

# A VULKANIZMUS HATÁSA AZ ÉGHAJLATRA

Szakdolgozat

Földtudományi alapszak

Meteorológia szakirány



**Készítette: Brunner Máté**

**Témavezető: Dr. Matyasovszky István**

Eötvös Loránd Tudományegyetem  
Földrajz- és Földtudományi Intézet  
Meteorológia Tanszék

Budapest, 2013

# Tartalomjegyzék

Bevezetés.....	3
1. A kitörések időjárásra gyakorolt hatásának fizikai háttere.....	5
2. A vulkanizmus indexei.....	8
3. A sugárzási kényszer.....	11
4. A hatás függése a kitörés idejétől.....	14
5. A kitörések hatása a sztratoszférikus ózonra.....	16
6. A kitörések és az Arktikus Oszcilláció kapcsolata.....	18
7. A kitörések és az ENSO kapcsolata.....	24
8. Saját munka.....	25
8.1 Felhasznált adatok.....	25
8.2 A modell bemutatása.....	26
8.3 A próbák leírása.....	27
8.4 Eredmények.....	29
8.5 Az eredmények értékelése.....	36
9. Összefoglalás.....	37
Köszönetnyilvánítás.....	37
Irodalomjegyzék.....	38

## Bevezetés

A vulkanizmus a Föld és más bolygók fejlődésében alapvető szerepet játszik. A kitörésekkel formálódik a felszín, változnak a kontinensek. A geomorfológiai szerep mellett viszont számunkra sokkal fontosabb, hogy a vulkáni tevékenységgel gázok jutnak a légkörbe, így meghatározva annak összetételét, és a gázok koncentrációjával alakítva a Föld éghajlatát. Bolygónk fejlődéstörténetének korai szakaszában, a kőzetekben rejlő vízgőz folyamatosan a légkörbe került, kondenzációjával létrejöttek az óceánok, az UV sugárzás hatására pedig a vízgőzmolekulák hidrogén és oxigén atomokra bomlottak. Az oxigén feldúsulásával és az ózonréteg kialakulásával létrejöhetett a szárazföldi élet. A vulkanizmussal került a légkörbe a többi gáz is, úgy a nitrogén, az argon, a szén-dioxid, vagy a metán. A szén-dioxid nagy része elnyelődött az óceánokban, így feldúsult a nitrogén. Egyes gázok (vígőz, CO<sub>2</sub>, metán) üvegházhatásukkal biztosítják a szárazföldi élethez megfelelő hőmérsékletet a felszínen. Az üvegházhatású gázok koncentrációjának változásával az átlagos léghőmérséklet is változik, ez adott esetben jégkorszakok kialakulásához vagy végéhez vezethet. A hosszú időskálájú éghajlati változások mellett egy-egy megfelelően erős egyedi kitörés önmagában is hatással lehet az éghajlatra. Dolgozatom első felében e hatást mutatom be néhány elmúlt évszázadbeli kitörésről folytatott kutatás segítségével. Második részében pedig egy statisztikai modellt írok le, mellyel az elmúlt másfél évszázad jelentősebb kitöréseinek a felszín léghőmérsékletére gyakorolt hatásainak átlagos hosszának meghatározására tettünk kísérletet.

Az emberiség már évezredekkel ezelőtt sejtette, hogy a vulkánkitörések az általuk kilövellt anyagok által befolyásolhatják az időjárást, hatással lehetnek a légköri folyamatokra (*Robock*, 2000). Többek között Plutarkhosz (*Forsyth*, 1988), az ókori görög történetíró is feljegyezte, hogy az olaszországi Etna kitörése után Kr. e. 44-ben elhalványult a Nap. Ezt az eseményt okolták az azt követő lehülésért, illetve a szárazságért, ami éhínséghez vezetett Rómában és Egyiptomban.

Jóval később, 1783-ban kitört az izlandi Laki (Lakagígar), az elmúlt évezred éghajlati és társadalmi szempontból az egyik legjelentősebb vulkáni hatását eredményezve. Benjamin Franklin (*Franklin*, 1784) – aki épp a párizsi nagykövetségen tartózkodott – egy Európa feletti összefüggő, száraz ködrétegről számolt be, ami alig engedi át a Nap sugarait. A kontinensre

kénes szmog ereszkedett, a nyári nappalokon pedig ennek köszönhetően felforrósodott a levegő. Ezek a hatások együttesen tömeges halálozáshoz vezettek (*Harangi, 2008*). Az esték viszont hidegebbek voltak a megszokottnál. Franklin e furcsa jelenségeket a Laki kitörésével hozta összefüggésbe. Ugyanezen esemény eredménye a Nílus rendkívül alacsony vízállása a kitörést követő években, ami szintén éhínséghez, járványokhoz vezetett. Valószínűsíthető, hogy a nyugat-európai éhínséghez is köze lehetett, ami a francia forradalom kitörésének egyik kiváltó oka volt.

A következő jelentős vulkánkitörés az indonéziai Sumbawa szigetén található Tamborához köthető. A tűzhányó 4300 méter magas, és kb. 5000 éven keresztül volt inaktív (*Harangi, 2008*). Azonban 1815. április 5-én és 10-én két hatalmas erejű robbanás által óriási mennyiségű vulkáni anyag került a légkörbe, az írásos történelem messze legnagyobb kitörését okozva ezzel. Több száz kilométeres körzetben 3 napos sötétség állt be, és 500.000 km<sup>2</sup>-t hamu lepett el. A robbanás hangja több mint 2000 kilométeres távolságban is hallható volt. A kitörés után 2850 méterre csökkent a hegy magassága, 1 km mély kráterrel a közepén. Az esemény nagyságát jól szimbolizálja, hogy 1816-ra úgy hivatkoznak, mint a „nyár nélküli év”. Becslések szerint a globális átlagos hőmérsékletcsökkenés 0,4-0,7°C volt.

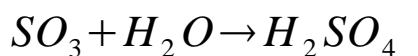
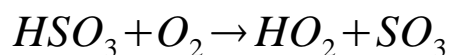
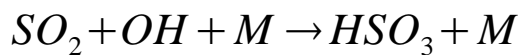
Az utolsó kitörés, ami a VEI-skálán 6-os erősséget ért el, a Fülöp-szigeteki Pinatubo 1991-es kitörése. Ez a vulkán nagyjából fél évezrede szunnyadt, viszont a sikeres veszély-előrejelzésnek köszönhetően a halálos áldozatok száma „csak” néhány száz volt. A kitörés során 20 millió tonna kén-dioxid került a légkörbe fél fokos globális átlaghőmérséklet csökkenést és ózon csökkenést okozva.

# 1. A kitörések időjárásra gyakorolt hatásának fizikai háttere

A kitörések által, annak típusától függően, számos különböző szilárd részecske és gáz kerül a légkörbe. Az utóbbi évtizedekben megjelenő műholdak és más távérzékelési eszközök (LIDAR, sugárásmérők) segítségével a kilövellt anyag mennyiségét egyre pontosabban lehet megbecsülni.

A kitörések első összetevője a folyékony halmazállapotban felszínre jutó magma, a láva, ami nagyrészt megszabadult a benne lévő illóktól. A második összetevő a szilárd magmatikus kőzetanyag, a tefra vagy piroklasztok, ami magában foglalja az összes szilárd anyagot mérettől függetlenül. Ezek a részecskék nagyon gyorsan kiülednek a légkörből, általában a tartózkodási idejük egy hétnél rövidebb. Egyes esetekben néhány hónapig is a troposzférában maradhatnak, de ezek hatása kimerül a napi hőmérsékletingás lokális csökkentésében (Symons, 1888; Mass and Robock, 1982).

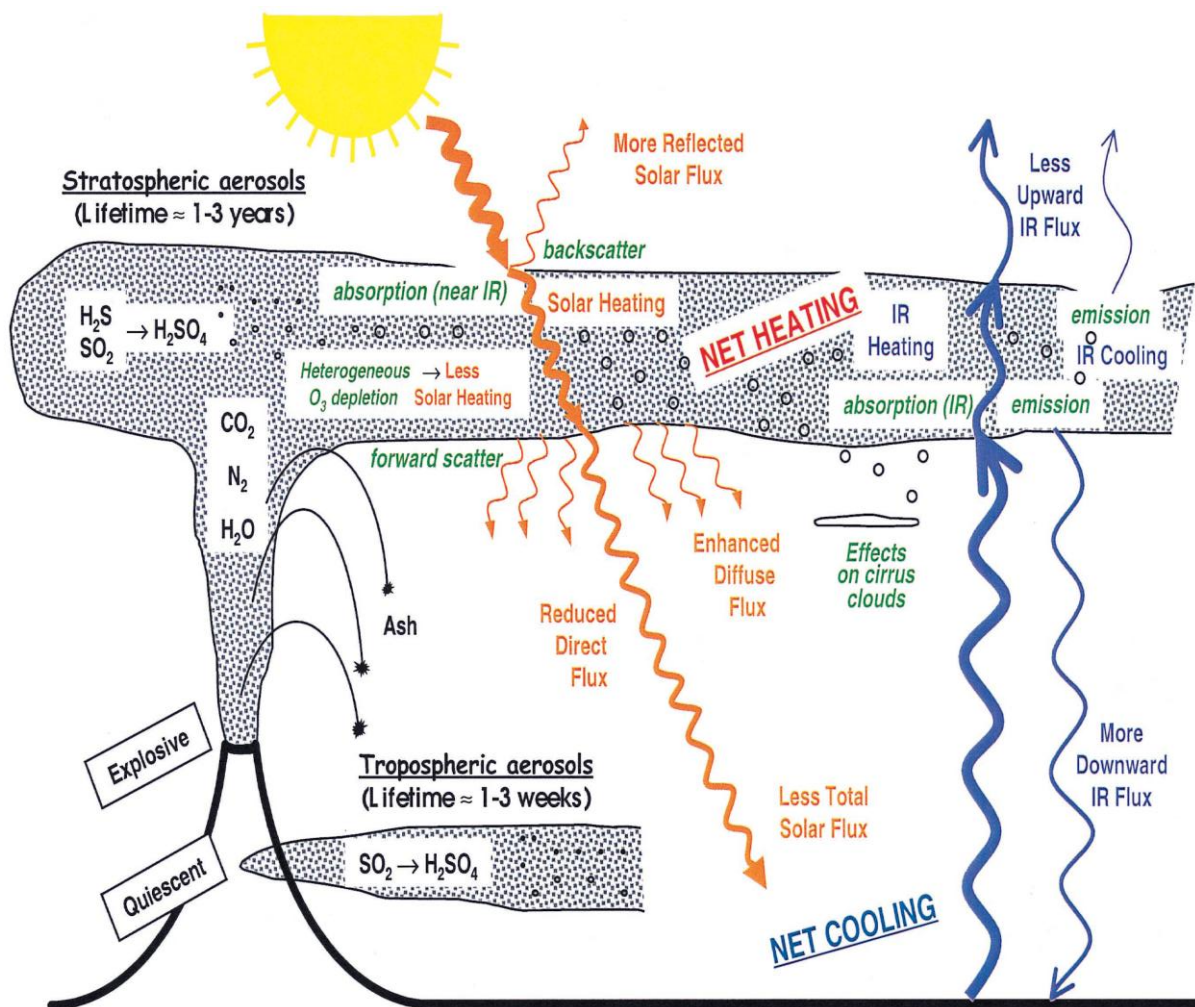
Az anyagprodukciónak harmadik része a gázok kibocsátása. A legfontosabb felszabaduló gázok a vízgőz (~80%), szén-dioxid (~10%), kén-dioxid (~5%), kén-hidrogén (~1%), illetve kis mennyiségben sósav és nitrogén (Harangi, 2008). Az éghajlatra, hőmérsékletre gyakorolt hatás szempontjából az üvegházhatású gázok a leglényegesebbek, mint a vízgőz vagy a szén-dioxid. A vulkánok éppen ezt a két gázt bocsátják ki legnagyobb mértékben, viszont ezen gázok eleve légkörben lévő, a vulkáni emisszióhoz képest hatalmas mennyisége miatt a hatásuk elhanyagolható. Így a kitörésekből származó gázok közül az éghajlati kényszer szempontjából a kén-gázoknak, legfőképp kén-dioxidnak van fontos szerepe. Ez a gáz az élőlények számára mérgező, de nem üvegházhatású. Azonban egy megfelelően nagy erejű robbanásos kitörés során a gázok egy része feljuthat az alacsony sztratoszférába, ahol fotokémiai oxidációval kénsavvá alakul.



Ez az átalakulás heteken belül végbemegy, és az így keletkező kénsav aeroszolk tartózkodási ideje a sztratoszférában megközelítőleg egy év. Ennél sokkal kevesebb időbe – a Krakatau esetében két, az El Chichon 1982-es és a Pinatubo 1991-es kitörésekor három hétbe – telik, hogy a részecskék megkerüljék a Földet (Robock, 2000). Ezek a részecskék produkálják a legnagyobb sugárzási hatást a kitörések után. Éppen ezért a vulkáni hatások vizsgálatához elengedhetetlen az emittált kén mennyiségének minél pontosabb becslése. A kén-dioxid összes forrásából származó mennyisége éves átlagban nagyjából 100 Mt, ennek harmada természetes forrás, amiből kb. 10 Mt származik vulkáni tevékenységből (a Pinatubo 1991-es kitörése után a kibocsátott kén-dioxid mennyiségét ~20 Mt-ra becsülik).

A folyamatos felszíni kigőzölgések (fumarolák), vagy kisebb epizodikus kitörések is emittálnak ként, de csak a troposzférába. Ezek a részecskék élettartama sokkal rövidebb, mint a sztratoszférába jutóké, ezért az éghajlati hatásuk is jelentősen kisebb. A troposzférikus kén összes forrásának mindössze ~14 százaléka vulkáni eredetű, de a relatív sugárzási kényszere ennek az eredetű gáznak nagyobb, mint az antropogén kénnek, mivel általában a planetáris határréteg felett kerülnek a légkörbe, ezért valamivel tovább is maradnak ott. Így a vulkáni eredetű troposzférikus kén abszolút sugárzási kényszere csak kicsit kevesebb, mint az antropogéné (Robock, 2000).

Az 1. ábrán a hatás sematikus ábrázolása látható. A sztratoszférában kialakult kénsav-aeroszolk hatékonyan szórják a földfelszín melegítése szempontjából fontos bejövő sugárzás infravörös hullámhosszait. Ennek egy része a világűr felé szóródik vissza, így növelve a planetáris albedót. Ez a vulkáni hatás leglényegesebb eleme, hiszen a beérkező energia csökkenésével megváltoznak a légkör tulajdonságai, ezzel a troposzférikus (és sztratoszférikus) időjárás is. A Pinatubo 1991-es kitörésekor az évszázad legnagyobb aeroszol-felhője került a sztratoszférába. Az eseményt követően kimutatták, hogy az albedó 0,236 ötéves átlagról 0,25-re emelkedett (Minnis, 1993). A kitörés által produkált negatív sugárzási kényszer egy évre meghaladta az antropogén eredetű üvegházgázok okozta pozitív kényszert. Az 1992-es troposzférikus hőmérséklet anomália -0,4 °C volt, ami 0,7 °C-os visszaesést jelentett az azt megelőző évhez képest. Fontos megemlíteni, hogy ez a negatív hőmérséklet anomália nem homogén földrajzi eloszlással jelentkezik, hanem pozitív és negatív anomáliájú területek átlagából adódik. Ezen anomáliák nagysága és elhelyezkedése évszakfüggő.



1. ábra – A vulkáni gázok sugárzásokra való hatásának sematikus ábrázolása. (Robock, 2000, Simarski, 1992 alapján)

A napsugárzás nem visszaverődő része a közeli infravörös (NIR) tartományban elnyelődhet az aeroszol-felhőben, melegítve ezzel a sztratoszférát. Ugyanígy a felszínről visszaverődő hosszuhullámú sugárzás is elnyelődik, hasonló hatást váltva ki. Melegítik továbbá a troposzférát és a felszínt a hosszú-hullámú sugárzás visszaverésével, illetve hűtik azokat (a vízgőz kisebb elnyelése miatt) a lemenő NIR fluxus csökkentésével. A szóródás miatt csökken a direkt- és nő a diffúz sugárzás (Robock, 2000).

Stenchikov (1998) vizsgálta a Pinatubo kitörésének sugárzási kényszerét különböző hullámhosszakon. A sztratoszférikus aeroszol-felhő tetején a beérkező NIR sugárzás abszorpciója miatt melegedett a légkör. Ugyan a részecskék az elnyelt energiát az IR

tartományban sugározzák ki, de az ez okozta hűlés nagysága kisebb volt, mint az elnyelés miatti melegedés. Így az aeroszol-réteg tetején nettó melegedés volt megfigyelhető.

## 2. A vulkanizmus indexei

Az elmúlt évezredek, vagy épp másfél évszázad vulkanizmusához köthető éghajlati változásainak vizsgálatához a kitörések nagyságához köthető indexek létrehozására van szükség. Megfelelő index számítására számos kísérlet történt. Ezekből következtetni lehet az egyes kitörések éghajlati hatásának nagyságára, egyik sem tökéletes. Egy jó index mutatja a sugárzási kényszer nagyságát minden kitörés után. A sugárzási kényszer leginkább a sztratoszférába emittált kéntartalommal van összefüggésben, nem pedig a kitörés robbanásosságával. Egyik index sem teljes időbeli-, vagy térbeli letakarásban, esetleg a kitörések egyes tulajdonságai hiányoznak belőlük. Ma már a legtöbb kitörés hatásáról pontos műszeres mérések állnak rendelkezésre, a múltban viszont az indexek megalkotásához figyelembe vettek többek között festményeket, napló-feljegyzéseket vörös naplementékről, illetve geológiai bizonyítékokat. A geológiai módszerek a leülepedett anyag vizsgálatán alapszanak és hasznos információkat adnak a teljes kibocsátott anyagmennyiségről, bár az ezekből becsült légköri kén-emisszió mértékek nem túl pontosak. Az 1. táblázatban láthatóak az elmúlt évszázadok legjelentősebb kitörései, a fontosabb indexek feltüntetésével.

A legtöbb indexnél a kitörések csak akkor tűnnek fel, amikor azokról felszíni feljegyzés is történt (Robock, 2000). Ezért néhány déli kitörés – mint a Nyamuragira 1981-es kitörése – is hiányzott, amíg TOMS műholdfelvételek alapján később újra nem vizsgálták azt. 1978 előtt a műholdas- és LIDAR mérések hiányában az északi féltekén is lehetnek feljegyzetlen kitörések. A jégfuratok kénsavtartalmát objektíven felhasználó indexeknél ez a probléma nem áll fenn, bár ezeknél más nehézségek lépnek fel.

A legfontosabb indexek a következők:

### 1. DVI (Dust Veil Index; „porfátyol” index)

Ezt az indexet H. Lamb határozta meg úgy, hogy abból minél jobban lehessen következtetni a kitörések hatását a felszíni időjárásra, hőmérsékletekre és a nagy-skálájú szél cirkulációra. A



DVI létrehozásánál figyelembe vettek történelmi feljegyzéseket, optikai jelenségeket, sugárzási, hőmérsékleti méréseket, illetve becsléseket a kilövellt anyag mennyiségéről (*Lamb*, 1970).

Lamb öt különböző módszert használt az index meghatározásához minden egyes kitörésre. A végleges értéket átlagolással és szubjektív korrekcióval kapta. Az első módszer egy szubjektív becslés volt a történelmi forrásokon alapulva. A következő három módszert képletek írják le, a sugárzás csökkenését, a hőmérsékletváltozásokat és a kilövellt anyag mennyiségét felhasználva. Ezek a következők:

$$DVI = 0,97 \cdot R_{max} \cdot E_{max} \cdot t_{mo}$$

$$DVI = 52,5 \cdot T_{dmax} \cdot E_{max} \cdot t_{mo}$$

$$DVI = 4,4 \cdot q \cdot E_{max} \cdot t_{mo}$$

Itt  $R_{max}$  a direkt sugárzás százalékos csökkenésének legnagyobb értéke az aktuális félteke közepes szélességeinek havi átlagához viszonyítva.  $E_{max}$  és  $t_{mo}$  rendre a porréteg földrajzi kiterjedésének legnagyobb mértéke, illetve a porréteg tartózkodási ideje hónapokban. Előbbi természetesen függ a kitörés földrajzi szélességétől is.  $T_{dmax}$  az érintett félteke átlaghőmérsékletének becsült csökkenése °C fokokban, szintén a közepes szélességek felett abban az évben, amikor a kitörés hatása maximális volt. Végül  $q$  a légkörbe emittált szilárd anyag mennyisége  $\text{km}^3$ -ben. Az ötödik módszer azokra a korábbi kitörésekre adott becslést, melyeknél csak Sapper adatai álltak rendelkezésre. A képletekben szereplő konstansokat úgy határozták meg, hogy a Krakatau 1883-as kitörése az 1000 DVI értéket vegye fel. Az indexsorozatot a DVI értékek éves átlagolásával kapta meg.

## 2. Mitchell-index

Mitchell az 1850-1968 közötti időszak kitöréseit felhasználva készített adatsort a kilövellt anyagmennyiség nagyságrendi becsléséről. Ez az északi féltekén részletesebb, mint Lamb sorozata, mivel előbbivel ellentétben ő a 100 DVI-nél kisebb kitöréseket is figyelembe vette.

Vulkán	Kitörés éve	VEI	DVI/Emax	IVI
Grimsvotn (Lakagigar), Izland	1783	4	2300	0.19
Tambora, Indonézia	1815	7	3000	0.50
Cosiguina, Nicaragua	1835	5	4000	0.11
Askja, Izland	1875	5	1000	0.01*
Krakatau, Indonézia	1883	6	1000	0.12
Okataina (Tarawera), Új-Zéland	1886	5	800	0.04
Santa Maria, Guatemala	1902	6	600	0.05
Ksudach, Oroszország	1907	5	500	0.02
Novarupta (Katmai), Egyesült Államok	1912	6	500	0.15
Agung, Indonézia	1963	4	800	0.06
Mount St. Helens, Egyesült Államok	1980	5	500	0.00
El Chichón, Mexikó	1982	5	800	0.06
Pinatubo, Fülöp-szigetek	1991	6	1000	...

**1. táblázat** – Az elmúlt évszázadok legjelentősebb kitöréseinek ideje, és főbb indexeik (*Robock,2000*).  
\*Csak a déli féltekéről van jel, annak származása bizonytalan

### 3. VEI (Volcanic Explosivity Index; vulkáni robbanásosság index)

A múlt vulkánkitöréseinek átfogó vizsgálatával Newhall és Self létrehozta a VEI indexet minden ismert kitörésre. A földrengéseknél használt Richter-skálához hasonlóan ez a skála is logaritmikus az emittált anyag térfogatától függően. Ez főképp a vulkáni robbanás erejét, a kilövellt anyag mennyiségét veszi alapul, és kevésbé a légköri hatásokat. Ennek ellenére sokan használták különböző vizsgálatokban korrekciók nélkül, mint a kitörések éghajlati hatásának indexét. A VEI számításának feltételeinek megbízhatóság szerinti csökkenő felsorolásában csak a 11. a sztratoszférikus injekció, ami az éghajlati hatás legfontosabb eleme (*Newhall and Self, 1982*). 3-as VEI értéknél az lehetséges, 4-esnél meghatározott, 5-ös felett pedig szignifikáns. A VEI-ből a sztratoszférikus injekció nagyságára való következtetésnél nagy hibát lehet véteni. A Mount St. Helens 1980-as kitörése 5-ös volt, és bár nagy lokális hőmérsékleti hatás volt megfigyelhető, a sztratoszférikus hatása elhanyagolható.

### 4. IVI (Ice Core Volcanic Index; jégmag vulkáni index)

A sarki jégtakarókból vett jégfuratok hosszú időre visszamenőleg értékes információkat szolgáltatnak a gázkoncentrációk változásáról és a szilárd lerakódott részecskékről. *Robock és Free* (1995) 8 északi és 6 déli jégmagot vizsgált savasság és szulfáttartalom szempontjából 1850-től kezdve, hogy azonosítsák a vulkáni jeleket valamennyiben. Ezzel a módszerrel azonban számos probléma van, többek között, hogy a vizsgált anyagoknak a vulkanizmuson kívül más forrásai is vannak és az elektromos vezetőképesség mérések bizonytalanok. Az

északi furatok általában nem jól korrelálnak egymással, vagy bármelyik más indexsel, de az átlagolásuk használható a vulkáni aeroszol képződés indexeként, ami már jobban egyezik más indexekkel. Később megkísérelték kibővíteni az IVI-t az elmúlt 2000 évre, de arra a következtetésre jutottak – néhány kitöréstől eltekintve –, hogy a jelenleg elérhető jégmag felvételekből nem lehet kellően meghatározni a robbanásos kitörések éghajlati kényszerét 1200 előtt az északi-féltekén, illetve 1850 előtt a déli-féltekén.

### **5. Évgyűrűk**

Történtek próbálkozások arra, hogy a kitörések okozta troposzférikus hűlés által kiváltott, a fák évgyűrűinek csökkenő mértékű növekedéseit más indexekkel vessék össze (Cole-Dai, 2010). Mivel a gyűrűk növekedése a vulkanizmuson kívül számos más éghajlati hatástól is függ, nagyon nehéz ezekből értékelhető indexet számítani. Érdekes például megemlíteni, hogy a sztratoszférikus aeroszolak általi troposzférikus hőmérséklet csökkenés bár visszavetheti a fák növekedését, de ugyanakkor a fotoszintézis szempontjából fontos diffúz sugárzás növekszik az aeroszolak szórásának köszönhetően.

## **3. A sugárzási kényszer**

A sugárzási kényszer a vulkáni, és más forrású részecskék, aeroszolak legfontosabb eleme, mérőszáma, mely a légköri energetikára vonatkozik. Mivel minden légköri folyamatot, mozgást, állapotot a napsugárzás határoz meg, ezért a földi eredetű anyagok éghajlati hatásának vizsgálatához a sugárzási kényszerük vizsgálatán át vezet az út. A sugárzási kényszer megadja, hogy egy adott légköri anyag mekkora változást idéz elő egy adott szinten a bejövő és kimenő sugárzások egyensúlyában. Egy nagy kitörés után a sztratoszférába került kényszer aeroszolak a beérkező sugárzás egy részét visszaverik, így a sugárzási kényszer az alacsonyabb szinteken átlagosan negatív értékeket vesz fel.

*Stenchikov et al.* (1998) a Pinatubo 1991. júniusi kitörése után vizsgálta a sugárzási kényszert. A számításokhoz az ECHAM4 globális klíma modellt használták, amivel 1991 júniusától 1993 májusáig futtatták a szimulációkat. Négy különböző feltétellel futtatták a modellt. Egyrészt külön szimulálták a hatásokat éghajlati adatsorokkal számított tengerfelszín hőmérsékletekkel és az éppen jelenlévő El Nino hatására megváltozott, megfigyelt

hőmérsékletekkel. Továbbá mindkét esetet külön vizsgálták a szerint, hogy számoltak-e az aeroszolok hatásával a légköri dinamikára, vagy sem. Ezek után az így kapott négy szimulációt elvégezték sztratoszférikus aeroszol tartalommal és anélkül. Az ilyen globális modellezésekben nagyon fontosak az ensemble számítások, ezért mind a négy esetet öt különböző realizációban végezték el.

A szimulációkban a sugárzási kényszert három különböző szintre számították ki. Ezek a légkör teteje, a tropopauza és a felszín voltak. Továbbá külön vizsgálták a sugárzási tartományokat is. Az éghajlati adatokkal számoló tengerfelszín hőmérséklet és az aeroszolok dinamikai hatásának elhanyagolása esetében az 1992. januári eredményekben valamennyi szinten mind a látható- (0,2–0,68  $\mu\text{m}$ ), mind a közeli-IR (0,68–4  $\mu\text{m}$ ) sugárzás csökkent. A két tartomány fluxusainak változása nem zonális elrendeződésű. Ennek oka a felhőborítottság eloszlása, valamint az, hogy a felszíni albedó és a légköri vízgőztartalom sem zonális. Ezek a sugárzások elnyelése és szórása szempontjából nagyon fontosak. A látható tartományban a legnagyobb visszaesés -4, -5  $\text{Wm}^{-2}$ , míg a közeli-IR-ben a tropopauzán -6, -7  $\text{Wm}^{-2}$ , a légkör tetején -4, -5  $\text{Wm}^{-2}$ , a felszínen pedig -3, -4  $\text{Wm}^{-2}$ . Utóbbi oka az IR sugárzás felhők és a troposzférikus vízgőz általi elnyelése. A trópusokon a látható sugárzás nagy felhőborítottság miatti visszaverődése következtében, annak változásai, minden szinten kisebbek, mint a magasabb szélességeken.

Az aeroszolok kisugárzása okozta hosszúhullámú fluxus változásai a tropopauzán zonális mintát mutatnak, mivel azt a sztratoszférikus hőmérséklet és az aeroszolok optikai mélysége határozza meg, ami közel zonális. A hosszúhullám tropopauzára számított sugárzási kényszere eléri a 2-3  $\text{Wm}^{-2}$ -t. A légkör tetején és a felszínen megfigyelhető perturbációit a felhők és a troposzférikus tulajdonságok inhomogenitása okozza. Az aeroszolok nagyjából 3-4  $\text{Wm}^{-2}$ -t abszorbeálnak a kimenő hosszúhullámból. A légkör és a felhők elnyelése csökkenti a hosszúhullámú sugárzás perturbációit a felszínen, ami így csak 0,5  $\text{Wm}^{-2}$ .

A teljes sugárzási változás a téli sarki régiót kivéve negatív, míg a maximum perturbáció magasabb, mint -7  $\text{Wm}^{-2}$ . A teljes kényszer a negatív szoláris- és pozitív termális sugárzás kombinációja. A pólusok környékén télen, amikor nincs rövidhullámú besugárzás, a pozitív termális kényszer dominál. A trópusi régióban az aeroszol 4-5  $\text{Wm}^{-2}$ -rel csökkenti a bejövő sugárzást a kitörés utáni első félévben. Ezen sugárzás jelentős, több mint 1  $\text{Wm}^{-2}$ -es csökkenése 1993 januárjáig tartott, és a közepes szélességeig terjedt. Kiseb változások figyelhetőek meg a légkör tetején és nagyobbak a tropopauzán.

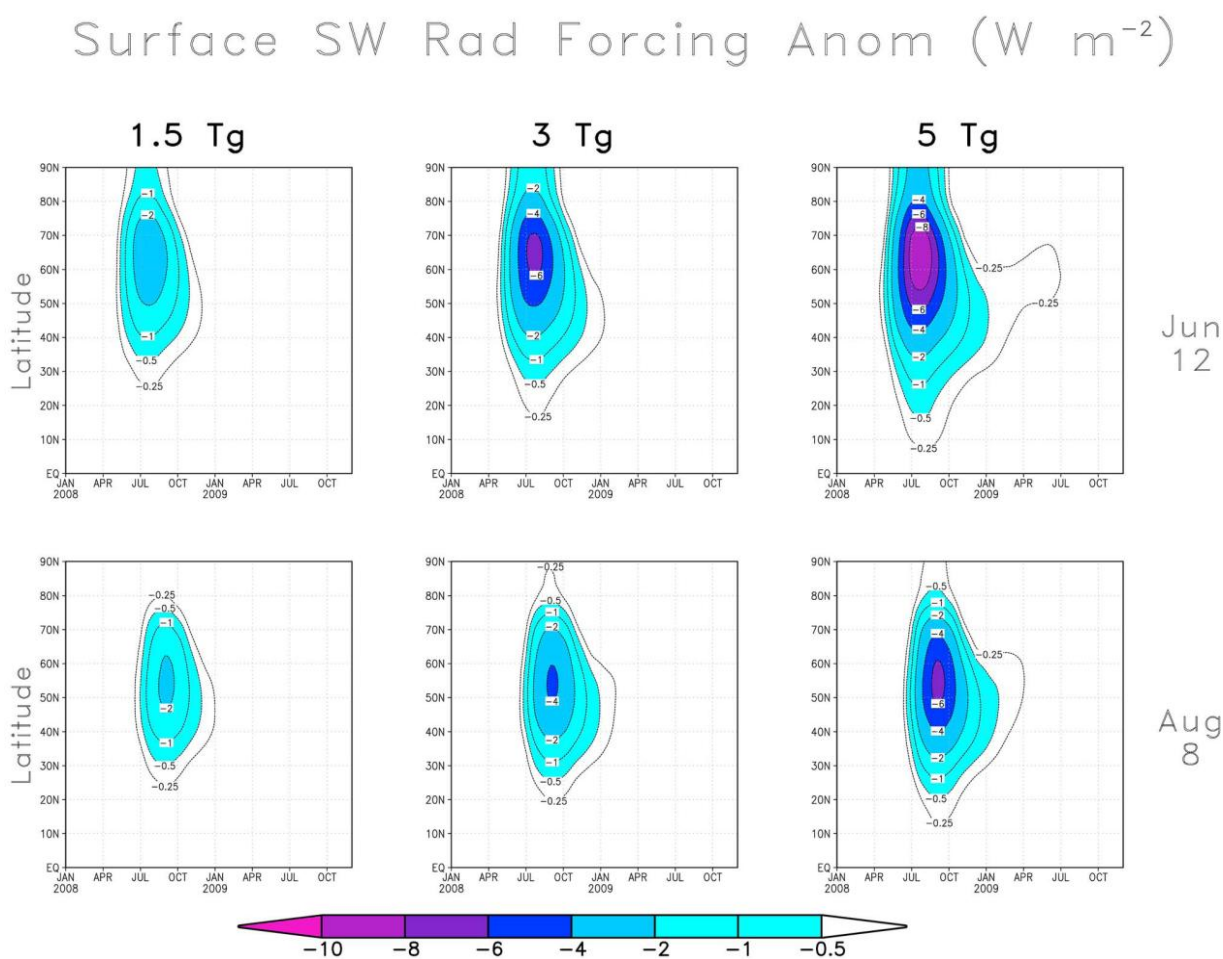
Hawaii-i piranométeres mérések azt mutatták, hogy a havi átlagolt teljes globálsugárzás nagyjából 5 százalékkal esett vissza a kitörés után, és átlagosan 2,7 százalékkal a kitörést követő 10 hónapos időszakban. Ez nagyjából 10-11  $\text{Wm}^{-2}$ -es kényszernek felel meg a felszínen. A szimulációkban kapott eredmény valamivel kevesebb, 8-9  $\text{Wm}^{-2}$  az adott szélességen, de ez az eltérés betudható a Mauna Loa-i állomás 3400 méteres magasságából eredő bizonytalanságnak. ERBE műholdas mérések 1991 augusztusában a légkör tetején 10  $\text{Wm}^{-2}$ -es rövidhullámú növekedést mutattak a rövidhullámú sugárzás visszaverődése miatt, míg a lemenő nettó sugárzás 8  $\text{Wm}^{-2}$ -rel csökkent az Egyenlítő térségében. A modell szimulációk a nettó napsugárzás 10-11  $\text{Wm}^{-2}$ -es csökkenését adták a légkör tetején a nagyobb visszaverődés miatt, ami megfelel a megfigyeléseknek. A kimenő hosszuhullámú sugárzás 6  $\text{Wm}^{-2}$ -rel esett vissza, ami így összesen csak 4-5  $\text{Wm}^{-2}$ -es hűlést ad, összehasonlítva a fentebbi 8  $\text{Wm}^{-2}$ -rel. A kényszer azért nagyobb a megfigyelésekben, mert tartalmazza a sztratoszférikus hőmérséklet válaszát. A megfigyelések és a szimulációk a megfelelő korrekciók után a Pinatubo aeroszoljainak köszönhető 3-4 °C-os hőmérséklet növekedést mutatnak a sztratoszférában. Ez nagyjából 2  $\text{Wm}^{-2}$ -rel növeli a kimenő hosszuhullámú sugárzás mennyiségét, ami választ ad az eltérésekre a megfigyelt és a számított kényszerek között.

A látható tartomány kényszere csak egy kis csökkenés a felső sztratoszféra melegítésében, mivel a kisebb mennyiségű ózon kevesebb, az aeroszokok által visszavert UV sugárzást nyel el. A közeli-IR-ben is egy hasonló hűlés figyelhető meg a troposzférikus vízgőz kisebb elnyelése miatt. A hosszuhullámban melededés jelentkezik az alsó sztratoszférában a felmenő hosszuhullám aeroszokok által megnövekedett abszorpciója miatt. A megnövekedett lemenő hosszuhullám az aeroszol felhőből továbbá nagyobb abszorpciót produkál a troposzférikus vízgőz és szén-dioxid által.

Az aeroszol sugárzási kényszere nem érzékeny az éghajlati változásokra. A kényszerek, amit négy különböző kísérlettel számoltak, nagyon hasonlóak. Kivéve azokban a régiókban, ahol a sűrű felhőzet mennyisége megváltozott, mivel azok akár 20-40 százalékkal is csökkenthetik a havi átlagolt sugárzási kényszert. A különböző modellek közti eltéréseknek így lényeges oka lehet a felhőzet eloszlása és optikai tulajdonságai.

## 4. A hatás függése a kitörés idejétől

Egy kitörés éghajlatra gyakorolt hatásához a sugárzási egyensúly módosítására van szükség. Természetesen a sugárzások mennyisége nagyban évszakfüggő, nyáron nagyobb a besugárzás, mint télen, így a visszavert sugárzás fluxusa is nagyobb. Tehát van értelme azt vizsgálni, hogy vajon mennyire függ a sugárzási, éghajlati válasz attól, hogy az év melyik részén történt a kitörés. *Kravitz et al.* (2011) vizsgálatában ennek kiderítésére tettek kísérletet.

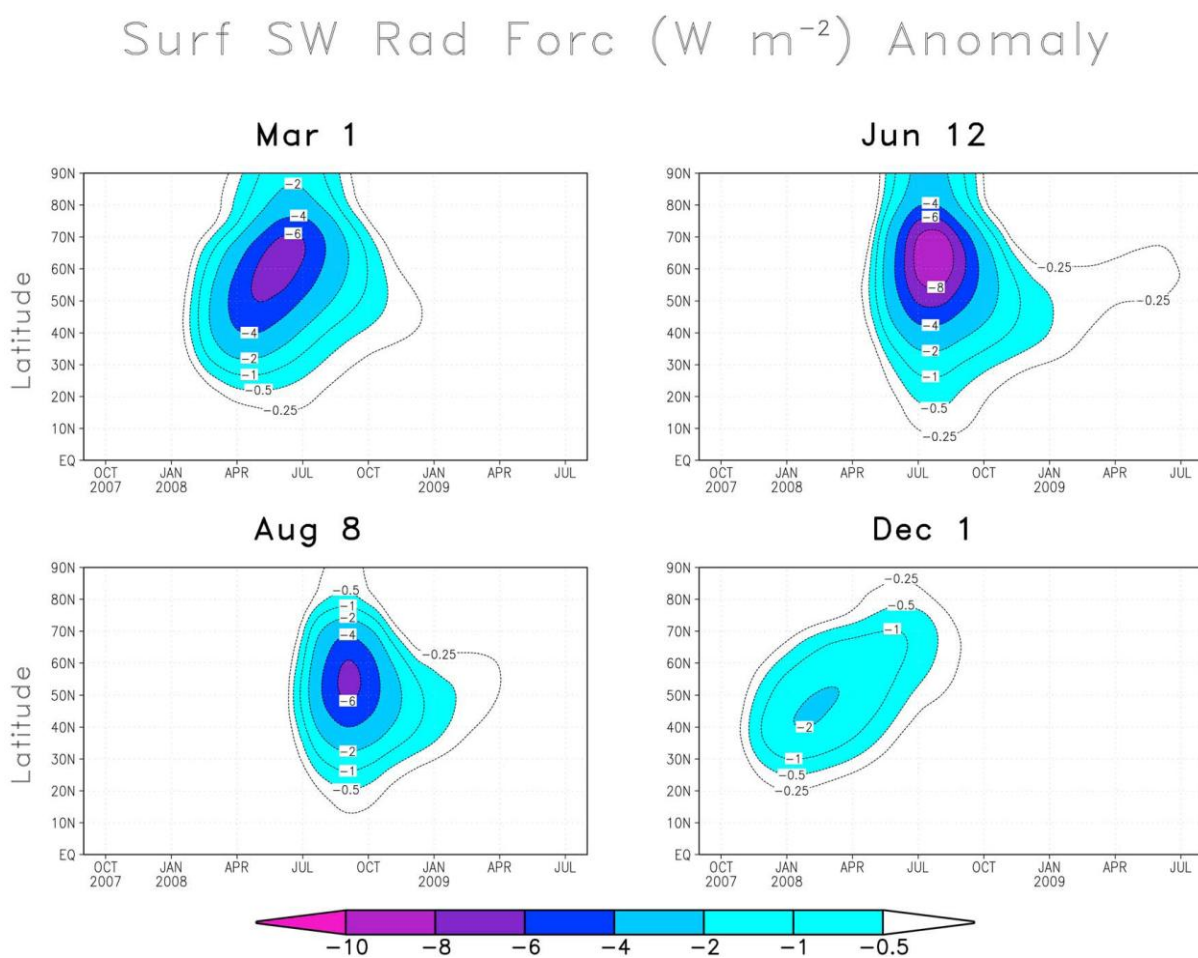


**2. ábra** – A felszíni sugárzási kényszer időbeli és térbeli változása a júniusi és augusztusi kitörés esetében, a szimulált emisszió nagysága szerint (*Kravitz, 2011*).

A GCM szimulációkban a Szaricsev 2008. augusztusi, és a Kasatochi 2009. júniusi kitörését vették alapul. Mindkét kitörés magas-szélességű ( $\sim 50^\circ$  É) és nagyjából 1-2 Mt  $SO_2$ -t emittált a légkörbe, ezzel a legnagyobb kitörések voltak a Pinatubo 1991-es kitörése óta. Összesen nyolc esetet szimuláltak. Három-három kísérlet vonatkozott a két kitörésre, melyekből egy-egy eset 1,5 Mt-s kibocsátást szimulált, a négy további pedig egy-egy 3 és 5 Mt-st. A

Kasatochi kitörését az eredmények összehasonlíthatósága kedvéért 2008 júniusára „helyezték át”. A teljes évszakos vizsgálathoz szimuláltak továbbá egy-egy 5 Mt-s kitörést 2007 decemberében és 2008 márciusában.

Az eredményekből jól látszik a lineárisan növekvő mértékű rövidhullámú sugárzási kényszer csökkenése a felszínen a júniusi és augusztusi szimulációkban. Ahogy az várható volt, előbbi esetben nagyobb ez a hatás, az 5 Mt-s modellben  $-3,5 \text{ W/m}^2$  a változás, míg utóbbiban csak  $-3 \text{ W/m}^2$  az északi féltekére átlagolva. Mindkét esetben a legnagyobb hatás a kitörést követő hónapban jelentkezik és az év végére jórészt eltűnik. A szélességek szerinti sugárzási kényszer eredmények jól mutatják, hogy az aeroszolok a magasabb szélességek felé jól elosznak és ugyanakkora, vagy nagyobb hatást produkálnak, mint a kitörések szélességén. Azonban délebbre, a trópusok térségében a hatás minimális, majd eltűnik (2. ábra). A legnagyobb trópusi hatás a júniusi esetben jelentkezik, de mivel ezeken a szélességeken a besugárzás évszakos változása elhanyagolható, ez nem ennek, hanem a légköri cirkuláció változásának köszönhető.



**3. ábra** – A felszíni rövidhullámú sugárzási kényszer a kitörés évbeli időzítésétől függően (Kravitz, 2011).

A júniusi és augusztusi 5 Mt-s kitörés és a decemberi illetve márciusi hasonló erejű erupciók sugárzási kényszerének együttes vizsgálatából az évszakok közötti különbségekről teljes képet alkothatunk (3. ábra). Az előbb említett két nyári sugárzási kényszer adat mellett a márciusi kitörés csúcserőértéke az északi féltekére átlagolva  $-2,5 \text{ W/m}^2$ , míg a decemberi  $-0,8 \text{ W/m}^2$ , hasonló késésekkel jelentkezve a kitörések után.

## 5. A kitörések hatása a sztratoszférikus ózonra

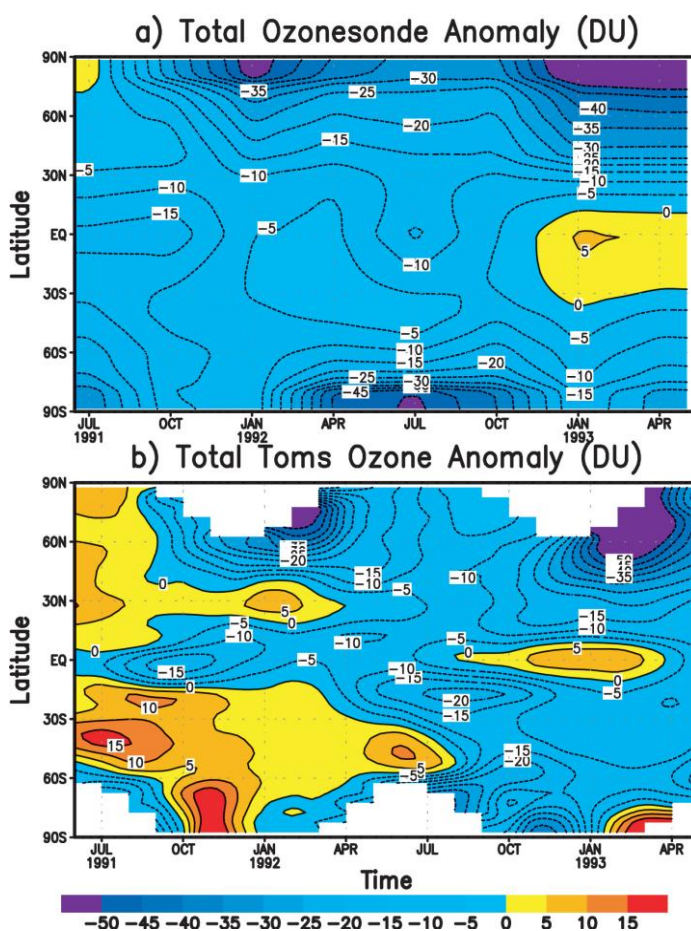
A sztratoszférikus ózon nagyon fontos szerepet játszik a légköri energetikában az UV és a hosszuhullámú sugárzásra tett hatásával. A vulkáni eredetű aeroszolok pedig hatással vannak az ózonra. Ezek a részecskék a hideg sztratoszférában heterogén kémiai reakciók felszínéül szolgálnak. Az ilyen reakciók a felelősek a déli félteke telén az ózonlyuk jelenségének kialakulásáért. Ezekkel a reakciókkal felszabadul a sztratoszférában található antropogén eredetű klór, mely rombolja az ózont.

Ahogy általában a kitörések hatását a légkör különböző tulajdonságaira, a vulkáni aeroszoloknak köszönhető ózonváltozást is nehéz számszerűsíteni, mivel a hatások nem sokkal nagyobbak a természetes változékonyságnál. Egy további probléma, hogy a légkörbe került nagy mennyiségű aeroszol pontatlanabbá teszi az ózon távérzékeléses mérését, leginkább épp abban az időszakban, amikor a legnagyobb hatásra lehet számítani. A TOMS ózon adatokat éppen ezért korrekciókkal próbálják javítani.

A Pinatubo kitörését követő két télen és tavasszal az északi közepes és magas szélességeken 50 DU-ot meghaladó csökkenést mutatott a modell a klór aktivációja miatt (*Stenchikov et al.*, 2002). Az egyenlítői régióban az első évben 15 DU-tal csökkent az ózon mennyisége a hőmérséklet-, transzport-, sugárzásváltozás és a keleties QBO fázisnak köszönhetően, majd 5 DU-tal emelkedett 1993 januárjára az aeroszol mennyiség csökkenése és a QBO nyugatias fázisba váltása miatt. (A QBO, azaz Quasi-biennial oscillation a trópusi sztratoszféra szélirányának kvázi-periodikus váltakozása nyugatias és keleties fázisok között 28-29 hónapos periódusidővel. A hatásai közé tartozik a sztratoszférikus ózon keveredése, a monszun változása és a sztratoszférikus cirkuláció befolyásolása az északi féltekén télen.)



Az imént említett vizsgálatban számították az ózon-anomáliák vertikális szerkezetét is ballon-szondás mérések adatainak felhasználásával. A szondákat 3 északi sarki, 12 északi mérsékelt övezeti állomásról, illetve 1 déli sarki és 3 déli mérsékelt övezeti állomásról bocsátották fel. Az anomáliákat az 1969-1990-es időszak átlagától számolták. Az egyenlítői alacsony sztratoszférában, a 10-40 hPa-os rétegben 1992 júliusa után negatív ózon-anomáliák látszanak. A közepes és magas szélességeken a legnagyobb mértékű csökkenés 1992-ben a 30 hPa-nál magasabb nyomású szinteken volt. Pozitív anomáliák mindkét féltekén 1992 júliusában a 30 hPa-os szintnél magasabban voltak. Ez jól korrelál a TOMS mérésekkel, viszont kevésbé a szondás megfigyelésekkel. Az ózommennyiség növekvő trendet mutat az egyenlítői régióban a 10 hPa-os felett, különösen a QBO nyugatias szakaszában 1992 decemberétől 1993 májusáig.



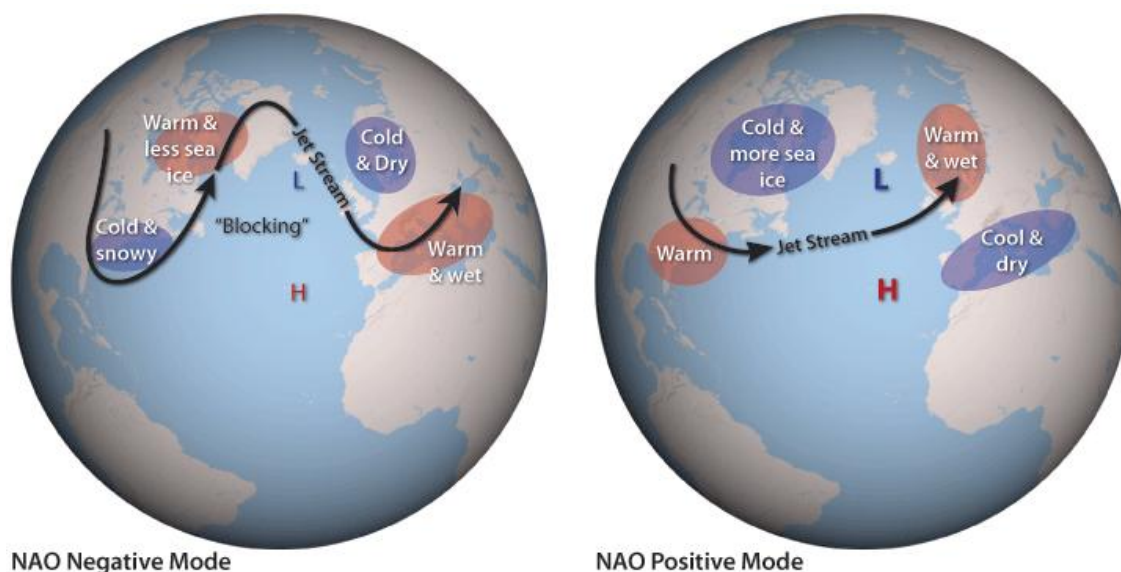
4. ábra – A Pinatubo utáni ózon-anomáliák szondás illetve TOMS mérésekkel (Stenchikov, 2002).

Mint ismert, az ózon elnyeli az UV sugárzást, így a mennyiségének csökkenése a kisebb elnyelés miatt a sztratoszféra hűlését vonja maga után. Ez a jelenség leginkább tél végén és tavasszal jellemző az északi félteke magas szélességein, késleltetve a felmelegedést (Shindell

et al., 2001). A trópusok feletti ózon csökkenése miatt a zonálisan átlagolt hőmérséklet nagyjából 1°C-kal csökkent az 50 hPa-os szinten és több mint 6°C-kal az északi sarkon a tél végén és tavasszal. Ennek az erős sarki lehülésnek a következő fejezetben tárgyalt arktikus oszcilláció és a sztratoszférikus gradiens mechanizmus szempontjából lesz nagy jelentősége.

## 6. A kitörések és az Arktikus Oszcilláció kapcsolata

A vulkáni eredetű aeroszolok közvetlenül és közvetetten is hatnak az éghajlatra. Közvetlenül a részecskék által megnövelt planetáris albedó, nagyobb reflektivitás miatti felszíni hőmérséklet csökkentésével, sztratoszféra melegítésével, közvetetten pedig az ezen hőmérsékleti hatások által bekövetkező légköri cirkuláció megváltoztatásával, illetve annak hatásaival. Ennek megértéséhez fontos az Arktikus Oszcilláció folyamatának ismerete.



5. ábra – Az Észak-Atlanti Oszcilláció fázisainak sematikus ábrázolása

(<http://blogs.discovermagazine.com/crux/2013/01/22/rain-in-the-arctic/#.UYpWGr1Xw2c>).

Az Arktikus Oszcilláció (AO) (vagy más néven Northern Annular Mode/ Northern Hemisphere Annular Mode (NAM)) a tengerszinti légnyomások különbségének változása, az északi 37°-45° közötti, és a sarki területek között. Az erősebb cirkuláció miatt az index értékét általában a téli évszakban határozzák meg. Hasonlóan az ENSO jelenséghez, ennek fázisai sem feltétlenül periodikusan váltják egymást. Az arktikus oszcilláció szorosan összefügg az Észak-Atlanti Oszcillációval, mely az izlandi alacsony- és az azori magasnyomások közötti

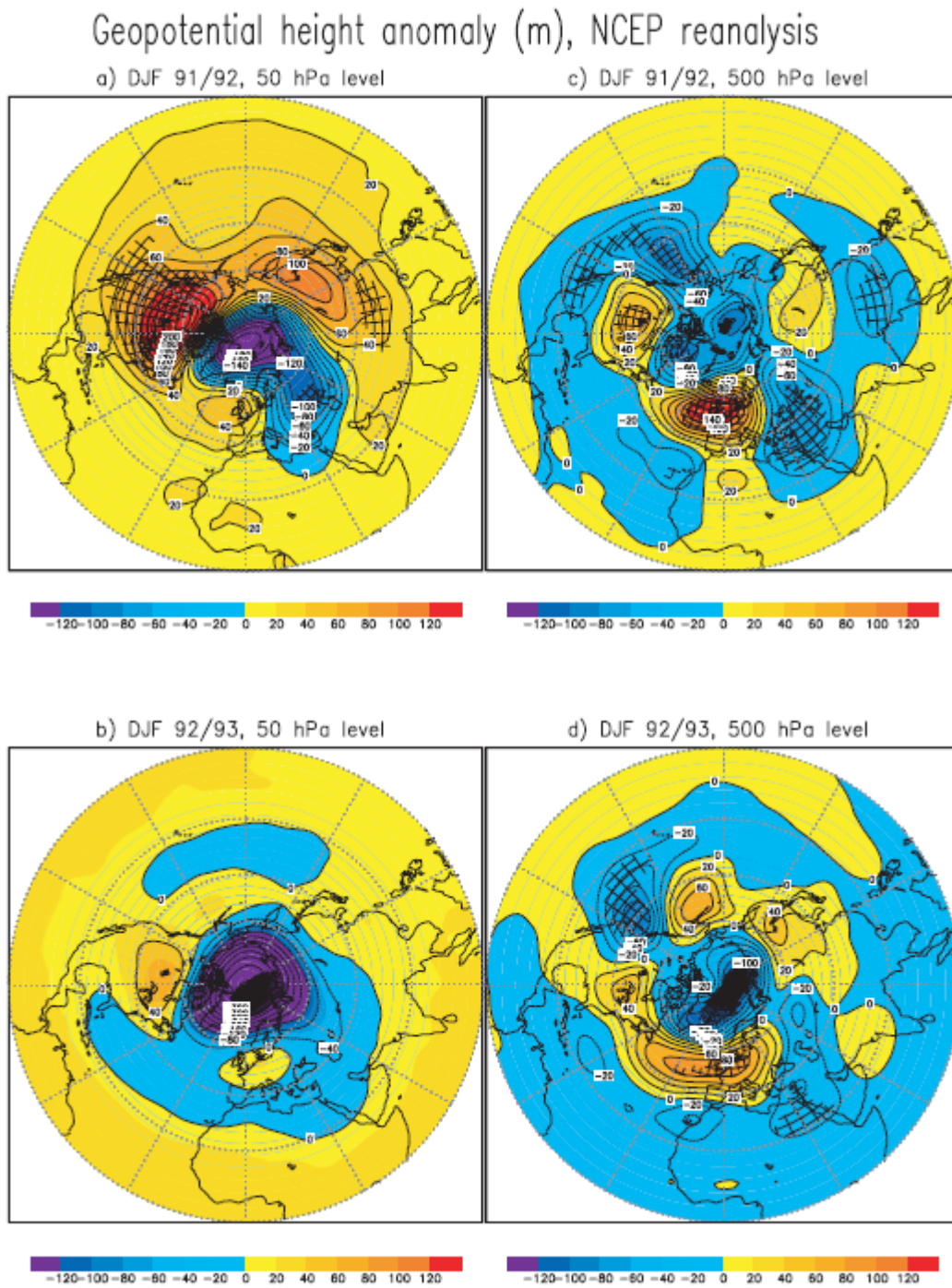
különbség fluktuációit jelenti. Az arktikus oszcilláció jelentősen befolyásolhatja az északi félteke kontinenseinek időjárását, meghatározva azt azzal, hogy mennyire jutnak a hideg sarki légtömegek délebbi szélességek fölé.

Ahogy az ENSO esetében, az arktikus oszcillációnál is pozitív és negatív fázisokat különböztetünk meg. Az oszcilláció pozitív fázisában a sarki régiók felett anomáliásan alacsony, míg a közepes szélességeken magas a tengerszinti légnyomás. Ennek hatására megerősödik a sarki ciklon és a poláris jet áramlása, amely így a szélességi körökkel közel párhuzamosan fog futni. Ez az erősebb áramlás megnehezíti annak két oldalán található hideg és meleg légtömegek közötti keveredést. Ilyenkor az erősebb nyugati szelekkel Észak-Európa fölé melegebb és nedvesebb levegő érkezik, Dél-Európa fölé pedig melegebb, de szárazabb. Ezzel ellentétben Kanada és Grönland térsége hidegebb a szokásosnál. Az AO negatív fázisában az északi sark felett a légnyomás anomáliásan magas, míg a közepes szélességeken alacsony. Ebben az esetben a sarki örvény és a jet gyengébb, utóbbit nagy amplitúdójú hullámozás jellemzi, gyengébb zonális szelekkel, illetve a hideg levegő jóval délebbre történő leáramlásával. Ekkor Európa anomáliásan hidegebb, és ellentétben a másik esettel, az északi területek szárazabbak.

Ahogy korábban tárgyalásra került, egy erős kitörés hatására a sztratoszférában létrejövő kénsav aeroszolok melegíthetik a sztratoszférát. Ha egy ilyen eset a trópikusokon, vagy a közepes szélességeken történik, azzal nőhet ezek, és a sarki területek sztratoszférikus hőmérsékletének különbsége. Ugyanezt a hatást váltja ki a korábban leírt ózoncsökkenés okozta hűlés a pólusok közelében. Azt feltételezték, hogy ez a megerősödése a sztratoszférikus hőmérsékleti gradiensnek, hatással lehet az Arktikus Oszcillációra. Ez a „sztratoszférikus gradiens mechanizmus” azt állítja, hogy az erősebb sztratoszférikus hőmérsékleti gradiens erősebb zonális szeleket produkál, melyek gátolják a planetáris hullámokat (Stenchikov *et al.*, 2002). Az így erősödő sarki örvény tovább hűti a poláris sztratoszférát, ami pedig a gradiens további erősödéséhez vezet. Megfigyelték, hogy a nagy robbanásos kitöréseket követő két télen az arktikus oszcilláció anomáliásan pozitív fázisa jelentkezett.

Stenchikov vizsgálatai a Pinatubo kitörésének válaszát voltak hivatottak meghatározni a folyamatra. A szimulációkhoz a GFDL SKYHI általános cirkuláció modellt használták, mellyel a légköri alakulását figyelték a kitörést követő két évben. Az egyik kísérletben a megfigyelt aeroszol felhő teljes sugárzási hatását belefoglalták, míg a másikban csak az

aeroszolk troposzférikus hűtési hatásával számoltak, kizárva a sztratoszférikus melegedési hatásokat. Egy további kísérlet foglalkozott a megfigyelt ózoncsökkenéssel a kitörés után.



6. ábra – A Pinatubo kitörése utáni geopotenciális magasság anomáliák (Stenchikov, 2002).

A Pinatubo ~20 Mt kén-dioxidot injektált az alacsony-sztratoszférába, amely néhány héten belül aeroszollá alakult. A globális hőmérséklet csökkenést a kitörés után 0,4°C-ra becsülték, míg a trópusi alacsony-sztratoszférában 2-3°C-os melegedés történt. A

vizsgálatokban az északi félteke téli válaszára koncentráltak. A kitörést követő két télen az 50 hPa-os szint geopotenciális magasságának negatív anomáliája a sarki örvény erősödését produkálta (a geopotenciális magasság csökkenése asszociálható a felszíni nyomás csökkenésével). Az anomáliákat az 1985-1990-es átlaghoz viszonyították. Bár az aeroszlok sugárzási kényszere csökkent a második évben, a negatív geopotenciális magasság anomália a második 1992/93-as télen volt nagyobb, elérve a -360 m-t (az 50 hPa-os szint átlagos magassága ~22 km).

A zonáisan átlagolt hőmérséklet anomália az alacsony-sztratoszférában összetett mintát mutatott. A kitörés utáni néhány hónapban 2 °C-os melegedés volt a trópusokon, a legnagyobb mértékben pedig az északi 30°-os szélességen. A következő nyárra ez a pozitív anomália eltűnt, majd télen újra jelentkezett. Az északi félteke magasabb szélességein az első télen ugyanezen a magasságon szintén melegedés volt tapasztalható, ami a sarki örvény leépülésével asszociálható. A második télen 5-6°C-os hűlés volt az állandó és erős sarki örvény miatt.

Az 500 hPa-os szinten az arktikus oszcilláció pozitív fázisának tipikus szerkezete figyelhető meg, negatív anomáliával Grönland és a pólus felett (>-100 m), pozitív anomáliával a közepes szélességeken Európa (<140 m), Kelet-Eurázsia (<40 m) és Észak-Amerika (<60 m) felett. Továbbá mindkét télen felszíni melegedés volt Eurázsia és Észak-Amerika felett, illetve hűlés Délnyugat-Ázsia és Grönland felett. Ez a válasz Eurázsia felett a második télen volt erősebb, elérve az 5°C-ot. Az Észak-Amerika feletti melegedéshez az első télen valószínűleg hozzájárult az aktuális El Nino is.

Az ensemble szimulációk átlagolásával kapott eredmények reprodukálták a sarki örvény erősödését az alacsony-sztratoszférában. Az Északi-sarki közeli geopotenciális magasság anomália az 50 hPa-os szinten -40 és -100 métert ért el az első és a második télen. Az 500 hPa-os szinten az első télen szintén 40 méteres csökkenés volt a pólus közelében és 20-30 méteres növekedés a közepes szélességeken. A téli melegedés Eurázsia és Észak-Amerika felett mindkét évben elérte az 1°C-t. A hűlés a Labrador-Grönland régió felett ~0,5°C, míg Délnyugat-Ázsia és Észak-Afrika felett ~1°C. A ~2°C-os melegedés a trópusi alacsony sztratoszférában az 50 hPa-os szinten egyezik a megfigyelésekkel, de a hőmérséklet válasz térbeli és időbeli szerkezete már nem, aminek az oka valószínűleg az, hogy a modell nem számol a QBO-val. Továbbá megfigyelhető 2°C-os melegedés a déli és északi 60° szélességek között 1991 decemberétől 1992 júniusáig. Az északi sarki hűlés télen, amit a sarki

örvény erősödésének köszönhetően a meridionális hőtranszport csökkenése okozott, gyengébb, mint a megfigyelt, bár sem a szimulált, sem a megfigyelt érték nem szignifikáns.

Bár a légkör nagy téli változékonysága nehezzé teszi az éghajlati válasz vizsgálatát a magas szélességeken, a Pinatubo kitörése elég erős volt ahhoz, hogy statisztikailag szignifikáns változásokat produkáljon egyes régiókban. Ilyen például a hőmérsékleti válasz Észak-Euráziában. Az alacsony sztratoszférikus hőmérséklet anomáliák a trópusokon és a közepes szélességeken szignifikánsak, a sarkokon viszont nem, az előbb említett változékonyság miatt. A szimulált geopotenciális magasság anomáliák az 50 hPa-os szinten szintén szignifikánsak ugyanezen szélességeken. A negatív anomáliák az 500 hPa-os szinten azok az északi sarkon, míg a pozitív anomáliák néhány közepes szélességű régióban.

A sztratoszférikus gradiens mechanizmus megmagyarázza, hogy a magas-szélességű ózoncsökkenés által kiváltott negatív, vagy a trópusi aeroszolok miatti pozitív hőmérséklet anomália miként hat a visszacsatolás intenzitására. *Stenchikov et al.* (2002) eredményeiből látszik, hogy az ózon sugárzási hatása az alacsony sztratoszférába korlátozódik, és befolyással van az arktikus oszcillációra tél végén és tavasszal. A kísérletek eredményeivel számszerűsíthető az oszcilláció érzékenysége a trópusi és poláris sztratoszférikus területek hőmérséklet változására. Továbbá feltették, hogy az aeroszoloknak csak a sztratoszférikus része felelős az arktikus oszcillációra tett hatásban.

Az előző fejezetben említett ózoncsökkenés által kiváltott sztratoszférikus hűlés az Északi-sark közelében növelte a meridionális hőmérséklet gradienst, ezáltal erősödött a sarki örvény és aktiválódott a visszacsatolás. A geopotenciális magasság negatív anomáliája a sarki régióban februártól ápriliséig átlagolva elérte a -180 métert 1992-ben, és -200 métert 1993-ban, melyek statisztikailag is szignifikánsak. Az 500 hPa-os szinten ez -30 méter a sarki régiókban, és 30 méter a közepes szélességeken. A legerősebb anomáliájú régiók itt is szignifikánsak. Az erősebb arktikus oszcilláció ezekben a hónapokban 1 fokos melegedést okozott Szibéria felett, és 0,5-1 fokosat Észak-Amerika felett. Az eredmények tehát azt mutatják, hogy az ózoncsökkenés okozta magas-szélességű hűlés pozitív fázisú arktikus oszcillációt produkál a kitörés után.

Egy másik kísérletben kizárták a légkör sztratoszférikus melegedését és csak a troposzférikus, illetve felszíni hűlést vették figyelembe. A sztratoszférikus gradiens mechanizmus szerint így kisebb hatásnak kellene jelentkeznie az oszcillációra, ám a kísérletek ugyanakkorát adtak

eredményül. A geopotenciális magasság anomáliák az alacsony sztratoszférában -80 m-t, illetve -120 m-t is elértek 1991 és 1992 telén. A középső troposzférában ez a változás -40 m volt a sarki régióban, és +30 m a közepes szélességeken. A téli melegedés Eurázia felett 2°C volt, ami szintén hasonló a másik kísérlethez. Ugyanez az adat Észak-Amerika felett valamivel magasabb, 1°C volt, bár ez nem szignifikáns. A hűlés Észak-Afrika és a Közel-Kelet felett szintén akkora nagyságú, mint a másokban is.

Ezekből az eredményekből látható, hogy az aeroszol kényszer troposzférikus része önmagában is kiválthatja az arktikus oszcilláció pozitív fázisát, tehát ezek szerint az aeroszlok sztratoszférikus melegítése nem szükséges, vagy nem a fő komponense annak a kényszernek, ami az arktikus oszcilláció válaszát okozza és kiváltja a visszacsatolást. Ez pedig arra enged következtetni, hogy a kísérletekben szükséges lenne egy másik mechanizmus, ami kiváltja ezeket a hatásokat. Feltették tehát, hogy az arktikus oszcillációra tett hatásban elsődlegesen a troposzférikus változások a lényegesek, melyek átterjednek a sztratoszférára is és kiváltják a visszacsatolást. Kiszámolták a zonáisan átlagolt hőmérséklet anomáliákat mindkét télre az 50 hPa-os szinten. Az ensemble-átlag anomália a trópusokon nagyon alacsony volt. Az északi póluson szimulált hűlést egyes realizációkban egy erősebb sarki örvény okozta. Az ensemble-átlag viszont 1°C-kal növekedett, ami a természetes változékonyságon belül van.

A zonáisan átlagolt felszíni hőmérsékletek mindkét télen visszaestek a trópusokon, mivel ebben a régióban az aeroszlok sugárzási hűtése nagyon erős minden évszakban. A közepes szélességeken ez a kényszer télen a leggyengébb, amikor a besugárzás visszaesik. Ezért a hűlés meridionális eloszlása télen a troposzférában csökkenti a meridionális hőmérséklet gradienst a trópusok és a közepes szélességek között. A felszínközeli hőmérséklet gradiens legnagyobb mértékben az északi 30° és 60° között csökken. Ez a csökkenés a troposzférikus hullámok amplitúdójának és energiájának visszaeséséhez vezet.

A kísérletekből tehát úgy tűnik, hogy a poláris sztratoszférikus örvény anomáliásan erős jelenléte megváltoztatja a planetáris hullámok mintáját úgy, hogy a troposzférában az arktikus oszcilláció pozitív fázisa legyen észlelhető. Az erős örvény kiváltásában szerepet játszik mind az ózon, mind az aeroszlok hatása.

## 7. A kitörések és az ENSO kapcsolata

1982 áprilisában sor került az El Chichon kitörésére Mexikóban, ami a század addigi legnagyobb kitörése volt. Ugyanekkor egy nagyon jelentős El Nino esemény is kezdetét vette, ezzel felvetődött a kérdés, hogy vajon van-e ok-okozati kapcsolat a kettő között. *Hirono* (1988) leírta a hatás egy lehetséges mechanizmusát. Elképzelése szerint a nyugat-mexikói El Chichon-ból származó troposzférikus aeroszolak sugárzások elnyelésével melegítik a légkört, ezzel egy alacsony nyomású régiót hoznak létre a Csendes-óceán keleti felén, befolyásolva a légköri dinamikát. A megváltozott nyomásmező az észak-keleti passzát gyengülését eredményezi, ami maga után vonja az óceáni áramlatok változását, ezáltal meghatározhatja az El Nino erősségét és idejét.

*Handler és Andsager* (1993) statisztikailag vizsgálták a folyamatokat, miután észrevették, hogy az elmúlt 150 évben több hasonló eset is volt. Bár ahogy később tanulmányozták, valószínűsíthető, hogy még a legerősebb kitörések sem képesek önmagukban ENSO-t okozni, ettől függetlenül egy-egy nagy trópusi robbanásos kitörés után a Déli Oszcilláció rendszer aktívabbá válhat, vagy El Nino-szerű folyamatokat lehet megfigyelni (*Adams et al.* 2003).

A nagy trópusi kitörések a sztratoszférába lövellt aeroszolak által néhány évre negatív sugárzási kényszerrel eredményezhetnek, ami a trópusi Csendes-óceán-légkör rendszer több éves El Nino-szerű válaszához vezethet. A két jelenség kapcsolatának vizsgálatához természetesen elengedhetetlen a megfelelően hosszú adatsora mind a kényszernek (robbanásos trópusi kitörések), mind a válasznak (ENSO jelenségek).

*Adams et al.* (2003) a kitörések két független mértékével számoltak. Egyrészt a VEI indexszel, ami inkább a kitörés nagyságára, robbanásosságára ad becslést, másrészt az IVI – jégmagokból származtatott – indexszel, ami az éghajlatilag lényeges szulfát aeroszolakot veszi figyelembe. Egy trópusi kitörést akkor lehet azonosítani, ha a belőle származó aeroszolak mindkét pólus területén megtalálhatóak. Az ENSO-nak is két indexét használták: a SOI-t (Southern Oscillation Index), ami egy standardizált értéke a Tahiti és Darwin közti légnyomáskülönbségnek, illetve a NINO3-at, egy relatív hőmérsékletváltozást a trópusi Csendes-óceán keleti részén. Utóbbiak között magas negatív korrelációt mutattak ki.

A vizsgálatok általában egy pozitív El Nino-szerű választ eredményeztek a NINO3 indexekben az alacsony-szélességű kitöréseket követő néhány évben. A 25 évből, amikor



pozitív válasz volt megfigyelhető, 17 volt a kitöréseket követő első három évben, és csak 8 a kitöréseket megelőzően. Az eredményekből az szinte biztosra vehető, hogy az El Nino eseményeket a trópusi robbanásos kitörések váltják ki, de azt lehet mondani, hogy a vulkáni kényszer az óceán-légkör rendszert egy olyan állapothoz segíti, melyben kedvezőbbek a feltételek egy több éves El Nino esemény létrejöttéhez, amit aztán egy gyengébb La Nina követ.

## 8. Saját munka

A nemzetközi irodalomban a témával kapcsolatban leginkább a vulkáni hatás fizikai megközelítésével foglalkozó cikkekkel, esettanulmányokkal lehet találkozni, ahogy az előző részben is ezek tárgyalására került sor. Mi kísérletet tettünk az elmúlt másfél évszázad kitöréseinek hatását statisztikailag megvizsgálni. Célunk ezzel annak a kiderítése volt, hogy a bemutatott módszerrel detektálható-e a vulkánok hatása (hűlés) az északi félteke éves felszíni átlaghőmérséklet adatsorában, és ha igen, hány évig tart ez az anomália? Ebben a fejezetben tehát az eddigi kutatásokkal ellentétben egy általunk elkészített statisztikai modell leírását és az eredmények értékelését mutatom be. A modellhez a FORTRAN77 programnyelvet használtuk.

### 8.1 Felhasznált adatok

#### 1. Hőmérsékleti adatsor

A modellben az 1850 és 2010 közötti időszak északi félteke éves átlaghőmérsékletének trendjétől való anomáliáinak adatsorát használtuk fel az 1961-1990-es időszakhoz viszonyítva (Jones *et al.*, 2010). A pontosabb adatok használatához az eltérések átlagát kivontuk valamennyi értékből, melyek átlaga ezzel elhanyagolható lett.

#### 2. Vulkánkitörések kronológiája

Szükség volt ugyanezen időszak kitöréseinek listájára is, amit a Global Volcanism Program adatbázisából szereztünk meg (<http://www.volcano.si.edu/world/largeeruptions.cfm>). A

számításokban csak azokat a kitöréseket vettük figyelembe, amelyek VEI indexe legalább 4, így összesen a 161 év 100 kitörésével számoltunk.

## 8.2 A modell bemutatása

A statisztikai modellünk célja egy olyan hőmérsékleti adatsor létrehozása az eredetiből, mellyel a kiválasztott kitörések idejét felhasználva jobb becslést kapunk, mint maga a trend. Az így kapott adatsor 161 anomáliájának átlaga szintén nulla. A vulkánok hatását mutató adatsort ezután statisztikai próbákkal összehasonlítjuk az eredeti – vulkáni hatást nem tartalmazó – adatsorral. Ha a hasonlóságuk szignifikáns, akkor a modell jó, és igazolódik a kitörések hatása.

### A hőmérsékleti adatsor becslése

A számítások elvégzéséhez a következő képletet használtuk:

$$X^b(t) = c + \sum_{k=1}^K \sum_{j=0}^q \alpha_{j,k} \cdot b_j \cdot I_{t-\tau_k-j,k},$$

ahol  $X^b(t)$  a becsült hőmérsékleti anomália a  $t$ -edik évben. Az első összegzés a  $K$  darab kitörésre vonatkozik, míg  $q$  azt jelöli, hogy a kitöréseknek hány évnnyi hatást feltételezünk.  $I$  egy indikátorváltozó, melynek értéke 1, ha az aktuális előtti  $j$ -edik évben történt kitörés, illetve 0, ha nem. Továbbá  $\alpha$  értéke 1, ha  $j > 0$ , illetve  $z/12$  akkor, ha  $j=0$ , ahol  $z$  a kitörés távolsága az aktuális év végétől hónapokban. Végül a  $b$ -vektor és  $c$  ismeretlenek, melyek a becsült hatás nagyságát határozzák meg. Értéküket egy lineáris egyenletrendszer megoldásával kapjuk meg.

### A lineáris egyenletrendszer megoldása

Az ismeretlen  $b$ -vektor és  $c$  kiszámításához a következő egyenletrendszer megoldása szükséges:

$$\underline{\underline{G}}^{-1} \cdot \underline{\underline{u}} = \underline{\underline{b}}, \text{ ahol}$$

$$G_{j,k} = \sum_t g_j(t) \cdot g_k(t) \quad , \text{ és} \quad \underline{u}_j = \sum_t X_t \cdot g_j(t)$$

Továbbá

$$g_j(t) = \sum_{k=1}^K \alpha_{jk} \cdot I_{t-\tau_k-j,k} \quad , \quad g_{q+1}(t) \equiv 1$$

A programban tehát  $b$ -vektor  $q+2$  elemű, amiből az utolsó a  $c$ .

### 8.3 A próbák leírása

A fent leírt modellel számított becsült hőmérséklet anomáliákat és a  $b$ -vektor értékeit 4 különböző statisztikai módszerrel vizsgáltuk. Előbbinél azt néztük meg, hogy fellelhető-e hasonlóság közte és az eredeti hőmérsékleti adatsor között, utóbbinál pedig azt, hogy a vektor értékei, illetve a  $c$  – melyek a hatás nagyságára és előjelére vonatkoznak – szignifikánsan különböznek-e nullától.

A négy értéket kiszámoltuk 0-tól 8-ig változó  $q$ -val, azaz minden futás arra adott választ, hogy ha a kitörések  $q$  évnnyi hatását feltételezünk a hőmérsékletre, akkor milyen egyezést kapunk a két adatsor között. Az így kapott 9 sor együttes áttekintésével leolvasható, hogy hány évnél kapjuk a leginkább szignifikáns eredményt.

#### A becslési hiba szórásnégyzete

A szórásnégyzet kiszámítása arra ad választ, hogy a legkisebb négyzetek módszerével hány évnél kapjuk a legkisebb eltérést az eredeti és a becsült hőmérsékleti adatsor között.

$$\Delta^2(q) = \frac{1}{n-(q+2)} \sum_t (X_t - X_t^b)^2$$

ahol  $n$  az évek száma, azaz jelen esetben 161 (Matyasovszky, 2002).

## AIC érték

Az Akaike (1974) által alkotott AIC érték (Akaike Information Criterion) a statisztikai modell jóságát jellemzi. Amelyik fokszám használatánál a legkisebb értéket veszi fel, az a legjobb közelítése a valóságnak. Ugyanott kell a szórásnak is felvennie a minimumát.

$$AIC = n \ln(\sigma^2(q)) + 2(q+2)$$

A képlet első tagjában a becült és a megfigyelt hőmérsékleti adatsor szórásnégyzete szerepel.

## A bc-statisztika

A bc-statisztika esetében azt a nullhipotézist tesszük fel, hogy  $b$ -vektor összes eleme – azokkal együtt  $c$  is – zérus. *Fears et al.* (1996) alapján könnyen látható, hogy az eredmény aszimptotikusan khi-négyzet eloszlású  $q+2$  szabadsági fokkal, ami alapján a khi-négyzet eloszlásra vonatkozó táblázatból kikereshető a nullhipotézisre vonatkozó, adott szignifikancia-szint melletti kritikus érték, mely fölött elvetjük a nullhipotézist, azaz a  $b$ -vektor értékei szignifikánsan különböznek nullától. Az eredményekben  $b$ -vektor értékeit és  $c$ -t vizsgálva látható, hogy előbbieket  $q < 6$  esetén szinte mindig negatívak, míg utóbbi pozitív, ami megfelel a várakozásoknak. Viszont ahogy később látni fogjuk, ez a statisztika nagyon ritkán szignifikáns az eredményekben, ami azért meglepő, mert például  $q=5$  esetében, ezen előjelek előfordulási valószínűsége alig több mint 1,5 százalék, ha feltesszük, hogy a  $b$ -vektor és  $c$  értékei csak a véletlennek köszönhetően térnek el zérustól.

$$bc = \frac{1}{\Delta^2} \sum_{i=0}^q \sum_{j=0}^q G_{i,j} \cdot b_i \cdot b_j$$

## T-próba

Ennél a próbánál a nullhipotézisünk az, hogy  $c$  zérus, azaz a kitöréseknek nincs hatása. A próbastatisztika t-eloszlású, és amennyiben a t-érték meghaladja a kritikus értéket, a nullhipotézist elvetjük, tehát a hatás szignifikáns (*Matyasovszky*, 2002).

$$t = \frac{c}{\sqrt{G_{q+2, q+2}^{-1} \cdot \Delta^2}}$$

## 8.4 Eredmények

A futtatásokat összesen 17 esetben végeztem el, különböző kitörésekkel számolva. Az eredmények táblázatos formában láthatóak minden futtatásra. Az első eset az összes (100) kitörést tartalmazza, mely 1850-től 2010-ig történt és a VEI indexe legalább 4 (2. Táblázat). Korábban említett tanulmányokon alapulva a kitörések évszakos (3-6. Táblázat) és féléves (7-8. Táblázat) felbontásával is elvégeztem a számításokat. Külön vizsgáltam a nagy (>4 VEI) kitöréseket (9. Táblázat). Az időbeli felbontás után a szélességi tartományok szerint elkülönített kitöréseket is vizsgáltam (10-12. Táblázat). Mivel a legjobb eredményeket az északi félteke kitöréseinél kaptuk, ezen vulkánok időbeli felbontása is megtörtént évszakonként, illetve félévenként (13-18. Táblázat).

Az első esetben, az összes vulkánt figyelembe véve jó eredményeket kaptunk. A t-érték két esetben – 4, illetve 5 évnél – is szignifikáns a 95 százalékos koinfidencia intervallummal, de 90 százalékkal még a 3 és 6 évnél is az. Ez több, mint a cikkekben általában említett 1-3 év. Az AIC minimuma azonban 0 évnél van, a második legkisebb értéket viszont 3 évnél veszi fel. A bc-statisztika, ahogy az esetek túlnyomó többségében, itt sem szignifikáns. A szórás a 0. évben kisebb, mint az azt követő kettőben, de az 1. évtől kezdve fokozatosan csökken.

év	t-érték	AIC	bc-statisztika	szórásnégyzet
0	0.4567357	-706.4027100	0.6004862	0.0122781
1	0.6089126	-704.5895386	0.5745652	0.0123415
2	1.0306712	-703.7529297	0.0315349	0.0123307
3	1.7658274	-705.3474121	0.4885091	0.0121357
4	2.0229278	-704.3995972	5.5349116	0.0121344
5	2.3202050	-703.8161621	6.9036527	0.0121062
6	1.9753965	-701.9662476	5.6345901	0.0121740
7	1.4795439	-701.3674927	4.0788841	0.0121479
8	1.0207587	-700.6672363	4.3018279	0.0121301

2. Táblázat – összes kitörés

Az évszakos felbontásban sajnos erősen meglátszik az esetszámok kis mennyisége, mivel átlagosan 25 kitörés esik a 3-3 hónapra a 161 éves intervallumban. Ezt jól mutatja, hogy a t-érték sehol sem szignifikáns, maximális értéke a nyári esetben 1,316, szintén 5 évnél. Az AIC minimumhelye a nyári eset kivételével mindenhol 0 évnél van, míg a nyárinál 1 évnél. A szórásnégyzet hasonló eredményeket mutat, nyáron szintén 1 évnél veszi fel a minimumát.

év	t-érték	AIC	bc-statisztika	szórásnégyzet
0	0.1163865	-705.8845215	0.0876670	0.0123177
1	0.1595527	-703.9127197	0.0521425	0.0123935
2	0.4041693	-702.5917969	0.1092553	0.0124199
3	0.7544078	-702.1350098	1.6839362	0.0123803
4	0.8978786	-700.5367432	2.0459011	0.0124291
5	0.9322059	-698.6079102	-2.6630003	0.0125043
6	0.6307399	-697.5981445	0.8405835	0.0125088
7	0.5151867	-695.7402954	0.9750301	0.0125800
8	0.3034819	-694.2355347	-0.0584194	0.0126244

### 3. Táblázat – tavaszi kitörések

év	t-érték	AIC	bc-statisztika	szórásnégyzet
0	0.2213245	-706.1725464	0.3725013	0.0122957
1	0.7521959	-706.8211060	0.6816092	0.0121716
2	0.7158609	-704.8211060	0.7548206	0.0122491
3	0.7064779	-702.8278198	0.7916402	0.0123271
4	0.9109117	-701.5054321	1.6024742	0.0123545
5	1.3160788	-701.8650513	3.9219060	0.0122539
6	1.1958733	-699.9147339	3.9553907	0.0123301
7	0.9987176	-698.2625122	4.2612762	0.0123845
8	0.8434406	-696.5617676	4.5103374	0.0124433

### 4. Táblázat – nyári kitörések

év	t-érték	AIC	bc-statisztika	szórásnégyzet
0	0.3569079	-707.2308350	1.4235928	0.0122151
1	0.3641562	-705.2378540	1.4215007	0.0122919
2	0.5123756	-703.5635986	1.7332894	0.0123452
3	0.3322636	-701.8618164	2.0147796	0.0124013
4	0.2588244	-699.9121094	2.0509007	0.0124774
5	0.4542338	-698.4880371	2.5968022	0.0125136
6	0.7641782	-698.4712524	4.5083132	0.0124412
7	0.6615251	-696.5727539	4.5775065	0.0125151
8	0.7097598	-694.6749268	4.6460853	0.0125900

### 5. Táblázat – őszi kitörések

év	t-érték	AIC	bc-statisztika	szórásnégyzet
0	0.1657479	-706.0562134	0.2573269	0.0123045
1	-0.0359751	-704.4989014	0.3318076	0.0123484
2	0.1514625	-702.8918457	0.5083014	0.0123968
3	0.7985734	-705.5535889	4.4643326	0.0121202
4	0.9073148	-703.8039551	4.8060169	0.0121794
5	1.0139832	-702.0560303	-1.6684335	0.0122393
6	0.7817945	-700.4297485	-1.2230452	0.0122908
7	0.3426791	-700.4904785	0.3105557	0.0122143
8	-0.2427466	-702.5600586	4.6369042	0.0119883

### 6. Táblázat – téli kitörések

Az összes kitörést ezek után nyári (április-október) és téli (november-március) félévre osztottam fel. A t-értéket vizsgálva a maximum mindkét esetben hasonló a korábbi eredményekhez, mivel az 5 évnél tűnik fel. A téli félév esetében valamivel magasabb a nyárinál, ekkor 1,627, ami kicsivel kevesebb, mint a 90 százalékos szignifikancia szinthez tartozó érték. Az AIC az előző esetekhez hasonlóan itt is 0 évnél a legkisebb. A szórásnégyzet az első hét évet tekintve ugyanezt az eredményt adja.

év	t-érték	AIC	bc-statisztika	szórásnégyzet
0	-0.0175699	-705.7971802	0.0012863	0.0123244
1	0.3301905	-704.6405640	0.1101911	0.0123376
2	0.5347680	-703.1088867	0.1558334	0.0123801
3	0.8667830	-702.1261597	0.3765961	0.0123810
4	1.1766523	-701.1209717	-0.0612779	0.0123841
5	1.4979196	-700.3422852	4.2692199	0.0123703
6	1.3320488	-698.3781738	4.2722764	0.0124484
7	1.1728162	-696.4554443	4.3049550	0.0125243
8	0.9290608	-694.8573608	-1.3994581	0.0125758

**7. Táblázat – nyári félévi kitörések**

év	t-érték	AIC	bc-statisztika	szórásnégyzet
0	0.5311796	-707.5036011	1.6955526	0.0121944
1	0.4948442	-705.5046997	1.6842182	0.0122715
2	0.7373676	-704.0150146	2.0016534	0.0123106
3	1.3219484	-704.4497681	2.3867974	0.0122036
4	1.3875893	-702.6491089	4.1450753	0.0122671
5	1.6273800	-701.5536499	1.7693504	0.0122776
6	1.4049561	-699.6607666	2.6456134	0.0123496
7	0.7279845	-701.4844971	6.3423615	0.0121391
8	0.3149686	-700.6107178	0.1344052	0.0121343

**8. Táblázat – téli félévi kitörések**

Ezek után következett a modell nagy kitörésekkel számoló futtatása. A kitörések nagyságának hatását valószínűleg itt is túlságosan ellensúlyozza a kis esetszám. A t-érték szintén 5 évnél veszi fel a maximumát, de messze nem szignifikáns. Az AIC és a szóráss pedig 0 évnél minimális.

év	t-érték	AIC	bc-statisztika	szórásnégyzet
0	0.5172787	-708.9537354	3.1494648	0.0120851
1	0.7320573	-707.7434692	3.9219778	0.0121021
2	0.8780871	-706.1563110	3.9760423	0.0121480
3	0.6446447	-704.6715698	3.4086993	0.0121868
4	0.7389832	-702.8605957	3.5737076	0.0122510
5	1.1572815	-703.5886230	6.2465115	0.0121234
6	0.9670513	-701.8970947	6.5118089	0.0121792
7	0.6975809	-700.6677246	7.2302890	0.0122008
8	0.6821728	-698.6707764	7.1879849	0.0122814

**9. Táblázat – nagy (VEI=5-6) kitörések**

A másik fontos felosztási szempontja a kitöréseknek a földrajzi szélesség szerinti elhelyezkedésük volt. Ahogy várható volt, a legrosszabb eredmények a trópusi esetben születtek, nagyon alacsony t-értékekkel. Magasabb számok láthatóak a (magas szélességű, >30°) északi kitörések esetében, 2,2-es maximum értékkel, ami 95 százalékos szinten szignifikáns. Az egész északi félteke kitöréseit tekintve viszont 2,74-es maximumot találunk 5 évnél, ami 99 százalékos szinten is szignifikáns. A t-értéket tekintve az összes futtatás közül ez a legmagasabb. Az AIC értéket figyelve is ebben az esetben kapjuk a „legjobb” eredményt, mivel 5 évnél van minimuma. A szórásnál az (magas szélességű) északi kitöréseknél 4 évnél van minimum, míg az északi félteke esetében az csökkenő trendet mutat.

év	t-érték	AIC	bc-statisztika	szórásnégyzet
0	0.5600815	-707.4328613	1.6249071	0.0121998
1	0.9599951	-706.6182861	1.7866088	0.0121869
2	1.3374348	-706.1810913	1.1430978	0.0121461
3	1.7041851	-705.6871948	2.2624149	0.0121101
4	2.2023857	-706.4706421	8.9374886	0.0119793
5	2.1373012	-704.5311279	8.9433861	0.0120526
6	1.7163163	-703.3668213	8.2722578	0.0120686
7	1.3994181	-702.0062256	8.8675976	0.0120998
8	0.9660940	-701.4996948	8.8912592	0.0120675

**10. Táblázat – északi kitörések (>30° N)**



év	t-érték	AIC	bc-statisztika	szórásnégyzet
0	-0.2878351	-706.2252197	0.4246061	0.0122916
1	-0.5850515	-704.8451538	0.4915867	0.0123219
2	-0.4175916	-702.9228516	0.4669065	0.0123944
3	0.3074663	-704.6074829	1.8864717	0.0121916
4	0.3938882	-702.6930542	1.8988225	0.0122637
5	0.9019750	-702.8381348	2.9430327	0.0121800
6	0.8923630	-700.8637085	2.3915689	0.0122577
7	0.6157131	-699.2082520	0.7515488	0.0123119
8	0.4756724	-697.2946777	0.8253382	0.0123868

11. Táblázat – trópusi kitörések (30°S – 30°N)

év	t-érték	AIC	bc-statisztika	szórásnégyzet
0	0.5158942	-706.7857666	0.9805644	0.0122489
1	0.6955637	-705.0725708	0.8475434	0.0123045
2	1.1601545	-704.7505493	3.2645917	0.0122545
3	1.8692013	-706.2504272	6.0008888	0.0120678
4	2.2106555	-705.8169556	7.5371833	0.0120281
5	2.7427192	-707.1235352	10.8416166	0.0118601
6	2.3696461	-705.3095093	8.2085590	0.0119238
7	2.0543025	-703.5880127	9.0370674	0.0119815
8	1.5656508	-702.7476196	1.8455791	0.0119743

12. Táblázat – északi félteke kitörései

Mivel a t-próbát és az AIC-t tekintve az északi félteke kitöréseinek esetében kaptuk a legbiztosabb eredményeket, ezt is tovább vizsgáltam évszakok és félévek szerint. Természetesen itt az esetszám még kisebb, mint a normál esetben, így a szignifikancia is kisebb. Az évszagos felbontásban 1-nél nagyobb t-értékekkel csak a nyári és őszi esetben találkozunk, de a 90 százalékhoz tartozó kritikus értéket sehol sem éri el. Nyáron a legnagyobb értéket itt is 5 évnél találjuk, míg ősszel az eredmények növekednek az évekkal, ami nem reális. Az AIC-t vizsgálva megfigyelhető, hogy a nyári esetben 1 évnél van a minimum, ellentétben a többivel, ahol 0-nál. A szórás tavasszal és ősszel 0 évnél minimális, míg nyáron 5, télen 3 évnél.

év	t-érték	AIC	bc-statisztika	szórásnégyzet
0	0.1176479	-705.9320068	0.1345566	0.0123140
1	0.0657902	-703.9703369	0.1496037	0.0123890
2	0.3688663	-703.3272705	0.9396505	0.0123633
3	0.4475552	-701.4550171	0.4353349	0.0124327
4	0.6525160	-700.3682251	1.3300844	0.0124421
5	0.8491722	-699.5272217	4.9449472	0.0124331
6	0.7829258	-697.5635986	1.9920820	0.0125115
7	0.8072822	-695.6096802	2.0776463	0.0125902
8	0.6292315	-694.0592651	8.5263910	0.0126383

13. Táblázat – tavaszi kitörések (északi félteke)

év	t-érték	AIC	bc-statisztika	szórásnégyzet
0	0.1821114	-706.2382202	0.4374981	0.0122906
1	0.5778304	-707.5640259	-2.7106996	0.0121156
2	0.5748063	-705.5675049	-2.5491040	0.0121925
3	0.6473868	-703.7171631	-2.4079218	0.0122592
4	0.7860039	-702.1740723	-2.0079696	0.0123033
5	1.2418901	-704.0441895	1.6571821	0.0120891
6	0.9975160	-702.7204590	2.2433937	0.0121171
7	0.8184523	-701.0985107	2.5954025	0.0121682
8	0.6001520	-699.7706909	3.2202971	0.0121978

14. Táblázat – nyári kitörések (északi félteke)

év	t-érték	AIC	bc-statisztika	szórásnégyzet
0	0.3356785	-707.4049683	1.5971051	0.0122019
1	0.4809784	-705.7654419	1.9447711	0.0122517
2	0.5844944	-703.9612427	2.1258569	0.0123147
3	0.4863465	-702.0336304	2.1834140	0.0123881
4	0.7199215	-700.8343506	2.9530859	0.0124061
5	1.0264151	-700.1513062	4.2229033	0.0123850
6	1.4299996	-700.7512817	6.7547550	0.0122662
7	1.2585775	-698.8909912	6.8483481	0.0123362
8	1.5234324	-698.1057739	7.9984045	0.0123246

15. Táblázat – őszi kitörések (északi félteke)

év	t-érték	AIC	bc-statisztika	szórásnégyzet
0	0.2309776	-706.4652100	0.6625068	0.0122733
1	0.1308848	-704.5911255	0.7002704	0.0123413
2	0.3112921	-703.1555786	0.9332089	0.0123765
3	0.9104407	-706.5046997	5.8262539	0.0120488
4	0.7846044	-704.6446533	5.9250054	0.0121160
5	0.7198856	-702.6647949	5.7082224	0.0121931
6	0.4839366	-701.2816772	6.0898929	0.0122259
7	0.2001942	-700.2224731	7.0874119	0.0122346
8	-0.2181999	-700.6357422	9.4190369	0.0121324

16. Táblázat – téli kitörések (északi félteke)

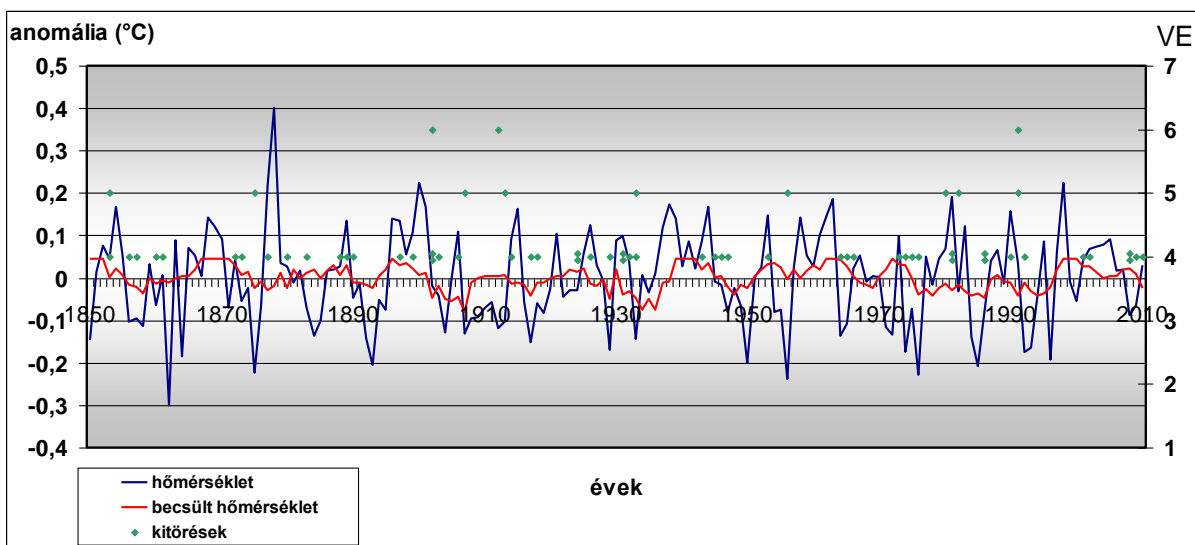
Végül az északi félteke kitöréseinek féléves osztását vizsgáltam. A t-érték itt nyáron magasabb, elérve a 95 százalékos szignifikancia szintet is, de az évekkel növekedve. Az AIC-nek nyáron 5, télen 0 évnél van minimuma, ahogy a szórásoknak is. Itt kaptuk a bc-statisztika legjobb eredményeit, mivel a nyári félév esetében 5 évnél a 15,5-es érték 95 százalékos koinfidencia intervallumnál is szignifikáns.

év	t-érték	AIC	bc-statisztika	szórásnégyzet
0	-0.2199107	-706.1077881	0.3083615	0.0123006
1	0.1821562	-705.7410889	0.2732846	0.0122535
2	0.5090711	-704.9533691	5.8397479	0.0122391
3	0.7181980	-703.4673462	7.8872848	0.0122783
4	1.1894718	-703.9900513	9.4855146	0.0121653
5	1.8987439	-707.9228516	15.5045605	0.0118014
6	1.9147089	-706.0623169	15.5390987	0.0118682
7	1.9793459	-704.3487549	15.7996778	0.0119250
8	1.6196193	-703.6398315	17.0247097	0.0119081

17. Táblázat – nyári félévi kitörések (északi félteke)

év	t-érték	AIC	bc-statisztika	szórásnégyzet
0	0.6626019	-708.8897705	3.0850790	0.0120899
1	0.4797223	-707.0261230	3.1559670	0.0121561
2	0.5992663	-705.2208862	3.1360657	0.0122187
3	1.2502614	-706.7617188	4.4294333	0.0120296
4	1.1924442	-704.7652588	4.4227343	0.0121069
5	1.1591344	-702.7839355	4.3475661	0.0121841
6	0.7094341	-701.8991089	5.0274668	0.0121791
7	0.2241986	-701.7141113	4.9160223	0.0121218
8	0.0549613	-699.9074707	5.0850377	0.0121874

18. Táblázat – téli félévi kitörések (északi félteke)



1. diagram - az eredeti- és becsült hőmérsékleti adatsor, az északi félteke kitöréseivel, 5 évnél

Az északi félteke kitöréseivel való futtatásban 5 évnél a legjobb eredményeket kaptuk, a 9 év közül minden statisztika ekkor adta a legszignifikánsabb értékeket. Ennek a futtatásnak a becsült hőmérsékleti adatsorát diagramon is láthatjuk (1. diagram). Egyes időszakokban jól látható, hogy a modellel, a kitörések feltételezett hatásával számoló hőmérsékleti adatsor (piros vonal) jobb becslését adja az eredeti megfigyelt anomáliáknak (kék vonal) mint az átlag. Az ábrán látható a vizsgált 161 év 66 kitörése ( $VEI > 3$ ), mely az északi féltekén történt.

## 8.5 Az eredmények értékelése

Korábbi tanulmányokból látható, hogy a kénsav-aeroszol részecskék tartózkodási ideje a sztratoszférában megközelítőleg 1 év. A kutatások eredményei egy-egy esettanulmányon alapulva általában szintén ennyi ideig mutatják a sugárzási kényszert. Nagyobb kitörések esetében az anomáliák a második évben is észlelhetőek. A felszíni hőmérsékletet vizsgálata viszont nagyon problematikus, hiszen azt rengeteg más, vulkanizmustól független folyamat is meghatározza. Így talán az esetleges több éves hőmérsékleti választ a kitörések által kiváltott, vagy kitörések által megerősödő éghajlati folyamatok (ENSO, Arktikus Oszcilláció) határozhatják meg. Mindenesetre a számításainkban kapott öt év, amely sok esetben a legszignifikánsabbnak mutatkozott, meglepő. Az északi félteke kitöréseinek esetében a  $t$ -érték, mely a  $c$ -érték nullától való eltérésének szignifikanciáját mutatja, 99 százalékos koinfidencia intervallumhoz tartozó kritikus érték felett volt, eszerint a vulkáni hatás feltételezése egyáltalán nem elvetendő ötlet. Az AIC viszont, mely a becsült, és a valós anomáliák közti szóráson alapul, kevés kivételtől eltekintve 0 évnél adja a legjobb egyezést, ami a főleg 4-es VEI indexű kitörésekkel számolva nem meglepő. Végül érdemes megjegyezni, hogy az évszakok, vagy félévek szerinti bontást vizsgálva általában a nyárhoz tartozó kitörésekkel kapjuk a legjobb eredményeket, ami konzisztens a korábbi vizsgálatokkal.

## 9. Összefoglalás

A nagy robbanásos kitörések hatalmas mennyiségű kén-dioxidot juttatnak a légkörbe, melynek egy része akár az alacsony sztratoszférába is feljuthat. Ez kénsav-aeroszolokká oxidálódik néhány héten belül, melyek a sztratoszférikus légközzel eloszlanak a Föld körül. Szignifikáns sugárzási kényszert okozva 1-2 évig csökkentik a troposzférába érkező rövidhullámú sugárzást, mellyel hűtik az alsó-légkört, illetve a hosszúhullám elnyelésével melegítik a sztratoszférát. A hűtési/melegítési hatások meghatározhatják a légköri cirkuláció állapotát, tovább módosítva az anomáliák elhelyezkedését a felszínen. A sztratoszféra melegedése a trópusokon, hűlése a pólusokon nagyobb, ezzel nő a hőmérsékleti gradiens, ami a sarki örvény erősödését váltja ki. A részecskék felszínén lejátszódó heterogén kémiai reakciókkal felszabaduló klór rombolja a sztratoszférikus ózon-réteget, így az UV sugárzás mennyisége nő. Fontos megemlíteni, hogy a vulkáni kényszer modellezésével, vizsgálatával éghajlati kényszereket is jobban megérthetünk (*Robock, 2000*). Lényeges kutatások tárgya lehet a jövőben az aeroszlok hűtési hatása, mely nagyon hasznos eszköz lehet a globális klímaváltozás legrosszabb hatásai elleni harcban (*Cole-Dai, 2010*).

Az általunk vizsgált statisztikai modellel – mellyel a vulkáni hatást próbáltuk kimutatni az északi félteke hőmérsékleti adatsorában – részben meglepő eredményeket kaptunk. Sok esetben a kitörések hőmérsékleti hatásának szignifikanciáját detektáltuk még magas kritikus értékeknél is, de általában 5 vagy pusztán 0 év hosszúságú időre kiterjedően, melyből az előbbi túl hosszúnak tűnik. Tisztább képet valószínűleg hosszabb adatsoron, esetleg a statisztikai modell jövőbeni finomításával kapunk.

## Köszönetnyilvánítás

Szeretném megköszönni témavezetőmnek, Dr. Matyasovszky Istvánnak, a témaválasztásban, forrásmunkák gyűjtésében, illetve a szakdolgozat megírásában nyújtott segítségét. Hálás vagyok a témával kapcsolatos új ismeretekért, ötletekért, melyeket a félév során kaptam.

## Irodalomjegyzék

- Adams J, Mann ME, Ammann CM. Proxy evidence for an El Nino-like response to volcanic forcing. *Nature*, 426:274–278, 2003.
- Akaike, Hirotugu, A new look at the statistical model identification, *IEEE Transactions on Automatic Control* 19 (6): 716–723, 1974.
- Cole-Dai, Jihong, *Volcanoes and climate*, Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change, 1, 824-839, 2010.
- Fears, Thomas R.; Benichou, Jacques; and Gail, Mitchell H.; A reminder of the fallibility of the Wald statistic, *The American Statistician* 50:226–227, 1996.
- Forsyth, P. Y., In the wake of Etna, 44 B.C., *Classical Antiq.*, 7,49–57, 1988.
- Franklin, B., Meteorological imaginations and conjectures, *Manchr. Lit. Philos. Soc. Mem. Proc.*, 2, 122, 1784. (Reprinted in *Weatherwise*, 35, 262, 1982.)
- Handler P, Andsager K. Impact of volcanic aerosols on global climate. *Trends Geophys Res*, 2:581–593, 1993.
- Harangi Sz., Társadalmakat megrengető vulkáni kitörések, *Természet Világa*, II. különszám, 35-38. oldal, 2008.
- Hirono, M., On the trigger of El Nino–Southern Oscillation by the forcing of early El Chichon volcanic aerosols, *J. Geophys. Res.*, 93, 5365–5384, 1988.
- Jones PD, Parker DE, Osborn TJ, Briffa KR Global and hemispheric temperature anomalies - land and marine instrumental records. In *Trends: A Compendium of Data on Global Change. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A.* doi: 10.3334/CDIAC/cli.002, 2010.
- Kravitz B., and Robock A., Climate effects of high-latitude volcanic eruptions: Role of the time of year, *journal of geophysical research*, 116, 2011.
- Lamb, H. H., Volcanic dust in the atmosphere, with a chronology and assessment of its meteorological significance, *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 266, 425–533, 1970.
- Mass, C., and A. Robock, The short-term influence of the Mount St. Helens volcanic eruption on surface temperature in the northwest United States, *Mon. Weather Rev.*, 110, 614–622, 1982.
- Matyasovszky I., *Statisztikus klimatológia*, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 2002

- Minnis, P., E. F. Harrison, L. L. Stowe, G. G. Gison, F. M. Denn, D. R. Doelling, and W. L. Smith Jr., Radiative climate forcing by the Mount Pinatubo eruption, *Science*, 259, 1411–1415, 1993.
- Newhall, C. G., and S. Self, The volcanic explosivity index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism, *J. Geophys. Res.*, 87, 1231–1238, 1982.
- Robock A. Volcanic eruptions and climate. *Rev Geophys*, 38:191–219, 2000.
- Robock, A., and M. P. Free, Ice cores as an index of global volcanism from 1850 to the present, *J. Geophys. Res.*, 100, 11,549 –11,567, 1995.
- Shindell, D. T., G. A. Schmidt, R. L. Miller, and D. Rind, Northern Hemisphere winter climate response to greenhouse gas, ozone, solar, and volcanic forcing, *J. Geophys. Res.*, 106, 7193– 7210, 2001.
- Simarski, L. T., Volcanism and climate change, special report, 27 pp., AGU, Washington, D. C., 1992.
- Stenchikov, G. L., I. Kirchner, A. Robock, H.-F. Graf, J. C. Antuna, R. G. Grainger, A. Lambert, and L. Thomason, Radiative forcing from the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption, *J. Geophys. Res.*, 103, 13,837–13,857, 1998.
- Stenchikov, G., A. Robock, V. Ramaswamy, M. D. Schwarzkopf, K. Hamilton, and S. Ramachandran, Arctic Oscillation response to the 1991 Mount Pinatubo eruption: Effects of volcanic aerosols and ozone depletion, *J. Geophys. Res.*, 107, 2002.
- Symons, G. J. (Ed.), *The Eruption of Krakatoa, and Subsequent Phenomena*, 494 pp., Trübner, London, 1888.