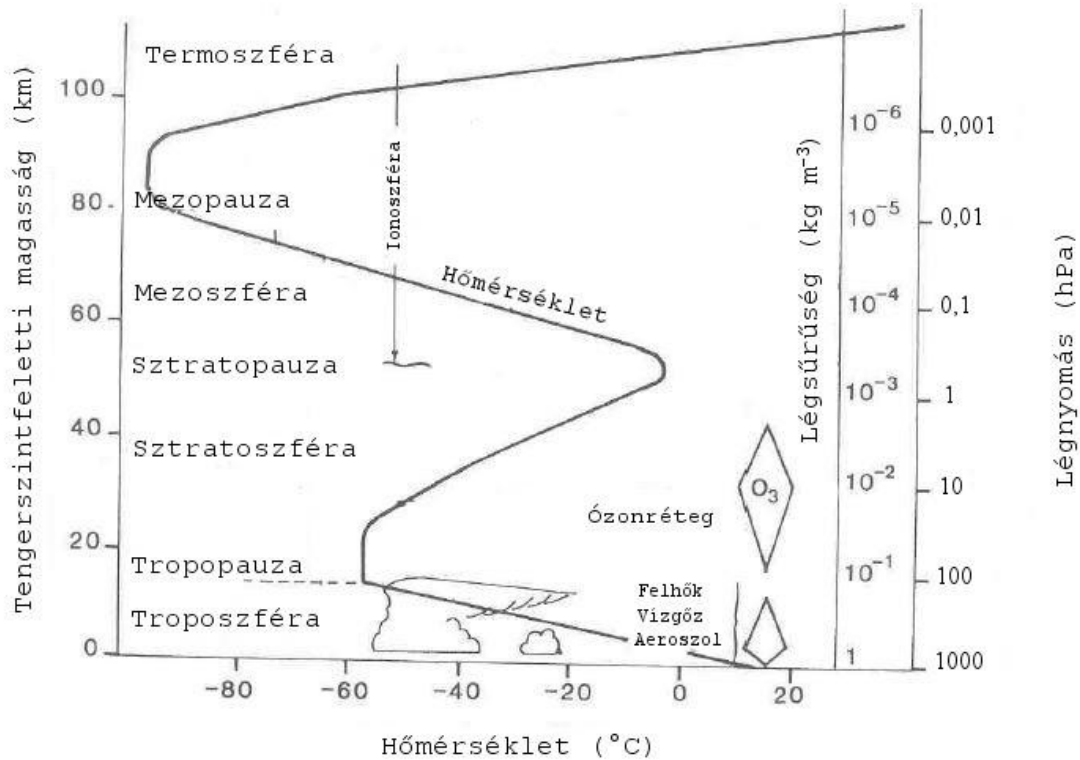
2. A troposzférikus és a sztratoszférikus poláris örvény

A meteorológiai szakirodalom a poláris örvények két fajtáját különbözteti meg a troposzférikus és a sztratoszférikus örvényeket. Elsőként röviden bemutatom a légkör vertikális szerkezetét, összetételét, majd a poláris örvényekről alkotott általános képpel ismerkedünk.

2.1. A légkör vertikális rétegződése

A Föld felszínét gázburok veszi körül, amit légkörnek nevezünk. Földünk atmoszférája réteges felépítésű, melynek felső határa nem határozható meg egyértelműen, hiszen a légkör anyaga fokozatosan megy át a bolygóközi térbe. Ha az elméleti hátteret keressük, akkor az a légköri atomok szökési sebességének a meghatározása (*Walker, 2009*). Általánosan elfogadott definíció szerint a légkör azon részecskék és gázok összességét jelenti, amit a Föld tengely körüli forgása és Nap körüli keringése során magával visz (*Bartholy et al., 2013*).

A légkör alsó rétege a troposzféra, melynek felső határa átlagosan 10–13 km a mérsékelt övben, míg az alacsony szélességeken (Hadley-féle cirkulációs cella) 16–18 km. A magas szélességeken a tropopauza szintje 5,5 – 8 km. E réteg felett helyezkedik el a sztratoszféra, a Föld felszíne felett nagyjából 10–50 km magasságban. A mezoszféra 50 km és 80 km közötti magasságban található, felette a termoszféra helyezkedik el, ahol a légkör már nagyon ritka. A fizikában és természetesen a meteorológiában is a hőmérséklet a levegőrészecskék és molekulák mozgási energiáját jelenti. A troposzférában csökken a hőmérséklet a magassággal, ahol a vertikális hőmérsékleti gradiens átlagértéke $0,65\text{ °C} / 100\text{ m}$. A sztratoszféra a középső légkör részét képezi, itt a vertikális hőmérsékleti gradiens a troposzférához képest megfordul, azaz a hőmérséklet emelkedik a magassággal. Az alsó sztratoszférában, 25 km-es magasságban található a légköri ózon-koncentráció maximuma. A légköri ózon 10%-a a troposzférában, 90%-a a sztratoszférában van. A légkör fő összetevői (elsősorban O_2 , N_2 , $\lambda < 0,22\ \mu\text{m}$), illetve az ózon (jó elnyelőképeség $\lambda = 0,22\text{--}0,29\ \mu\text{m}$, $0,28\ \mu\text{m}$ felett mérsékelt, *Barótfi, 2011*) elnyeli (abszorbeálja) a Napból jövő rövidhullámú sugárzás $\lambda < 0,29\ \mu\text{m}$ -es tartományát. A sztratoszféra magasabb hőmérséklete az ózon sugárzáselnyelésének köszönhető (*1. ábra*).



1. ábra.
 A hőmérséklet és a nyomás magasság szerinti változása.
 Forrás: Maycock (2008).

A légkör tömegének 99%-a 31,5 km-es szint (10 hPa) alatt található. A nyomás a magassággal felfelé haladva logaritmikusan csökken. Bolygónk atmoszférájának 78,08%-át nitrogén, 20,95%-át oxigén, 0,93%-át pedig argon alkotja. A maradék 0,04% olyan kis koncentrációjú gázösszetevőket jelent, mint például a szén-dioxid, a metán, a hidrogén vagy a dinitrogén-oxid. A vízgőz légköri koncentrációja 0–4 térfogatszázalék között változik a hőmérséklet, a felszín feletti magasság és természetesen a relatív nedvesség függvényében. A tropopauza mint „vízgőzcsapda” működik, a sztratoszférában az emelkedő hőmérséklet ellenére is csak elhanyagolható mennyiségű vízgőz található.

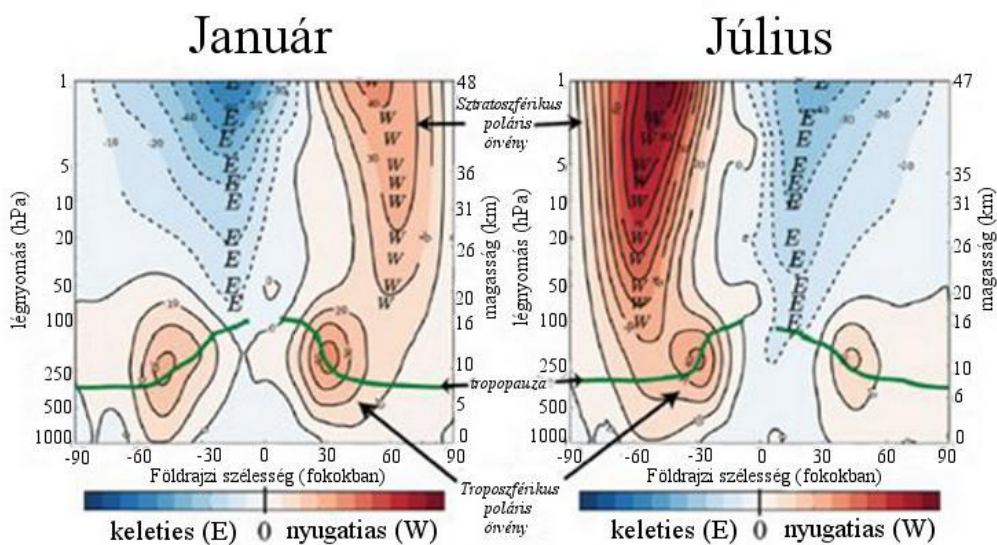
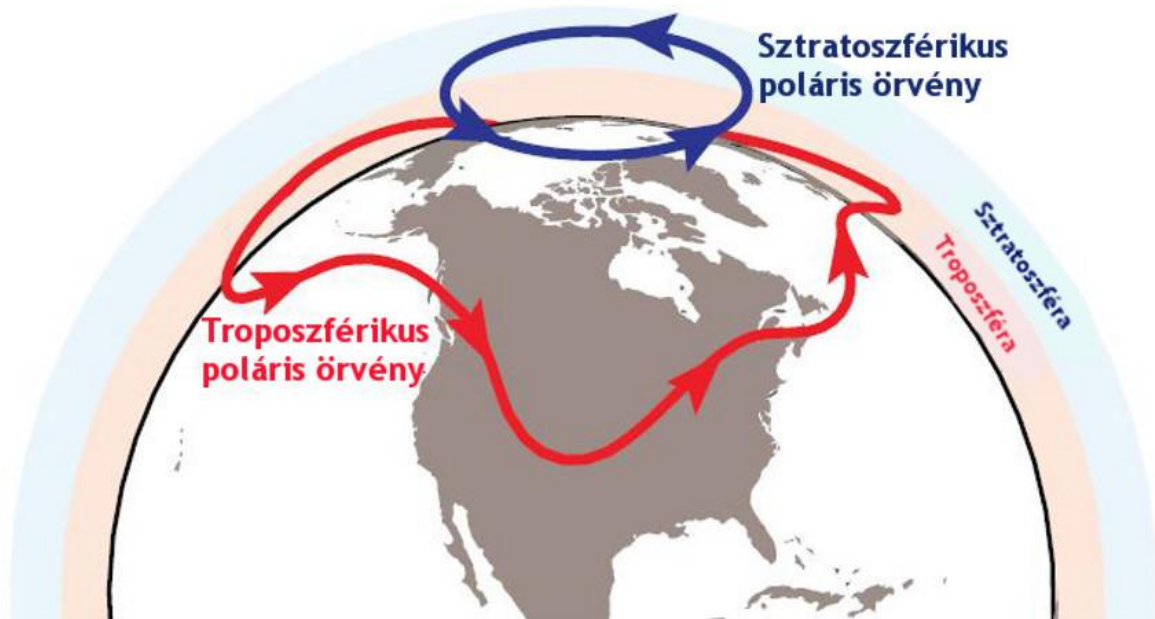
2.2. Poláris örvények

A cím „gyűjtő fogalom”, ami a magas szélességek ciklonális örvényeit takarja. Legtöbbször globális- illetve szinoptikus skálájú örvényekre gondolunk (*Czelnai et al.*, 1995; *Waugh et al.*, 2016), de használják a kifejezést a poláris ciklonokra is, amelyek mezoskálájú képződmények. E gyors fejlődésű alacsony nyomású képződmények poláris, még nem befagyott tengerek felett alakulhatnak ki, amelyek bár hidegek, mégis melegebbek, mint a felettük sodródó légtömegek. A gyors ciklonfejlődés modellje (*Shapiro és Keyser*, 1990) szerint egy meleg magú, frontális szerkezetét elvesztő okkludálódott ciklonáris rendszer alakul ki, amit gyakran a magas szélességek hurrikánjaiként is szoktak említeni (Lásd részletesebben pl. *Merics*, 2010).

A poláris örvény kifejezést legtöbbször – ahogy a szakirodalomban is – a poláris területek nagyskálájú ciklonális örvényeire alkalmazzuk. A troposzféra és a sztratoszféra poláris örvényei azonban kialakulásukban és jellegükben eltérnek egymástól (2. ábra).

A troposzférikus poláris örvény, változó intenzitással, de egész évben megfigyelhető, míg a sztratoszférikus poláris örvény a téli félévben jelenik meg, s a tavasz beköszöntével, a sztratoszféra szélfordulásával megszűnik. Mindkét örvényt erős nyugatias szél jellemzi. Az északi féltekén a sztratoszféra áramlását nyáron a keleties, télen a nyugatias szelek határozzák meg. A déli féltekén fordított a helyzet. Ezt a menetet a poláris és a trópusi területek közötti eltérő hőmérsékleti kontraszt, így az eltérő nyomási szerkezet (az alacsony és a magas nyomású centrum helyének a féléves változása) határozza meg (*Péczely*, 1979).

A troposzférában a polárfronthoz tartozó futóáramlás (PJ – Polar Jet) jeleníti meg a poláris örvényt, amire gyakran a „troposzférikus cirkumpoláris örvény” kifejezést használják. Elhelyezkedését a 300 hPa-os szint geopotenciál mezője (a PJ helyzete) adja meg. Ez a jellegzetes nyugatias áramlás változó intenzitással, de egész évben fennmarad. Télen közelebb kerül a pólushoz, nyáron eltávolodik tőle, ahogy a trópusi összeáramlási zóna (ITCZ – InterTropical Convergence Zone) vándorol. Szerkezetére, intenzitására hatással van az alacsony szélességek cirkulációs rendszere, az adott ENSO fázis, vagy az egyenlítői kvázi-kétéves oszcilláció (QBO – Quasi Biennial Oscillation, lásd a jelenség leírását *Götz és Rákóczi*, 1981; *Holton*, 2004) de még a napfolt aktivitás is. Évszakos elhelyezkedését *Angell* (2001) nyomán a 3. ábrán szemléltetjük az északi féltekén.

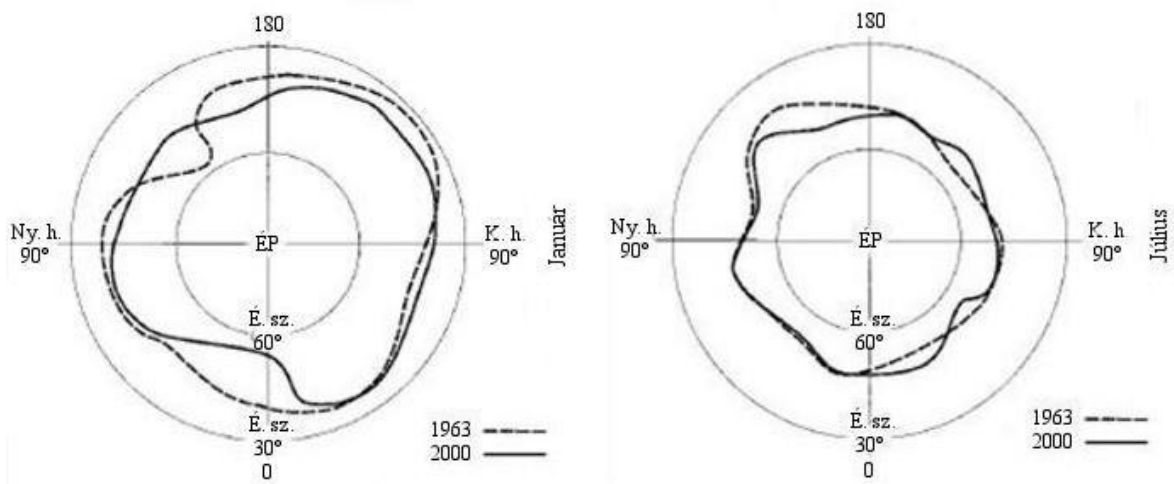


2. ábra.

A troposzférikus és a sztroszférikus poláris örvény elhelyezkedésének sematikus képe (fent). A januári és a júliusi átlagos zonális szélmező az 1000 hPa és az 1 hPa-os nyomási szint között (lent). Zöld színnel jelöljük a tropopauza elhelyezkedését, "W" jelenti a nyugatias- "E" a keleties szeleket.

Jól látható a sztroszféra szélfordulása, az egész évben megmaradó troposzférikus poláris örvény és a téli félévre jellemző sztroszférikus poláris örvény. A pólus környéki területeket a felszín közelében nyáron keleties (anticiklonális), télen inkább gyenge nyugatias (ciklonális) áramlási kép jellemzi.

Forrás: Waugh et al. (2016).



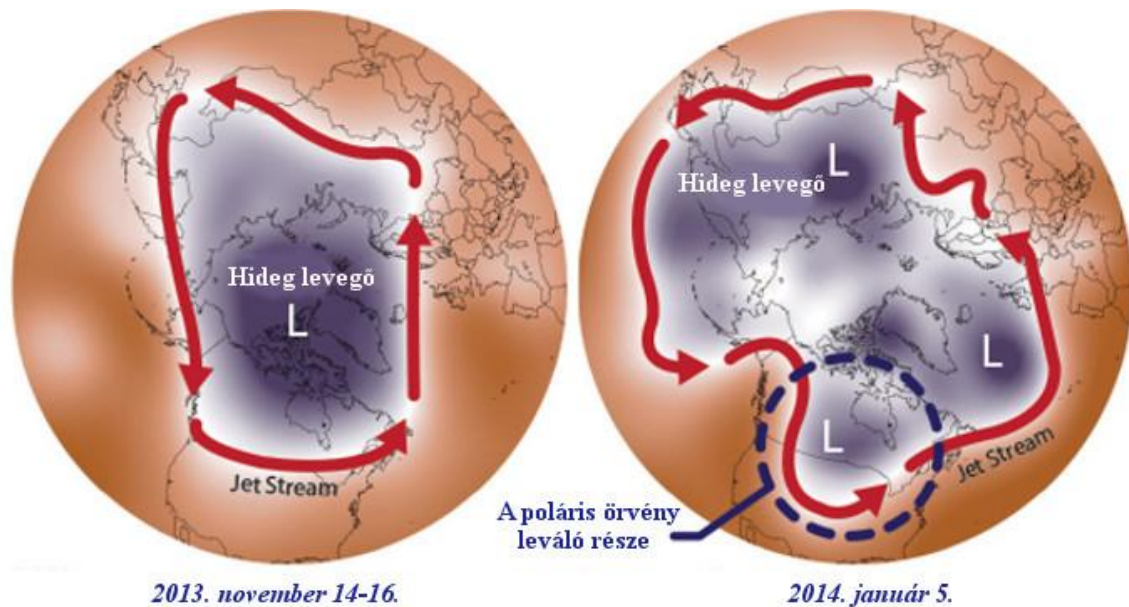
3. ábra.

*A troposzférikus cirkumpoláris örvény (PJ) elhelyezkedése az északi féltekén a 300 hPa-os AT-térképen januárban (baloldali kép; 9120 gpm) és júliusban (jobboldali kép; 9400 gpm) 1963-ban és 2000-ben
Forrás: Angell (2001).*

A sztratoszférikus poláris örvényen leggyakrabban – ahogy a szakirodalom is – a sztratoszféra alsó rétegében a téli félévben kialakuló és változó intenzitással megmaradó alacsony nyomású ciklonális forgású szinoptikus skálájú képződményt értünk (2. ábra). Ez az angol szakirodalomban használt „polar vortex”, pontosabban „stratospheric polar vortex”.

A troposzférikus cirkumpoláris örvény intenzitását a polárfront két oldalán megfigyelhető hőmérsékleti kontraszt határozza meg. A PJ elhelyezkedése, intenzitása és „meanderezése”, vagyis az arktiszi sarki örvények jelentősen befolyásolhatják Európa, Észak-Amerika és Kelet-Ázsia téli időjárását. Az örvény erőssége folyamatosan változik az év folyamán, általában a leghidegebb téli hónapok során éri el maximumát, míg a melegebb tavaszi illetve nyári hónapokban akár el is tűnhet a poláris régiókból [1-britannica.com]. Erős sztratoszférikus poláris örvény esetén az Északi-sark felett nagyon alacsony légnyomás uralkodik, ezért a pólus és a közepes szélességek közti nyomáskülönbség kiegyenlítődése érdekében a hideg levegő az alacsony nyomásközpontú pólus felé áramlik (4. ábra, baloldali kép). Ez Észak-Európában és az Amerikai Egyesült Államok keleti részén az évszakhoz képest enyhe téli időjárást okoz. Ha a sarki sztratoszférikus örvény gyenge, akkor az északi pólus felett magas nyomás alakul ki, és a hideg levegő a pólusról a közepes szélességek felé áramlik, míg a szubtrópusi területekről

származó meleg légtömeg áthelyeződik az Északi-sark térségébe. Így észak-déli irányú áramlás jön létre a sarkvidéki és a szubtrópusi területek között (4. ábra, jobboldali kép). Tehát a gyenge sztratoszférikus poláris örvény extrém hideg téli időjárást és nagyon erőteljes havazásokat generálhat Európában, Észak-Amerikában illetve Kelet-Ázsiában [2-aer.com].



4. ábra.

Az erős (baloldalon) és a gyenge (jobboldalon) sztratoszférikus cirkumpoláris örvény elhelyezkedése 2013. november 14-én és 2014. január 5-én. Az alacsony nyomású, hideg levegőjű központokat "L" betű és sötétlila szín jelzi.

A baloldali képen látjuk a pólus feletti nagyon alacsony nyomást (erős sztratoszférikus poláris örvény), a jobboldalin a közepes szélességek (pl. Észak-Amerika) felé áramló hideg sarkvidéki légtömegeket (gyenge sztratoszférikus poláris örvény).

Forrás: [3-nasa.gov].

3. Elméleti alapok

A sztratoszférikus poláris örvény dinamikájának és vertikális szerkezetének vizsgálata előtt ismerkedjünk meg az elemzéshez feltétlenül szükséges matematikai-fizikai alapokkal! A 3.1 és 3.2 alfejezetekben az örvényesség és az Ertel-féle potenciális örvényesség fogalmáról lesz szó, utóbbi – amint később látni fogjuk – a poláris örvények azonosításában kulcsszerepet játszik.

A 3.3 alfejezetben áttekintjük a planetáris hullámok (vagy más néven Rossby-hullámok) kialakulásának fizikai hátterét. Azért tartom fontosnak ennek megismerését, mert a vertikálisan terjedő Rossby-hullámok (lásd *Holton, 2004*) gyengítik a poláris örvényeket és megváltoztatják azok alakját. E hullámoknak köszönhető az a hemiszférikus aszimmetria, amit az északi és a déli félteke poláris örvényei között tapasztalható a Földön. Az északi félgömbön a nagy kiterjedésű szárazföldek miatt (termikus és mechanikus hatások) sokkal erősebb a Rossby-hullámok vertikális terjedése, ami a poláris örvény alakját elliptikussá teszi. A déli félteke poláris örvényei (troposzférikus és sztratoszférikus) ezzel szemben inkább kör alakúak (kevésbé meanderezők). Ezek leírásában a Rossby-féle kvázi-geosztrofikus potenciális örvényesség fogalmát használjuk (*Holton, 2004*).

3.1. Az örvényesség fogalma

A dinamikus meteorológiában az örvényesség a rotáció vektor függőleges komponense, vagyis az áramlási tér adott pontjára jellemző tulajdonság: egy skalár-vektor függvény (*Rákóczi és Götz, 1981; Holton, 2004*). Kétféle örvényességet különböztetünk meg: az abszolút koordináta-rendszerbeli ún. abszolút örvényességet, és a Földdel Ω szögsebességgel együtt forgó relatív koordináta-rendszerbeli ún. relatív örvényességet. A két örvényesség közötti kapcsolatot a planetáris örvényesség adja, ami nem más, mint a Coriolis-paraméter. Értéke adott φ szélességi körön $f = 2\Omega \sin \varphi$. Elsőként írjuk fel az abszolút és a relatív rendszerbeli rotációt! A két rendszerbeli sebesség közötti kapcsolat:

$$\mathbf{V}_a = \mathbf{V} + \boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{r}, \quad (1)$$

ahol \mathbf{V}_a , \mathbf{V} , \mathbf{r} rendre az abszolút és a relatív koordináta-rendszerbeli sebesség, illetve a

Föld középpontjától vett távolság (a helyvektor). A két koordináta-rendszerbeli rotáció:

$$\text{rot } \mathbf{V}_a \equiv \nabla \times \mathbf{V}_a = \nabla \times \mathbf{V} + 2\boldsymbol{\Omega}, \quad (2)$$

$$\text{rot } \mathbf{V} \equiv \nabla \times \mathbf{V}. \quad (3)$$

A rotáció a Földdel együtt forgó Descartes-féle koordináta-rendszerben ($\mathbf{V} = (u, v, w)$) kifejezve az alábbi alakot ölti:

$$\text{rot } \mathbf{V} = \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}, \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}, \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right). \quad (4)$$

A nagyskálájú folyamatok esetén (az áramlást kétdimenziósnek tekintve) a rotáció helyett az abszolút és relatív örvényességgel dolgozunk:

$$\zeta_a \equiv \mathbf{k} \cdot (\nabla \times \mathbf{V}_a) = \frac{\partial v_a}{\partial x} - \frac{\partial u_a}{\partial y} = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + f = \zeta + f, \quad (5)$$

$$\zeta \equiv \mathbf{k} \cdot (\nabla \times \mathbf{V}) = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}. \quad (6)$$

Az északi féltekén ciklonális áramlásban ζ értéke pozitív. Értelemszerűen ennek ellenkezője igaz az anticiklonális örvényességre.

A relatív örvényesség (később egyszerűen csak örvényesség) a δC relatív cirkuláció (később egyszerűen cirkuláció) segítségével is kifejezhető:

$$\zeta = \lim_{\delta A \rightarrow 0} \frac{\delta C}{\delta A} = \lim_{\delta A \rightarrow 0} \frac{1}{\delta A} \int_{\delta A} \mathbf{V} \cdot d\mathbf{s}, \quad (7)$$

ahol δA a vizsgált zárt görbe által közrezárt felület, $d\mathbf{s}$ a görbe érintő irányába történő elmozdulás. (A cirkuláció a sebesség vektor zárt görbe menti vonalintegrálja; abszolút sebesség esetén abszolút cirkulációról beszélünk.)

3.2. Az Ertel-féle potenciális örvényesség

Az Ertel-féle (1942) potenciális örvényesség három egyenletet, három tulajdonságot ötvöz:

- i. a kontinuitási egyenletet (tömegmegmaradás),
- ii. egy skalár megmaradási tételt (pl. száraz adiabatikus folyamat során a potenciális hőmérséklet állandóságát – termodinamikai egyenlet),
- iii. illetve az örvényességi egyenletet (az örvényesség időbeli megváltozását), ami súrlódásmentes horizontális áramlás esetén egy 2D barotrop felületen az abszolút örvényesség időbeli állandóságát leíró összefüggésre egyszerűsödik. Ez másképpen fogalmazva analóg az m tömegű forgó mozgást végző test impulzusmomentumának (perdületének) a megmaradásával.

A poláris örvények azonosításához elengedhetetlen az Ertel-féle potenciális örvényesség alapos ismerete. A megfigyelések szerint ugyanis azokkal a területekkel tudjuk azonosítani a poláris örvényeket, ahol nagyon magas a potenciális örvényesség értéke.

Az Ertel-féle potenciális örvényesség megadásához induljunk ki a Kelvin-féle cirkuláció tételből, ami kimondja, hogy az abszolút cirkuláció állandó marad barotrop közegben (általánosabban egy barotrop felületen):

$$\frac{d}{dt}(\delta C + 2\Omega \cdot \sin \varphi \cdot \delta A) = 0, \quad (8)$$

ahol δC most egy izentropikus (állandó potenciális hőmérséklettel rendelkező) felületen a δA területre vonatkozó cirkuláció. Tegyük fel, hogy az izentropikus felület horizontális (izentrop koordináta-rendszer), s így

$$\delta C \approx \zeta \cdot \delta A. \quad (9)$$

Ekkor a (8) egyenletben a zárójelben lévő kifejezés konstans, és δA -t kiemelve azt kapjuk, hogy:

$$\delta A(\zeta_\theta + f) = \text{állandó} \quad (10)$$

ahol ζ_θ adott izentropikus felületre vonatkozó relatív örvényesség, f a Coriolis-paraméter.

Tekintsünk két potenciális hőmérsékleti felület között levő légréoszt, melynek tömege:

$$\delta M = \left(\frac{-\delta p}{g} \right) \cdot \delta A \quad (11)$$

ahol a $\delta p < 0$ a két potenciális hőmérsékleti (θ) szint közti nyomáskülönbség, g a nehézségi gyorsulás. Feltesszük, hogy a légréosz száraz adiabatikusan helyeződik át: nem változik a potenciális hőmérséklet, s természetesen a tömege sem. Így felírható, hogy:

$$\delta A = -\frac{\delta M \cdot g}{\delta p} = \left(-\frac{\delta \theta}{\delta p} \right) \cdot \left(\frac{\delta M \cdot g}{\delta \theta} \right) \quad (12)$$

Mivel δM és $\delta \theta$ állandó:

$$\delta A = \text{állandó} \cdot g \left(-\frac{\delta \theta}{\delta p} \right) \quad (13)$$

Behelyettesítve (13)-at a (10)-es egyenletünkbe, megkapjuk az Ertel-féle P potenciális örvényességet (*Holton*, 2004):

$$P \equiv (\zeta_\theta + f) \cdot \left(-g \frac{\delta \theta}{\delta p} \right) = \text{állandó} . \quad (14)$$

A fenti összefüggés könnyen átírható homogén (állandó sűrűségű) közegre („sekély víz”). Tekintsünk egy $H(x, y)$ változó mélységű homogén közeg φ földrajzi szélességen. Egy kiválasztott vízoszlop áthelyeződése során itt is megőrzi potenciális örvényességét:

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{f + \zeta}{H} \right) = 0, \quad (15)$$

ahol $\frac{f + \zeta}{H}$ a homogén közegre vonatkozó potenciális örvényesség (sokszor ezt az alakot nevezik Rossby-féle potenciális örvényességnek), f és ζ összege – ahogy már említettük – az abszolút örvényesség (a levezetést lásd pl. *Smith* (2014) munkájában).

Gyakran használjuk a kvázi-geosztrofikus potenciális örvényesség fogalmát is, ami nem más, mint a p -rendszerbeli nyomási tendencia egyenlet (Lásd *Götz és Rákóczi* (1981) 417–421. oldal; *Holton* (2004) 157–161. oldal) egyszerűsített felírása [4-washington.edu]:

$$\frac{Dq}{Dt} = 0, \quad (16)$$

$\frac{D}{Dt}$ teljes derivált, ahol az advekciós tagban a geosztrofikus szél szerepel.

$$q = \left[\frac{1}{f_0} \nabla^2 \Phi \right] + f + \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right). \quad (17)$$

Itt az első tag a relatív örvényesség, f_0 a Coriolis-paraméter értéke a φ_0 szélességi körön (megjegyezzük, hogy a fenti egyenletben β -sík közelítést alkalmaztunk, a közelítést lásd részletesebben a 3.3. fejezetben), Φ a geopotenciál. Emlékeztetünk, hogy a nyomási rendszerben a relatív örvényesség alakja:

$$\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{1}{f_0} \nabla^2 \Phi. \quad (18)$$

A (17) kvázi-geosztrofikus potenciális örvényesség második tagja a planetáris örvényesség, míg a harmadik tag a vizsgált légtest vastagság változásából (zsugorodás-megnyúlás) származó tag, ami a légtest hőmérsékletváltozásával kapcsolatos a geopotenciál-változáson keresztül.

$\sigma = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \Theta}{\partial p}$ stabilitási paraméter.

Gyakran előfordul, hogy a szemléletesség kedvéért a nyomás szerinti változából magasság szerinti változásra térünk át (*Holton*, 2004), de továbbra is két nyomási szint között vagyunk. $dp = -\bar{\rho} g dz$. Ekkor a kvázi-geosztrofikus potenciális örvényesség alakja:

$$q = f + \frac{1}{f_0} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial y^2} + \frac{f_0}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\bar{\rho}}{N^2} \frac{\partial \Phi}{\partial z} \right), \quad (19)$$

ahol N a Brunt-Väisälä frekvencia (Lásd részletesebben a 4.3. fejezetben). A felülvonás az átlagolásra utal.

3.3. A planetáris vagy Rossby-hullámok

A különböző hőmérsékletű légtömegek, valamint a ciklonális és anticiklonális területek közötti globális kiegyenlítő mozgások eredményeként jetstream-ek, azaz futóáramlások alakulnak ki. A planetáris hullámok, vagy más néven légköri Rossby-hullámok a poláris hideg és a mérsékelt övi meleg levegő közötti légtömeghatáron, meanderező futóáramlásként (PJ) jönnek létre a troposzférában, illetve a poláris és arktikus levegőtömegek határán alakulnak ki a téli alsó sztratoszférában. Rossby-hullámok mindkét féltéken előfordulnak, de az északon a legelterjedtebbek a kontinensek méretének és elhelyezkedésének köszönhetően [5-metnet.hu].

A Rossby-hullám inerciális hullámtípus, tehát az energiaátadás a relatív és az abszolút mozgás kinetikus energiái között történik. Létrejöttét elsősorban a Coriolis-paraméter szélesség szerinti megváltozása okozza (Smith, 2014).

Nézzük a Rossby-hullámok kialakulását Descartes-féle koordináta-rendszerben, ahol az x tengely keletre, az y tengely északra mutat! A Föld görbületét figyelembe véve β -sík közelítést alkalmazunk, tehát az f Coriolis-paramétert (ami az y függvénye) az alábbi módon közelítjük:

$$f = f_0 + \beta \cdot y, \quad (20)$$

ahol f_0 a Coriolis-paraméter értéke a φ_0 szélességi körön,

$$\beta = \frac{df}{dy} \quad (21)$$

a Coriolis paraméter szélesség szerinti megváltozása. Mivel $f = 2\Omega \cdot \sin \varphi$ ezért (21) az

alábbi alakot ölti:

$$\frac{df}{dy} = 2\Omega \cdot \cos \varphi \cdot \frac{d\varphi}{dy}. \quad (22)$$

Kis szögelfordulások esetén

$$\Delta\varphi \approx \frac{\Delta y}{r}, \quad (23)$$

ahol r a Föld sugara. Ekkor

$$\frac{d\varphi}{dy} = \frac{1}{r}, \quad (24)$$

s így β -ra az alábbi közelítés adódik:

$$\beta = \frac{2\Omega \cdot \cos \varphi}{r}. \quad (25)$$

Kétdimenziós esetet vizsgálunk. Összenyomhatatlan (horizontálisan divergencia-mentes) közegben az elmozduló folyadékoszlop vastagsága nem változik. Az örvényességi egyenlet az abszolút örvényesség megmaradására egyszerűsödik:

$$\frac{d}{dt}(f + \zeta) = 0. \quad (26)$$

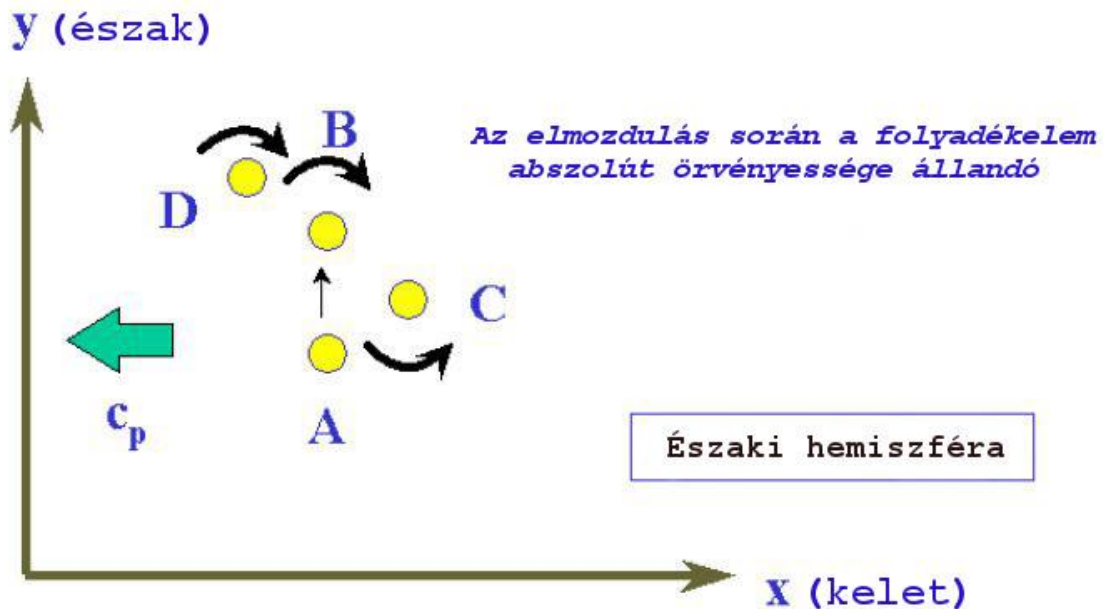
Az egyenlet kis perturbációk módszerével történő megoldásával kapjuk a nyugatias alapáramlásra rakódó Rossby-hullámok c_o haladási (csoport- vagy fázis-) sebességét.

$$c_p = \bar{u} - \frac{L^2 \beta}{4\pi^2}, \quad (27)$$

ahol \bar{u} a zonális alapáramlás, L a hullámhossz.

Nézzük a Rossby-hullámokat az 5. ábra alapján! Sekély „víz közegben” dolgozunk! A közeg nyugalmi állapotát feltételezve, tekintsünk az északi féltekén az A pontban lévő folyadékelemet, ami az y tengely mentén északi irányban elmozdul B pontba.

Ekkor az f Coriolis-paraméter értéke nagyobb lesz és mivel az elmozdulás során a folyadékelem ($f + \zeta$) abszolút örvényessége állandó marad – az abszolút örvényesség megmaradása miatt – a kezdetben örvénymentes áramlás ($\zeta = 0$) negatív örvényességű lesz. A B pontba jutva már anticiklonális örvényessége lesz. Az 5. ábrán szereplő D pontban szintén anticiklonális az örvényesség, hiszen ζ értéke tovább csökken északi irányba haladva. Az örvényesség, tovább haladva, a C pontban már pozitív, mivel a B ponthoz képest a folyadékelem déli irányba mozdul el, ami ζ növekedését jelenti, így ott ciklonális örvényesség alakul ki. (A fent jellemzett hullámmozgást Carl-Gustaf Rossby és munkatársai fedezték fel elsőként az 1930-as években.)



5. ábra.

Az északi hemiszférikus nem-divergens Rossby-hullám dinamikája. Az elmozduló folyadékelemet (légrést) sárga körök, a ciklonális és anticiklonális mozgást fekete nyilak illusztrálják.

Zöld nyíl jelzi a planetáris hullámok fázissebességét (c_p) amik a közeghez képest nyugati irányba terjednek a hullámhossz (L) négyzetével arányos sebességgel.

Forrás: Smith (2014).

4. A sztratoszférikus poláris örvények és a gyors sztratoszférikus melegedési események kölcsönhatása

Elsőként az idealizált sztratoszférikus poláris örvény dinamikájával, a belsejében uralkodó hőmérsékleti viszonyokkal és az örvény magját körülölelő áramlási képpel ismerkedünk. Ezt követően a gyors sztratoszférikus melegedés dinamikáját, klimatológiáját továbbá a poláris örvényhez fűződő kapcsolatát, annak vertikális szerkezetére gyakorolt hatását mutatom be. Végezetül a kvázi-kétéves oszcillációt vizsgálom a sztratoszférikus poláris örvény kapcsolatában.

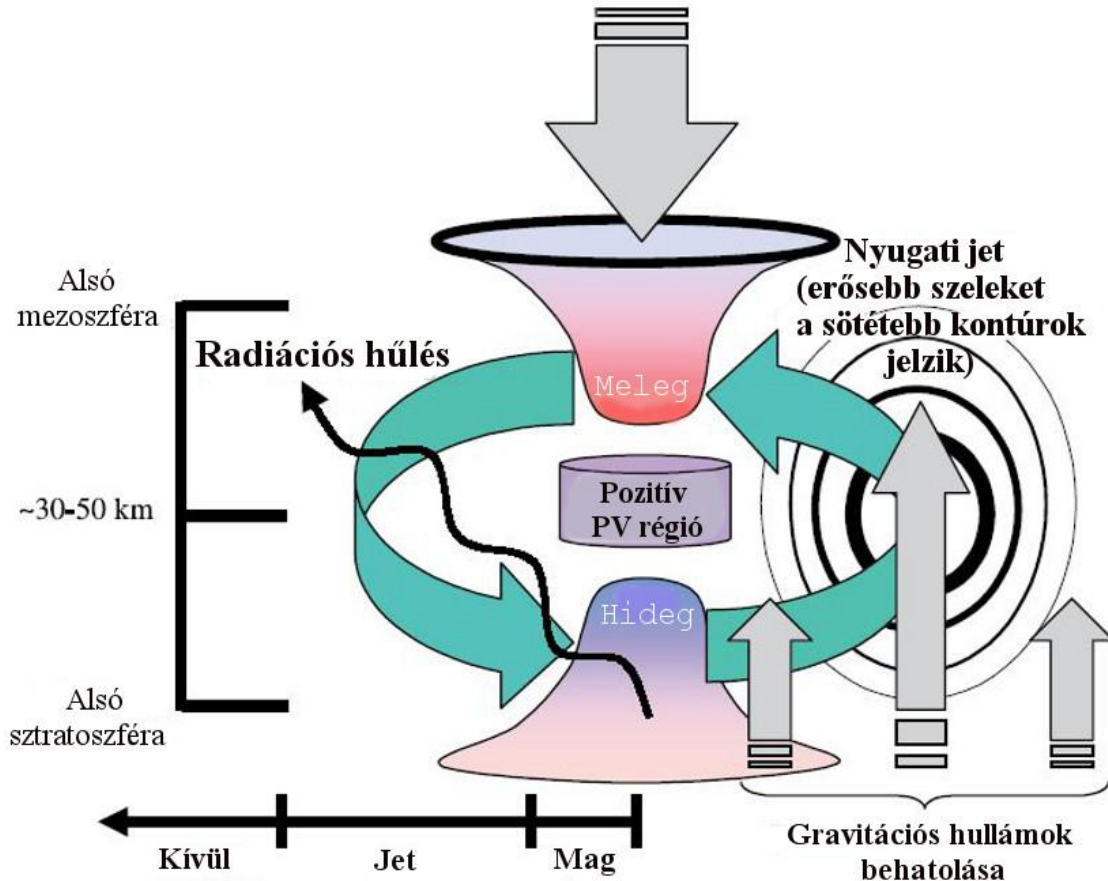
4.1. A sztratoszférikus poláris örvény dinamikája idealizált esetben

A poláris örvény (*e fejezetben a sztratoszférikus poláris örvényre használjuk a megnevezést*) egy olyan ciklon, ami a nagy meridionális hőmérsékleti gradiens miatt alakul ki télen a magas szélességek sztratoszférájában. Mindkét féltekén előfordulhat, de a tapasztalatok azt mutatják, hogy az északin gyakrabban jelenik meg, mint a délin. Az arktiszi poláris örvény mind elhelyezkedését, mind méretét tekintve nagyobb mértékben mutat változásokat, mint az antarktiszi örvény (*Gerrard et al., 2002*). Ez nagyrészt a vertikálisan terjedő planetáris hullámoknak illetve a következő alfejezetben tárgyalt gyors sztratoszférikus melegedéseknek (SSW – sudden stratospheric warming) köszönhető. A vertikálisan terjedő Rossby-hullámok hatására a poláris örvény gyengévé válik (kisebb lesz a potenciális örvényesség értéke). Mivel a Rossby-hullámok vertikális terjedése leginkább az északi hemiszférára jellemző, az arktiszi poláris örvény változékonyabb az antarktiszi örvénynél.

A kvázistacionárius (lassan fejlődő, vagy egyensúlyi állapotban levő) poláris ciklon hőmérsékleti felépítését *Gerrard et al. (2002)* alapján lehet legegyszerűbben elemezni. Az idealizált poláris örvényt vizsgálták empirikus modellek segítségével, s megállapították, hogy az örvény magjában az alsó sztratoszférában alacsony a hőmérséklet, ami az örvény forgástengelyétől mért távolsággal növekszik. Ez a poláris éjszaka során bekövetkező radiációs hűlésnek köszönhető. Ennek éppen az ellenkezője igaz a felső sztratoszférában illetve az alsó mezoszférában, azaz itt magas hőmérséklet uralkodik és ez a forgástengelytől mért távolsággal csökken. Ezért ez a hőmérsékleti szerkezet olyan

nyomási mezőt eredményez, ami örvénybeli futóáramlásokhoz (jetek-hez) vezet (nagy nyomási gradiens). A jetek az alsó sztratoszférából indulnak felfelé, egészen az alsó mezoszféráig. Maximális sebességük a 10 hPa-os és az 1 hPa-os szint között lesz (6. ábra).

Nagyskalájú vertikális süllyedés (tömörödés)



6. ábra.

Az idealizált poláris örvény vertikális felépítése.

Az ábra jól szemlélteti a poláris örvényben a meleg és hideg hőmérsékleti réteg közötti pozitív potenciális örvényességű régiót, amit a jet toroidszerűen átölel.

Forrás: Gerrard et al. (2002).

A poláris örvény dinamikájához hozzátartozik, hogy pozitív potenciális örvényesség (PV – potential vorticity) figyelhető meg az örvény belsejében, nagy PV anomáliával. Ez magyarázatot ad a fenti erősen idealizált hőmérsékleti szerkezetre, hiszen egy bizonyos magasságban a nagy PV anomáliával rendelkező régió alatt hideg árok,

felette pedig meleg boltozat alakul ki, s e két hőmérsékleti réteg között a szelek toroidszerűen ölelik át a pozitív potenciális örvényességű területet. A valós légkörben azonban figyelembe kell vennünk számos egyéb olyan tényezőt, amelyek jelentősen befolyásolják a poláris örvény hőmérsékleti és dinamikai szerkezetét, mint például a horizontális keveredés vagy a planetáris hullámok jelenléte. Ezek ugyanis arra kényszeríthetik az örvényt, hogy elmozduljon eredeti helyéről.

A sarki (vagy poláris) örvény pereme egy gyors nyugati cirkuláció a 60. szélességi fok körül 40 km-es magasságban, ahol a szélesség akár 100 m s^{-1} . Ez a jetstream-szerű áramlás megakadályozza az anyag- (és tulajdonság-) szállítást a sarki örvény belseje és külseje között, és azt a tartományt öleli körül, ahol az ózoncsökkenés zajlik a sarki hideg telek végén (*Jánosi és Tél, 2012*).

A poláris örvény egész télen irányítja az erős nyugati zonális szeleket a sztratoszférában. Az északi-sarki poláris örvényhez kapcsolódó extra-trópusi téli cirkulációt sarki éjszakai jetnek (PNJ – Polar Night Jet) nevezzük (*Maycock, 2008*).

4.2. Gyors sztratoszférikus melegedési események

Matsuno (1971) vizsgálatai világosan bizonyították, hogy a troposzférikus hullámok hatást gyakorolnak a sztratoszférikus cirkulációra. A XX. század végéig úgy gondolták, hogy a troposféra és a sztratosféra kapcsolata kizárólag egyirányú, azaz csak a troposzférikus időjárás képes befolyásolni a sztratosféra állapotát, fordítva nem lehetséges. Azonban a 2000-es évek elején számos modellező tanulmány készült, például *Polvani és Kushner* (2002), melyek eredményei határozottan cáfolták ezt az egyirányú kapcsolatot. Bebizonyították, hogy a sztratoszférában uralkodó események hatással vannak a troposzférikus cirkulációra. Azaz a sztratosféra nem csupán a troposzférából érkező planetáris hullámok passzív elnyelőjeként viselkedik, hanem a troposféra állapotát is képes befolyásolni, így kétirányú dinamikai kapcsolat alakul ki a troposféra és a sztratosféra között (*Charlton és Polvani, 2007*). A legjelentősebb troposzférikus cirkulációt módosító események közé tartoznak a gyors sztratoszférikus melegedések. A Meteorológiai Világszervezet (WMO – World Meteorological Organisation) által megalkotott definíció szerint egy télközepi sztratoszférikus melegedés akkor következik be, amikor az északi szélesség 60° -án, a 10 hPa szinten az átlagos zonális szelek keletiessé

válnak. Megjegyezzük, hogy a téli félévben (november-március) a jellegzetes zonális szél nyugatias (2. ábra). Azt a napot, amikor e jelenség bekövetkezik, a melegedés központi dátumának nevezzük (Charlton és Polvani, 2007). A továbbiakban a gyors sztratoszférikus melegedésre az angol rövidítését (SSW) használom. A gyors melegedés egyik kialakítója a Rossby hullámok energiájának vertikális terjedése, ami a kvázi-geosztrofikus potenciális örvényesség változást okozza.

4.3. A gyors sztratoszférikus melegedés szerepe a poláris örvény dinamikájában

A gyors sztratoszférikus melegedés és a poláris örvény közötti kapcsolat megértéséhez a zonálisan átlagolt Rossby-féle potenciális örvényesség időbeli változását leíró egyenleten keresztül vezet az út. A (17) egyenlet analíziséből kitűnik, hogy állandó kvázi-geosztrofikus potenciális örvényesség esetén a hőmérséklet gyors magasság szerinti növekedésével $\frac{\partial T}{\partial p} < 0$ a légoszlop zsugorodásával-nyúlásával kapcsolatos tag (17 egyenlet utolsó tagja) pozitív előjelű, így adott szélességen a relatív örvényességnek csökkennie kell.

A következő lépésként vizsgáljuk meg, hogyan változik adott szinten a kvázi-geosztrofikus potenciális örvényesség? Milyen szerepe van a mechanikus turbulenciának és a hőszállításnak? A vizsgált egyenlet:

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{q'v'}}{\partial y}, \quad (28)$$

ahol a Rossby-féle potenciális örvényesség ($q = \bar{q} + q'$) átlagos értéke (\bar{q}) és fluktuációja (q') (Holton, 2004):

$$\bar{q} = (f_0 + \beta y) + \frac{1}{f_0} \frac{\partial^2 \bar{\Phi}}{\partial y^2} + \frac{f_0}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\rho_0}{N^2} \frac{\partial \bar{\Phi}}{\partial z} \right), \quad (29)$$

$$q' = \frac{1}{f_0} \left(\frac{\partial^2 \Phi'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Phi'}{\partial y^2} \right) + \frac{f_0}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\rho_0}{N^2} \frac{\partial \Phi'}{\partial z} \right), \quad (30)$$

A kvázi-geosztrofikus potenciális örvényesség, ahogy korábban említettem, három tagból áll. Ezek i) a planetáris örvényesség, itt β -sík közelítéssel, ii) a relatív örvényesség, és iii) a légréteg vastagságának (geopotenciáljának) változásával kapcsolatos adalék. Feltesszük, hogy az átlagos geopotenciál ($\bar{\phi}$) csak meridionálisan változik (zonális alapáramlás), míg az erre rakódó fluktuációk egyaránt lehetnek zonálisak és meridionálisak. A fenti egyenletekben $\rho_0 = \bar{\rho} = \bar{\rho}(z, t)$ az átlagos sűrűség, $N^2 = \text{const} = g \frac{\partial \ln \bar{\theta}}{\partial z} \cong g \frac{\partial \ln \bar{T}}{\partial z} \cong -\bar{\rho} g^2 \frac{\partial \ln \bar{T}}{\partial p}$ a Brunt-Väisälä frekvencia négyzete, ahol g a nehézségi gyorsulás, $\bar{\theta}$ az átlagos potenciális hőmérséklet. $\bar{q}'v'$ a kvázi-geosztrofikus potenciális örvényesség meridionális fluxusa, $\frac{\partial \bar{q}'v'}{\partial y}$ pedig a meridionális fluxus meridionális változása (divergencia-tag).

Kihhasználva a magasság- és a nyomásváltozás közötti hidrosztatikus kapcsolatot ($dp = -\rho_0 g dz$), illetve a nyomási rendszerben felírt sztatika alapegyenlete alapján a geopotenciál ($\phi = \bar{\phi} + \Phi'$) fluktuációjának nyomás szerinti megváltozását, $\frac{\partial \Phi'}{\partial p} = -\frac{\partial \Phi'}{\rho_0 g \partial z} = -\frac{1}{\rho'}$, továbbá a $\frac{\rho_0}{\rho'} \cong -\frac{T_0}{T'} \cong -\frac{\Theta_0}{\Theta'}$ azonosságot kapjuk a z -koordináta és a p -koordináta szerinti változások közötti kapcsolatot két nyomási szint között. (30) egyenlet jobboldali második tagjában felfedezhetjük a potenciális hőmérsékleti (illetve a hőmérsékleti) fluktuációt:

$$\begin{aligned} \frac{f_0}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\bar{\rho}}{N^2} \frac{\partial \Phi'}{\partial z} \right) &\cong g f_0 \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\bar{\rho}}{N^2} g \bar{\rho} \frac{\partial \Phi'}{\partial p} \right) = g f_0 \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\bar{\rho}}{N^2} g \bar{\rho} \left(\frac{-1}{\rho} \right)' \right) = g f_0 \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{g \rho'}{N^2} \right) \cong \\ &\cong g f_0 \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{g \rho'}{g \frac{\partial \Theta}{\partial z}} \right) \cong g f_0 \frac{\partial}{\partial p} \left(-\frac{g \bar{\Theta} \rho'}{g^2 \bar{\rho} \frac{\partial \Theta}{\partial p}} \right) = f_0 \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\Theta'}{\frac{\partial \Theta}{\partial p}} \right). \quad (31) \end{aligned}$$

Térjünk vissza Holton (2004) levezetéséhez! A kvázi-geosztrofikus potenciális

örvényesség fluktuációját leíró (30) egyenletében az első tag az ageosztrofikus szél örvényessége, hiszen:

$$f_0 v' = + \frac{\partial \Phi'}{\partial x} \quad \text{és} \quad f_0 u' = - \frac{\partial \Phi'}{\partial y}. \quad (32)$$

Mivel zonálisan (x -irányban) átlagolt mozgásokkal foglalkozunk, teljesül, hogy

$$\overline{v' \frac{\partial^2 \Phi'}{\partial x^2}} = \frac{1}{f_0} \overline{\frac{\partial \Phi'}{\partial x} \frac{\partial^2 \Phi'}{\partial x^2}} = \frac{1}{2f_0} \overline{\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \Phi'}{\partial x} \right)^2} = 0. \quad (33)$$

Ezt kihasználva – a horizontális szélesség szokásos felbontása szerint geosztrofikus és egy ageosztrofikus szélkomponens: $u = u_g + u'$. $v = v_g + v'$ – a kvázi-geosztrofikus potenciális örvényesség meridionális árama:

$$\overline{q'v'} = \frac{v'}{f_0} \overline{\frac{\partial^2 \Phi'}{\partial y^2}} + \frac{f_0}{\rho_0} v' \overline{\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\rho_0}{N^2} \frac{\partial \Phi'}{\partial z} \right)}. \quad (34)$$

Az első tag a horizontális impulzusáram meridionális változását adja meg, míg a második tag a meridionális szenzibilis hőáram vertikális változásával lesz arányos. Nézzük (34) egyenlet első tagját!

$$\frac{v'}{f_0} \overline{\frac{\partial^2 \Phi'}{\partial y^2}} = \frac{1}{f_0^2} \overline{\left(\frac{\partial \Phi'}{\partial x} \frac{\partial^2 \Phi'}{\partial y^2} \right)} = \frac{1}{f_0^2} \left[\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial \Phi'}{\partial x} \frac{\partial \Phi'}{\partial y} \right) - \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \Phi'}{\partial y} \right)^2 \right]. \quad (35)$$

A fenti egyenlőség második tagja, a zonális sebességfluktuációk szórásnégyzetének átlagos zonális változása nulla, így:

$$\frac{v'}{f_0} \overline{\frac{\partial^2 \Phi'}{\partial y^2}} = \frac{1}{f_0^2} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial \Phi'}{\partial x} \frac{\partial \Phi'}{\partial y} \right) = - \frac{\partial}{\partial y} (\overline{u'v'}). \quad (36)$$

A (34) egyenlet második – a meridionális szenzibilis hőáram vertikális szállításával

kapcsolatos – tagja is egyszerűbb alakra hozható:

$$\frac{f_0}{\rho_0} \overline{v' \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\rho_0}{N^2} \frac{\partial \Phi'}{\partial z} \right)} = \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\bar{\rho}}{N^2} \frac{\partial \Phi'}{\partial x} \frac{\partial \Phi'}{\partial z} \right) - \frac{\bar{\rho}}{2N^2} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \Phi'}{\partial z} \right)^2 \right]. \quad (37)$$

A zonális átlagolás miatt a (37) jobb oldalának második tagja nulla lesz, így:

$$\frac{f_0}{\rho_0} \overline{v' \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\rho_0}{N^2} \frac{\partial \Phi'}{\partial z} \right)} = \frac{f_0}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\bar{\rho}}{N^2} \overline{v' \frac{\partial \Phi'}{\partial z}} \right) \sim \frac{\partial}{\partial z} (\overline{v' \Theta'}). \quad (38)$$

Így tehát a kvázi-geosztrofikus potenciális örvényesség meridionális árama:

$$\overline{q'v'} = -\frac{\partial \overline{q'v'}}{\partial y} + \frac{f_0}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\bar{\rho}}{N^2} \overline{v' \frac{\partial \Phi'}{\partial z}} \right). \quad (39)$$

A fenti kifejezés egy (y, z) síkba eső vektormennyiség divergenciájaként is felfogható. Ez az Eliassen-Palm (EP) fluxus: $\mathbf{F} = \mathbf{j}F_y + \mathbf{k}F_z$, ahol

$$F_y = -\overline{\rho q'v'}, \quad F_z = -\frac{\bar{\rho} f_0}{N^2 H} R \overline{v' \Theta'}. \quad (40)$$

Itt H a vizsgált légtest rétegvastagsága. E felírás szerint a potenciális örvényesség fluktuációjának fejlődéséért (lokális változás) az advekción és a konvekcion hatások mellett (nem szerepel a (28) egyenletben) az EP fluxus divergenciájának meridionális változása, vagy másképpen fogalmazva az EP fluxus meridionális változásának a divergenciája áll, hiszen:

$$\overline{q'v'} = \frac{1}{\rho} \nabla \mathbf{F}. \quad (41)$$

A horizontális szenzibilis hőáram vertikális változása (így a hirtelen sztratoszférikus melegedés) is hatással van a potenciális örvényességi mező szerkezetére. Megjegyezzük, hogy az EP fluxus két tagja egymással ellentétes szerepet is játszhat.

A gyors sztratoszférikus melegedések esetén a planetáris hullám amplitúdók időben gyorsan növekednek (lásd a rossby-hullámok energiájának vertikális terjedése rétegzett közegben, *Holton*, 2004). Télen, az északi féltekén orografikus kényszer hatására a troposzférában keletkező 1-es és 2-es zonális hullámszámú kvázistacionárius planetáris hullámok vertikális irányban a sztratoszférába terjednek. Ez a hullám aktivitásban helyi növekedést okoz. Ezért ha a hullám aktivitás időbeli változása pozitív, akkor kvázi-konzervatív áramlásra a kvázi-geosztrofikus potenciális örvényesség fluxusa (28) egyenlet alapján negatív lesz.

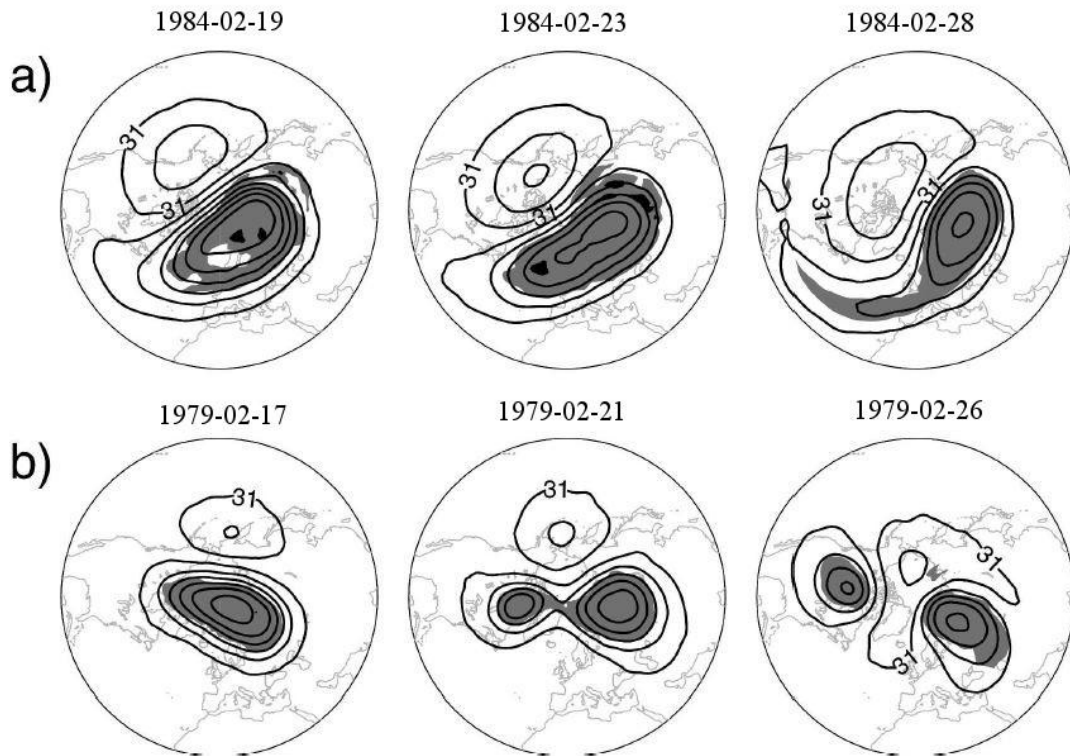
4.4. Az SSW klimatológiája

Charlton és *Polvani* (2007) átfogó klimatológiai tanulmányt készített az SSW-re vonatkozóan. Ez több szempontból is újnak számít a korábbi munkákhoz képest. Az 1950-es évek végétől 2002-ig előforduló összes SSW-t táblázatba foglalták, amire addig még nem volt példa, majd megalkottak egy olyan algoritmust, ami lehetővé teszi, hogy az SSW-t automatikusan azonosítani és osztályozni lehessen. Erre azért volt szükség, mert megkönnyíti a rendelkezésre álló hatalmas adatállomány elemzését. Az algoritmus két részből tevődik össze: az első beazonosítja az SSW-ket, a második pedig csoportosítja őket a poláris örvényre gyakorolt hatásuk szerint örvény-áthelyező illetve örvény-szaggató eseményekre. Klimatológiájuk elkészítéséhez két, széles körben alkalmazott reanalysis adatállományt vizsgáltak: az NCEP-NCAR adatbázisát és a 40 évet átfogó ECMWF Reanalysis (ERA-40) adatsort. A középső sztratoszféra szinoptikus szerkezete alapján megkülönböztetett SSW-k első típusa az „örvény-áthelyező SSW”, amely a poláris örvény pólusról való elmozdulását és "vessző" alakúvá történő torzulását jelenti (*7.a ábra*), a második típus az ún. „örvény-szaggató SSW”, amikor a poláris örvény két, hasonló méretű örvényre tagolódik (*7.b ábra*).

A *Charlton* és *Polvani* (2007) által megalkotott algoritmus segítségével majdnem 30 SSW-t tudtak osztályozni az 1957. szeptember 1. – 2002. augusztus 31. közötti időszakban. Az SSW-ket táblázatba foglalták, s mindegyikre egy központi dátumot állapítottak meg mindkét adatbázis alapján. Az SSW gyakoriságára vonatkozó állításuk szerint 0,62 melegedési esemény fordul elő évente az északi félteke sztratoszférájában. Tehát, három évente nem egészen 2 SSW a téli időszakban. Az algoritmus második része az összes SSW-t elkülönítette az esemény típusa szerint. Megállapították, hogy az SSW-k

46%-a örvény-szaggató hatású.

A 7. ábrán a geopotenciális magasságot láthatjuk polár-sztereografikus térképvetületen, 10 hPa-os nyomási szinten, 1984. februári, és 1979. februári időpontokban. Az árnyékolt részek azokat a területeket mutatják, ahol a potenciális örvényesség nagyobb, mint $4,0 \cdot 10^{-6} \text{ K kg}^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.



7. ábra.

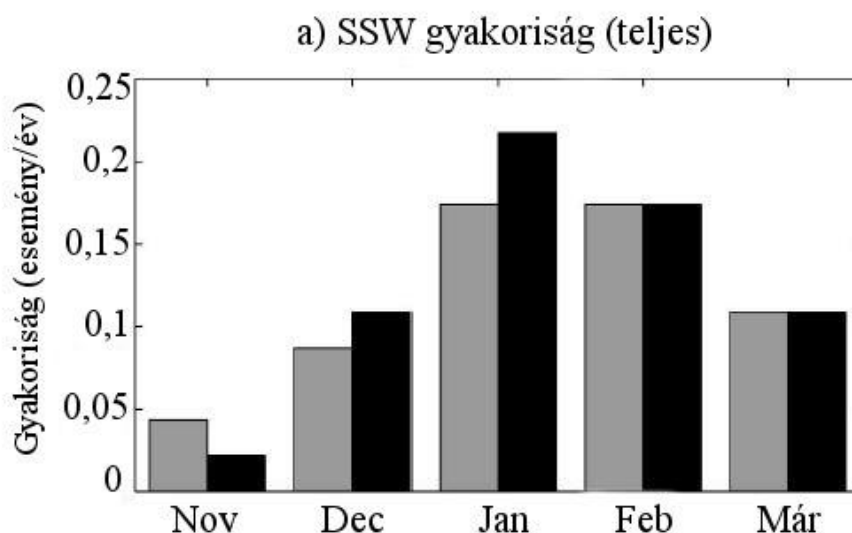
A 10 hPa geopotenciális szint poláris sztereografikus nézete
1984. február 23-án (a) és 1979. február 21-én (b).

Forrás: Charlton és Polvani (2007).

A következő elemzés középpontjában az SSW téli (november-március) eloszlása áll. A 8.a ábra az összes SSW, a 8.b ábra az örvény-áthelyező SSW, a 8.c ábra az örvény-szaggató SSW eloszlását mutatja be havi bontásban, míg a 8.d ábra a sztratoszférikus melegedések amplitúdóját jeleníti meg. Mindegyik hónapnál két oszlop szerepel, melyek a vizsgált adatállományokra utalnak. A szürkével jelzett oszlopok az NCEP-NCAR adatbázishoz, a feketével megjelöltek pedig az ERA-40 adatállományhoz tartozó SSW-eket jelentik. Az ordináta-tengelyen a hónapok láthatók, az abszcissa pedig az SSW-k relatív

gyakoriságát mutatja. A 8.a ábráról leolvasható, hogy SSW leggyakrabban a tél közepén és végén, azaz januárban és februárban fordul elő, ezzel szemben novemberben és decemberben lényegesen kevesebb melegedési esemény jelenik meg. A március után bekövetkező melegedéseket nem nevezhetjük SSW-nek, azokat már végső melegedésnek kell tekinteni.

Az örvény-áthelyező illetve örvény-szaggató események között a legnagyobb különbség az, hogy csak az egyiknek van évszakos menete. Amíg az örvény-áthelyező SSW november kivételével minden hónapban közel egyforma gyakorisággal fordul elő, addig az örvény-szaggató események szinte kizárólag januárban és februárban fordulnak elő a 8.b és 8.c ábrán látható módon.

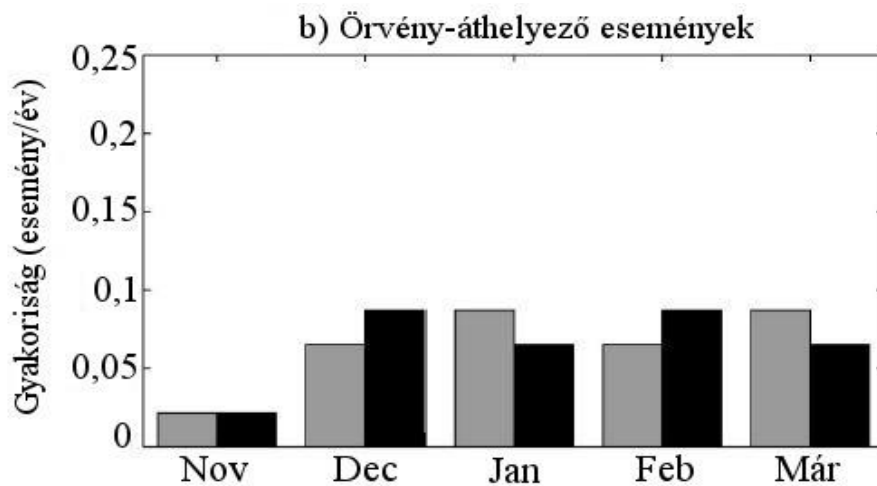


8.a ábra.

Az NCEP-NCAR és az ERA-40 adatállományban télen előforduló összes SSW havi relatív gyakorisága 1957. szeptember 1. – 2002. augusztus 31. között.

Forrás: Charlton és Polvani (2007).

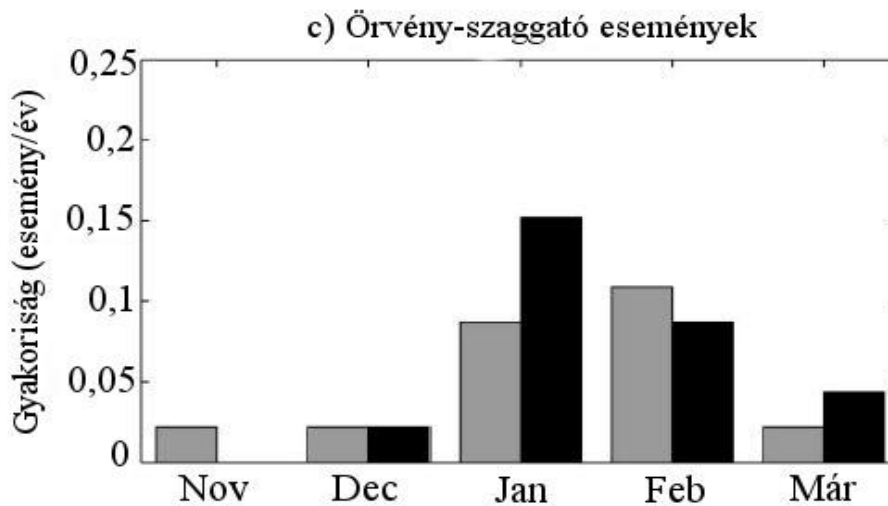
A 8.d ábra alapján az SSW-k amplitúdójáról elmondhatjuk, hogy novembertől februárig viszonylag állandó, márciusban azonban jelentős csökkenés figyelhető meg. Az ábrán jól látszik, hogy az SSW-k átlagos amplitúdója márciusban az előző hónapokhoz képest mintegy a felére süllyed. Charlton és Polvani (2007) eredményei nem mutatnak trendet az SSW aktivitásban az 1960–2000 időszakban, bár megállapították, hogy az 1970-es és az 1990-es évek kifejezetten aktívak voltak.



8.b ábra.

Az örvény-áthelyező SSW téli relatív gyakorisága az NCEP-NCAR és az ERA-40 adatállományban.

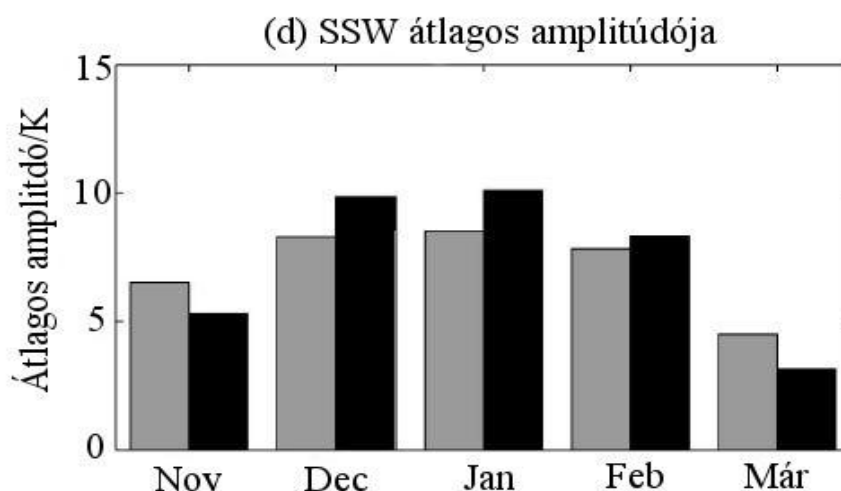
Forrás: Charlton és Polvani (2007).



8.c ábra.

Az örvény-szaggató SSW téli relatív gyakorisága az NCEP-NCAR és az ERA-40 adatállományban.

Forrás: Charlton és Polvani (2007).



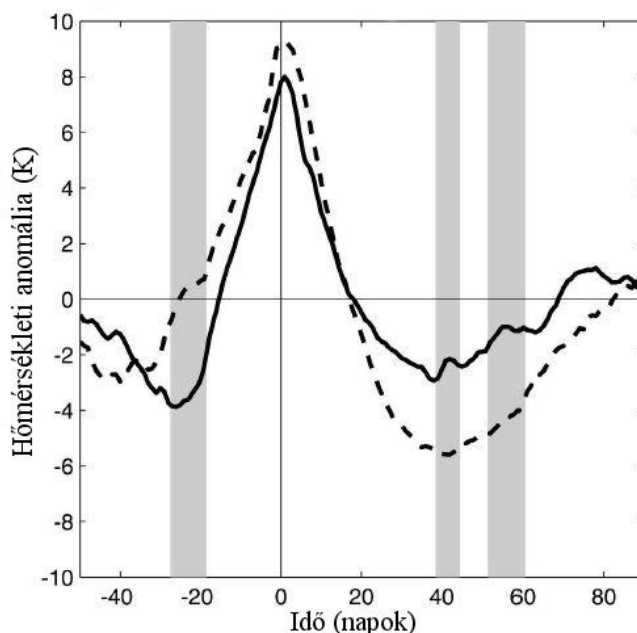
8.d ábra.

Az NCEP-NCAR és az ERA-40 adatállományban november és március között előforduló összes SSW átlagos amplitúdója.

Forrás: Charlton és Polvani (2007).

A Szerzők választ kerestek arra a kérdésre is, hogy vajon fellelhető-e dinamikai különbség az örvény-elmozdulás és az örvény-szaggasítás között. A válasz megadásához megvizsgálták a sarki hőmérséklet, a zonális szél és az örvény fluxus alakulását az NCEP-NCAR adatállomány esetében. Az örvény-fluxus módszer a meteorológiai mérési gyakorlatban a függőleges turbulens fluxus meghatározására és mérésére használt eljárás. A fluxus a pillanatnyi szélsébség és valamilyen skaláris mennyiség értékeiből (pl. szennyezőanyag koncentráció) statisztikus módszerrel kiszámított érték (Somfalvi-Tóth, 2012). A 9.a ábra a 10 hPa-os nyomási szint poláris (é.sz. 50°–90°) hőmérsékleti anomáliáit mutatja egy SSW esemény során. Az ábra alapján nincs szignifikáns különbség az örvény-elmozdulás és örvény-szaggasítás hőmérsékleti anomália értékeiben: nagyjából 1 K az eltérés. A legnagyobb differencia a hőmérsékleti anomáliák között 4 K, ami az SSW előtt 20 nappal figyelhető meg. Fontos kiemelni, hogy az örvény-szaggasítás hőmérsékleti anomáliája az SSW lepusztulási fázisában sokkal erősebb, nagyobb negatív értékek jellemzik, mint az örvény-elmozdulás anomáliáit. A 9.b ábrán szintén poláris hőmérsékleti anomáliák találhatók, de már 100 hPa nyomási szinten. Jól látható, hogy az örvény-szaggasítási eseményeknek nagyobb hőmérsékleti anomáliája van, mint az örvény-elmozdulási eseményeknek, azonban ezek a hőmérsékleti anomáliák az SSW után sokkal lassabban ereszkednek, mint a 10 hPa magasságban. Megállapíthatjuk, hogy 100 hPa-on az örvény-elmozdulás és az örvény-szaggasítás hőmérsékleti anomáliája hasonló.

(a) Poláris sapka hőmérsékleti anomáliája (10 hPa, é.sz. 50°-90°)



9.a ábra.

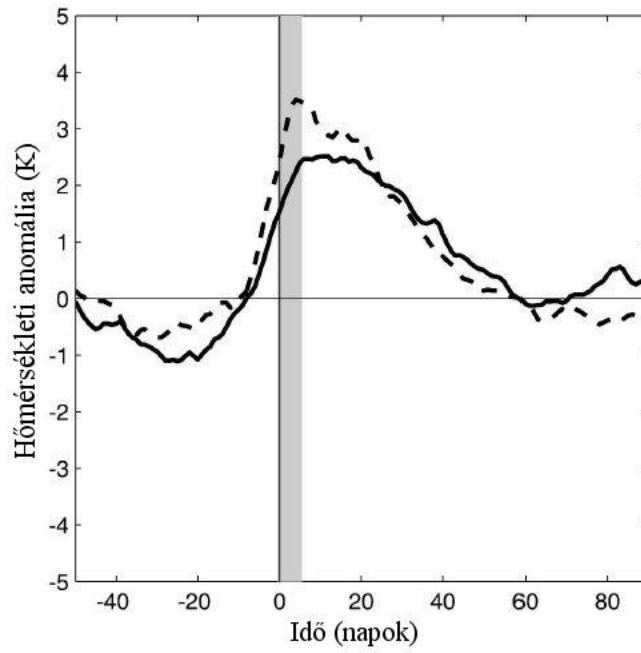
A poláris sapka hőmérsékleti anomáliája 10 hPa-os nyomási szinten az örvény-szaggató és örvény-áthelyező SSW folyamán. Az ordináta-tengely az SSW időtartamára utal, melynek központi dátumát a 0 szám jelzi, míg az abszcissa a pozitív illetve a negatív hőmérsékleti anomáliát mutatja. Az örvény-elmozdulásra vonatkozó hőmérsékleti anomália folytonos, az örvény-szaggatásra jellemző pedig szaggatott vonallal lett feltüntetve az ábrán.

A sötét színnel árnyékolt területek az SSW típusai közötti jelentős hőmérsékleti anomália eltérésre utalnak.

Forrás: Charlton és Polvani (2007).

Charlton és Polvani (2007) fontos és meglepő állítást tett azzal kapcsolatban, hogy az SSW mennyire befolyásolja a sztratoszférikus átlagos téli poláris hőmérsékletet. A 9.a ábrán a sztratoszférikus melegedés élettartamára vonatkozó hőmérsékleti anomáliák integrálja mind az örvény-elmozdulás, mind az örvény-szaggatás esetében viszonylag kis érték. Ez alapján arra következtettek – tudva az SSW-k kis gyakoriságát –, hogy a hirtelen sztratoszférikus melegedések (SSW-k) csak kis mértékben befolyásolják az átlagos poláris hőmérsékletet.

(b) Poláris sapka (é.sz. 50°-90°) hőmérsékleti anomáliája (100 hPa)



9.b ábra.

A poláris sapka hőmérsékleti anomáliája 100 hPa-os nyomási szinten az örvény-szaggató és örvény-áthelyező SSW folyamán.

Forrás: Charlton és Polvani (2007).

4.5. A poláris örvény vertikális szerkezete

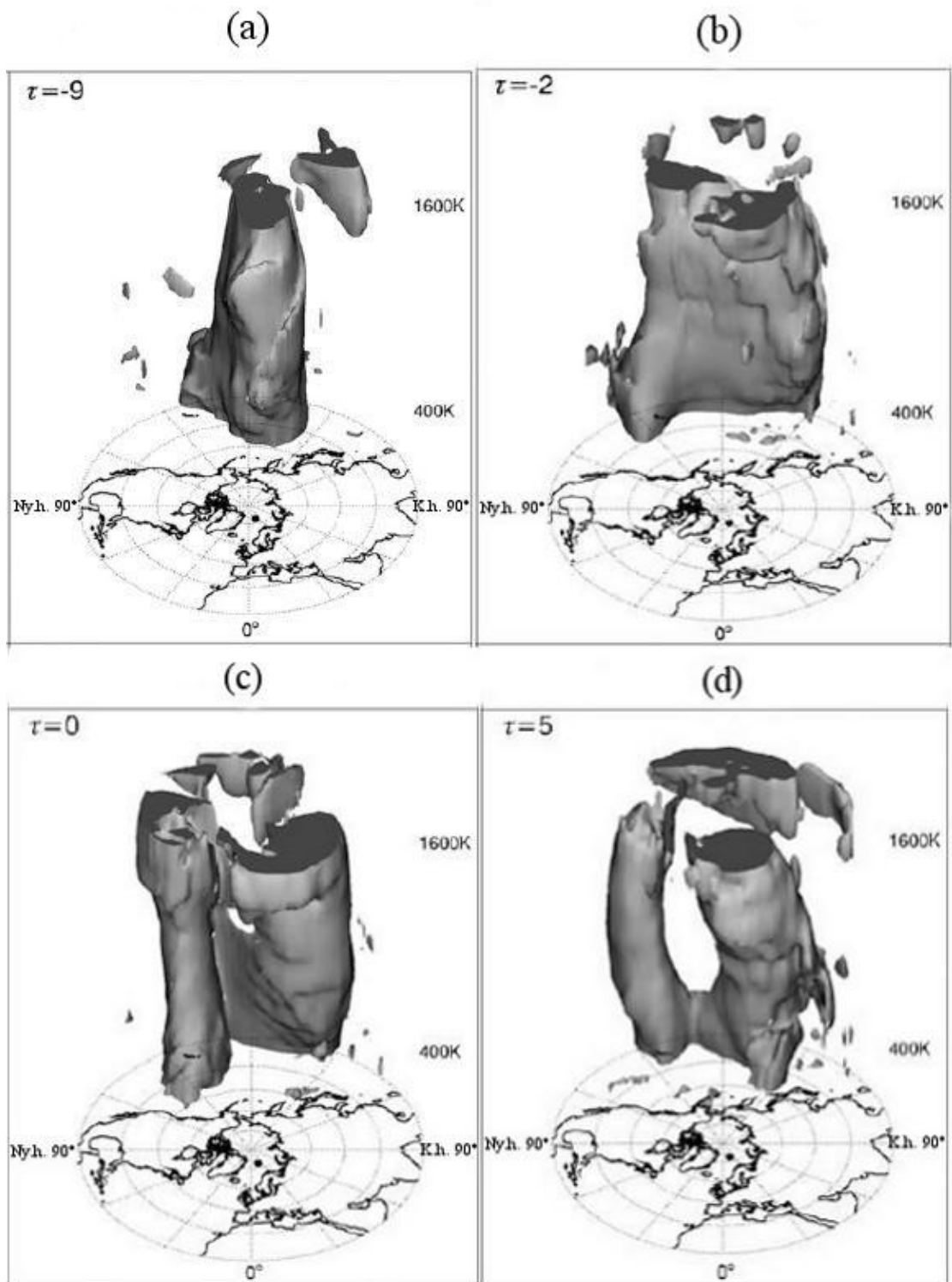
Mielőtt megvizsgálánk a poláris örvény vertikális szerkezetét, figyelembe kell vennünk azt a tényt, hogy az örvénynek évszakos változékonysága van. Az arktiszi poláris örvény általában szeptemberben alakul ki és élettartama márciusig, esetenként ápriliséig tart. *Harvey et al.*, (2002) rámutatnak arra, hogy az arktiszi poláris örvény ősszel és télen 1100 K potenciális hőmérsékleti szint felett – ami nagyjából 36 km-es tengerszint feletti magasságnak (5 hPa-os nyomási szint) felel meg – az esetek hozzávetőlegesen 80%-ában a pólus felett tartózkodik, míg tavasszal ez a szám 20%-ra csökken. Ez az örvény leépülésének illetve a végső melegedésnek köszönhető. Nyáron anticiklonális hatás érvényesül, s ezért az 500 K potenciális hőmérsékleti szint felett (130 hPa, 14 km) a keleties áramlás válik uralkodóvá, egészen szeptemberig. Ősszel és télen, azaz a poláris örvény ideje alatt a magas szélességeken nyugatias szelek dominálnak. A poláris örvény az északi féltekén egy hét leforgása alatt fejlődik ki szeptemberben, elsősorban a magas szélességek sztratoszférájában. Októbertől decemberig az örvénynek tölcser alakja van, azaz területe illetve nagysága a magassággal növekszik. Legnagyobb horizontális kiterjedését a 900 K szint alatt (16 hPa, 28 km) november végén éri el, ezt követően fokozatosan leépül. A 900 K szint felett viszont december elején éri el maximális kiterjedését, ami után nem épül le teljesen, hanem egy február eleji minimumot követően ismét elkezd növekedni, és márciusban egy második maximum értéket ér el. Április végére azonban 900 K felett is végleg leépül az örvény. A nyári hónapok alatt a tropopauza (150 hPa, 13 km) és a 600 K szint (68 hPa, 19 km) között az örvény nagyon kicsi és kúp alakban figyelhető meg (*Harvey et al.*, 2002).

A következőkben a poláris örvény gyors sztratoszférikus melegedések alatti fejlődését és vertikális szerkezetét ismertetem *Charlton és Polvani* (2008) tanulmánya alapján. A 2000-es évek végéig nem készült ilyen átfogó tanulmány. Már korábban, az 1980-as évek elején kimutatták, hogy az arktiszi poláris örvény egy olyan légtömeeggel azonosítható, ahol nagy az Ertel-féle potenciális örvényesség (*McIntyre és Palmer*, 1983). 2008-ban azonban *Charlton és Polvani* újszerű elemzést készítettek arra vonatkozóan, hogy miként alakítja a sztratoszférikus melegedés a poláris örvényeket illetve annak dinamikáját a sarkvidéki régióban 10–45 km-es magasságban (~200 hPa–1 hPa nyomási szintek között). Eredményeikben *Waugh és Randel* (1999) klimatológiai vizsgálataira hivatkoznak, ami három fontos tényt jelent. Az első az, hogy télen az örvény súlypontja kissé elmozdul a

pólusról, decemberben az északi szélesség 80° -án, míg márciusban 75° -án helyezkedik el. A második megállapítás az örvény lejtésére utal, ugyanis a magassággal nyugat felé billen. Az alacsonyabb szinteken (450 K, 185 hPa, 12 km) és a középső sztratoszférában (850 K, 20 hPa, 26 km) a keleti hosszúság 20° – 30° -án, a felső sztratoszférában (1300 K, 4 hPa, 37 km) azonban már a nyugati hosszúság 30° – 40° -án található az örvény súlypontja. A harmadik fontos tulajdonság az örvény képarányára vonatkozik, ami 1,5–1,9 értékek között változik. Ez az elliptikus szerkezetben a kis- és a nagytengely arányát jelenti.

Charlton és Polvani (2008) először azt vizsgálták, hogy milyen szerkezetet mutat az örvény az SSW központi dátuma előtt 9 nappal. Az SSW hatása ugyanis ebben az időpontban vehető észre legelőször a poláris örvény szerkezetében. Ezután megfigyelték az örvény fejlődését 2 nappal a melegedést megelőzően, a központi dátumban és a melegedés után 5 nappal. Ehhez két sztratoszférikus melegedési eseményt választottak ki, az 1979. februárit és az 1987. januárit, mint az SSW örvény-szaggató és örvény-áthelyező típusának mintáját. Ezek az események a *10. és 11. ábrán* láthatók.

Elsőként tekintsük az 1979. februári eseményt, mint örvény-szaggató SSW-t. Ezen esemény előtt 9 nappal ($\tau = -9$) az örvény a 400 K és 1600 K (280 hPa–2 hPa) szintek között körkörös keresztmetszetet mutat, melynek súlypontja az (északi szélesség 84° , keleti hosszúság 75° , 450 K) és az (északi szélesség 80° , nyugati hosszúság 40° , 1425 K) között található (*10.a ábra*). Közeledve az SSW központi dátumához az 1979. februári örvény szép lassan megnyúlik, főtengelye pedig ciklonális irányban elfordul hozzávetőlegesen 60° -os szögben. Ez a ciklonális forgás az SSW előtt 1–2 nappal lelassul, az örvény megnyúlása azonban felgyorsul, mégpedig a keleti hosszúság 80° -nyugati hosszúság 100° hosszúsági körrel párhuzamosan (*10.b ábra*). Ekkor két különálló centrum kezd kialakulni, s az SSW központi dátumakor a poláris örvény teljesen feldarabolódik és két utódörvény fejlődik ki. Az egyik utódörvény északkelet-Kanada felett, míg a másik Szibéria felett helyezkedik el, ezért kanadai illetve szibériai örvénynek nevezték el őket (*10.c ábra*). Mindkét örvény súlypontja 850 K-en (20 hPa, 26 km) helyezkedik el, és kezdetben barotrop vertikális szerkezetük van. Az SSW utáni napokban az örvények retrográd módon forogni kezdenek, de a forgás sebessége eltér az egyes magassági szinteken. A felső sztratoszférában, 1425 K-en (3 hPa, 40 km) ugyanis gyorsabb forgás figyelhető meg az SSW után 5 nappal. Ez a differenciált forgás okozza a kanadai örvény leépülését, így a szibériai örvény válik dominánssá (*10.d ábra*).



10. ábra.

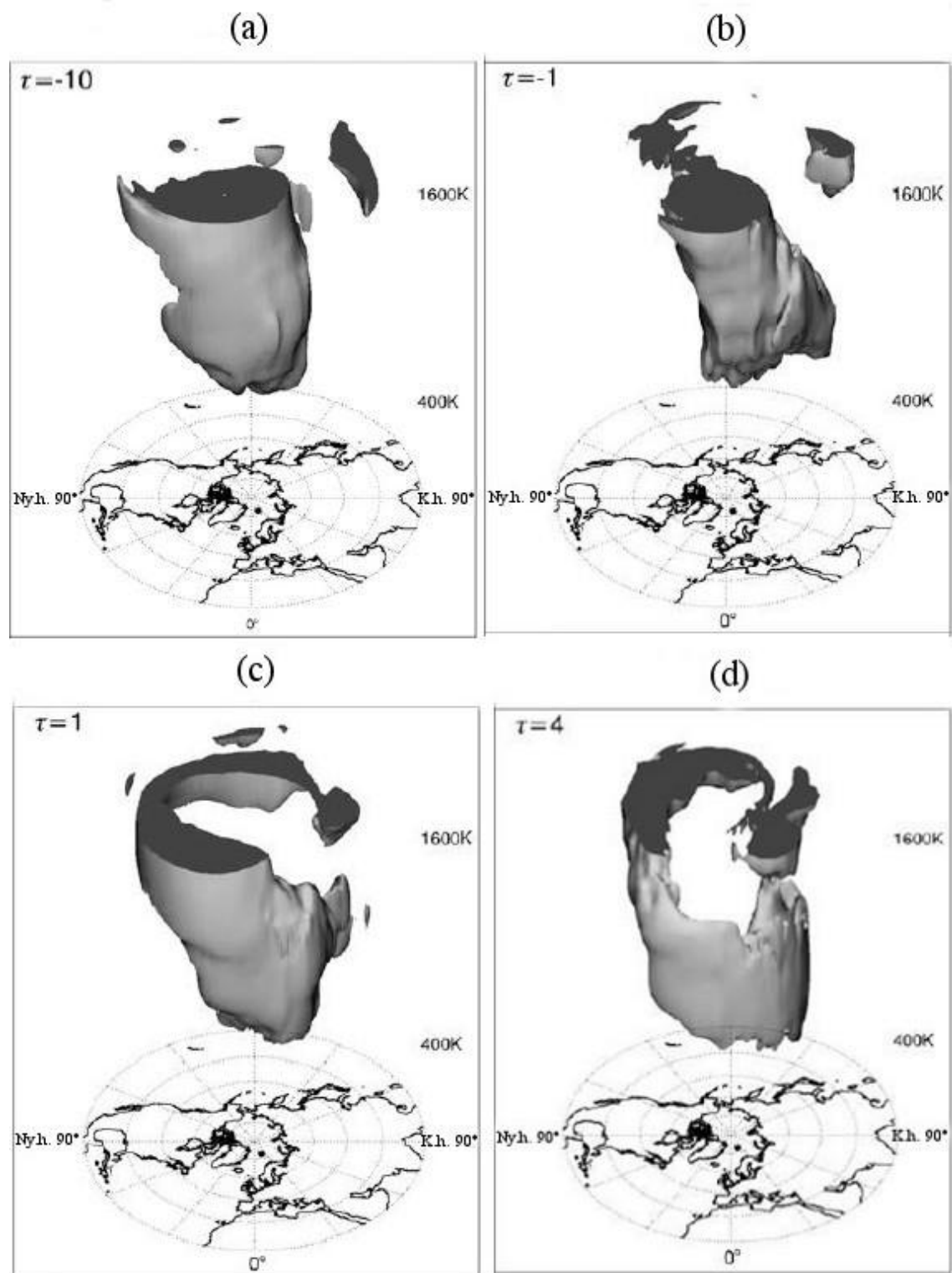
A poláris örvény fejlődése és vertikális szerkezete (400 és 1600 K potenciális hőmérsékleti szintek között) az 1979. februári örvény-szaggató SSW időtartama alatt (a központi dátum előtt 9 és 2 nappal, a központi dátumban és utána 5 nappal).

Forrás: Charlton és Polvani (2008).

Az 1987. januári SSW (11. ábra) ezzel szemben örvény-elmozdító (örvény-áthelyező) melegedési eseménynek tekintendő. *Charlton* és *Polvani* (2008) négy időpontban vizsgálta a sztratoszférikus melegedés örvényre gyakorolt hatását. Először az SSW előtt 10 és 1 nappal, majd a melegedés után 1 és 4 nappal. Ez az az időintervallum, ami alatt az 1987. januári SSW jelentősen megváltoztatta a sztratoszférikus poláris örvény vertikális szerkezetét. Az SSW központi dátuma előtt 10 nappal az alsó sztratoszférában közel kör alakú keresztmetszete van az örvénynek, hasonlóan az 1979. februári eseményhez. Ennek az örvénynek a súlypontja azonban az Egyenlítő irányába lejt a magassággal nyugatiasan. A súlypont az örvény alján 450 K-en az (északi szélesség $77,5^\circ$, keleti hosszúság 70°), az örvény felső részén pedig 1425 K-en az (északi szélesség 72° , keleti hosszúság 15°) helyen található (11.a ábra). Az elmozdító SSW előtt tehát az örvénynek sokkal nagyobb a magassággal való eltérése, mint a szaggató SSW előtt. Nem sokkal az SSW központi dátuma előtt az örvény nyugati irányú dőlése a magassággal még jobban megnövekedik és a ciklon az Egyenlítő felé elmozdul (11.b ábra).

A sztratoszférikus melegedés kezdeti időpontja előtt, de leginkább utána 1 nappal már igen nagy különbség van az örvény 450 K-en és 1425 K-en található súlypontja között. Akár 135° hosszúsági fok is lehet, mert míg az örvény alsóbb magasságokban lévő része csak lassan mozog keleti irányba, addig a felsőbb szinteken nagyon gyors nyugati irányú elmozdulás figyelhető meg (11.c ábra). Ekkor az örvénynek megváltozik a keresztmetszete egy nagyskalájú áramlás miatt, ami az örvény felső szintű részét feszíti, s kör helyett félhold alakúvá válik. Az SSW-t követően 3–4 nappal az örvény felső része leválik, a maradványok az alsó sztratoszférában még fellelhetők, miközben a sztratoszférikus melegedés élettartama a végéhez ér (11.d ábra).

Összegzésképpen *Charlton* és *Polvani* (2008) három fontos kérdésre kereste a választ. Először is arra, hogy az örvény-elmozdító és örvény-szaggató SSW során az északi féltekén az arktiszi poláris örvénynek milyen a vertikális szerkezte és különbözik-e a sztratoszférikus melegedés kétféle típusa során. Másodsor, az arktiszi örvénynek a Föld felszínéhez képest elfoglalt helyét és irányát szeretnék volna meghatározni az SSW fejlődése alatt. Harmadszor pedig, a melegedés előtti, közbeni és utáni örvény alakjára vonatkozóan szeretnék volna megállapításokat tenni a fentiek alapján.



11. ábra.

A poláris örvény fejlődése és vertikális szerkezete az 1987. januári örvény-áthelyező SSW időtartama alatt (központi dátum előtt 10 és 1 nappal, a központi dátum után 1 és 5 nappal).

Forrás: Charlton és Polvani (2008).

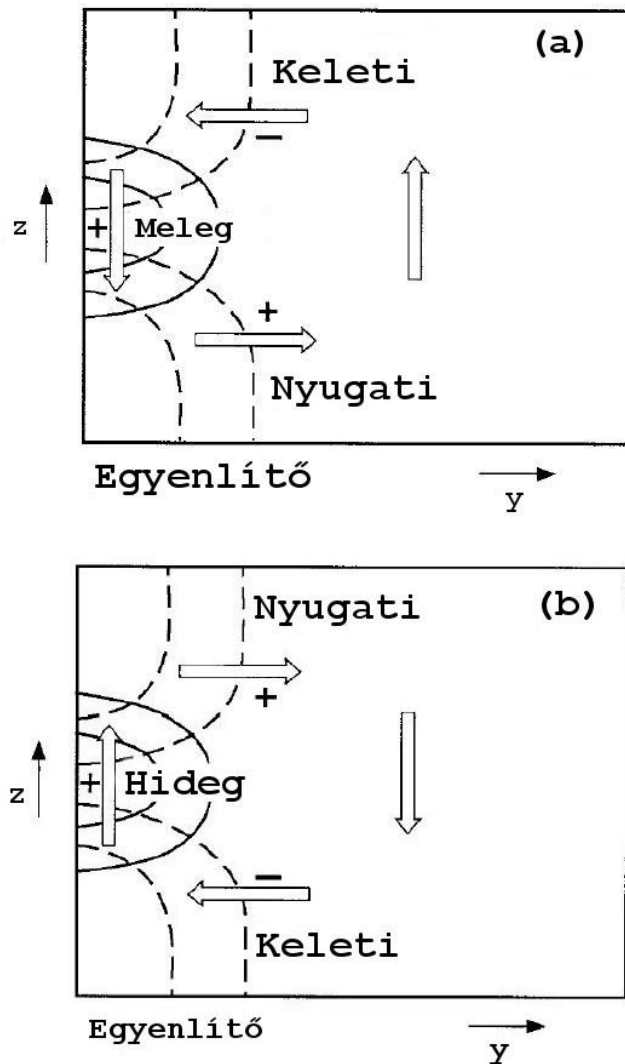
Az első kérdésre adott válaszuk szerint a vertikális szerkezetben jelentős eltérések vannak. Ugyanis az örvény-szaggató sztratoszférikus melegedési események során a poláris örvénynek barotrop szerkezete van, ellentétben az örvény-elmozdító eseményekkel, ahol a poláris örvény pólusról történő elmozdulása 30 km felett intenzívebbé válik, ami az örvény megnyúlásához vezet. Ebben az esetben tehát baroklin szerkezete van az arktiszi örvénynek, amely kettéválk az alsó illetve felső sztratoszférában, majd végleg megsemmisül. Ami a második kérdést illeti, megállapították, hogy az örvény-elmozdító SSW-t megelőzően a keleti hosszúság 90° – 0° között tartózkodik az örvény, míg a melegedés végére a felső sztratoszférában elkülönülő örvény a nyugati hosszúság 90° -át is eléri (11. ábra). Az SSW örvény-szaggató típusánál viszont az örvény szétválásának iránya a keleti hosszúság 60° -nyugati hosszúság 120° meridiánnal párhuzamos (10. ábra).

4.6. A kvázi kétéves egyenlítői oszcilláció fogalma és hatása a poláris örvényre és a globális cirkulációra

A megfigyelések szerint a poláris örvénynek évről-évre más és más jellemzői vannak, úgy is mondhatjuk, hogy nagy az évek közötti éves változékonysága. Ennek oka ma még nem teljesen ismert, de az tény, hogy i) a planetáris hullámok, ii) az egyenlítő térségi kvázi kétéves oszcilláció (QBO), iii) az arktikus oszcilláció (AO – Arctic Oscillation) és iv) az El Niño Déli Oszcilláció (ENSO) hatást gyakorol az északi félteke téli sztratoszférikus poláris örvényekre. Ebben a fejezetben elsősorban az egyenlítői kvázi kétéves oszcilláció (QBO) fogalmát és hatását szeretném bemutatni.

A QBO az egyenlítői sztratoszférában kialakuló jelenség, mely az ott uralkodó zonális szelek irányával van kapcsolatban (lásd pl. *Götz és Rákóczi, 1981; Holton, 2004*). Lényegében a felső sztratoszférában (35–40 km) kialakuló keleti és nyugati irányú zonális szelek váltakozását jelenti, de fontos kiemelni, hogy ezek a szelek az idő függvényében az alsó sztratoszférába helyeződnek át. Amint az egyik lesüllyedt, felette ellentétes irányú szél keletkezik. Általában a keleti szelek erősebbek, és lassabban süllyednek a sztratoszféra alsó rétegeibe, mint a nyugati szelek. Ezt igazolja az a tény, hogy a 44 hPa-os szinten (21 km) a keleti szelek a 20 – 25 m s^{-1} -ot is elérhetik, szemben a nyugati szelekkel, melyek maximális sebessége csak 10 – 15 m s^{-1} . Ez a sebességbeli különbség a QBO-val összefüggésben lévő meridionális cirkuláció jelenlétének köszönhető (*Watson, 2011*). A sebességek tekintetében tehát nagyjából kétszeres szorzó van. A süllyedés mértékében

ennek éppen az ellenkezője igaz, hiszen a nyugati szelek havonta 4 hPa-lal, míg a keleti szelek csak 2 hPa-lal kerülnek alacsonyabb szintre (Watson, 2011). A 12. ábrán a QBO egyenlítői hőmérsékleti anomáliájával kapcsolatos átlagos meridionális cirkuláció látható a szélesség-magasság függvényében.



12. ábra.

A QBO nyugati (a) és keleti (b) fázisának, valamint a hozzájuk kapcsolódó átlagos meridionális cirkulációnak sematikus ábrája a földrajzi szélesség (y irány) és magassági szint (z irány) szerint. A folytonos vonalak a hőmérsékleti anomáliát jellemző izotermákat, a szaggatott vonalak a zonális szél izoplétáit mutatják.

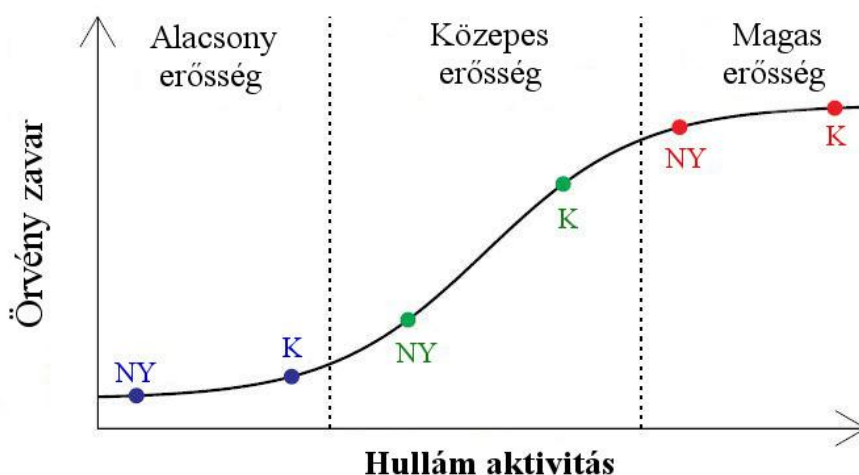
A plusz-mínusz előjel a zonális szél gyorsulására vonatkozik.

Forrás: Watson (2011).

Mivel a kvázi kétéves oszcilláció szerepet játszik a termikus szél egyensúlyában, így a nyugati szelek alatt meleg foltok, míg a keleti szelek alatt hideg foltok találhatóak,

amint az a 12. ábrán is látható. Ezeket a foltokat az adiabatikus- és diabatikus melegedés illetve hűlés kombinációja tartja fenn. Az adiabatikus melegedést és hűlést a vertikálisan mozgó levegő okozza, míg a diabatikus ezen vertikális mozgás miatt bekövetkező ózon változásnak köszönhető (egy adaléktag az elmozduló légréteg hőmérséklet változásához). A nyugati szelek alatti meleg foltoknál leszálló, a keleti szelek alatti hideg foltoknál felszálló légáramlás figyelhető meg, ami a nyugati szelek gyorsabb süllyedését okozza (Watson, 2011).

Egy QBO ciklus átlagos időtartama 28 hónap. Két fázisa van: keleti és nyugati fázis. A QBO keleti fázisának nevezzük azt a sztratoszférikus állapotot, amikor az alsó sztratoszférában keleti szelek uralkodnak, felette a felső sztratoszférában nyugati szelekkel. A nyugati fázis ennek a fordítottja, azaz ebben az esetben alsó sztratoszférikus nyugati, és felső sztratoszférikus keleti szelek dominálnak (Watson, 2011).



13. ábra.

A poláris örvényben fellépő zavarok a hullám aktivitás függvényében.

A hullám aktivitás az Egyenlítő felett a legalacsonyabb, a pólus felett a legerősebb.

Erősebb hullám aktivitás mellett növekvő örvény zavar figyelhető meg, ami a QBO keleti fázisában nagyobb (a poláris örvény gyengébb).

Forrás: Watson (2011).

A QBO és a sztratoszférikus poláris örvény kapcsolatát többen is vizsgálták, és arra jutottak, hogy az egyenlítői szelek képesek befolyásolni a poláris örvény erősségét. Erre vonatkozóan a leginkább elfogadott magyarázatot Holton és Tan (1980) adta. Elméletüket

„Holton-Tan kapcsolat”-nak nevezik. Elsősorban a planetáris hullámok hullámvezetését vizsgálták, ahol a hullámvezető egy olyan csatorna, amiben a hullámok közvetlenül keresztülmennek és a troposzféra feletti magasságokba is képesek terjedni (Riley, 2007). A Rossby-hullámok hullámvezetése az extra-trópikusokon (trópikusokon kívül) az egyenlítői szelek hatása alatt vannak. Az extra-trópus kifejezés az északi szélesség 30°-nál magasabb mérsékelt övi szélességi köröket jelenti az északi féltekén. A QBO keleti fázisa során a stationárius planetáris hullámok az északi féltekén a közepes és magas szélességekre koncentrálódnak, hiszen az egyenlítői alsó sztratoszférában lévő keleti szeleken nem képesek áthatolni, így a hullám aktivitás az Egyenlítőtől a pólus felé haladva növekszik. Ezáltal zavarok lépnek fel a poláris örvényben, mely ennek hatására gyengébbé válik, amikor a QBO a keleti fázisában van (13. ábra).

Holton és Tan (1980) megállapította, hogy a poláris örvény akkor erősebb, amikor a QBO a nyugati fázisában van, mivel ekkor az alsó sztratoszférát nem keleti, hanem nyugati szelek határozzák meg. Ezen kívül a QBO globális cirkulációra gyakorolt hatását is vizsgálták az 50 hPa-os szintre vonatkozóan. Eredményeik megmutatták, hogy az északi póluson a zonális átlagos geopotenciál a kvázi kétéves oszcilláció nyugati fázisa során alacsonyabb. Azonban a geopotenciál mező planetáris hullám komponenseit illetve az átlagos zonális szelet a QBO csak télen módosítja (Watson, 2011).

5. Poláris örvények a Marson

Az előzőekben a Földön található sztratoszférikus poláris örvényeket ismertettem többek között a gyors sztratoszférikus melegedések kapcsán, azonban a pólusok feletti sztratoszférában kialakuló örvények a Naprendszerben nem egyedülálló jelenségek. Poláris örvények – ahogyan korábban már említettem – léteznek a Marson, Vénuszon, Jupiteren, Szaturnuszon és a Titánon is. Közülük a marsi örvényekről van a legtöbb információnk, hiszen a Mars a Hold után a legalaposabban kutatott égitest, ezért esett erre a választásom. Megjegyzendő, hogy a Marson is léteznek magaslégköri melegedések a pólusok felett, ezeket az eseményeket angol szakszóval Rapid Polar Warmingnak (RPW) nevezzük. Ebben a fejezetben alapvető információkat szerezhethetünk a Marsról, illetve megtudhatjuk a "vörös bolygó"- és a Föld légkörének különbségeit és azonosságait. Ezt követően kerül sor a marsi poláris örvények bemutatására és a földi sztratoszférikus örvényekkel való összehasonlítására.

5.1. A Mars általános jellemzői

A Mars kráterekkel borított, Föld-típusú kőzetbolygó, melynek naptávolsága 50%-kal nagyobb, mint a Földé. Kráteres felszínét a Mars és a Jupiter pályája közötti aszteroida övezetből származó meteorok és meteoritok alakították. Legnagyobb hegysége a Mons Olympus, mely több mint 26 km magas, szabályos kúp alakú vulkán. Víz leginkább csak fagyott halmazállapotban található a vörös bolygón, a sarki sapkákban. Légkörének 95%-át szén-dioxid alkotja, ami -125 °C -on szénsavhó formájában csapódik ki a poláris területeken. Az átlaghőmérséklet 220 K körül van, az elméletileg meghatározott "középtengerszinten" (3394 km-es Mars-sugárral számított normál nulla) az átlagos légnyomás pedig csak 6,1 hPa. Ekkora nyomáson a 0 °C jelenti az olvadás- és forráspontot is, ezért a víz a Marson csak nagyon szűk hőmérsékleti értékek között marad meg cseppfolyós halmazállapotban (Gábris *et al.*, 1998; Bérczi *et al.*, 2002).

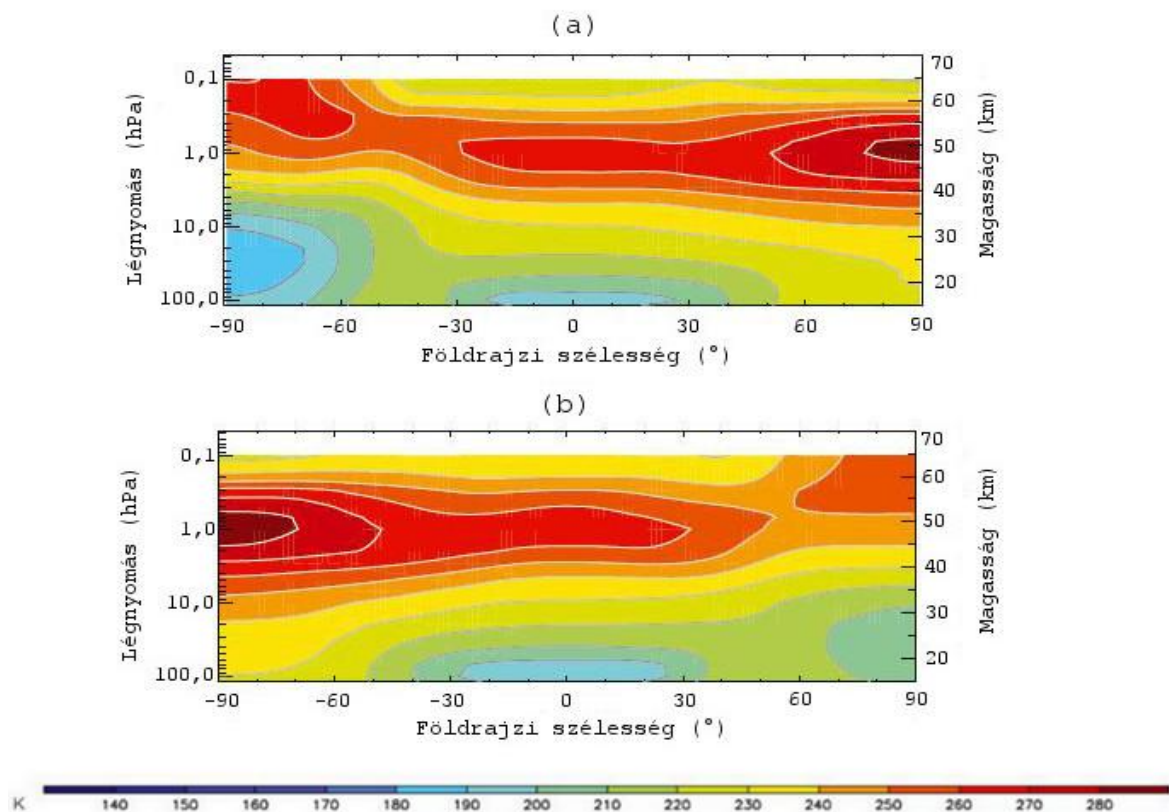
Az űrszondák adatainak köszönhetően (pl. Mariner-7, 1969) megtudhattuk, hogy a Marson általában negatív hőmérsékleti értékek fordulnak elő, a maximumokat a déli félteke nyarán mérték: $+13\text{ °C}$ és $+24\text{ °C}$. Az északi hemiszféra őszi időszakában azonban -85 °C és -29 °C közötti értékeket mértek a Viking-szondák az 1970-es évek végén. A Mars általános légkörzését (a napéjegylenlőségek idejét kivéve) csak egy Hadley-cella

jellemzi. Az óceánok hiánya miatt ugyanis a termikus egyenlítő követi a Nap évi járását, így nyáron a 25. szélességi fokig is eltolódhat a felszálló légáramlási zóna, a Hadley-cella felszálló ága pedig a nyári féltekéről átnyúlik a télire (Gábris *et al.*, 1998).

A következőkben a marsi poláris örvényeket szeretném összehasonlítani a földi örvényekkel Mitchell *et al.*, (2014) munkájára támaszkodva. Elsőként hasonlítsuk össze a két bolygó légkörét!

5.2. A Föld és a Mars légkörének összehasonlítása

Nézzük meg mennyiben különbözik illetve hasonlít a Mars légköre a Föld légköréhez! Ezt legegyszerűbben a zonális átlaghőmérséklet és a zonális szél segítségével tudjuk megtenni, hiszen a bolygó légkörét és éghajlatát ezek az állapotváltozók alakítják.

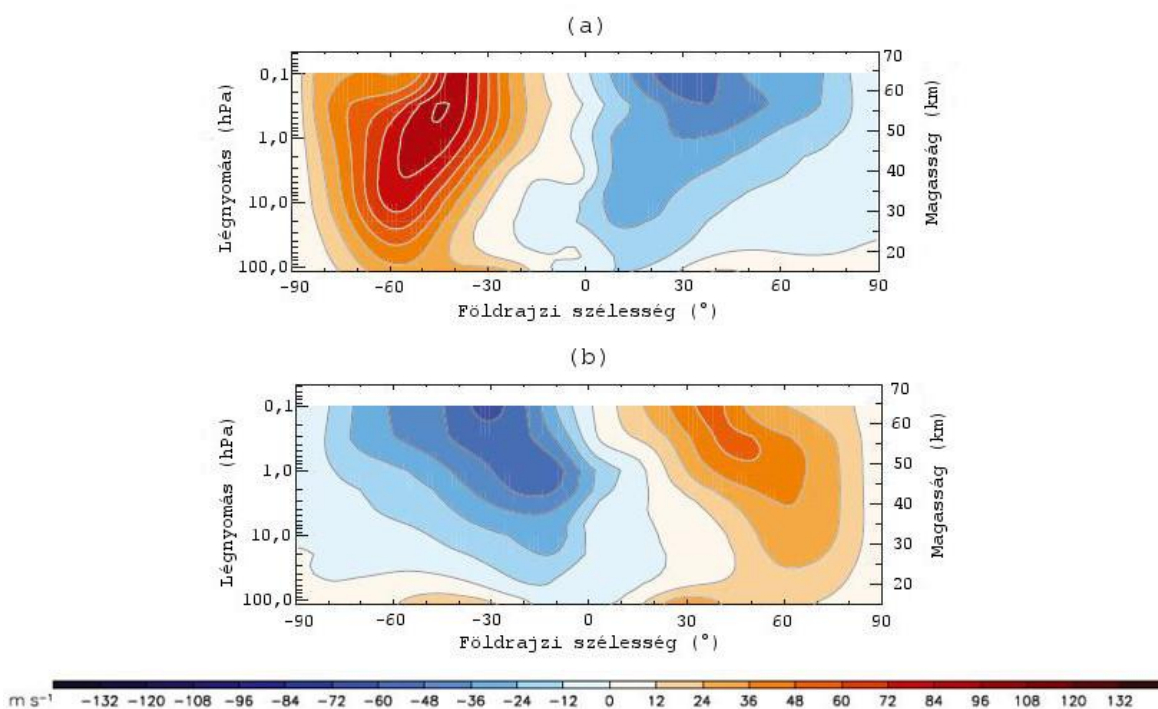


14. ábra

A zonális átlaghőmérséklet alakulása a Földön a 100 hPa és 0,1 hPa nyomási szintek között. A felső ábra az 1979–2011 közötti átlagos június-augusztusi időszakot, míg az alsó az átlagos december-februári évszakot mutatja.

Forrás: Mitchell *et al.* (2014).

A Földön a troposzférában csökken, míg a tropopauzától a sztratoszféráig (10–50 km) nő a hőmérséklet a magassággal. A sztratoszférikus hőmérséklet-növekedés a nagy mennyiségű ózonnak köszönhető, ami az ultraibolya sugárzás elnyelése által melegíti azt. A déli félteke tele sokkal hidegebb az alsó troposzférában, mint az északi félgömbi (14. ábra). A téli hemiszférán a magas szélességek nagyon kevés napsugárzást képesek elnyelni, emiatt a meridionális hőmérsékleti gradiens megnövekszik. A 14. ábrán a Föld sztratoszférájára és alsó mezoszférájára vonatkozó zonális átlaghőmérsékletet láthatjuk az átlagos június-augusztus (14.a ábra) és december-február (14.b ábra) közötti időszakokban. Az ábra alapján a déli félteke telén a 100 hPa-os szinten 180 K (–93 °C) a zonális átlaghőmérséklet. Az északi hemiszférán ugyanezen nyomási szinten a téli zonális átlaghőmérséklet 210 K (–63 °C). Tehát 30 fokkal hidegebb a déli féltekéi alsó sztratoszféra télen, így az alsó troposzféra is.

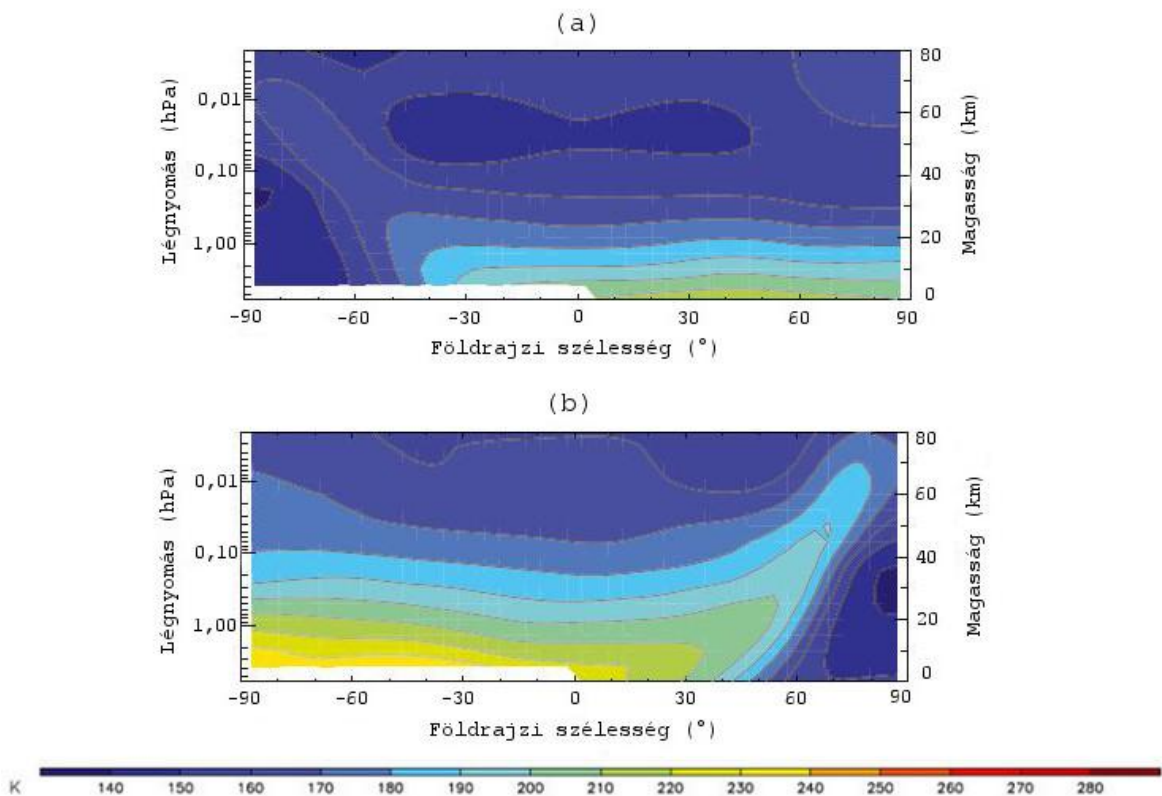


15. ábra

A zonális szélesség alakulása a Földön a 100 hPa és 0,1 hPa nyomási szintek között. A felső ábra az 1979–2011 közötti átlagos június-augusztusi időszakot, míg az alsó az átlagos december-februári évszakot mutatja. Látható, hogy a déli félteke telén (baloldali térrész, fent) erősebb a vertikális szélnyírás, mint az északi féltekén (jobboldali térrész, lent).

Forrás: Mitchell et al. (2014).

A zonális szelet vizsgálva általánosságban elmondható, hogy a téli hemiszférában erős vertikális szélnyírás tapasztalható a Földön (15. ábra). Ennek oka az, hogy a nyugati sztratoszférikus jet a magassággal az Egyenlítő irányába tér el a gravitációs hullámok hatására. A troposzférából vertikálisan felfelé terjedő Rossby-hullámok gyengítik a sztratoszférikus jetet illetve a téli zonális áramlási rendszert. Mivel az északi féltekén a nagy kiterjedésű szárazföldnek köszönhetően a Rossby-hullámok gyakoribbak, mint a déli féltekén, így az északi félgömbi sztratoszférikus jet gyengébb, mint a déli.



16. ábra.

A marsi zonális átlaghőmérséklet a 6,1 hPa (Mars felszíne) és a 0,01 hPa (65 km) nyomási szintek között. Az ábra az 1999-2004 közötti átlagos északi félteki nyári időszak idejére (fent) és az átlagos északi félteki téli évszak idejére vonatkozik (lent).

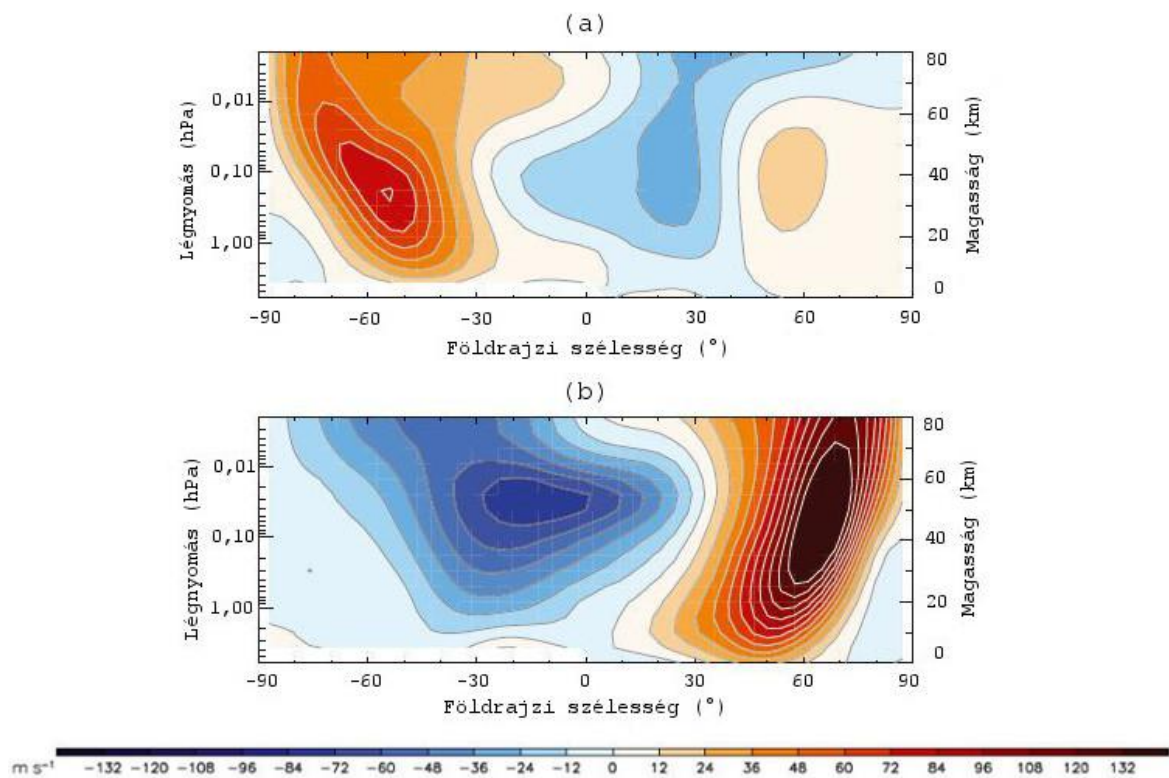
A Mars déli féltekén az alsó troposzférában mintegy 20 K-nel melegebb a nyár, mint az északi félgömbön.

Forrás: Mitchell et al. (2014).

A sztratoszférikus jet erőssége azért is lényeges tulajdonság, mert befolyásolhatja a légköri nyomgázok magasabb szélességekre történő szállítását. Mielőtt ezeket a tulajdonságokat összevetném a marsi légkör zonális átlaghőmérsékletével és zonális

áramlási rendszerével, fontos tisztázni, hogy a Marson milyen ekliptikai hosszúság mellett beszélünk télről. A Mars északi féltekén a tél azt jelenti, hogy az ekliptikai hosszúság $L_s = 225^\circ - 315^\circ$, míg a déli félgömbön $L_s = 45^\circ - 135^\circ$.

A zonális átlaghőmérsékletet vizsgálva megállapíthatjuk, hogy a Föld légkörével ellentétben a Marsnak nincsen sztratoszférikus hőmérsékleti inverziója, nincs külön sztratoszférája; a troposzféra felett a mezoszféra helyezkedik el (16. ábra). A Mars troposzférájában és alsó mezoszférájában az Egyenlítő és a Pólus közti hőmérsékleti gradiens a téli hemiszférán nagyobb, mint a nyárin, ami erős extratrópusi jetek kialakulásához vezet. Ez megegyezik a Földön tapasztaltakkal. A Marson is látható az északi és déli félgömbi jetek erősségében aszimmetria, ugyanis az északi félgömbi telet sokkal erőteljesebb zonális szelek jellemzik (140 m s^{-1}), mint a délit (70 m s^{-1}) (17. ábra). A Földön ennek az ellenkezője igaz.



17. ábra.

A marsi zonális szélesség profilja a troposzférában és az alsó mezoszférában.

Az ábra az 1999–2004 közötti átlagos északi féltekei nyári időszak idejére (fent) és az átlagos északi féltekei téli évszak idejére vonatkozik (lent).

Forrás: Mitchell et al. (2014).

Ennek oka azonban nem a vertikálisan terjedő Rossby-hullámokban keresendő, mint a Földön, hanem a hemiszférák közti topográfiai aszimmetriában, a Mars elliptikus pályájában és a poreloszlás évszakos és hemiszférikus aszimmetriájában.

5.3. A marsi poláris örvények

A poláris örvények lényegében nagy potenciális örvényességű területek, ezért az Ertel-féle potenciális örvényesség segítségével hasonlíthatjuk össze őket:

$$P(\lambda, \varphi, \theta, t) \cong -g(f + \zeta_\theta) \frac{\partial \theta}{\partial p},$$

ahol ζ_θ a relatív örvényesség adott θ potenciális hőmérsékleti szinten. λ, φ, t rendre a földrajzi hosszúság, szélesség és az idő. Lait (1994) kidolgozott egy olyan képletet, ami lehetővé teszi, hogy különböző magasságokban összehasonlítsuk a potenciális örvényesség térképeit. A képlet azonban csak izoterm légkör esetén érvényes. A problémát ugyanis az jelenti az ilyenfajta összehasonlításoknál, hogy a potenciális örvényesség nagysága a nyomással jelentős mértékben megváltozik. A Lait-féle skálázó képlet:

$$P' = P \cdot \left(\frac{\theta}{\theta_0} \right)^{-(1+c_p/R)}$$

ahol θ_0 önkényesen választott potenciális hőmérsékleti referencia szint, ami 200 K-t jelent mindkét bolygó esetén, P az Ertel-féle potenciális örvényesség, c_p az állandó nyomáson vett fajhő és R az univerzális gázállandó. A Földön két atomos gázok esetén: $\frac{c_p}{R} = \frac{f+2}{2} = \frac{7}{2}$, mivel $f = 5$ (kétagatomos gázokra). A Marson azonban $\frac{c_p}{R} = 4,4$, mivel többségben vannak a többatomos gázok.

A téli átlagolt Lait-féle potenciális örvényesség (P') poláris sztereografikus térképén (18. ábra) a Mars és a Föld északi és déli féltekéjén megjelenő poláris örvény látható. A Földön az északi poláris örvény gyengébb és nagyobb mértékben távolodik el a pólustól, mint a Marson. A legszembevetőbb különbség azonban az örvény alakjában van,

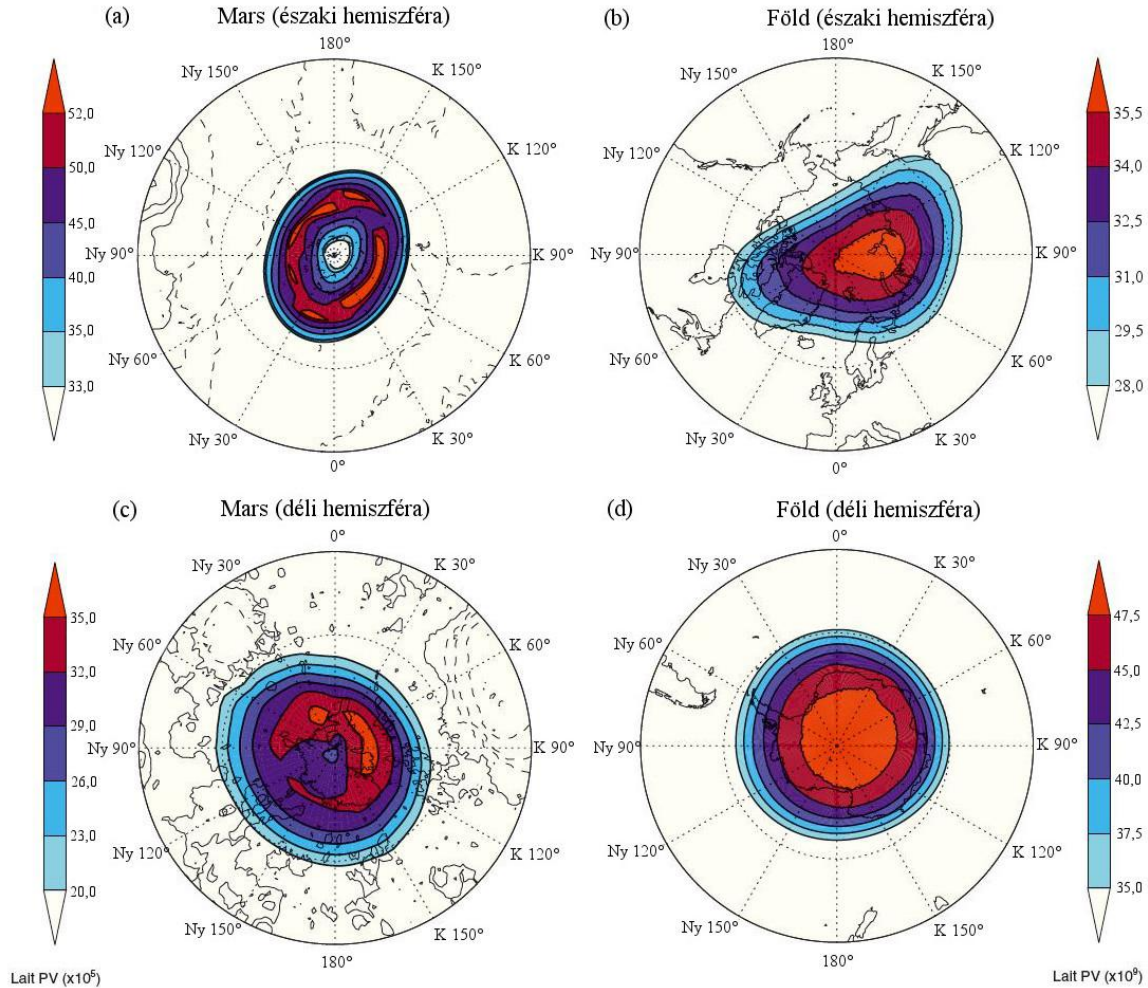
hiszen a Földön az északi örvény jóval elliptikusabb formát mutat, mint a déli örvény. Ezzel szemben a Marson, különösen az északi hemiszférán sokkal inkább gyűrű alakú örvények figyelhetők meg. Ezeket olyan magas potenciális örvényesség gyűrűként jellemezhetünk, amit két egymással szemben álló potenciális örvényességi gradiens vesz körül. A déli hemiszférán ez nem figyelhető meg egyértelműen. Hasonló gyűrű alakot ugyan fel lehet fedezni a potenciális örvényességben, de itt a földi örvényekhez hasonlóan a potenciális örvényesség az örvény magjában a legnagyobb és az örvény határától a centrum irányába monoton nő, tehát az örvény a középpontban a legerősebb. Mivel a Marson az északi félgömbi örvény gyűrűs természete miatt erősebb, mint a déli féltekén, így gátolhatja a magasabb szélességek felé történő por- és homokszállítást. Azonban mindkét marsi örvényben közös tulajdonság, hogy a gyűrűs jelleg a légkör alsóbb rétegeiben a legnyilvánvalóbb. Az északi örvény főtengelye a tél folyamán szinte változatlanul a ny. h. 30° –k. h. 150° közötti síkban helyezkedik el, tehát akár csak a Földön, a Marson is elliptikus alakja van az északi poláris örvénynek.

A poláris örvény méretét tekintve mindkét bolygóra jellemző a hemiszférikus aszimmetria. A Föld esetében ezt az aszimmetriát a vertikálisan terjedő Rossby-hullámok sztratoszférikus kölcsönhatása okozza, ami csak az északi hemiszférán van jelen. A Marson azonban nem a planetáris hullámok, hanem a Hadley-cirkuláció leszálló ága teszi különböző méretűvé a poláris örvényeket. Az északi hemiszférikus tél esetén ugyanis a leszálló ág nagyobb mértékben helyezkedik a pólus irányába, mint a déli félgömb telén, így az északi örvény a pólus felé terjedelmesebb.

Érdeemes megjegyezni, hogy a Marson nagyon gyakori jelenség a por- és homokvihar, melyek következtében (a sugárzáselnyelés miatt) a légkör alsó rétegeiben lokális melegedés jön létre. Ez később a marsi Hadley-cirkuláció megváltozását okozhatja, ami miatt a földi SSW eseményekhez hasonló, úgynevezett RPW (Rapid Polar Warming) események alakulnak ki. Lényegében olyan gyors sarki melegedésekről van szó, ami a poláris örvény elmozdulásához illetve súlypontjának szélességi körök mentén történő megváltozásához vezet.

Egy Marson megfigyelt MY26 kóddal ellátott homokvihar 10° ekliptikai hosszúságig, azaz körülbelül 5 földi napig tartott. A 19. ábra e homokvihar idejére vonatkozóan mutatja meg, hogyan változott időben és térben a Lait-féle potenciális örvényesség 350 K magasságban. A 313° és a 315° ekliptikai hosszúságon még nagyon élesen kirajzolódik az örvény gyűrű alakja, azonban a 318° -tól kezdődően egyre inkább legyengül és az Egyenlítő felé mozdul el. A potenciális örvényesség 323° ekliptikai

hosszúságon éri el minimumát, majd ismét erősödni kezd egészen $Ls = 330^\circ$ -ig. A Földön ezzel szemben sokkal több időbe telik az örvény felerősödése, aminek vélhetően az eltérő sugárzási idő-skála az oka (Mitchell et al., 2014).



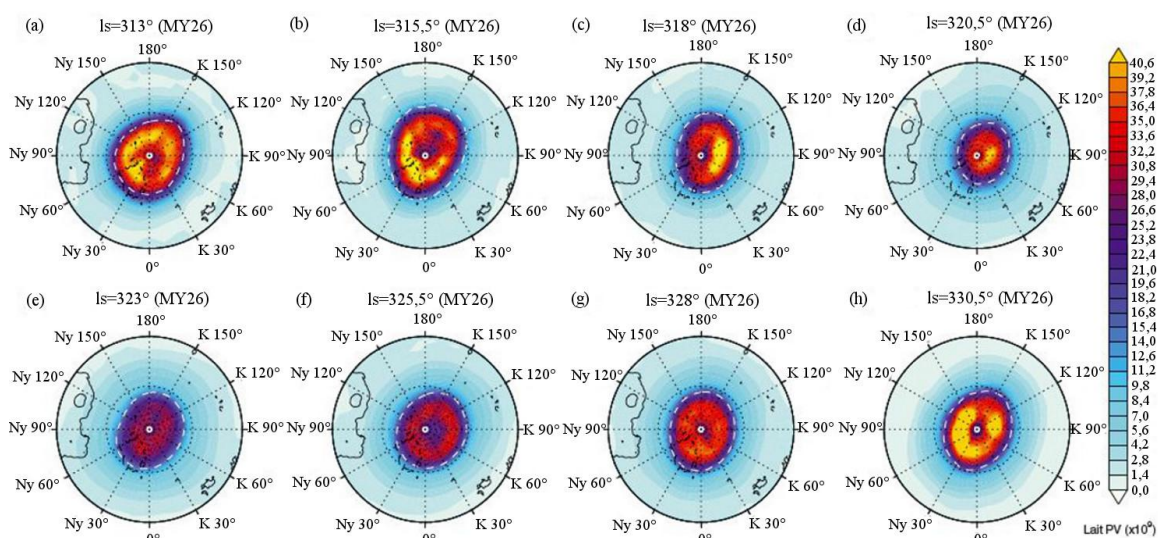
18. ábra.

A Lait-féle potenciális örvényesség poláris sztereografikus térképei a Földön (b, d) 850 K (30 km), a Marson 350 K (40 km) potenciális hőmérsékleti szinten. A vörös színnel jelzett potenciális örvényességek mutatják a sztratoszférikus poláris örvény elhelyezkedését és alakját. (A színskála értékei az egyes ábrarészekben különböző.)

Forrás: Mitchell et al. (2014).

A marsi és a földi poláris örvények között további lényeges különbségek fedezhetők fel. A Földön a poláris örvény a magassággal elfordul, miközben területe fokozatosan növekszik, bár ez leginkább csak az északi hemiszférára jellemző, a déli féltekén ugyanis a felső sztratoszférában éri el maximális terjedelmét. A Marson ennek épp

az ellenkezője valósul meg. Az örvény kiterjedése drasztikusan csökken a magassággal, de elhelyezkedése változatlan marad. Ez látható a 20. ábrán.



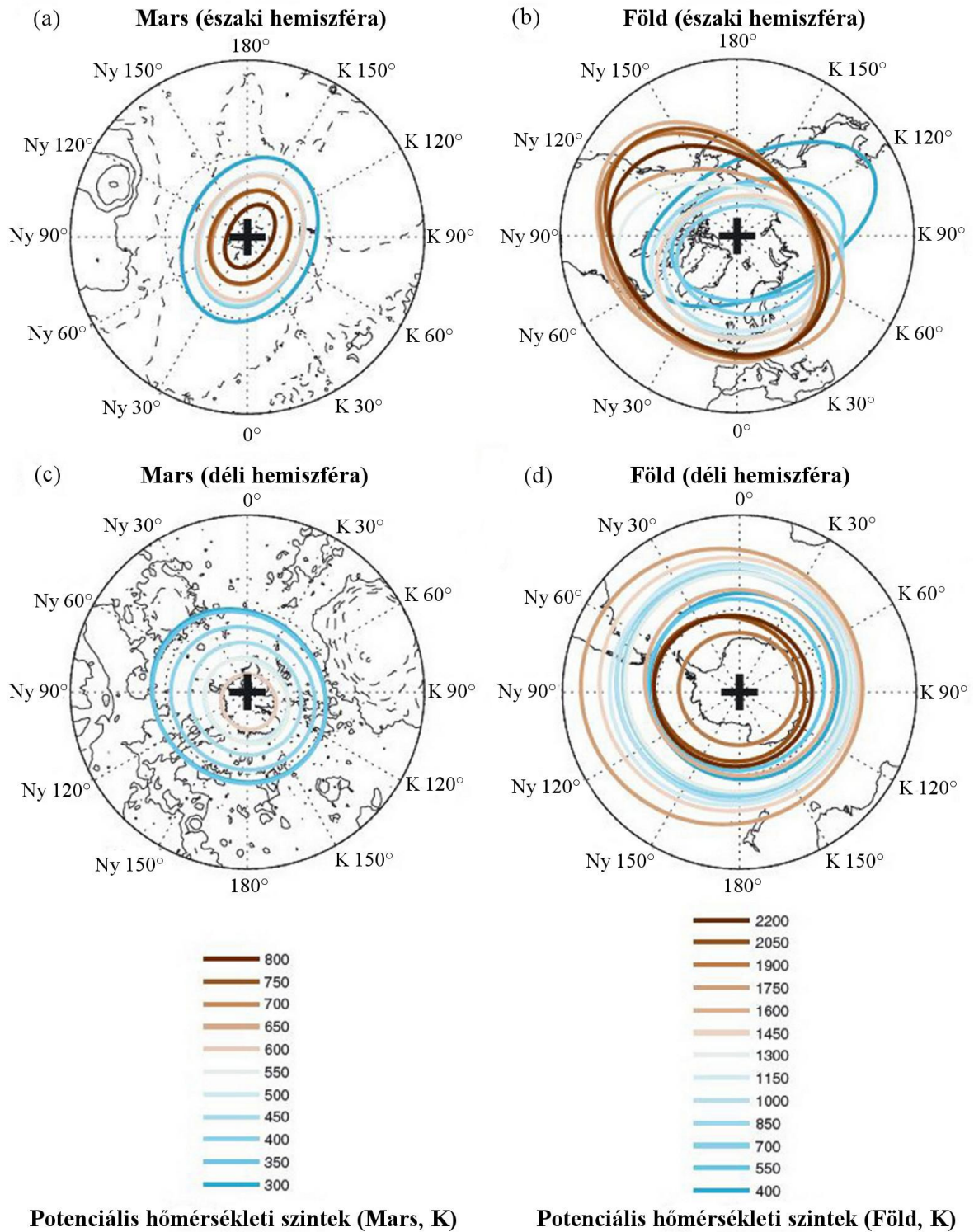
19. ábra.

A Lait-féle potenciális örvényesség alakulása 350 K potenciális hőmérsékleti szinten az MY26 kódú marsi homokvihar idején (L_s ekliptikai hosszúság szerint).

A legerősebb potenciális örvényességű területek citromsárga színben láthatók, melyeket a poláris örvényekkel azonosíthatunk. A homokvihar ideje alatt (313° – 323° ekliptikai hosszúság) a poláris örvény jelentősen legyengült, majd $L_s=325^\circ$ -től kezdődően erősödni kezdett.

Forrás: Mitchell et al. (2014).

Összegezve az eddig leírtakat, elmondhatjuk, hogy a marsi poláris örvények és a földi sztratoszférikus poláris örvények között hasonlóságok és különbségek egyaránt felfedezhetők. A hasonlóságok közé sorolhatjuk a poláris örvény potenciális örvényességi mezőjének felépítését, méretének hemiszférikus aszimmetriáját és az északi féltekei örvény elliptikus szerkezetét. Utóbbi (a poláris örvény alakja) azonban inkább a különbségek közé tartozik a maga gyűrűs természetével. További különbség a két bolygó poláris örvényei között az örvény ellentétes hemiszférikus erőssége (Marson a Földdel ellentétben az északi örvény erősebb, mint a déli), a méretbeli hemiszférikus aszimmetriát kiváltó okok (Földön vertikálisan terjedő Rossby-hullámok, Marson Hadley-cella leszálló ága okozza az aszimmetriát), valamint az örvény vertikális kiterjedése (a Földön a magassággal növekszik, a Marson csökken a poláris örvény mérete).



20. ábra.
 A Mars és a Föld poláris örvényeinek elhelyezkedése és kiterjedése 300 és 800 K (Mars) illetve 400 és 2200 K (Föld) potenciális hőmérsékleti szintek között.
 Forrás: Mitchell et al. (2014).

6. Összefoglalás

A poláris örvények két fajtáját különböztetjük meg a Földön: troposzférikus és sztratoszférikus poláris örvények. Szakdolgozatom elején (2. fejezet) röviden ismertettem a két örvény közti különbséget, céloom azonban a sztratoszférikus poláris örvények (a dolgozatban általában csak poláris örvények) dinamikájának, vertikális szerkezetének és a gyors sztratoszférikus melegedések (SSW) alatti fejlődésének bemutatása volt. A poláris örvényt az Ertel-féle potenciális örvényesség segítségével azonosíthatjuk, alakjára és erősségére pedig a Rossby-hullámok (vertikálisan terjedő) gyakorolnak hatást. Ezért a 3. fejezetben az örvényesség, potenciális örvényesség és a planetáris hullámok dinamikus meteorológiai hátterét mutattam be.

A 4. fejezetben megvizsgáltam az idealizált poláris örvény dinamikáját és vertikális felépítését, valamint *Charlton és Polvani (2007, 2008)* esettanulmányainak segítségével az SSW-k (örvény-áthelyező és örvény-szaggató SSW) klimatológiáját és gyakoriságát és a poláris örvények gyors sztratoszférikus melegedések ideje alatti fejlődését. Az SSW mellett a kvázi-kétéves egyenlítői oszcilláció (QBO) fogalmát és a poláris örvényhez fűződő kapcsolatát is áttekintettem.

A Föld után a Naprendszer legismertebb és legérdekeltőbb bolygója a Mars, aminek légkörében szintén léteznek poláris örvények. Így végül az 5. fejezetben *Mitchell et al. (2014)* munkája által összehasonlítottam a földi sztratoszférikus poláris örvényeket a marsi megfelelőjükkal és megállapítottam a két bolygó poláris örvényei közti legfőbb azonosságokat és eltéréseket.

Az elmúlt évtizedben a poláris örvényekhez kapcsolódó kutatások száma jelentősen megnövekedett, napjainkban azonban már nem csak a Földre irányulnak a vizsgálatok, hanem a Naprendszer bolygóin és holdjain fellelhető poláris örvényekre is az űrszondáknak köszönhetően. Így nem meglepő, hogy a poláris örvényről alkotott képünk folyamatosan változik. Meglátásom szerint a közeljövőben a kutatások középpontjában a marsi poláris örvény és a gyors poláris melegedések (RPW) kölcsönhatása áll majd, amit így össze lehetne hasonlítani a Földön kialakuló hirtelen sztratoszférikus melegedések és a poláris örvény kapcsolatával.

Fontos kérdés lesz a troposféra és a sztratosféra kölcsönhatásainak jobb megértése, az időjárási és éghajlati folyamatokra gyakorolt hatásának vizsgálata, hiszen a hatások terjedése kétirányú. E tématerület megismerését szolgálta a szakdolgozat.

Köszönetnyilvánítás

Szeretném köszönetemet kifejezni témavezetőmnek, Dr. habil. Weidinger Tamásnak, aki áldozatos és kitartó munkájával, valamint hasznos tanácsaival segített a szakdolgozat elkészítésében.

Köszönettel tartozom szüleimnek, testvéreimnek és minden családtagomnak, akik egyetemi tanulmányaim során mindvégig biztosítottak támogatásukról és gondoskodó szeretetükről.

Irodalomjegyzék

Angell, J. K., 2001: Relation of size and displacement of the 300 mbar north circumpolar vortex to QBO, El Niño, and sunspot number, 1963–2000. *Journal of Geophysical Research* 106(D23), 31,787–31,794.

Barkin, Yu, 2008: The mechanism of activation of polar atmospheric processes of planets and satellites. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 10, EGU2008-A-10707

Bérczi Sz., Hargitai H., Illés E., Kereszturi Á., Opitz A., Sik A., Weidinger T., 2002: Bolygó légkörök atlasza. Kis atlasz a Naprendszeréről (4), ELTE TTK Kozmikus Anyagokat Vizsgáló Űrkutató Csoport, Uniconstant, Budapest–Püspökladány. planetologia.elte.hu/legkor01.pdf.

Barótfi I., 2011: Környezetgazdálkodás. Szent István Egyetem. Digitális tankönyvtár. www.tankonyvtar.hu/hu/tartalom/tamop412A/2010-0019_Kornyezetgazdalkodas/ch02.html

Bartholy J., (szerk), Mészáros R. (szerk.), Geresdi I., Matyasovszky I., Pongrácz R., Weidinger T., 2013: Meteorológiai alapismeretek. E-jegyzet. ELTE.

Charlton, A. J., Polvani, L. M., 2007: A New Look at Stratospheric Sudden Warmings. Part I: Climatology and Modeling Benchmarks. *Journal of Climate*, 20, 449–469.

Charlton, A. J., Polvani, L. M., 2008: A New Look at Stratospheric Sudden Warmings. Part III: Polar Vortex Evolution and Vertical Structure. *Journal of Climate*, 22, 1566–1585.

Czelnai R., Götz G., Iványi Zs., 1995: Bevezetés a meteorológiába II. Mozgó légkör és óceán. Tankönyvkiadó, Budapest, 403 oldal.

Gábris, Gy., Marik, M., Szabó, J., 1998: Csillagászati földrajz. Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 338 p.

Gerrard, A. J., Kane, T. J., Thayer, J. P., Duck, T. J., Whiteway, J. A., Fiedler, J., 2002: Synoptic scale study of the Arctic polar vortex's influence on the middle atmosphere, 1, Observations. *Journal of Geophysical Research* 107, D16, 4276, 10.1029/2001JD000681, 2002. (1-1)–(1-15).

Götz G., Rákóczi F., 1981: A dinamikus meteorológia alapjai. Tankönyvkiadó Budapest. 475 oldal.

Harvey, V. L., Pierce, R. B., Fairlie, T. D., Hitchman, M. H., 2002: A climatology of stratospheric polar vortices and anticyclones. *Journal of Geophysical Research* 107, D20, 4442, doi:10.1029/2001JD001471, 2002, (10-1)–(10-21).

Holton, J. R., 2004: An Introduction to Dynamic Meteorology, Volume 88, Fourth Edition (International Geophysics) 4th Edition, Publisher: Academic Press, 535 p.

Holton, J. R., and Tan, H., 1980: The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb. *Journal of Atmospheric Sciences* 37(10), 2200–2208.

Jánosi, I., Tél, T., 2012: Bevezetés a környezeti áramlások fizikájába. Légköri, óceáni folyamatok és éghajlati hatásaik. Typotex Kiadó, Budapest. 187 p.

Lait, L. R., 1994: An Alternative Form for Potential Vorticity. *Journal of Atmospheric Sciences* 51, 1754–1759.

Matsuno, T., 1971: A dynamical model of stratospheric warmings. *Journal of Atmospheric Sciences* 28, 1479–1494.

- Maycock, A. C., 2008: The role of the stratosphere in seasonal forecasting. A dissertation submitted in partial fulfillment of the requirement for the degree of MSc Atmosphere, Ocean and Climate, The University of Reading Department of Meteorology, Reading (supervisors: Dr Andrew Charlton-Perez and Dr Sarah Keeley). 83 p.
- McIntyre, M. E., and Palmer, T. N., 1983: Breaking planetary waves in the stratosphere. *Nature*, 305, 593-600
- Merics A., 2010: A Poláris ciklonok. Szakdolgozat, ELTE Meteorológiai Tanszék (Témavezető: Weidinger T.), 58 oldal.
- Mitchell, D. M., Montabone, L., Thomson, S., Read, P. L., 2014: Polar vortices on Earth and Mars: A comparative study of the climatology and variability from reanalyses. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 141, 550–562.
- Péczely, Gy., 1978: Éghajlattan. Tankönyvkiadó, Budapest, 336 oldal.
- Polvani, L. M., Kushner, P. J., 2002: Tropospheric response to stratospheric perturbations in a relatively simple general circulation model. *Geophysical Research Letters* 29(7), 10.1029/2001GL014284, 2002, (18-1)–(18-4).
- Riley, E., 2007: Vertically Propagating Rossby Waves. 1–21 p.
<http://www.rsmas.miami.edu/users/isaveljev/GFD-2/Rossby%20waves.pdf>
- Shapiro, M. A., Keyser, D. A., 1990: Fronts, jet streams, and the tropopause. US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, Environmental Research Laboratories, Wave Propagation Laboratory, 1990.
- Somfalvi-Tóth, K., 2012: Kislexikon. Légkör, 57. évfolyam, 4. szám 187 p.
- Smith, R. K., 2014: Lectures on Dynamical Meteorology. Version: June 16, 2014. 214 p.
- Walker J. S., 2009: Study Guide and Selected Solutions Manual for Physics, Volume 1, 4th Edition. Publisher: Addison-Wesley. Chapter 16. 60p.
- Watson, P., 2011: The Influence of the Quasi-Biennial Oscillation and El Niño-Southern Oscillation on the Northern Hemisphere Winter Stratospheric Polar Vortex. First year report, University of Oxford Department of Physics, Oxford (supervisors: Prof Lesley Gray and Prof David Andrews). 61 p.
- Waugh, D. W., and Randel, W. J., 1999: Climatology of Arctic and Antarctic polar vortices using elliptic diagnostics. *Journal of Atmospheric Sciences* 56, 1594–1613.
- Waugh, D., A. Sobel, and L. Polvani, 2016: What is the Polar Vortex, and how does it Influence Weather? *Bulletin of the American Meteorological Society*. doi:10.1175/BAMS-D-15-00212.1, in press.

Internet-es hivatkozások

[1-britannica.com]-Poláris örvények

<http://www.britannica.com/science/polar-vortex>

[2-aer.com]-Poláris örvények

<https://www.aer.com/science-research/climate-weather/climate-dynamics/polar-vortex-impact-winter-weather>

[3-nasa.gov]-Poláris örvények

<http://scijinks.jpl.nasa.gov/polar-vortex/>

[4-washington.edu] Kvázi-geosztrofikus potenciális örvényesség

<http://www.atmos.washington.edu/2007Q4/441/week11.pdf>

[5-metnet.hu]-A planetáris vagy Rossby-hullámok

<http://metnet.hu/?m=kislexikon&id=386>