

MISKOLCI EGYETEM

**M szaki Földtudományi Kar
Földrajz-Környezettani Tanszék
Miskolc**

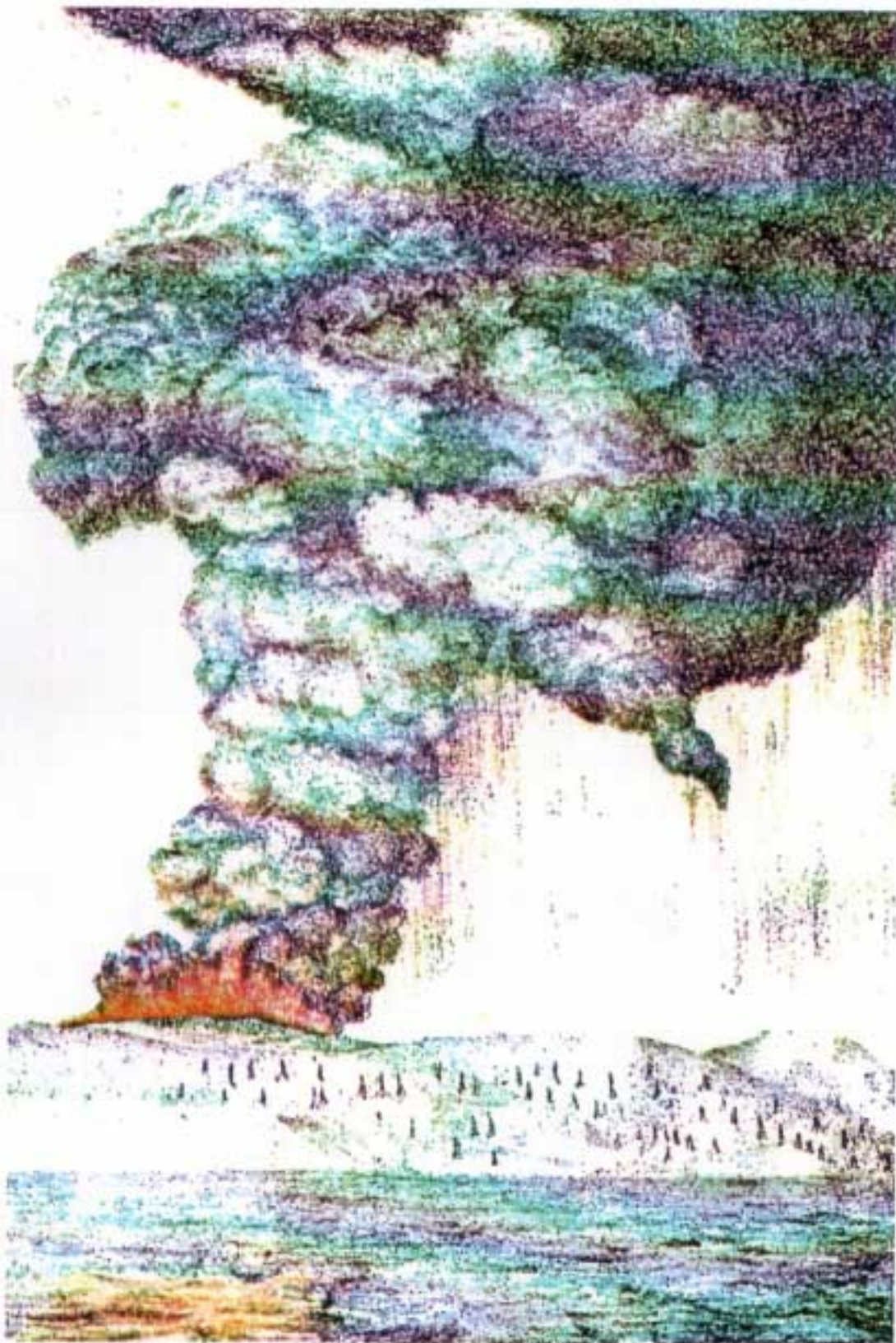
**A
VULKANIZMUS
HATÁSA AZ ID JÁRÁSRA,
KÜLÖNÖS TEKINTETTEL
A KÁRPÁT-MEDENCÉRE**

PhD ÉRTEKEZÉS

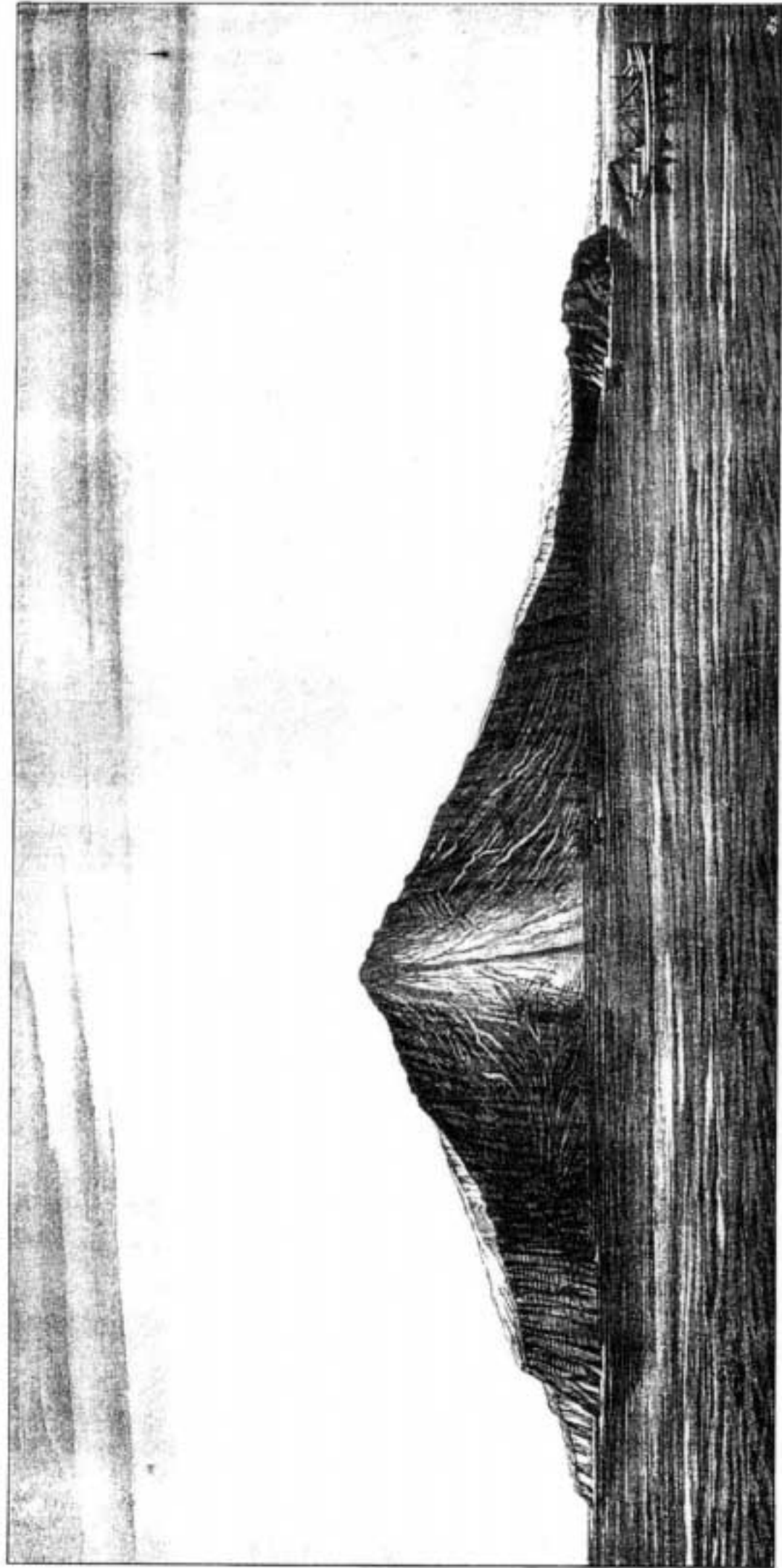
Papp Zoltán
okl. bányamérnök

2001





◀ A Krakatau, hat hónappal az 1883-as kitörés előtt. Az akkor még jökora sziget ma csak egy hatalmas kaldera.



A KRAKATOA VULKÁN 1883. ÉVI KITÖRÉSE UTÁN FENNMARADT SZIGETRÉSZ.

A sziget előlűő, nagyobbik fele a kitöréskor elsüllyedt és részben szétrobbant. A megmaradt sziklafalon jól látni a vulkán hajdani kráterének eltömődött aknáját.
(Verbeck Krakatoa albumából.)



„...1783-dik esztendőben, ...mindig homályban volt a levegő, ...a nap mind mikor felkölt, mind mikor lement, olyan volt mint a vér, ...okozták ezt a száraz és vastag zöld zölk, melyek az akkorig sok helyeken uralkodó nagy földindulások, újonnan kezdő tűzokádó hegyek és rendkívül való nagy szárazság alkalmatosságával feljöttek a földre l...”

(Réthly Antal könyvének [81] a 303. oldalán közölt veszprémi, 1783. május 31.- augusztusi feljegyzéstörredék)

Bevezetés

Az elz oldalakon látható, id rendbe rakott korabeli illusztrációk pillanatképei, valamint a fent idézett, egykori id járási feljegyzés egyaránt a jelenkori vulkanizmus és a klíma(ingadozások) feltételezett összefüggésén nyugvó jelenségsorozat néhány elemét rögzítik. Az idézetben említett geológiai és légköri eseményeket a Krakatau nevezetes kitörése el tt csaknem pontosan 100 esztendővel korábban figyelték meg és jegyezték föl hazánkban (tehát szigorú következetességgel az idézetnek az illusztrációk el tt volna a helye...).

A vulkánkitörések és a klímaingadozások kapcsolatára irányuló kutatások kezdetét általában Benjamin Franklinnak tulajdonítják, aki az 1783-84-ben Európaszerte és másutt tapasztalt rendkívüli lehést az izlandi Hekla kitörése (valójában több, a Laki-hasadékon sorakozó vulkán kitöréssorozata) következményének gondolta. A hivatkozott hazai id járási feljegyzés az *első egyike*, amely óhatatlanul a fenti kapcsolatot veti föl; hogy keletkezésében Franklin véleménye közrejátszott-e, nem tudjuk.

Id közben a fenti összefüggésre irányuló vizsgálatok - máig heves viták közepette - fokozottan el térbe kerültek, mivel a kérdéskör szorosan összefügg a földi klímaváltozásokra/ingadozásokra irányuló kutatásokkal, amelyeket a közelmúlt robbanásszerű számítás-, mérés-, valamint rtechnikai fejlődése - s t, új tudományágak kialakulása (pl. a káoszelmélet, tefrakronológia) - egyaránt gerjeszt.

Az egyes hazai, legalábbis részben vulkáni aktivitás következményének t n klíma-és/vagy id járásingadozások létezése mellett szóló, önálló kutatási eredményekre el ször 1983 - 85-ben jutottam; ezekben állt össze az 1985-ben megvédett egyetemi doktori értekezésem is. Akkor a vizsgált 1780-1960 közötti id szakban Magyarország területére vonatkozóan rendelkezésre álló id járási elemek (h mérséklet, csapadék, napfénytartam) id sorait használtam föl.

E munkámban az id járás mért, és általam figyelembe vett paramétereit az adatok által szabott korlátokkal *térben a Kárpát-medencére, id ben pedig* - a leghosszabb h mérsékleti adatsort (Bécs) kiemelve - az 1775-1990 közötti id szakra terjesztettem ki. A fenti id tartamon kívül néhány, általam fontosnak ítélt vonatkozásban csupán feljegyzésekre - ún. helyettes(ít), vagy proxy adatokra - hivatkozom. Az eredményeket és azok egyfajta értékelését a napjainkig áttekintett nemzetközi és hazai szakirodalom tükrében igyekszem bemutatni, ismétlésekkel csak akkor élve, ha azok indokoltnak t nnek. A tárgyhoz szorosan kapcsolódó alaptudományok tekintetében is saját megfogalmazásokra törekedtem.

Igyekeztem használni a számítógépes szerkesztés által nyújtott lehet ségeket - az újonnan felhasznált (b vített) id sorok és eredménydiagramok színesek, a korábbiak - ezek jórészt el z munkáimból származnak - megjelenítése többnyire hagyományos. A spekulatív jelleg részek, kiegészítések formailag is elkülönülnek.

A kutatás számos vonatkozásban lezáratlan. Jelenleg folyik a hazai id sorok homogenizálása - ennek eredményei még hozzáférhetetlenek. A tárgykör interdiszciplináris ; gondoljunk az esetenként a fels légkörig ível vulkáni anyagmozgás által képzeletben metszett geoszféra tudományágaira.

Változó az egyes - globális jelleg - klímamodellek megbízhatósága, helyessége (bár pl. a Global Circulation Model - GCM - a Pinatubo 1991-es kitörésének klimatikus következményeit illet en használhatónak bizonyult), esetenként az alapok is kérd jelesek (determinisztikus vagy kaotikus jelleg, a kett kombinációja, stb.). Egyel re változatlanul inkább teoretikus a vélemény , amely szerint a klímaingadozások önmagukban is vulkáni m ködést kelthetnek. Nincs egységes álláspont *általában* a vulkáni m ködés klímaszabályozó szerepének mértékére vonatkozóan sem. Másik, geotechnikai vonatkozású (hazai) példa: Tudomásom szerint nem vizsgálta senki, hogy a hazánk lejt s domboldalain kialakuló lejt mozgások "csúszólapjain" sok esetben kimutatott, vékony, a környezetéhez képest elüt agyag(mikro)réteg nem a földtörténeti múlt vulkáni anyag hullásának eredménye-e.

Továbbra sincs egyetértés a vulkáni aktivitás légköri következményeit számszer síteni törekv vulkáni magnitúdók, indexek tekintetében, bár az egyenletek bonyolódnak, számuk (és többnyire fokszámuk is) növekszik. Így az értekezésben összefoglaltak a szóban forgó természeti jelenségeknek az ismereteink mai szintjét l is bizonyára függ (térí) szejét rajzolják körül.

Alkalmanként eltérek a klasszikus szerkezet megszokott formalitásaitól ; a vulkanológiai és az id járási adatoknak a különféle kombinációkban történt felhasználása miatt az adatismertetést nem s rítem egyetlen fejezetre, hanem közvetlenül az adott témakörhöz kapcsolom. Az áttekinthet ség érdekében nem tartottam szükségesnek az adatbázis és az eredmények többféle formában (diagram és táblázat) való közlését. Nem mutatom be az összes, néha érdemi következtetéssel nem járó részeredményt sem ; ezek a kézirat segítségével rekonstruálhatók, illet leg pótolhatók.

Amennyiben van elfogadott, közhasználatban lév magyar megfelel jük, a vulkánok magyar átírású (ritkán: magyarra fordított - lásd Bezímjannij ↓ Névtelen) nevét használom, az els hivatkozáskor hozzárendelve az angol elnevezést is (pl. Klucsevszkaja ↓ Kliuchevskoi) a *színes számítógépes ábrákon viszont csak az angol nemzetközi szóhasználat szerinti neveket tüntetem föl, a kés bbi angol nyelv közlés ábrajénnyére (is) gondolva.*

A mai határok szerint *külföldi* városok nevét az eredeti meteorológiai adatforrásban olvashatók szerint használom, feltüntetve azok magyar nevét is (pl. Zvolen ↓ Zólyom).

A Réthly Antal-féle feljegyzés gy jteményben talált, a témakör szempontjából kiemelt id járási eseményekre történ utalásokból a legfontosabbnak vélteket *függelékbe* gy jtve idézem. Tekintettel a leny gőz mennyiség adathalmazra, nem kizárt, hogy néhányukra fel sem figyeltem. Mivel az utolsó két kötet a közelmúltban jelent meg, a hiányosság részben ebb l fakadhat.

Az összefoglalást követ en megjelölöm a szükségesnek vélt további, egyre inkább globális munkát, szintézist igényl kutatási irányokat. Az értekezést angol nyelv összefoglaló zárja. A bevezetés el tti illusztrációk, valamint a nyitó- és zárókép hivatkozásai az irodalomjegyzék után található. *A téziseket külön füzetben csatolom.*

TARTALOMJEGYZÉK

BEVEZETÉS	1
1. A VULKÁNI KITÖRÉSMECHANIZMUS VÁZLATA	3
2. A VULKANIZMUS METEOROLÓGIAI HATÁSAINAK FŐBB JELLEMZŐI	7
3. A VULKÁNI HAMUFELHŐ ÁLTAL A FÖLD FELSZÍNÉN OKOZOTT SUGÁRZÁSI HŐVESZTESÉG SZÁMÍTÁSI MODELLJE	11
3.1. A HAMUFELHŐ ALAK- ÉS KONCENTRÁCIÓVÁLTOZÁSÁNAK FIZIKAI/MATEMATIKAI MODELLJE	11
3.2. A HATÁSFÜGGVÉNY (A)	13
3.3. ÉRTÉKELÉS	15
3.4. KIEGÉSZÍTÉS.....	16
4. A NAGYTEKTONIKAI FOLYAMATOK, EZEN BELÜL AZ ERUPTÍV VULKANIZMUS HATÁSA A GLOBÁLIS KLÍMÁRA	17
5. A JELENKORI ROBBANÁSOS VULKÁNKITÖRÉSEK ÁLTAL AZ IDŐJÁRÁSI ELEMekben OKOZOTT VÁLTOZÁSOK ÁTTEKINTÉSE	20
5.1. NAPSUGÁRZÁS, NAPFÉNYTARTAM.....	20
5.2. HŐMÉRSÉKLET	21
5.3. CSAPADÉK.....	21
5.4. NYOMÁSVÁLTOZÁSOK - CIRKULÁCIÓS ZAVAROK	22
5.5. SZOKATLAN FÉNY-ÉS HANGJELENSÉGEK, "SZÁRAZ KÖD"	22
6. A VULKÁNKITÖRÉSEK KLIMATIKUS KÖVETKEZMÉNYEINEK SZÁMSZERŰSÍTÉSI MÓDJAI	26
7. A VULKANIZMUSRA VISSZAVEZETHETŐ ANOMÁLIÁK STATISZTIKAI VIZSGÁLATA A KÁRPÁT-MEDENCE ÉVI ÁTLAGHŐMÉRSÉKLETÉNEK ÉS CSAPADÉKÁTLAGÁNAK IDŐSORAIBAN	28
7.1. A FELHASZNÁLT ADATOK ÉS FORRÁSAIK	28
7.1.1. <i>A figyelembe vett vulkánok kiválasztása, jegyzéke</i>	28
7.1.2. <i>Hőmérséklet</i>	32
7.1.3. <i>A csapadék-idő sorok</i>	35
7.2. A "VULKÁNI JEL" KIMUTATÁSÁRA HASZNÁLT MÓDSZER.....	35
7.3. AZ ÉVI KÖZÉPHŐMÉRSÉKLET IDŐSORAIVAL KAPCSOLATOS EREDMÉNYEK	36
7.4. AZ ÉVI CSAPADÉKMENNYISÉG IDŐSORAINAK VIZSGÁLATA.....	46
7.4.1. <i>A SEAM alkalmazása során használt kitörés/kulcsév-csoportok</i>	46
7.4.2. <i>A SEAM alkalmazásával kapott eredmények</i>	52
7.5. AZ ÉVI KÖZÉPHŐMÉRSÉKLET ÉS A(Z) ÉVI CSAPADÉKMENNYISÉG HOMOGEN IDŐSORAINAK VIZSGÁLATA	62
7.5.1. <i>Az évi h hőmérséklet- és csapadékidő sorok vizsgálata során alkalmazott (kitörés)kombinációk</i>	62
7.5.2. <i>A h hőmérséklet menetében kapott vulkáni jel</i>	62
7.5.3. <i>A csapadék idő sorainak vizsgálata</i>	67
8. AZ ELMÚLT KÉT ÉVSZÁZAD NÉHÁNY NEVEZETES VULKÁNKITÖRÉSÉVEL ÖSSZEFÜGGÉSBE HOZHATÓ (VULKANOGÉN) IDŐJÁRÁSI ANOMÁLIÁK RÉSZLETES VIZSGÁLATA	79
8.1. LAKAGIGAR - ASAMA (1783).....	79
8.2. TAMBORA (1815) - GALUNGGUNG (1822).....	82
8.3. COSIGUINA (1835).....	88
8.4. KRAKATAU (1883) - TARAWERA (1886) - BANDAI(SAN 1888).....	89
8.5. SANTA-MARIA (1902) - CSUDACS (1907) - KATMAI (1912).....	103
8.6. QUIZAPU (CERRO AZUL)	123
8.7. MT. SPURR (1953)- NILAHUE - BEZÍMJANNIJ (1956).....	131
8.8. EL CHICHÓN (1982)	134

8.9. PINATUBO (1991)	139
9. A VULKÁNKITÖRÉSEK ÁLTAL KELTETT ID JÁRÁSI ANOMÁLIÁK VIZSGÁLATA AZ ÉVGYŰRÖK-ANALÍZIS TÜKRÉBEN.....	145
9.1. ALAPELVEK.....	145
9.2. A VULKÁNKITÖRÉSEK ID SORÁNAK ÖSSZEVETÉSE HAZAI ÉVGYŰRÖK-ADATSOROKKAL	145
10. A VEI ÉS A MAGYARORSZÁGI (ÉVI) ÁTLAGHŐMÉRSÉKLET ÖSSZEFÜGGÉSÉNEK VIZSGÁLATA	150
11. ÖSSZEFOGLALÁS, JAVASLATOK.....	153
12. SUMMARY	157
IRODALOMJEGYZÉK.....	147
FÜGGELÉK.....	155

1. A vulkáni kitörésmechanizmus vázlata

A vulkáni anyagmozgás földtani eseményláncolatában a bels geoszférából származó földanyagok elérik, többnyire túl is haladják a litoszféra küls határfelületét, térben és időben egyaránt széls ségesen változó mértékben bejutva az atmoszféra alsó gömböveibe. A folyamat kezdete az endogén hőfluxus lokális emelkedésében nyilvánul meg (ekkor még nincs vulkáni anyagkilépés a kéregfelszínen), és annak teljes elhalásáig tart (vulkáni tevékenységhez kötődő anyagforgalom már nincs). Az előbbieket a vulkanizmus természetére is igaz kétségre utalnak; minden anyagmozgás - tehát a vulkáni úgyszintén - energiafolyamatokkal társul.

El fordulhat, hogy a többnyire együtt megnyilvánuló, összefonódó anyagi és energetikai jelenségsorozat kettéválik, a mozgáspálya nem fejlődik ki teljesen; a magmatömeg megreked a felszín alatt (pl. a japán Matsushiro közelében található Minakami-yama nevű vulkáni hegy esetében, 1965-66-ban). Ekkor a vulkáni olvadék nem éri el a felszínt, de a mozgás egyéb jelei (terepemelkedés, földrengések, stb.) viszont kifejlődhetnek. A vulkáni folyamatsor "másik végével" (lecsengésével) kapcsolatos példa: A posztvulkáni jelenségek némelyike (hideg fumarolák - azaz alacsony széndioxid-tartalmú, kénhidrogén-mentes, többnyire 101 °C alatti gázexhalációk, savanyúvizek, szén-dioxid exhalációk, stb.) esetenként akár többmillió évvel a paroxizmus után is észlelhetők, mikor a hőfluxus már a regionálisan jellemző átlagra csökkent. Tehát a vulkanizmusnak az említett, elfogadott definíciói földtani értelemben jók, szorosabb matematikai/fizikai értelemben azonban nem mindig adekvátak. A pontatlanság a termikus viszonyoknak egyféle "túlhangsúlyozásából" fakad (valójában a termikus viszonyok a vulkáni folyamatsornak alapvetőek, de nem egyedüli velejárói), másrészt a földtani egyensúlyi állapotoknak a vulkanizmus során generált kibillenése idő- és térbeli különbségekkel történik.

Mint minden, a bels geoszférához kötődő földtani esemény, a vulkanizmus is a földbelsőben iniciált, a földtani egyensúlyi állapotok (nevezetesen: gravitációs, izo/hidrosztatikus, termális, fizikai/kémiai) megzavarásának következménye. A "helyrebillenés" - amely az egyensúlyzavar kialakulásának pillanatától kezdődik és a zavarok megszüntetésére irányul - maga is további egyensúlyzavarok sorozata. A folyamatsort az események alábbi rendje szemlélteti:

A litoszféra valamelyik térelemében (pl. törés miatt) lecsökken a nyomás ↓ megnövekszik az olvadék térfogata, csökken a halomsűrűség és (több nagyságrenddel) a viszkozitás ↓ sérül az izo/hidrosztatikus egyensúly ↓ elmozdulás fölfelé ↓ termális és hidrosztatikus zavar a magasabb helyzetű geoszférákban (közben anyagelkülönülés - a könnyen illók feszítérek növekszik) ↓ vulkánkitörés ↓ *zavar a légkörben (vulkáni felhő)* és a felszínen (vulkáni kúp kialakulása) ↓ *a vulkáni felhő eloszlása (légkörzés), részbeni disszipációja (egyes gázoknak a bolygóközi térbe történő távozása) és alkotói egy részének visszahullása a kéregfelszínre*, ezzel egyidejűleg a vulkáni kúpnak - amely időközben a kéreg részévé vált - az előzőekhez mérve nagyságrendekkel hosszabb időszakra nyúló pusztulása (erózió) kezdődik meg. *A ferdén szedett folyamatok az atmoszférában zajlanak.*

A magmaolvadékot a P(nyomás)-T(hőmérséklet)-C(koncentráció)-v(sebesség vagy sebességkülönbség) komplex geológiai feszültséglejtben (a fenti jellemzők különbségeiben, gradienseiben) megnyilvánuló belső erők döntően függőleges irányban mozdítják el a kéregfelszín felé. A magmaanyag magán viseli a mozgáspálya kezdetén (az elsődleges és/vagy másodlagos magmakamrában) örökölt (pl. geokémiai - lásd: magmaprovinciák, és nagytektonikai adottságok) és a mozgáspálya során szerzett jellemzőket (differenciáció, anatexis, asszimiláció, stb.) összességét. Az előbbi sémának a légkörrel kapcsolatos döntő vonatkozásait tartva szem előtt, az alábbiak hangsúlyosak:

- A mozgáspálya a szubszférákon történt áthaladás után (a vulkáni csatornában vagy kürt ben) *gyorsuló* szakaszba lép. Ennek oka egyrészt a a magmakamra vízszintes metszeteihez képest nagyságrendekkel kisebb kürt méret , másrészt a gáztartalom (könnyen illók - volatilk) id közbeni (szelektív) elkülönülése és ezeknek a geosztatikus nyomáscsökkenés miatti tágulása. A bels er kb l származtatható impulzus - durván - az

$$I_{(b)} = m \times v_{\text{átl.}} \quad \text{összefüggéssel közelíthet ,}$$

ahol az m az egységesen mozgó(nak képzelt) földanyag (a halmazállapottól függetlenül), $v_{(\text{átl.})}$ pedig annak a földkéreg felszínével való metszéspontjában értelmezett *átlagsebessége*. A földfelszín alatti tartományokban a folyamatok többnyire körszimmetrikus geofázisokban (nyomás- és h mérséklettartományokban) zajlanak. A körszimmetriát illet en tágabb értelemben kivételt a lineáris- vagy hasadékerupciók jelentenek.

Ez a megközelítés nem tartalmazza a mozgó vulkáni anyagok által h tartalom formájában tárolt és transzportált - latens - energiát.

- A bels és a küls er k közös anyag-és energiacsatlódási felületén (ahol a jellegváltozások a teljes mozgáspályát tekintve a *legdrasztikusabbak*) - a felszínen és afölött - a mozgáspálya adottságai is több szempontból alapvet en megváltoznak. Nevezetesen:

A légkör kompresszibilis gázelegy - ennek és gravitációnak a közös következménye többek között a nyomásnak, és a bels geoszférákhoz mérve nagyságrendekkel kisebb s r ségnek a függély szerinti exponenciális eloszlása, amely a vulkáni m ködés földanyagainak mozgáspályáját, valamint azok elkülönülését alapvet en befolyásolja. A légkör dinamikai (saját)rendszerében a mozgássebességek jóval meghaladják az anyagi világ hierarchikus rendjében a minimumot mutató földtani jelenségek sebességtartományát (a katasztrófajelenségek - ezek egyike a vulkánkitörés is - kivételével !);

A légkör dinamikus rendszerét a küls (Nap)energia gerjeszti periodikusan változó, alapvet en a földalaktól és a tengelyferdeségt l függ , a Föld középpontjára vonatkoztatva (adott pillanatban) aszimmetrikus felf téssel, amely a Földbels energiafolyamataitól - vulkánmentes id szakban és helyeken legalábbis - alig függ.

(Ezzel együtt a már említett "földtani egyensúlyi állapotok" az atmoszférára is kiterjeszthet k, azzal a megjegyzéssel, hogy a periodikus felf tés a többi "egyensúlyi állapot" jellegét is alapjaiban periodikussá transzformálja).

A kétféle energia jellemz i (átalakulása, disszipációja, összefonódása) önmagában is összetett. Egy vulkáni bomba példáján: A kezdeti, esetenként többszáz m/s-os (általában 180-200, ritkán, pl. a Bezimjannij ("Névtelen") - angol írásmódban: Bezymianny - 1956-os kitörése alkalmával 600 m/s) sebességb l származó *kinetikus energia* a légköri súrlódás során h vé alakulva - saját, latens h tartalmával egyetemben - a légkör melegedésére fordítódik , eközben - a kezd sebességt l függ en (tisztá fizikai megközelítéssel a hajítás, nagyobb méretek esetén pedig egyre inkább a ballisztika törvényeinek megfelelő en) visszahull a kéregfelszínre. A kezd sebességb l, kés bb tisztán a gravitációból fakadó közegellenállás a szilárdsági (olvadék esetében nyúlóssági) jellemz k függvényében a *testméretet* és az *alakot* is befolyásolja, els sorban a nagysebesség mozgástartományban.

Ennek a mechanizmusnak speciális, ún. tüköresete vagy inverze, mikor a mozgó közeg rögzített testet "áramvonalaz" - pl. a szifinx-sziklák képzése során.

A sebességgel kapcsolatos szélsőséges (csupán elméleti) lehetőség, hogy a (szilárdnak feltételezett és a Földre leadott) kőzetdarab pontosan a légköri súrlódás folytán olvad meg/olvad tovább (a gondolatkör többek között a Holdról - is ? - származtatható tektitek problémakörével mutat analógiát..).

A vulkáni aktivitás során a légkörbe jutó földanyagok (szilárd, folyékony és gázneműek egyaránt) a magasságtól exponenciálisan függő nyomás- és sebességeloszlású gázelegyenben mozognak, oszlanak/keverednek el, lépnek reakcióba egymással és környezetük komponenseivel, esnek szét, *szelektálódnak*, döntően sebesség-, méret- és halmazállapotuk szerint. Nyilvánvaló, hogy a fentiek az adott földanyag összetételét és a felszínre - légkörbe - kerülés pillanatában jellemző fázisállapottól, sebességtől, hőmérséklettől, stb. is függenek, a légkör saját dinamikájának jellemzőin túlmenően.

A kitörést követően légkörbe került anyag tömeg egy része (*a durvább méretűek* - tömbök, bombák, rapillik vagy lapillik -, és a finomabb, de még nem szuszpenziót - aeroszolt - képező, további frakciók) ballisztikus pályát leírva, hosszabb-rövidebb időn belül nagyjából a méret szerint kör(gyűrű)szimmetrikusan visszahull (a rendszer többnyire megőrzi a belső geoszférákban jellemző centrálszimmetriát - amelynek mérete pl. a hamuhullás nyomán a Tambora 1815-ös kitörésekor kb. 2500 km-es, a Cosiguina 1835-ös erupciója alkalmával pedig mintegy 1500 km-es sugarú körrel közelíthető), mozgáspályájuk jellegét alapvetően a kitörés pillanatában nyert kinetikai energia határozza meg. A centrálszimmetria - bár ritkán - de ebben a mérettartományban is sérülhet - lásd pl. a Mt. Pelée (1902) esetében a kúrt ben megszilárdult lávadugó "elterel" szerepét, vagy akár a Krakatau (1883) "féloldalas" felrobbanását (és ezt követően a magmakamra részleges beomlását - implózióját). Itt a hamueloszlás egy derékszögű, egyenlő oldalú háromszögre emlékeztet, a tüzó a derékszög sarokpontja közelében volt). A nagyobb vastagságokat illetően (legalábbis a zárt görbékkel közelíthető tartományra) a Szantorin (Santorini) i.e. 1570 (mások szerint 1470) körüli minőségi kitörésének hamueloszlása *elliptikus* - a kitörés centruma az ellipszis ÉNy-i gyújtópontjához közeli.

A *legfinomabb méret* - a szilárd részecskéket illetően általában vulkáni porként, felhőként vagy (helytelenül) hamuként* megnevezett - *szilárd és/vagy folyékony fázisú részecskék* saját ("hozott") belső eredetű (kinetikai és hő) energiájukat gyorsan elvesztve a légkör különböző szintjeire emelkednek, az atmoszféra saját (pillanatnyi) dinamikájának megfelelően. A légkör saját gázainak és a kitörés során a felszín fölé emelkedő újabb gázkomponenseknek az elegyével változó összetételű szuszpenziót - *aeroszolt* - alkotnak. (*Aeroszotnak konvencionálisan a levegőben szuszpendált, 10^{-3} - 10^6 m közötti szemcseátmérőjű részecskéket nevezik - a vulkáni eredetűek általában az $1 - 10^6$ m között mutatnak maximumot*). Mozgáspályájuk kilép a körszimmetriából, eredeti impulzusukat rövid időn belül elvesztik - sodródhatnak, mozgásukat, eloszlásukat, kiterjedésüket az adott légköri (nem ritkán sztratoszferikus) szektor dinamikája uralja. Elhagyják a felszínre lépés (kráter) pontját, kiterjedésük párhuzamos. Miután az oldalirányú mozgásvektoruk többnyire nagyságrendekkel nagyobb a függőlegeshez viszonyítva, fizikai állapotuk - az adott részecske saját koordináta-rendszerében - *lebegés közeli*.

A "vulkáni felhő" idővel akár teljesen elszakad(hat) a kilépés helyétől, különböző mértékben és kombinációban fedve/megkerülve - a hemiszférát, esetenként a Föld csaknem egészét (felhőként akkor, ha a kitörés a téritékek közötti ponton történt). Szélsőséges esetben akár ismételtelen lefedheti a vulkánt; nyilván megváltozott geometriai- és koncentrációs mutatókkal.

Az el z gondolatoknak - a klimatikus következményeket tartva szem el tt - dönt szerepük van.

Végül, a kitörés során a felszínre került *g zök és gázok* (könnyen illók - H₂O, SO₂, CO₂, stb.) is elvegyülnek, széteszlanak a légkörben - egy részük átalakul (pl. a kén-dioxid kénsavvá), hosszabb-rövidebb légköri tartózkodás után visszahull a felszínre, más részük - pl. a hidrogén és a hélium - pedig eltávozik a világ rbe (disszipáció). Talán ez a mozzanat világítja meg legjobban *Jaggar*, T.A. [84, p.288.] felfogását: A földkéregben és a mélyebben zajló, a vulkánossághoz kapcsolódó folyamatok végs soron a planetáris *devolatilizáció (gázvesztés) kései fázisának* megnyilvánulásai, amelyek egy adott bolygó fejl éstörténetében kiemelked jelent ség ek. Ebben a megfogalmazásban a vulkánosság kozmikus természet jelenség, amint ezt az rkutatás azóta többszörösen igazolta.

* *(A vulkáni hamu nem égéstermék, hanem a kitörés során összetört, feldarált, szétmozsolt, a kitörésh l és annak környékér l származó kéreganyagok legfinomabb frakcióinak gy jt neve).*

2. A vulkanizmus meteorológiai hatásainak főbb jellemzői

Az előzőekben vázoltak szerint a várható légköri következmények - amellet, hogy a földtani eseménysorozat egészét tekintve a lehetséges kombinációk, eltérések sokrétűsége (az egyes faktoroknak a környezettel és esetenként egymással való összetett kölcsönhatása) miatt

(lásd: "minden vulkán egyedi karakterrel bír" [84], és "mindegyik hamufelhő egyedi" [105])

elsősorban a vulkánenergetikai jellemzőkkel (1), az erupció során a légkörbe került földanyagok mennyiségét (2), jellegét (3), valamint (4) a külső geoszférák szemszögéből pedig a légkörnek az adott téridőben mutatott (saját)jellemzőit (összetétel, dinamika, stb.) függenek.

(1) Meghatározó a kitörés során felszabaduló, a földanyagok porlasztására, gyorsítására (légkörbe emelésére) fordítódó mechanikai/kinetikai energia - tehát a kitörés hevessége, magnitúdója - , amelynek maximumai a *robbanásos (explozív) kitörésekhez* kapcsolódnak. A kinetikai energia a kitörés általában kilenc energiafajta bontható *totális* energiájának azonban csak kis része (általában százada) - a felszabaduló összenergia nagyságrendjét többnyire az ún. termális energia mértéke határozza meg. A kinetikai és a totális energia mennyisége között azonban nem lineáris az összefüggés. Újabban becsülhető (a pontosság várhatóan annál nagyobb, minél kevésbé régi kitörésről van szó), hogy a légkörbe került földanyagok hányadával számolhatunk pl. *aeroszolként* (ennek értéke általában 1 % alatti, inkább ‰ -ben fejezhető ki). Ez utóbbi koncentrációja és mozgáspályája viszont - különösen globális méretekben és időben visszafelé - alig rekonstruálható időben és térben.

A kitörés robbanásos jellege elsősorban a magma (láva) viszkozitásától (szilikáttartalmától) és gáztartalmától függ. A viszkozitás autoregresszív a gáztartalommal is változik - nincs kis viszkozitású magmaanyag magas könnyenilló - tartalommal. A viszkozitás erősen hőmérséklet-és nyomásfüggő is - az alábbi képlet szerint [84]:

$$\xi = \xi_0 e^{aP} e^{(b+cP)/T}, \text{ ahol}$$

a, b és c állandók, P és T pedig a nyomás és a h hőmérséklet az adott geofázisban (a ξ dimenziója: poise). A számítások szerint a viszkozitás nagyságrendje a piromagma kialakulásakor 10^8 nagyságrend is lehet.

Meteorológiai hatást régebbi osztályozás szerint elsősorban az ignimbrites, valamint a pliniusi, ultrapliniusi- vagy Krakatau - típusú, a vulkáni aktivitás másik rendszerét tekintve, az előbbieken túlmenően még a Szantorin-, és a Katmai - típusúak kelhetnek [10,20,31]. Az utóbbi időben használatos, a geotektonikai pozícióhoz rendelt négyféle vulkánossági alaptípus [8] közül a konvergens lemezszegélyi vulkánosságként aposztrofált felel meg a felsoroltaknak, nagymennyiség törmelékkel és gázt szabadítva föl, amelyet az alábukó óceáni lemezszegély üledékanyagában lévő vízzel hoznak kapcsolatba, amely elviekben a Szádeczky-Kardoss-féle gázpárna-modellre emlékeztet.

(2) Pontosabb számítások a keletkezett tömeg/térfogathányra (kaldera, implóziós beszakadás térfogata) és/vagy a visszahullott *szilárdanyag* (a kitörési centrum körül nagyjából szimmetrikusan települő durvaszemcsés frakciók, valamint a csaknem mindig aszimmetrikusan visszahulló vulkáni hamu, tefra) készíthetők. Ebben a vonatkozásban valószínűleg az indonéziai Toba erupciója a legnagyobb, amely 73 000 (+/- 12 000) évvel ezelőtt kb. $2\ 000\ km^3$ tefrát [3] lökött az atmoszférába. A történelmi időket áttekintve a Tambora 1815-ös paroxizmusa nevezetes - ekkor kb. $150 - 200\ km^3$ volt a megmozdított kizettérfogat [96,108]. E tekintetben a Cosiguina kitörése (1835) is említésre méltó, amely

kb. 50 km^3 szilárd anyagot lövellt az atmoszférába [79]. Bár pontos adat tudomásom szerint nem létezik, a Szantorin nevezetes, ókori kitörése (i.e. 1570 körül) e vonatkozásban valahol a Tambora és a Krakatau 1883-as erupciója (18 km^3) értékei között lehetett (kalderamérete kb. négyszerese a Krakatauénak).

A hatalmas méret trap- vagy platóbazaltok kialakulásához vezet vulkanizmust - miután dönt en látát produkált - nem vontam a kérdéskörhöz. Ezek keletkezése körül - részben amiatt, hogy nincs jelenkori példája - egyébként is sok a tisztázatlan kérdés.

Az éghajlati következmények vonatkozásában a kutatások szerint a hangsúly a finomszemcsés frakciókra helyeződött, *miután ezek légköri tartózkodási ideje a többihez viszonyítva nagyságrendekkel nagyobb.* Ennek oka a kis szemcseméretekből fakadó erózióerő tanivaló vonatkozásokon túlmenően a (vulkanogén) kéntartalmú aeroszoloknak a szilikátanyagokhoz mérve jóval kisebb s_r sége* [7,78,97]. A $2 \mu\text{m}$ alatti szemcseméretű szilárd és aeroszol jellegű részecskék (ez utóbbiak egy része már a gáz- és/vagy folyékony fázisban zajló légköri reakciók terméke) tartózkodási ideje a légkörben a régebbi kutatások szerint több, *mint két hónap - egy év* [97]. Az újabb - egyre pontosabb módszerekkel kapott - eredmények (pl. a Pinatubo 1991-es kitörése esetében kapott adatok) tükrében esetenként meghaladva pl. a Krakatau 1883-as kitörése kapcsán elfogadott két évet - akár *több évre* terjed. A sztratoszferikus aeroszolok általában hosszabb életűek, mint a troposzférabeliek, ezért eloszlásuk is egyenletesebb. A vulkáni aeroszol-emissziók által keltett légköri effektusok csúcsai a iparvidékek fölötti antropogén aeroszolok által okozott napfényreflexió mértékéhez hasonlóak. A légkör természetes (primer) aeroszolforrásai (a talajból származó ásványi aeroszolok, tengeri só, vulkanikus és az elsődleges szerves aeroszolok) közül a vulkáni folyamatokhoz kapcsolódóak mennyiségüket tekintve *alárendeltek* [16,17].

*Egy D_p átmérőjű, ψ s_r ségű, gömbalakú részecskére u sebességgel mozgó, és ψ s_r ségű levegőben ható közegellenállás (F_k) az alábbiak szerinti:

$$F_k = C_d A_p \psi u^2 / 2, \text{ ahol}$$

C_d (a részecske közegellenállási tényezője) a Reynolds-számtól függ, így:

$$Re = u_r D_p \psi / \sigma.$$

Itt u_r a részecske és a levegő mozgás sebességkülönbsége ($u - v$), σ pedig a közeg viszkozitása. Legyen a részecske tömege m , ekkor a mozgásegyenlet

$$m \, dv/dt = -F$$

formában írható föl, ahol a jobboldalon a részecskére ható erők (gravitációs, közegellenállási vagy elektromos) összege áll.

A gravitációs ülepedés mozgásegyenlete:

$$m \, dv/dt = m (1 - \psi/\psi)g - F_k,$$

az ülepedés határsebessége pedig a Stokes-törvény szerint

$$(dv/dt = 0) \quad v_h = (D_p)^2 (\psi - \psi)g / 18 \sigma.$$

Lényeges eltérés a valósághoz képest, hogy a fenti összefüggések gömbalakú részecskékre pontosak, a levegő s_r sége a vulkanogén légköri folyamatok által érintett magasságtartományokban

exponenciálisan változik, a viszkozitás pedig (pl.) a h mérsékletnek a függvénye (ezenfelül a függvény szerinti h mérsékletváltozás az atmoszféra alsó gömböveiben inverz jelleg, és csak egy-egy szakaszon belül lineáris). Tehát a fentiekkel kapott eredmények valójában különféle pontosságú közelítések.

(3) A légkörbe került vulkáni eredetű anyagok által kiváltott, *átmeneti - tranziens - jelleg* (a földtörténeti lépték, világméretű vulkanizmus kivétel!) folyamatok a légkör saját folyamataira rakódnak, és/vagy összeolvadnak velük, befolyásolják azokat, kölcsönhatásba lép(het)nek, amelynek eredménye gerjesztés vagy csillapítás, felmelegedés és/vagy lehűlés és ezek kombinációja/összege egyaránt lehet. A légkör önmagában is dinamikus, máig nem minden vonatkozásban tisztázott rendszer, amelynek részletes bemutatása túlmutat(na) értekezésem elvi tárgykörén. Ehelyett az alábbiakat emelem ki:

Egy adott kitörés légköri következményei *biztosan függenek* a földrajzi szélességtől, részben amiatt, hogy a troposzféra magassága az egyenlítő 18 km körüli értékről a sarkok felé 8 km körülire csökken - ebben a körülményben a kitörés tengerszint feletti magasságától való függés is kifejezhető. Meghatározók a nagy szélrendszerek - amelyek a vulkáni felhő mindenkor alakjában a gravitációval együtt játszanak szerepet - adott időszakban mutatott globális jellemzői (szimmetriái). Ezek a felhő és különbségei folytán úgyszintén a szélességi körök szerint rendezettek.

A légköri következmények mechanizmusa, jellege többféle. A kitörés időben és térben közvetlen (kezdeti) következményeinek fogható föl, annak kísérő jelenségei a *helyi* (földrajzilag a vulkán közvetlen környezetére kiterjed), *rövid életű légköri anomáliák* (a besugárzás drasztikus csökkenése miatti néhány órás, esetenként több napos, az ún. Nukleáris Téli katasztrófa-modelljeiben pedig mintegy három hetesre becsült *sötétség*, rendkívül heves eszések, viharok, elektromos jelenségek, torlódások, hőmérsékletemelkedés, intenzív felhőképződés, gáz- és szuszpenzióoszlop, azaz a "vulkáni felhő" kialakulása, stb.). Ezek időtartama alig különbözik a kitörés időtartamától, intenzitásuk a vulkán közvetlen környezetében, többnyire centráliszimmetrikusan maximális, kiterjedésük nagyságrendje elvileg pl. a rövid időn belül (ballisztikusan) visszahulló (durvább) vulkáni törmelékanyagok lerakódási jellemzőivel közelíthető. Ezen anomáliák az "időjárás" fogalmköréhez állnak közelebb.

A továbbiakban részben a lebegő anyagokhoz (aeroszolokhoz), másrészt a légkör összetételét nagyobb léptékben módosító (vulkáni eredetű) gázokhoz kötődő mechanizmusok alakul(hat)nak ki, amelyek légköri tartózkodási ideje az előbbiekhöz mérten *lényegesen hosszabb* (pl. a kiülepedés és/vagy átalakulás, ezenfelül a teljes szétoszlás időtartamához köthető). Az egyes időjárási elemek (napsugárzás, napfénytartam, hőmérséklet, csapadékmennyiség-és eloszlás, uralkodó áramlási helyzetek - cirkuláció - megváltozása, esetleg szokatlan légköri fényjelenségek - halo, Bishop-gyűrű, korona, aureola, stb.) változásában mérhető különbség/gradiens *azonban jóval kisebb az előzőekhez viszonyítva*. Ezek a következmények esetenként változó mértékben ugyan, de időben egyre kevésbé függenek a vulkáni tevékenység földrajzi helyétől, jellegüket az "időjárás- vagy klímaingadozás" fogalom közelíti. Ezek is anomáliák - *tranziensek* -, mértékük kevésbé szélsőséges. *Értekezésem ezek kutatására irányul (önmagában azért is, mert a Kárpát-medencében és annak közelében nincs aktív vulkanizmus, tehát a kitörést közvetlenül kísérő drasztikus légköri változások tanulmányozására nincs mód).*

A harmadik csoportba tartoznak azok a következmények, amelyekhez vulkáni anyag már effektíve nem kapcsolódik, hanem a légkörnek az előbbiekre adott válaszáról van szó, hasonlóan ahhoz, ahogy az inga a kéz elvétele *után* is leng valameddig. Nyilvánvalóan ezek

leválasztása és tanulmányozása a legnehezebb, ilyen irányú ismereteink még hiányosak. E hatások m ködnek pl. a vulkáni aeroszolok által (abszorpcióval, a zsilárd részecskék esetében adszorpcióval) felf tött, és a napfény blokkolásával leh tött légkörbeli térrészek között, amelyek pl. az általános cirkuláció átmeneti zavarait keltik.

Bizonyos, hogy a kitörés légköri következményeinek összessége (egyedül a primer hatás - tehát pl. a radiációnak a vulkáni felh által történt leárnyékolása - kivétel) nem korlátozódik a felh méreteire, és nem egyedül a napsugárzás és a h mérséklet ingadozásaiban nyilvánul meg. Az egyedi vulkánkitörések (és nem a világméret m ködés) klimatikus következményeinek egyike a kéregfelszíni leh lés, amelyhez képest a légkör termikus egyensúlyzavarai által kiváltott (pozitív és negatív) visszacsatolások hatása másodlagosnak vélt [93].

3. A vulkáni hamufelh által a Föld felszínén okozott sugárzási h veszteség számítási modellje

Az alábbi, szigorúan egyedi kitörést szimuláló modell alapjait 1984-ben fejlesztettem ki, részleteit az egyetemi doktori értekezésem [68] eltekintve 1990-ben publikáltam [73]. Bár a számításaim azonos szemcseméret és összetétel, egyenletes eloszlású, egyenként gömbalakú (finomszemcsékkel álló) kitörési hamufelhre tételeznek föl (tehát az aeroszolokat figyelmen kívül hagyják), az eredmények mégis több vonatkozásban hasznosak. A modell a vulkáni felh alak háromdimenziós kiterjedésének változását és a részecskekoncentráció időbeli csökkenését *egyidejűleg figyelembe véve* adja meg a földfelszín érintett sugárzási veszteség időbeli alakulását. Pontatlansága a végig hengerszimmetrikusnak tekintett hamufelh-alakból, a részecskék által abszorbeált h-ből fakadó felmelegedés és a légkörzés figyelmen kívül hagyásából, valamint a részecskesüllyedési sebesség lineárisnak elfogadott voltából fakad. Ezek a vonatkozások jelenthetik a későbbi továbbfejlesztés útjait, a regionális vagy globális modellek mellett.

3.1. A hamufelh alak- és koncentrációváltozásának fizikai/matematikai modellje

A vulkáni felhvel kapcsolatos folyamatok egy részének időbeli alakulását közelítő, részben megfigyelt, részben mért adatokon nyugvó modellt ismerteti a Szergin, V.Ja. - Szergin, Sz.Ja. szerzőpáros "Az eljegesedések és a nagy klímaingadozások problémáinak rendszerelmzése" című könyvében [103]. Feltevéseik a következők:

- A vulkáni (hamu)felh henger alakú - a forgástengely függőleges. A $t=0$ időpontban (röviddel a kitörés pillanata után) a felh sugara (r_0) és magassága (h_0) a kamcsatkai Bezymjannij ("Névtelen") vulkán 1956-os kitörésekor megfigyelt adatok nyomán 20 km [25];
- A horizontális méretek növekedésével a felh terjedésének (szétoszlásának) sebessége növekszik, azaz

$$\frac{dr}{dt} = Kr, \quad (1)$$

ahol r = a vulkáni felh sugara, K = a részecskekoncentráció kiegyenlítő hatásának sebessége. A K értéke a kezdeti időszakban a legnagyobb (a felh méretei még viszonylag kicsik), a méretek növekedésével egyidejűleg csökken. A Föld felszínéhez tartozó kiterjedési sugár értéke (r_{\max}) 13 000 km körüli.

Az előbbiekből alapján:

$$K = k(r_{\max} - r) \quad (2)$$

Az (1) és (2) feltevésekből:

$$\frac{dr}{dt} = k(r_{\max} - r)r \quad (3)$$

A (3) differenciálegyenletből:

$$r = r_{\max} \left(1 - \frac{r_0}{r_{\max}} e^{-k(r_{\max} - r)t} \right) \quad (4)$$

A k értéke a nukleáris robbantások során a sztratoszférába került anyagoknak a félgömbön történő egyenletes eloszlásához szükséges (mért) időtartamok alapján - a földrajzi szélességtől és a robbantás időszakától függően - változik. A félgömbre kiterjedő egyenletes eloszlás kialakulásához szükséges idő 1 hónaptól 1 évig terjedhet, ennek megfelelően a k értéke

$$2 \cdot 10^{-5} \text{ km}^{-1} \text{ nap}^{-1} - 1,5 \cdot 10^{-6} \text{ km}^{-1} \text{ nap}^{-1}$$

közötti szám (1. táblázat).

A felhő kialakulását követően néhány órás időszokban a koncentráció változása bizonytalanul követhető, összetett folyamat, a koncentráció időbeli alakulása azonban gyakorlatilag nem függ a kezdeti koncentráció értékétől. Egy nap elteltével - a Brown-féle koaguláció figyelembevételével - a koncentráció 4400 részecske/ cm^3 -ben ($= n_1$) adható meg.

1. táblázat

A vulkáni felhő sugarának (r), a részecskék átlagos koncentrációjának (n), a felhő magasságának (h) és a felhő függőleges oszlopában lévő részecskék számának (N) időbeli változása
[103, p.149.]

Mutató	A kitörést követően eltelt napok száma (t)								
	0	1	3	10	30	100	200	365	730
	$k = 2 \cdot 10^{-5} \text{ km}^{-1} \text{ nap}^{-1}$								
	+								
r km	20	23	38	260	9000	13000	13000	13000	13000
n cm^{-3}	10^8	4400	1200	26	0,022	0,01	0,01	0,01	0,01
h km	20	20	20	20	19	17	15	10	0
N cm^{-2}	$2,0 \cdot 10^{14}$	$8,8 \cdot 10^9$	$2,4 \cdot 10^9$	$5,2 \cdot 10^7$	$4,2 \cdot 10^4$	$1,7 \cdot 10^4$	$1,5 \cdot 10^4$	$1,0 \cdot 10^4$	0
	$k = 1,5 \cdot 10^{-6} \text{ km}^{-1} \text{ nap}^{-1}$								
r km	20	20,4	21,4	25	36	140	1020	9000	13000
n cm^{-3}	10^8	4400	3740	2820	1360	90	1,7	0,2	0,1
h km	20	20	20	20	19	17	15	10	0
N cm^{-2}	$2,0 \cdot 10^{14}$	$7,7 \cdot 10^9$	$7,5 \cdot 10^9$	$5,6 \cdot 10^9$	$2,6 \cdot 10^9$	$1,5 \cdot 10^8$	$2,5 \cdot 10^6$	$2,0 \cdot 10^4$	0

A további napok során a koncentráció változása az

$$n = \frac{n_1 r_1^2}{r^2} \quad (5)$$

egyenlettel írható le, ahol r_i = a felhő sugara 1 nap elteltével, n_i = az 1 naphoz tartozó átlagos koncentráció, r = a (4) egyenletből számítható.

Feltételezem, hogy a vulkáni felhő magassága az idő függvényében egyenletes sebességgel csökken. A legfinomabb szemcsék leülepedéséhez kb. 2 évre van szükség. A $h_0 = 20$ km kezdeti magasságot fogadva el, a vulkáni felhő magasságának időbeli csökkenése:

$$h = h_0 - v t \quad (6)$$

ahol $v = 20 \text{ km} / 730 \text{ nap} = 27,7 \text{ m} / \text{nap}$.

A légkörbe került vulkáni törmelék csökkenti a napsugárzást. Legyen

n = a légkörben található vulkáni por vagy hamu átlagos koncentrációja;
 a_2 = a közvetlen sugárzás gyengülési együtthatója egy részecske esetében;
 x = a sugárzási úthossz a hamu- vagy porfelhőben;
 R_0 = a napsugárzás intenzitása a Föld felszínén, szennyezésmentes (átlátszó) légkör esetében;
 R = a napsugárzás intenzitása a Föld felszínén szilárd szemcsékkel álló légkörszennyezés mellett.

Az előbbi paraméterekkel:

$$R = R_0 e^{-a_2 n x} \quad (7)$$

A fenti összefüggések nyomán a vulkáni felhő sugarának (r), az átlagos részecskekoncentrációnak (n), a felhő magasságának (h) és a felhő 1 cm^2 -es alapterület, h magasságú térfogatában található részecskék számának időbeli alakulását az 1. táblázat adatai érzékeltetik.

A bemutatott modell nyomán a hivatkozott szerzők az alábbi következtetésekre jutnak:

- a felhő kialakulását követő idő szakban a koncentráció nagy, a felhő geometriai méretei azonban kicsik, azaz nagyobb területen lényegesen kevés és nem várható;
- később a felhő geometriai méretei már jelentősek, a koncentráció azonban kicsi, tehát a sugárzáscsökkenés ismételten elhanyagolható.

E két megállapítás figyelmen kívül hagyja, hogy - legalábbis elméletileg - létezik olyan állapot, amelynél a koncentráció és a felhő vastagsága még elég nagy, vízszintes méretei pedig már jelentősek. Ez a felismerés volt a saját kifejlesztés modell alap gondolata. A szóban forgó állapot leírására összeállított matematikai formulát (A) a továbbiakban hatásfüggvénynek nevezem.

3.2. A hatásfüggvény (A)

A napsugárzás csökkenésének időbeli menetét leíró hatásfüggvény a felhő pillanatnyi magasságát (h), a koncentrációt (n) és a felhő horizontális kiterjedését (r) veszi figyelembe. Ezek a jellemzők az idő (t) függvényében az ismertetett képletek szerint változnak (1. ábra). A hatás mértéke az átlátszó légkörben - azaz a vulkáni felhő felső síkján - mérhető.

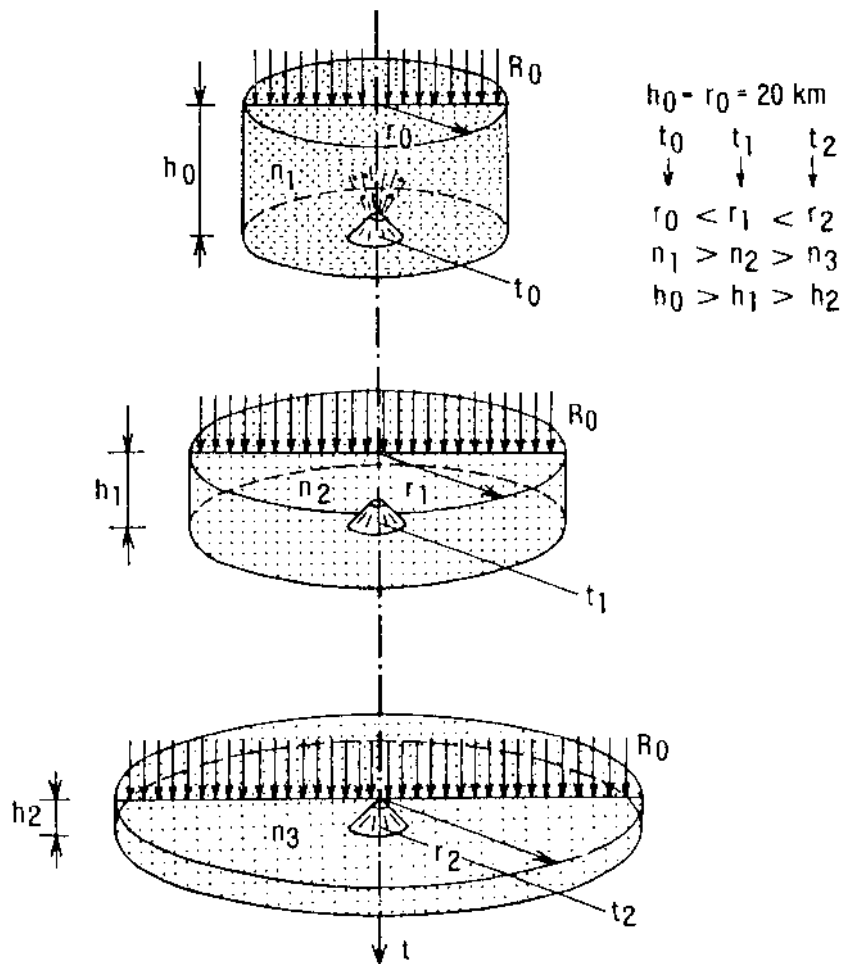
sugárzásintenzitás (R_0) és a felhő által "csökkentett" intenzitás (R) különbségével, ill. a felhő alapterületével ($r^2\Pi$) arányos:

$$\Phi = (R_0 - R)r^2\Pi \quad (8)$$

A (8) összefüggésből Π elhagyható, mivel az csak "nyújtja" a függvényt, az analízis szempontjából lényeges jellemzőit viszont nem befolyásolja.

Merőlegesen beeső (nap)sugárzást feltételezve a (4), (5), (6) és (7) formulák felhasználásával a (8) összefüggés így írható fel:

$$\Phi = \left[R_0 - R_0 e^{-\frac{n_0 r_0^2}{r^2} - a_2 (h_0 - vt)} \right] \cdot r^2, \quad (9)$$



1. ábra: A hengerrel közelített vulkáni hamufelhő alakjának időbeli változása és a számítás paramétereit.

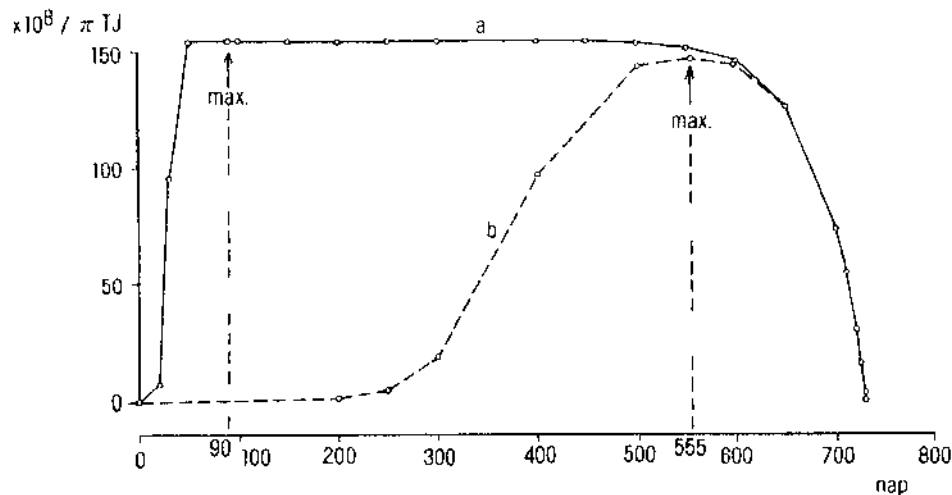
A forgástengely és a napsugárzás iránya függőleges. A pontozás sűrűsége a részecskék koncentrációjának (n) az időbeli csökkenését szemlélteti.

ahol

$$r = r_{\max} \left[1 + \left(\frac{r_{\max}}{r_0} - 1 \right) e^{-kr_{\max} t} \right]^{-1}$$

Az állandók: $a_2 = 1,8 \cdot 10^{-9} \text{ cm}^2$, $R_0 = 9043,5 \text{ J nap}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$ - hét (akkor még) szovjet mérőállomás adatai figyelembevételével [41,42], $v = 0,0274 \text{ km/nap}$, $r_0 = 20 \text{ km}$, $h_0 = 20 \text{ km}$.

A (9) függvény szélsőértékének deriválással történő meghatározása nehézkes, így azt "skatulyázással", menetét pedig behelyettesítéssel rajzoltam meg (2. ábra), a k tényező mindkét határértékének figyelembevételével.



2. ábra: A vulkáni hamufelhő által keltett, a Föld felszínén kialakuló sugárzási hőveszteség időbeli alakulása. A modell a légközrést nem veszi figyelembe. Az „a” görbe esetében $k = 2 \cdot 10^{-5} \text{ km}^{-1} \text{ nap}^{-1}$ (maximum a 90. napon) a „b” esetében $k = 1,5 \cdot 10^{-6} \text{ km}^{-1} \text{ nap}^{-1}$ (maximum az 555. napon). A mértékegység: terajoule

3.3. Értékelés

A hatásfüggvényből megállapítható, hogy

- a Föld felszínén a vulkáni felhő következtében kialakuló hőveszteség időbeli eloszlása és mennyisége (amely a görbe alatti területtel arányos) *nagymértékben függ a k értékétől*;

- a hatásfüggvény a k nagyobb értékénél kb. másfél hónap alatt gyakorlatilag eléri a maximumot (90 nap), és azután is annak közelében marad. Nagyobb arányú csökkenése a kitörést követően kb. 550-600 nap elteltével indul meg, tehát a vulkánkitörések légköri következményeinek megítélése szempontjából *nem a kitörést követő, az esetleges időjárási anomáliákat magában foglaló időszak eleje és vége a meghatározó, hanem a köztes időtartam*;

- a k értékének csökkenésével az intenzívebb h veszteség kialakulása *id* *ben* eltolódik ($k = 1,5 \cdot 10^{-6} \text{ km}^{-1} \cdot \text{nap}^{-1}$ -os értékénél az eltolódás kb. 1 év, a hatás maximuma a kitörést követő második évben alakul ki, majd kb. 3 hónap alatt lecseng);

- feltételezve, hogy a k valóságos értékei a figyelembe vett két határérték közé esnek, az er teljesebb h veszteséggel jellemezhető *id* tartam nem elhanyagolható, a modell alapján 200-550 nap körüli;

- a hatás lecsengésének jellege (menete) az utolsó kb. 100 napos *id* szakban független a k értékétől.

A modell a légkörzés hatásaival nem számol ("statikus"), így pontos térbeli elrejelzésre - amennyiben ez egyáltalán lehetséges az ismeretek mai szintjén - kevésbé alkalmas. A Föld görbületének csupán a k (mért) értékeiben történt figyelembevételből fakadó pontatlanságok nyilván a nagyobb *id* - és tértartományokban fokozottak. E pontatlanságokat bizonyos mértékig ellensúlyozza a hemiszférák valamelyikének egészére vagy a teljes légkörre kiterjedő *id* járási anomáliákat okozó vulkánkitörések kis száma.

A bemutatott, és a hasonló számításoknak meteorológiai-vulkanológiai vonatkozásaikon túl teleptani jelentőségük is van. A lerakódott vulkáni hamuból keletkezett wyomingi bentonitlél helyek valóságos tereptani viszonyai több vonatkozásban értelmezhetőek a légkörbe került, gomba alakúnak tekintett vulkáni hamu (elméleti) eloszlási- és ülepedési viszonyaival. Ez a modell - a bemutatottnál jóval összetettebb matematikai apparátussal - megkísérli a szélhatás figyelembevételét is [99].

3.4. Kiegészítés

Ha a kitörés id tartama a felhő alak (és hely-) változásának a vizsgálat id tartamához képes pillanatszerű, a vulkáni hamufelhő geometriai középpontjában rögzített, a bemutatott modell szerinti térkoordináta rendszer - térben és id ben - a légmozgás sebességével és annak irányában mozog. Ellenkező esetben a jelenség a repülő gép kondenzcsíkjának, a (mozgó) jármű füstjének, vagy a koncentrált szennyezésnek az áramló vízben kialakuló terjedési és eloszlási viszonyaihoz hasonlítható. A megfigyelések szerint a kitörés pillanatában gömb-, vagy hengeralakkal közelíthető hamufelhő általában a légmozgás irányában elnyújtott, többnyire elliptikusnak tekintett, a kitörés centrumához képest aszimmetrikus pászmává fejlődik. Ennek, és az említett analóg jelenségeknek a matematikai leírása a bemutatott statikus modellnél jóval bonyolultabb.

A magyarországi h mérsékleti adatokon nyugvó vizsgálatok [68,69] szerint a vulkánkitörések által okozott anomáliák id tartama legfeljebb 3 év, amplitudójuk pedig a kitörés évében a legnagyobb. Következésképpen a vulkáni hamufelhőre vonatkozó statikus és dinamikus modellekben egyaránt alapvető fontosságú - legfeljebb tanulmányonként eltérő betűvel jelölt, de hasonló fizikai jelentéstartalommal bíró - "k"-tényező értéke a valóságban a tanulmányban említett felső határhoz állhat közelebb. Az északi hemiszféra (évi) átlagos mérsékletének id sorában kimutatható "vulkáni jel" trendje [57] szintén az elz megállapítás mellett szól.

4. A nagytektonikai folyamatok, ezen belül az eruptív vulkanizmus hatása a globális klímára

A 2. pontban összefoglalt mechanizmusok légköri eredménye két szélség között mozog. Az egyiket szemléltesse a világhír vulkanológus, *Rittmann* véleménye, aki szerint "inkorrektnek bizonyult Arrhenius azon álláspontja, hogy nagyszámú vulkánkitörés hosszabb időre nyúló klímaváltozásokat okoz" [84, p.52.]. *Rittmann*hoz hasonlóan írt *Schwarzbach* [96] és *Szergin* [103]. Mások a földtörténet nagy kihalásait - vagy azok némelyikét - világméretű vulkáni tevékenységgel kapcsolják össze [12,20,114].

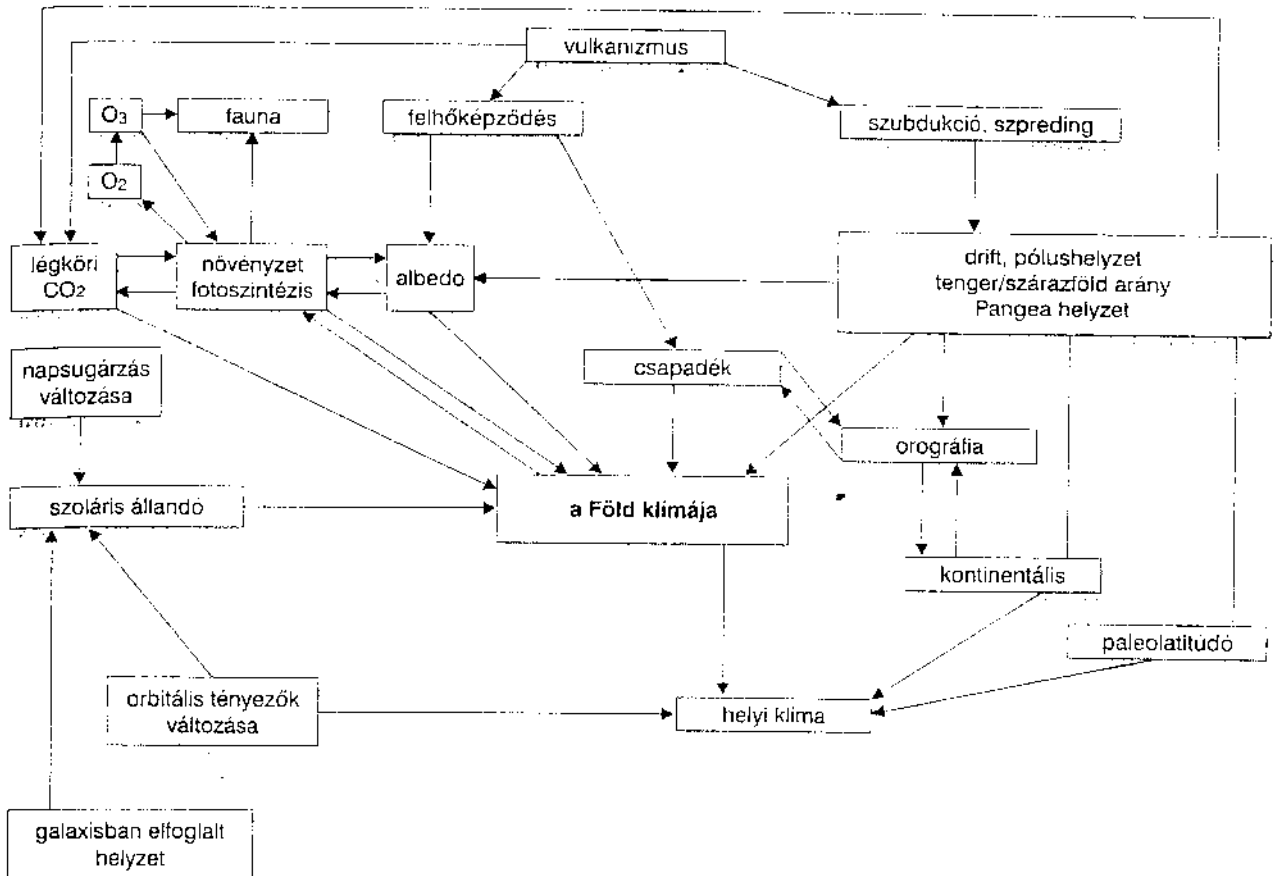
A vulkanizmusnak a globális klímával való kapcsolatát *Báldi* [8,38] nyomán mutatom be (3., 4. és 5. ábra).

A kapcsolatot a vulkáni gőz/gázok összetételében alapvető szerepet játszó víz és CO_2 (ezek ún. üvegház-gázok, tehát a légkör melegedését indukálják, növelve egyúttal a Föld planetáris albedóját), valamint az igen finom eloszlású (ugyancsak vulkáni) *aeroszok* teremtik meg - az utóbbiak a felhők képzés mértékét fokozzák (*saját eredményeim szerint a kitörések után átmenetileg kevesebb csapadék hull - legalábbis Magyarországon*), valamint csökkentik a Földfelszínre jutó napsugárzást. Az aeroszok mindkét légköri következménye növeli a Föld planetáris albedóját. Hosszabb geológiai időn át tartó aktív (globális) vulkanizmus során - becslések szerint - a felmelegedést gerjesztő hatások nagyobbak, mint a hőmérséklet csökkenését előidéző folyamatoké [38, p. 62.].

A fentiek szerint a vulkanizmusnak - legalábbis a m. ködés megaritmusait tekintve - globális méretekben és földtörténeti távlatokban is klímaszabályozó szerepe van. Hasonló véleménnyel bír *Kutzbach* [46] is. Egyes kutatók [12,20,114] szerint a vulkanizmusnak a jégkorszakok kialakulásában is szerepe volt. Mások [77] azt hangsúlyozzák, hogy az éghajlatingadozások megváltoztatják a földkéreg feszültségállapotát, egyensúlyát (pl. a jég- és vízterhelés változásából adódóan), így annak vulkáni és szeizmikus potenciálja is változik. Ilyen értelemben helyesebb - legalábbis földtörténeti távlatokban - a klímaingadozások és a vulkanizmus *kölcsönhatásáról* beszélni.

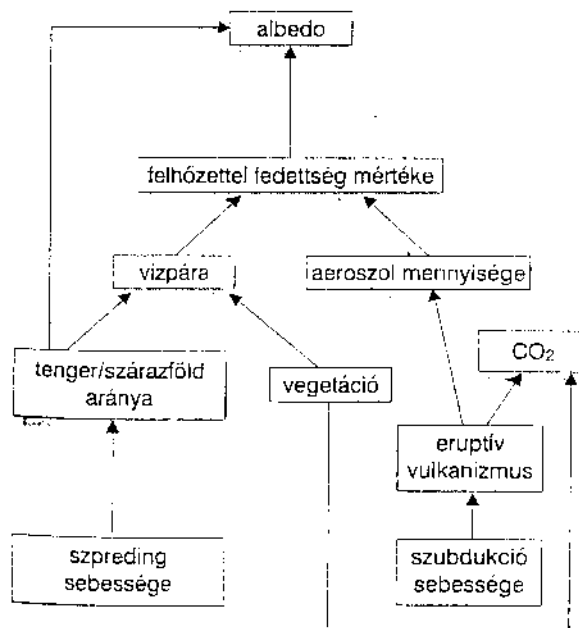
(Formai megjegyzés, hogy nem szerencsés a bemutatott 3. és 4. ábrákon látható "szpreding" kifejezésalkotás az idegen szavakban amúgy is túltengő magyar szaknyelvben.)

Az értekezésben feldolgozott adatokból nyert eredmények a fenti léptékben nyilvánvalóan nem terjeszthetők ki, elsősorban a vizsgált tartomány tér-és időbeli korlátai miatt.



3. ábra

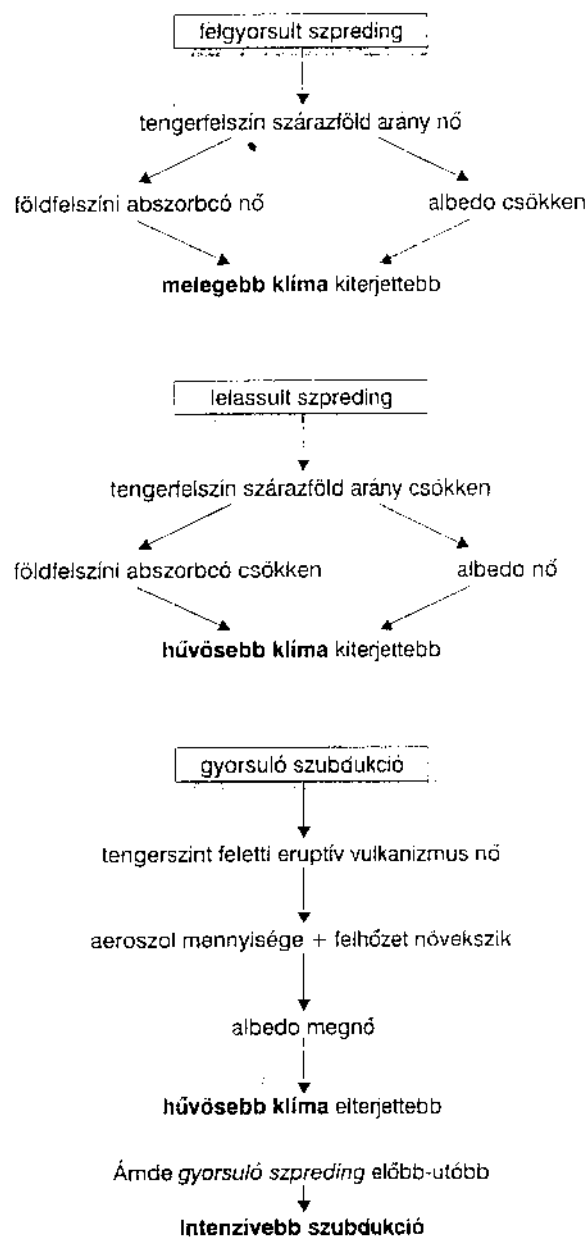
A Föld klímáját és az egyes régiók helyi klímáját befolyásoló legfontosabb tényezők és azok kölcsönhatásai (Báldi, 1993. nyomán)



4. ábra

Az eruptív vulkanizmus hatása a globális klímára (Báldi, 1993. nyomán)

Amennyiben a földtörténet során az óceáni hát-ságok aktivitása, az óceáni kéreg képződési sebessége megnő, a globális euszatikus tengerszint megemelkedik; megnő a tengerfelszín/szárazföld arány, a Föld albedója csökken, a globális klímaváltozás a melegedés irányába tolódik el; ha az óceáni kéreg képződési sebessége csökken, a világtengerek szintje is csökkenni fog, csökken a tengerfelszín/szárazföld arány, nő az albedo, hűvösebb lesz a globális klíma.



5. ábra

A szpreding és a szubdukció intenzitásának hatása a globális klímára
(Báldi, 1993. nyomán)

5. A jelenkori robbanásos vulkánkitörések által az id járási elemekben okozott változások áttekintése

A vázolt bizonytalanságok és széls ségek ellenére - a legújabb eredmények (ezek egy része modellszámítás) által is meger sítve - *elfogadott tény, hogy egyes vulkánkitörések átmeneti jelleggel és különféle mértékben valóban id járási anomáliákat, klímaingadozásokat váltanak ki.*

Az energia regionális egyensúlyára alapozott modell hazai vonatkozásban is készült [59] - eszerint a vulkánkitörések mintegy 0.3 °C-os leh léssel járnak. Azóta a modellnek a (Magyarországot is beszámítva) 36 000 km²-es vízgy jt re való kiterjesztése is megtörtént [60]. A kés bb bemutatott, a Kárpát-medence egészét jellemz vizsgálati eredményeimmel a hivatkozott szimuláció a h mérséklet vonatkozásában jó egyezést mutat, azzal a kiegészítéssel, hogy az általam vizsgált id egységek éviak vagy haviak (esetenként pentádok), és nem nyári, valamint téli féléves bontásúak. A továbbfejlesztett modell egyféle kontrollja - a Kárpát-medencét, ezen belül Magyarország területét jellemz adathomogenizálás után - a következ kutatások tárgya kell(ene) legyen.

Hasonlóan a szakirodalom szóhasználatához, nem teszek éles különbséget az "id járásváltozás" és a "klímaváltozás, klímaingadozás" között, mivel a két fogalomkör határa - legalábbis a vulkanizmus-klíma összefüggésében - nem pontosított (a külföldi irodalom többnyire a klímaingadozás kifejezését részesíti el nyben). Magam részér l - így az értekezés címében is - az anomáliák átmeneti jellegéhez per definitionem is közelebb álló "id járás" kifejezést tartom jobbnak.

5.1. Napsugárzás, napfénytartam

A légkörbe került törmelékanyagok és aeroszolok - szóródás és reflexió következtében - csökkentik, blokkolják a Nap fel l érkező bees sugárzást (primer hatás), növelve egyúttal a Föld (csillagászati) albedóját, rontva viszont a légkör átlátszóságának mértékét. Amennyiben a folyamat *abszorpcióval* (pl. a többnyire ipari eredetű korom és a vulkáni - folyékony fázisú - aeroszolok esetében), vagy *adszorpcióval* társul (szilárd anyagok révén), a légkör a részecskékkel terhelt tartományokban *melegszi*, az árnyékolt földfelszín viszont *h l*. A vulkáni aeroszolok *nemcsak a bees , hanem a teresztrikus infrasugárzás abszorpciója* révén is melegíthetik a stratoszférát [29,106]. Következésképpen változik a légkör energiamérlege (egyensúlya) , és módosul a klíma. A primer hatás kibillenti, "lengésbe hozza" a többi klímaelemet is. A primer hatás van legszorosabb kapcsolatban a vulkáni felh (mindenkori) alakjával, méreteivel és anyagkoncentrációjával.

Az adatok szerint a *radiáció* csökkenésének mértéke - a napsugárzás spektrumának hosszúhullámú tartományában - elérheti a 20 %-ot, több hónapon keresztül [50,103,112,113]. Lamb 1883-tól közöl adatokat (többek között a franciaországi Montpellier obszervatórium mérései alapján).

Újabban a vulkáni hatás mértékét fluxusváltozássá konvertálják, amelyet W/m²-ben adnak meg. A Krakatau 1883-as kitöréséhez kötött 0.125 optikai mélységet véve alapul, 0.1-es optikai mélységhez 3 W/m²-t rendelnek (Robock magánlevele, 1998).

Jómagam - hazai vonatkozásban - esetenként napfénytartam id sorokat dolgoztam föl (lásd kés bb).

5.2. H mérséklet

A kutatások túlnyomó része h mérséklet-id sorokon alapul, különféle felbontásban (pentádok, havi- és évi átlag, változó területekre és id szakokra), vagy azzal kapcsolatos elmélet. Ennek egyik oka, hogy a légkör földközélsben mért h fokát régóta regisztrálják - a mérés viszonylag egyszer -, ezért hosszú és nagyszámú adatsor archivált. A h mérséklet(változások) és annak néhány légköri következménye m szerek nélkül is jól megfigyelhet, érzékelhet, ezért az ún. helyettes(ít), vagy proxy adatok is informatívak. A h mérséklet csaknem minden légköri jelenséggel összefüggésben van. Erre a paraméterre vonatkozóan létezik a legtöbb adat, amelyekb l a leghosszabb id sorok állíthatók el [2,24,39,45,50,51,62,74,77,112,113]. Az eredmények szerint (néhányikükre a kés bbiekben pontosan hivatkozom) a kitöréseket követ anomáliák - *leh lésként* - néhány hónaptól kb. 5 évig terjednek, átlagosan 0.5 - 1.0 $^{\circ}\text{C}$ csökkenést mutatva az évi átlagh mérsékletben [12,57,97,105].

*A radiációval és a h mérséklettel is összefüggésben rendkívül fontos lépést jelentenek az El Chichón (1982), és a XX. század (eddiggi ?) legnagyobb kitörése (Pinatubo, 1991) kapcsán (részben a fels légkörben in situ) mért és különféle modellekbe illesztett adatok, amelyek e modellek egyféle tesztjét is eredményezték [56,101]. Az adatok meger sítették, hogy a vulkanizmus légköri következményei dönt en a kén-dioxidból keletkező szulfát-aeroszolokhoz, és azok mikrofizikai változataikhoz köt dnek, amelyek szétszórják/blokkolják a napsugárzás látható spektrumát, reflektálva és abszorbeálva az infra-közeli hullámsávot, valamint abszorbeálják és emittálják a hosszú(h -)hullámúakat. A bees fluxus perturbációja (csökkenése) néhány W/m^2 körüli (legalább egy-két évig), az okozott *felszíni h mérsékletcsökkenés* pedig 0.1 - 0.2, legföljebb 0.5 $^{\circ}\text{C}$ körüli. Ezzel egyidej leg az aeroszolokkal terhelt (sztratoszferikus, trópusi) légrétegekben a trópusi és a közepes szélességi övekben jelent s *felmelegedés* állt el, növelve a pólusok irányába ható h mérsékletgradienset a troposzféra fels, valamint a sztratoszféra alsó részén. Ez a körülmény - befolyásolva a globális és helyi légkörzést egyaránt, növel(heti) az óceánok fel l az északi hemiszféra kontinensei felé irányuló h transzportot, els sorban a kitörést követ els és második télen. A vizsgálatok az 1883 - 1992 közötti legnagyobb kitöréseket tekintve Ázsia és Észak-Amerika fölött *felmelegedést*, a közép-keleti régiók fölött pedig *leh lést* mutatnak, 95 %-os konfidencia-szinten [86].*

Az általam feldolgozott adatbázis túlnyomó része szintén h mérsékleti id sor (f ként évi átlag, esetenként havi átlagok és pentádok).

5.3. Csapadék

Ebben a tekintetben a szakirodalom szegényesebb, az álláspontok is eltér k. Egyesek [9,112,115] szerint a vulkáni aeroszolok - mint kondenzációs magok - el segítik a felh képz dést (ez a folyamat nem azonos a kitöréshez térben és id ben közvetlenül kapcsolódó es zésekkel, amelyeket f ként a vulkáni g zpára, és a rendkívüli h terhelésb l fakadó intenzív feláramlások keltenek). E hatás mértékét és mechanizmusát illet en sincs egységes vélemény. A magyarországi adatok szerint a kitörések után a téli félévben mintegy 30 mm-t, esetenként a kitörést követ 2-3 éven át 30 - 50 mm-t csökken a csapadék évi

mennyisége ; a vulkáni kondenzációs magok valószínűleg akadályozzák a mikrocseppecskék egyesülését, így azok légköri tartózkodási ideje n [54,68,72]. Hasonló eredményt kapott *Humphreys* Hollandia csapadékviszonyaival kapcsolatosan [39].

5.4. Nyomásváltozások - cirkulációs zavarok

Ezeket elsősorban a globális modellek szimulálják - a légkörfizikai alapokra már utaltam. A nevezetes kitörésekkel kapcsolatos nyomáshullámok kialakulása a feljegyzésekben 1, később a m-szeres mérésekben is közismert. Ilyet közölt a Krakatau 1883-as kitörése kapcsán Schenzl Guidó [92], amely a Matematikai és Természettudományi Értesítő II. kötetének 6. füzetében jelent meg, "A Krakatóa vulkán kitöréseinek befolyása a budapesti légnyomásra" címmel (az Akadémia 1884. március 17-én elhangzott előadás anyagának különlenyomataként) - az eredményekre később utalok, a Krakatau kapcsán.

Hazai vonatkozásban Lukovszki [54] eredményei szerint a vulkánkitörések éveiben nyáron és télen a délies helyzetek száma csökken, az anticiklonálisaké pedig növekszik. A már említett, a kitöréseket követő csapadékhiány ezzel (is) összefügg(het).

Jómagam ezekkel a klímaelemekkel nem foglalkoztam.

5.5. Szokatlan fény-és hangjelenségek, "száraz köd"

A kitörések energiájának egy része légnyomáshullámokat kelt, amelynek egy része hangenergia. A Szantorin kitörésekor a detonáció mintegy 4800 km-es sugarú körön belül lehetett hallható [34], míg a Krakatau robbanásának hallhatósági határa 5-6 ezer km körüli volt [13]. Ritkák pl. a Vezúv 1906. április 7-én bekövetkezett kitörése nyomán láthatóvá vált (és Dr. F.A. Perret által lefényképezett) hanghullámok *fényívei*. Hasonlóakat a Ngauruhoe nevű új-zélandi tózhányón 1954-ben, és 1974-75-ben is megfigyeltek [32, pp. 104-106.]. Tűzérségi bombázások alkalmával is kialakulhatnak [84, p.52.].

Különösen az egykori időjárási feljegyzések vonatkozásában érdekesek a felső légkör egyes, ritkán megfigyelhető optikai jelenségei, amelyek keletkezése részben vulkánkitörésekkel hozható összefüggésbe.

A *halojelenségek* színes vagy fehéres gyűrűk, amelyek a Nap vagy a Hold fényének jégkristályokon történő prizmatikus (színes) vagy fehérfény visszaverődése (a jégképződésében lehet a vulkáni lebegő anyagnak -is- szerepe).

Amennyiben a jelenség vízcseppekhez kapcsolódik és diffrakcióról/visszaverődésről van szó, *koszorújelenségek* (korona, aureola) alakulnak ki. (A színes halo és a koronagyűrűk színsorrendje pl. a Naptól vagy a Holdtól indulva ellentétes). A fentiek igen sokféle kombinációja alakulhat ki - ezek egy részét meg is figyelték -, van olyan, amelyre még nincs elméleti magyarázat (pl. a Hevelius-féle halojelenség).

A *Bishop-gyűrű* (amelyet pl. a Krakatau 1883-as kitörését követően is észleltek) különösen erős légköri homályosság esetén látható - fehéres, kb. 22 fokos sugárnyílású gyűrű a Nap vagy a Hold körül. Belső oldala kékes, a külső vörösesbarna. Oka a finom vulkáni eredetű szemcséken történő *fényelhajlás*.

A légköri optikai jelenségek áttekintése a M szaki Értelmez Szótár (56.) Meteorológia c. kötetében írottak (Akadémiai Kiadó, Budapest 1986) alapján készült.

Ugyancsak az egykori id járási feljegyzések között találunk fel a "száraz köd" kifejezés. Ilyet pl. 1783-ban tapasztaltak - Heller Ágost az Id járás (XXXIII.) 1887-1889. évi ciklus ötödik kötetének 1888-ban megjelent cikkében "igen finoman eloszlott füstnek" tartja [35]. Valójában a jelenség aktív vulkáni m ködés eredménye - a feljegyzés nyilván az 1783-84-ben Izlandon aktivizálódott vulkánok anyagszármazékainak megfigyelését rögzítette.

*

*

*

A következő három alfejezet tartalma a fentiekkel áttételes kapcsolatban van, esetleg a kapcsolat csak sejtett, nem minden vonatkozásban tisztázott. Erre utal a fejezetszám zárójele.

(5.6.) Az említett id járási paraméterek közül els sorban a *h mérséklet* és a *csapadék*, amelyek - áttételesen - más folyamatokat is befolyásolnak, így pl. a mérsékelt övi fatörzsek növekedési rátáját meghatározó kambium m ködését. Az évgy r szélesség id sorai ebben az összefüggésben a (vulkánkitörés légköri nyomait is r z) mindenkori klíma által befolyásolt *jelsorozatok* (a dendrológiához kapcsolódó évgy r analízis a régészetben dönt jelent ség keltezési problémakörön - dendrokronológián - túlmen en a paleoklimatológia egyik leggyorsabban fejlőd ága), klimatológiai információtartalmuk az évgy r k által lefedett id szakra elvileg *abszolút koruktól függetlenül rekonstruálható*. El ször - és az els k között - 1982-ben jutottam arra a gondolatra, hogy a világméret kitörések nyomainak kutatására (hazai) évgy r -adatsorokat használjak - az els eredményeket a *Bulletin Volcanologique* 46-2. kötetében megjelent dolgozatom mutatta be [65,67]. Az 1984-ben, a Botanikai Közleményekben megjelent tanulmányomban [67] fölvettem, hogy ilyen módon bizonyára a Szantorin bronzkori kitörése is datálható, amennyiben az "elméleti fát" (az egymással átfedésben lévő évgy r -sorozatokat) Dél-Európában és/vagy a Mediterráneumban sikerül(ne) id számításunk kezdete el tt másfélezer évre összeállítani. E pontosítás kultúrtörténeti jelent sége aligha értékelhet túl [80]. Tudomásom szerint ezt a munkát azóta görög tudósok jórészt elvégezték - erre vonatkozóan azonban mind a mai napig kérésemre sem érkezett t lük személyre szóló válasz.

(Az els , a fenti - a vulkánkitöréseket és az évgy r kkel összekapcsoló - gondolatra épül amerikai tanulmányt 1987-ben közölte J.M. Lough és H.C. Fritts, a tucsoni Arizona Egyetem Évgy r kutató Laboratóriumának két munkatársa, akik Észak-Amerika évgy r iben keresték a vulkáni m ködés lehetséges - klimatikus - nyomait, 1602 - 1900 között [53]. Fritts professzor számos tanulmány megküldésével segítette kés bbi munkámat.)

A vulkánok által keltett anomáliák - pontosan tranziens jellegük következtében - a hemiszférikus és/vagy világméret föld-és éghajlattani események keltezését tekintve dönt jelent ségek, mivel el segítik vagy lehet vé teszik az évgy r k (és az évgy r be zárt klímaelemek id sorainak) keresztkorrelációját. Ennek segítségével az ún. "lebeg " adatsorok egy része datálható, vagyis *évben kifejezett abszolút korhoz köthet* .

Az évgy r k évi növekedése tovább bontható az ún. tavaszi (többnyire ez a vastagabb), és szi pásztára, tehát a jelfelbontás mértékének széls sége - a vegetációs id szakot tekintve - 3-4 hónap körüli.

A témakörhöz kapcsolódó további eredményeket és gondolatokat a későbbiekben foglalom össze.

(5.7.) Az egyes idjárás elemek id sorában más tényezők is megjelennek. Világszerte vitatott a naptevékenység (mint az extraterresztrikus tényezők egyikének) szerepe a Föld klímájának alakulásában, és ezzel összefüggésben, hatása az évszázak menetére. Egyes kutatók a naptevékenység intenzitását kifejezni hivatott Wolf-féle relatív indexnek, és az explozív vulkanizmus valamelyik mérszámának (pl. a Dust Veil Indexnek, a DVI-nek) idbeli oszcillációit egyidejűleg figyelembe véve kísérik meg a globális klíma alakulásának modellezését [93] - pl. a Maunder-minimummal nagyjából egyidőben kialakult lehélségi periódus azonosíthatóságát illetően - sikerrel.

Annak felfedezése, hogy a naptevékenység 1650 - 1725 között minimumot mutatott, **Maunder**, E. Walter angol csillagász nevéhez fűződik. Ezen belül az 1675 - 1715 közötti időszakot Európában általában lehélségi jellemezte, amelyet az éghajlattanban az ún. kis jégkorszak (Little Ice Age) egyik típusos szakaszának tart.

Az évszázad szélesség-naptevékenység (index), valamint az idjárás (hőmérséklet, csapadékmennyiség) - évszázad szélesség - naptevékenységi index esetleges összefüggésére irányuló saját vizsgálataimat [70,71] is tekintve, az értekezés eredménydiagramjain esetenként a Wolf-féle relatív index idbeli menetének egy részlete is látható.

(5.8.) *A vulkánkitörések klimatikus hatásainak különleges megnyilvánulásai testesülnek meg a vulkáni anyag-és energiafluxusok erővonalainak a nooszférával (tehát a létesítmények övével) való sajátos "keresztés déseiben", pl. akkor, ha a vulkanizmus az óceán mélyén, a víz alatt, vizuálisan rejtett körülmények között zajlik. Ekkor a kitörésmechanizmusnak legalábbis az első szakasza/kezdeti a hidroszférában megy végbe. Lényeges eltérés, hogy a felszínre a levegő hőmérsékletén jóval magasabb, és jobb hővezetési képességű víz miatt többnyire már csak a szilárd részecskéket lehet megfigyelni, melyek a víz alatti erupcióra általában még az úszó horzsa szigeteket utal(hat)nak, ha a kitörés egy bizonyos - víz alatti - határmélységet meghalad.*

*Merész, de a fizikai alapokat egyáltalán nem nélkülözve elképzelés szerint előfordulhat, hogy a vulkáni gázokkal dúsult víz (hasonlóan a bányászattól ismert mammutszivattyú, vagy a kúttechnikában alkalmazott kompresszorozás elvéhez) éppen egy úszó (hajó), vagy lebegő testet (tengeralattjáró) is magában foglalva jut a felszínre. Ekkor - mivel a gázban dúsult közeg sűrűsége kisebb - az úszó/lebegő testre ható felhajtóerő katasztrofálisan csökken(het), ezért az érintett objektum (esetenként minden felszíni nyom nélkül) a mélybe süllyed. Az elv a légkörre is érvényes (lehet) - jónéhány légibaleset magyarázatát ad(hat)ja. A teória lényegét **Nekovetics Oszkár** bányamérnök foglalta össze könyveiben - részletesen tárgyalva (nevezetesen, pl. a Bermuda-háromszöghöz kötődő hajó-és repülőgépbalesetek tükrében) a megfigyelt, elsőre különös természeti jelenségek sorát, amelyekre megdöbbentően egyszer - legföljebb szokatlan - magyarázatot nyújt.*

Tény, hogy pl. a Kaiyo Maru N.5° nevű japán kutatóhajó tengeralatti kitörés következtében pusztult el 1952. szeptember 24-én, az Izu szigetcsoporthoz tartozó térségében, az Ördög-tengeren (annak a "Sárkány-háromszögnek" nevezett részén, a Bayonnaise Sziklák nevű vulkáni szigetcsoporthoz közelében) - az okok részletei már nem pontosíthatók. Egy vulkáni hamufelhővel való találkozás csaknem végzetes eseményeit (1982. június 24.) írja le Stephen Barlay a "Légikatasztrófák" c. könyvében (Széchenyi Nyomda Kft., Győr 98.K-1217, K.u.K. Kiadó, 1990). Mint kiderült, a Boeing B-747-es gépjármű hibái a Galunggung kitörése nyomán kialakult hamufelhő miatt következtek be (mintegy 11 km-es magasságban), amelyet a gépjárművek beszívtak. Charles Berlitz könyveiben jónéhány olyan balesetet részletez - túlélték elbeszéléseire támaszkodva -, amelynek során a víz, illetve a levegő felhajtóerejének nagyszámú, hirtelen csökkenésére kell következtetnünk.

A részleteket mell zve, a teória sokkal nagyobb figyelmet érdemel(ne). A szubmarin erupciók részletei és globális szerepük tisztázatlanok , nyilván els sorban technikai okokból (a víz alatti vulkanizmusról készült felvételek gyaníthatóan a középóceáni hátságokhoz kapcsolódó, "csendes", bazaltos m ködési típust örökítik meg, nem pedig a felszíni körülmények között explozív jelleget mutató kitöréseket). Mindenesetre, a nagymélység víz alatti m ködéshez pl. a nyomás bizonyára rendelkezésre áll - a Krakatau 1883-as kitörése során a robbanás pillanatában uralkodó nyomás több mint 4000 m-es vízoszlopnak megfelel volt, a Bezímjannij (1956) esetében pedig 30 km magas vízoszlop nyomásával volt egyenérték .

6. A vulkánkitörések klimatikus következményeinek számszerítési módjai

A továbbiakban a kérdéskört továbbra is a történelmi időben végbement erupciókra korlátozva, az egyes kitörések légköri hatásait minősíteni szándékozó törekvéseket tekintem át.

A szórványos, egyedi megfigyeléseken kívül a nagyobb tüzérvénykitörések klimatológiai következményeire irányuló rendszeres, összefogott kutatások kezdete Köppen, W. [45] és Humphreys, W.J. [39] munkáihoz köthető, amelyekben egyezés mutatkozott a Föld és az egyes féltekék évi hőmérsékleti átlagának menete és a nagyobb kitörések időrendje között.

A következő lépést Lamb, H.H. munkái [50,51,52] jelentették, aki bevezette az ún. "Dust Veil Indexet" - a DVI-t -, amelyet hamu- vagy porfátyolindexnek fordítanak. Az index alapját jelentő három formula a "vulkáni por" térfogatát, az adott kitörést követő radiáció-, és hőmérsékletcsökkenést (ez utóbbit évi átlagokra vonatkoztatva), valamint a vulkáni felhő maximális kiterjedését veszi figyelembe, 1000(egység)-nek tekintve a Krakatau 1883-as felrobbanásával kapcsolatos jellemzőket. A DVI értékeit 1400-tól (sőt, néhány korábbi, nevezetesen kitörésre is kiterjesztve) és időnként kiegészítve az idősort, (jelenleg) az 1990-es évekig adja meg, szétválasztva azokat az északi, és a déli hemiszférára. Az index elvét és konkrét értékeit sokan támadják, elsősorban amiatt, hogy az indexképzés alapjait jelentő időjárásingadozásokat *a priori* a kitöréseknek tulajdonította. Miután esetenként a változásokhoz rendelte az erupciókat, nem kizárt, hogy *esetenként az összefüggés virtuális, valójában megfeleltetés.*

(Ez a probléma egyébként a világméretű természeti események - többnyire katasztrófák - pl. régészeti vonatkozású korrelációira is igaz. Alapkérdés a tefrakronológiában is, mivel nem tudjuk, hogy egy adott helyen feltárt vulkáni termék - hamu, por, aeroszol, stb. - pontosan melyik kitörésből származik. Világos, hogy a idő-és térbeli távolságokkal, valamint a kitörések gyakoriságával és a szórásával a bizonytalanság nő).

Ezekkel együtt, a DVI bevezetése a kutatások élénkülését váltotta ki.

Az index továbbfejlesztett változatát - amely szélességfüggő és év szerinti átlagolt - Robock [85] adta meg, amely lehetővé tette a vulkáni finomszemcsék szélesség-idő szerinti eloszlásának meghatározását tíz fokos szélességi gyűrűkre, és 15 napos felbontású intervallumokra finomítva.

Bár szándéka általában a vulkánkitörések magnitúdójának, méretének (tehát nem kifejezetten a meteorológiai hatás jellemzésének) számszerítését célozta, a Hédervári Péter által bevezetett javasolt "kitörési magnitúdó" [30] nem terjedt el az irodalomban, annak ellenére, hogy arra kiváló kutatók is hivatkoznak, pl. Scheidegger, A.E., a Physical Aspects of Natural Catastrophes c. könyvében, az 1981-es orosz nyelvű kiadás 54-55. oldalán [91].

Az ún. Volcanic Explosivity Indexet (VEI) 1982-ben publikálták először [63], 0 - 8 közötti egész számmal jellemezve egy adott kitörés légköri következményeit, figyelembe véve a kvalitatív leírásokat, az ejektumok össztérfogatát, a ködés időtartamát, a tropo- és sztratoszférikus behatolás tényét/mértékét, stb. Nem veszi tekintetbe viszont a vulkáni kürt (kráter) abszolút magasságát és földrajzi szélességét, valamint a légkörbe lövellt ejektumok fajtáját, és azok frakciók szerinti mennyiségét. Ezért a VEI megbízhatósága több vonatkozásban kérdéses, ennek ellenére használata (legalábbis a hivatkozásokat tekintve) - jobb híján - széleskörű. Elsősorban a VEI = 4, vagy annál nagyobb értékkel jelzett

erupcióknak lehetnek klimatikus következményei. A VEI értékeinek megbízhatósága - a szerzők szerint -1755 után nagyobb. Némelyek szerint a VEI *általában nem alkalmas* a klimatikus hatásokat tekintve fontos kitörések kiválasztására (mivel figyelmen kívül hagyja a légkör sztratoszferikus aeroszol-terhelését), *azok közül viszont a legnagyobbakra elfogadható* [88].

Kevésbé elterjedt a "savassági (acidity) index" (AI) használata [28]. Ez a szám a grönlandi jégmintákba zárt, vulkáni eredetűnek vélt savas aeroszol-detektációk idő- és térbeli sorozatára épül.

A "Smithsonian Volcanic Index" (SVI) a VEI évenként kumulált értékein alapul [95], amelyet a 90° N és 10° S szélességekre számítottak ki. Az index a nagyobb kitörések hatását (VEI > 2) nem egyedi, hanem évi összegekbe foglalva becsüli. Amennyiben a vulkáni finomrészecskék hosszabb légköri tartózkodási idejét is tekintetbe veszik, az ún. *javított Smithsonian Volcanic Indexet (SVI*)* alkalmazzák. A koncentráció időbeli függését az alábbi egyenlettel írják le:

$$c = c_0 - \exp(-Bt) \quad , \text{ ahol}$$

B empirikus faktor, c a részecskekoncentráció t idő elteltével, c_0 (= SVI) pedig a kezdeti koncentráció értéke.

A kutatók egy része a tárgyra vonatkozó jégmag-, asztrológiai - és földtani idő sorok *összességét* is kevésnek találta egy világosabb, jobb index definiálására, ezért a figyelembe vett vulkánokat esetenként a hagyományos módon - továbbra is a VEI és a DVI alapján - választották ki [86].

A VEI kritikája kapcsán megkísérelték az Ice Core-Volcano Index (IVI) bevezetését a légkör vulkáni aeroszol-terhelésével arányos mérőszámaként, amelyet az északi (NH IVI) és a déli hemiszférára (SH IVI) bontva is kidolgoztak [87]. Ezek pontosságát az északi félgömb esetében az 1200-as évek, a déli félgömböt illetően pedig 1850 előtti évekre vonatkozóan maguk a szerzők is megkérdőjelezték a jelenleg rendelkezésre álló, vizsgált jégmag-idő sorok korlátaira, bizonytalanságaira hivatkozva [89]. Az IVI átfogó klimatológiai kritikája még nem történt meg.

Alain Robock az 1998-ban írt levelében *általában az egyes kitörések éghajlati következményeinek egyedi, akár az indexektől független vizsgálatára* hívta föl a figyelmet.

A fenti indexek részéről történő összehasonlító kritikájának igénye nélkül is tény, hogy az esetenként kivételesen mértékű tartózkodási idő és pályahossz miatt egy adott kitörés és a következmények (pl. légköri anomáliák) *korrelálhatósága* a kitöréstől eltelt idővel és térrel arányosan egyre bizonytalanabb. Ugyanez nehezíti a leülepedett és később a jégmintákban, vagy a kéregfelszíni településekben fellelt vulkáni anyagok származásának megbízható rekonstrukcióját. *Jelenleg nem létezik olyan módszer (csoport), amely az egyes kitörésekből származó termékeket - kvalitatív és kvantitatív - egyértelműen a valószínű származási helyhez és időponthoz rendelné (elsősorban a törésmutató- és nyomelem vizsgálatoktól várható biztató eredmények).* Ha lesz is ilyen, a sokváltozós mozgáspálya minden idő- és térelemére való kiterjesztésének nehézségei riasztóan nagyok.

7. A vulkanizmusra visszavezethető anomáliák statisztikai vizsgálata a Kárpát-medence évi átlagh mérsékletének és csapadékátlagának id soraiban

7.1. A felhasznált adatok és forrásaik

7.1.1. A figyelembe vett vulkánok kiválasztása, jegyzéke

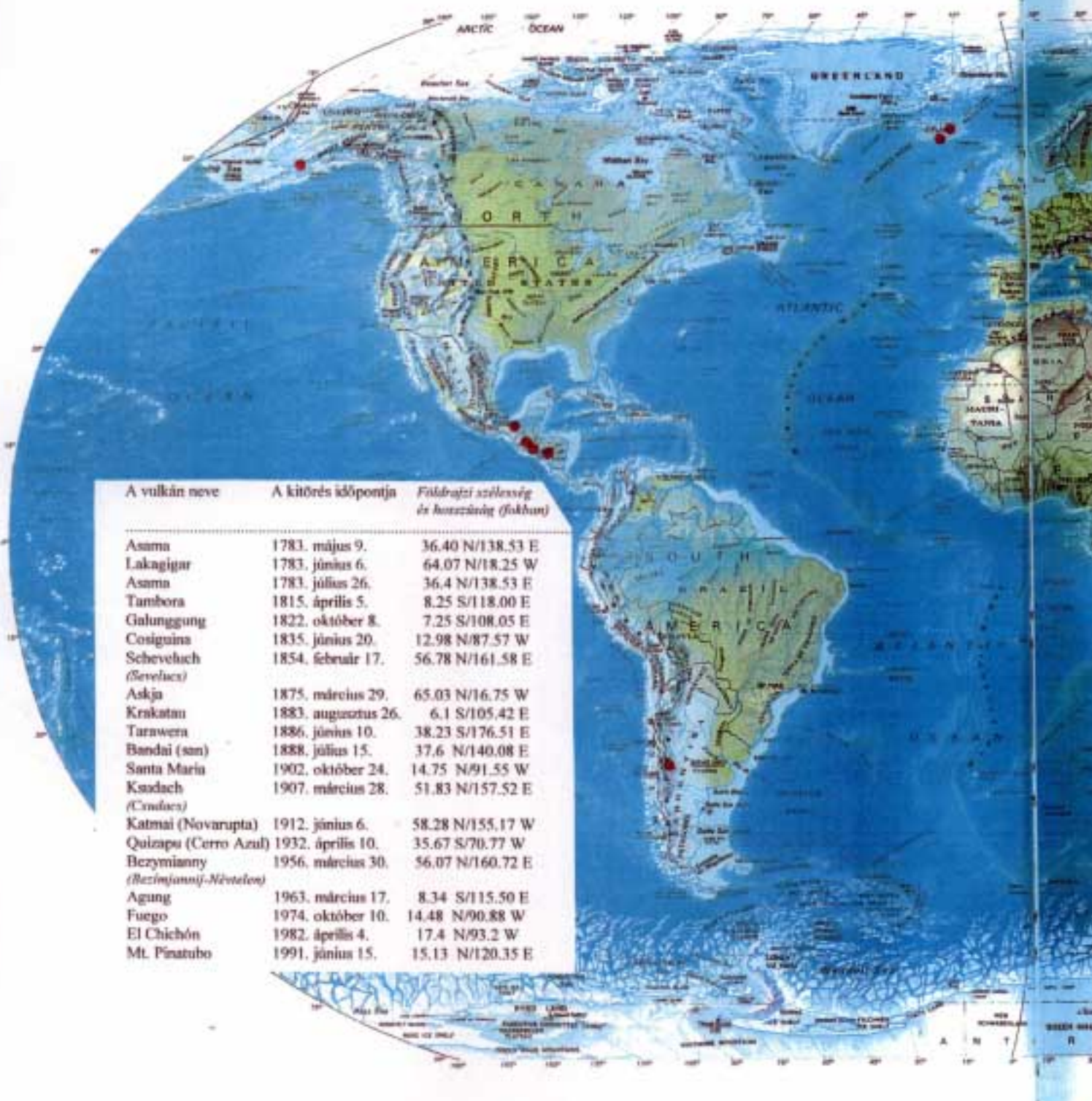
Az alapul vett kitörések jegyzéke magában foglalja az 1883 óta legnagyobbak tekintett 12 erupciót [86], amelyet a megel z id szakra vonatkozóan a már ismertett szempontok *együttes mérlegelésével* további hat évet megjelölve egészítettem ki. A következ táblázat az egyes kitörések főbb adatait is összefoglalja. A felsorolt vulkánok (hozzávet leges) földrajzi helyét - *19 db piros foltként* - a 6-7. ábrák mutatják. A felhasznált világtérkép Rand McNally "International Atlas" c. kiadványából (1977) származik.

Az értekezésben hivatkozott kisebb méret kitörések helyét a térkép nem ábrázolja, koordinátaikat a 10. táblázatban foglalom össze (lásd a függelék).

A vulkán neve	A kitörés id pontja	Földrajzi szélesség és hosszúság (fokban)	DVI/E _{max} .	VEI
Asama	1783. május 9.	36.40 N/138.53 E	600	4
Lakagigar	1783. június 6.	64.07 N/18.25 W	?	4
Asama	1783. július 26.	36.4 N/138.53 E	?	4
Tambora	1815. április 5.	8.25 S/118.00 E	3000	7
Galunggung	1822. október 8.	7.25 S/108.05 E	500	5 (?)
Cosiguina	1835. június 20.	12.98 N/87.57 W	4000	5
Scheveluch (Sevelucs)	1854. február 17.	56.78 N/161.58 E	?	5
Askja	1875. március 29.	65.03 N/16.75 W	1000	5
Krakatau	1883. augusztus 26.	6.1 S/105.42 E	1000	6
Tarawera	1886. június 10.	38.23 S/176.51 E	800	5
Bandai (san)	1888. július 15.	37.6 N/140.08 E	500	4
Santa Maria	1902. október 24.	14.75 N/91.55 W	600	6
Ksudach (Csudacs)	1907. március 28.	51.83 N/157.52 E	500	5
Katmai (Novarupta)	1912. június 6.	58.28 N/155.17 W	500	6
Quizapu (Cerro Azul)	1932. április 10.	35.67 S/70.77 W	70	5
Bezymianny (Bezímjannij-Névtelen)	1956. március 30.	56.07 N/160.72 E	30	5
Agung	1963. március 17.	8.34 S/115.50 E	800	4
Fuego	1974. október 10.	14.48 N/90.88 W	250	4
El Chichón	1982. április 4.	17.4 N/93.2 W	800	5
Mt. Pinatubo	1991. június 15.	15.13 N/120.35 E	1000	6

A kulcsévek (= a kitörések évei) elemzett kombinációiban való figyelembevételük révén a táblázat két további erupció adataival b vül:

Mt. Spurr	1953. július 9.	61.3 N/152.25 W	7	4
St. Helens	1980. május 18.	46.20 N/122.18 W	500	5



6. ábra: Az elmúlt 220 esztendő legnagyobb (explozív) vulkánkitöréseinek földrajzi eloszlása. A vulkánok helyét piros foltok jelzik a következő oldal (7.) ábráján is. A pontos koordinátákat a 6. ábrán látható táblázat ismerteti.

A fenti kitörések által megszabott, a statisztikai vizsgálatok során *kulcsévként* figyelembe vett (év)sorozatok kombinációit az alábbiak szerint alakítottam ki:

Az 1783-as, és 1991-es évek kitöréseit a külföldi és a hazai id sorok kezdeti és befejező szakaszának különböző sége, valamint a +/- 5 vagy +/- 4 évre terjed vizsgált periódusid miatt egyedileg elemeztem. Ezzel együtt az egyes kombinációk jele és tartalma:

A: 16 kulcsév - az első (1783) és az utolsó (1991) elhagyásával.

B: 14 kulcsév - az A szerinti, 1815 és 1822 elhagyásával (*elzetes vizsgálataim szerint klimatikus hatásuk a Pannon-medencében legalábbis alárendelt. Ennek egyik oka a déli félgömbön lévő, az Egyenlítőtől ugyan nem túlságosan távoli földrajzi elhelyezkedésük lehet).*

C: 12 kulcsév - mint a B, elhagyva még 1888. és 1932. éveket (e két vulkán túlságosan délre esik az Egyenlítőtől).

D: 16 kulcsév - mint A esetében, de 1902-t 1903-ra, 1974-t pedig 1975-re átírva (miután ezek a kitörések az adott esztendő vége felé zajlottak le).

E: 18 kulcsév - mint A esetében, figyelembe véve még az 1953. (Mt. Spurr) és 1980. (St.Helens) esztendőket.

F: 16 kulcsév - mint a B, 1953-tal és 1980-al kiegészítve.

G: 18 kulcsév - mint a D, 1953-al és 1980-al kibővítve.

7.1.2. H mérséklet

A jelenlegi határok szerint *külföldi* (havi, m szeresen észlelt) adatokat (°C-ban) az Országos Meteorológiai Szolgálat könyvtárában őrzött *World Weather Records* (Smithsonian Miscellaneous Collections) időrendbe állított kötetek közlik, az alábbiak szerint:

Időszak	A kötet száma	Keltezés
1775 (Wien/Bécs) - 1920	79.	1927. augusztus 22.
1921 - 1930	90.	1934. május 18.
1931 - 1940	105.	1947
1941 - 1950	-	1959
1951 - 1960	2. Európa	1966
1961 - 1970	2. Európa	1979. október
1971 - 1980	"	1987. május
1981 - 1990	"	1995. augusztus

A figyelembe vett földrajzi terület adatokkal rendelkező városai szerinti összeállításban:

Az adatsor (mérés) helye	Id tartama
Bécs	1775 - 1990
Belgrád	1888 - 1990
Bukarest	1857 - 1990
Graz/Thalerhof/Grác	1951 - 1990
Bratislava/Pozsony	1951 - 1990
Kassa	1951 - 1990
Zvolen/Sliac/Zólyom	1951 - 1990
Oradea/Nagyvárad	1951 - 1970 (!)
Timisoara/Temesvár	1951 - 1990
Zagreb/Zágráb	1951 - 1980 (!)

.....
Bukarest földrajzilag ugyan nem tartozik a vizsgált régióhoz, hosszú adatsorára tekintettel azonban az átlagok számítását a bukarestivel együtt és anélkül is elvégeztem. Belgrád id sora 1910 és 1920 között kétszer is megszakad, az 1931 - 1940 közötti id szak pedig teljesen hiányzik. Ezek, valamint az egyes állomások mérési id tartamának eltérései folytán az adatsor inhomogén.

A hazai, szintén °C-ban kifejezett, havi felbontású, ugyancsak *inhomogén* adatok felhasználásával

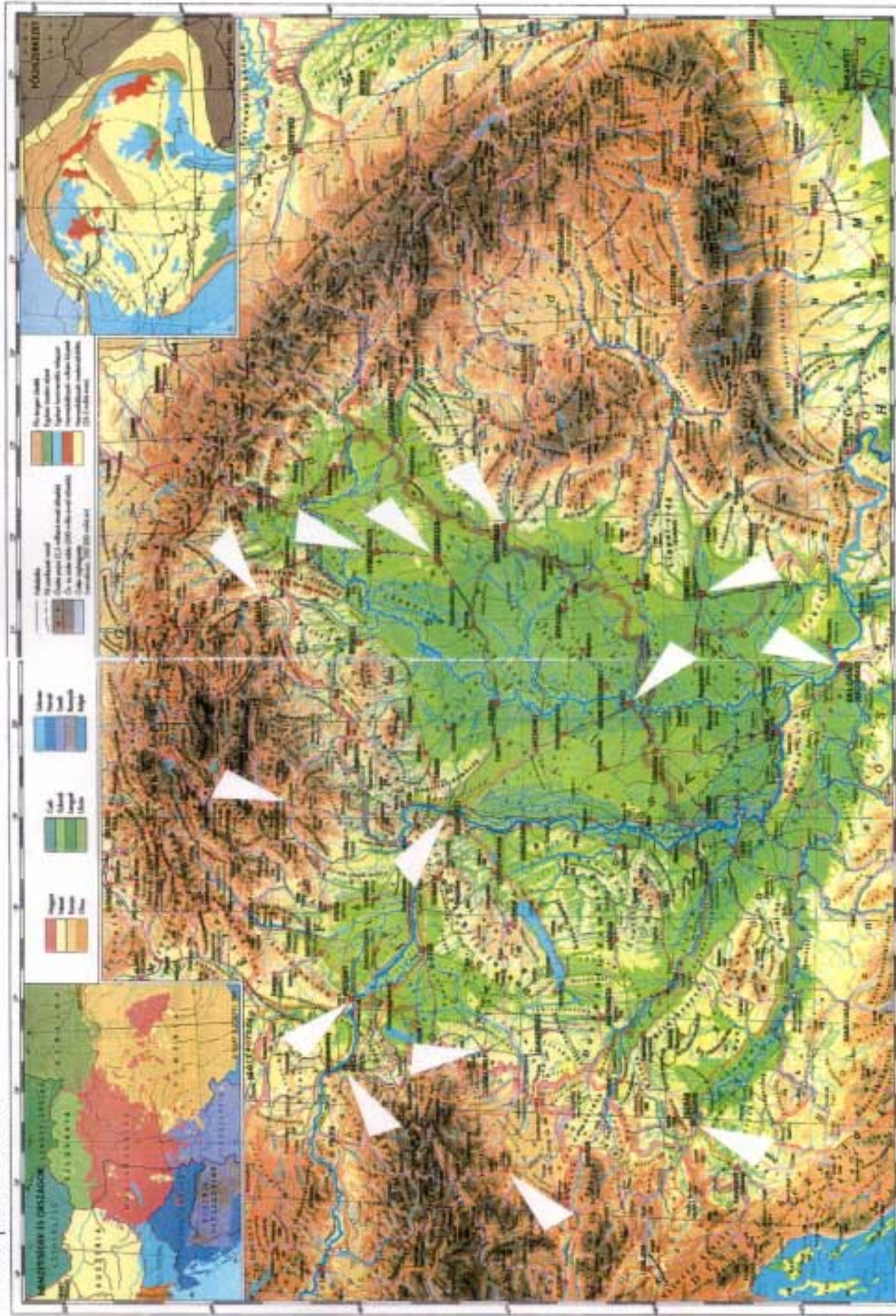
az 1780 - 1852 közötti id szakot Budapest (Meteorológiai Intézet) adataival,
 az 1853 - 1870-es intervallumot Budapest és Debrecen adatainak átlagával,
 az 1871 - 1882-es id közt Budapest-Debrecen-Nyíregyháza-Szeged adatainak átlagával,
 az 1883 - 1900-as éveket pedig a fentiek, és Szombathely adatainak átlagával jellemeztem.

A felsorolt városok földrajzi helyét - fehér nyilakkal jelölve - a *8.ábra* domborzati térképe mutatja. A térkép a STIEFEL Földrajzi Atlasz (Nemzeti Tankönyvkiadó) 18-19. oldala.

Az 1901 - 1999. szeptember közötti adatsort az Országos Meteorológiai Szolgálat bocsátotta rendelkezésemre, Budapest-Debrecen-Nyíregyháza-Szeged-Szombathely szükség esetén pótolta de nem homogenizált adatai felhasználásával. Ez az adategyüttes - a később hivatkozott csapadékadatokkal együtt - tartalmazza a vizsgált állomások eredeti adatait, az esetleges hiányok statisztikailag megalapozott pótlását, valamint az esetleges - okait tekintve csak részben ismert - megfigyelési inhomogenitások korrekcióját is.

A pótlás és a korrekció Szentimrey Tamás (1998 ; 1999 ; 2000) matematikus, az OMSZ tudományos munkatársa módszerével és számítása nyomán történt, amely az adatok statisztikai szerkezetének (tér-és id beli korrelációinak) optimális felhasználásán alapul. Az eljárás összesen kilenc magyarországi állomás havi adatait használja föl. Az OMSZ Budapest 1880 - 1992 közötti adatait - táblázatos formában, havi bontásban - is átadta. Mivel az adatokat nem közvetlenül az eredeti forrásokból vettem át, Szentimrey Tamás munkái az irodalomjegyzékben nem szerepelnek. A megel z id szak id sorát Magyarország Éghajlati Atlasza [55] közli.

A Kárpát-medence



8. ábra: A feltüntetett meteorológiai adatbázis állomáshelyei. Az egyes mérőhelyekre fehér nyílak mutatják.

0-100 m
 100-200 m
 200-300 m
 300-400 m
 400-500 m
 500-600 m
 600-700 m
 700-800 m
 800-900 m
 900-1000 m
 1000-1100 m
 1100-1200 m
 1200-1300 m
 1300-1400 m
 1400-1500 m
 1500-1600 m
 1600-1700 m
 1700-1800 m
 1800-1900 m
 1900-2000 m
 2000-2100 m
 2100-2200 m
 2200-2300 m
 2300-2400 m
 2400-2500 m
 2500-2600 m
 2600-2700 m
 2700-2800 m
 2800-2900 m
 2900-3000 m
 3000-3100 m
 3100-3200 m
 3200-3300 m
 3300-3400 m
 3400-3500 m
 3500-3600 m
 3600-3700 m
 3700-3800 m
 3800-3900 m
 3900-4000 m
 4000-4100 m
 4100-4200 m
 4200-4300 m
 4300-4400 m
 4400-4500 m
 4500-4600 m
 4600-4700 m
 4700-4800 m
 4800-4900 m
 4900-5000 m
 5000-5100 m
 5100-5200 m
 5200-5300 m
 5300-5400 m
 5400-5500 m
 5500-5600 m
 5600-5700 m
 5700-5800 m
 5800-5900 m
 5900-6000 m
 6000-6100 m
 6100-6200 m
 6200-6300 m
 6300-6400 m
 6400-6500 m
 6500-6600 m
 6600-6700 m
 6700-6800 m
 6800-6900 m
 6900-7000 m
 7000-7100 m
 7100-7200 m
 7200-7300 m
 7300-7400 m
 7400-7500 m
 7500-7600 m
 7600-7700 m
 7700-7800 m
 7800-7900 m
 7900-8000 m
 8000-8100 m
 8100-8200 m
 8200-8300 m
 8300-8400 m
 8400-8500 m
 8500-8600 m
 8600-8700 m
 8700-8800 m
 8800-8900 m
 8900-9000 m
 9000-9100 m
 9100-9200 m
 9200-9300 m
 9300-9400 m
 9400-9500 m
 9500-9600 m
 9600-9700 m
 9700-9800 m
 9800-9900 m
 9900-10000 m

7.1.3. A csapadék-id sorok

A Kárpát-medence évi csapadékmennyiségére vonatkozó id sor - amelyet a 7.1.2. pontban felsorolt vulkánkitörések tükrében vizsgáltam - forrásai a következők:

A külföldi adatoké azonos a 7.1.1. pontban felsoroltakkal. Itt csupán a városokat, és a (mm/hó dimenzióban megadott) csapadékmennyiségre vonatkozó id szakokat tekintem át.

Wien/Bécs	1851 - 1990
Belgrád	1888 - 1990
Bukarest	1865 - 1990
Graz/Thalerhof/Grác	1951 - 1990
Kassa	1951 - 1990
Zvolen/Sliac/Zólyom	1951 - 1990
Oradea/Nagyvárad	1951 - 1970 (!)
Timisoara/Temesvár	1951 - 1990
Zagreb/Zágráb	1951 - 1980 (!)

Hasonlóan a h mérsékleti adatokhoz, Belgrád adatsora 1931 - 1940. között teljesen hiányzik, valamint 1910 - 1920. között kétszer is megszakad. Emiatt, valamint az egyes állomások adatsorainak id beli eltérései folytán a csapadék-id sor is inhomogén.

A hazai vonatkozású (havi) csapadékadatok id sorának el állítása az alábbiak szerinti:

Az 1841 - 1853 közötti id szak Budapest (Meteorológiai Intézet) adataival ,
 az 1854 - 1866-es Budapest és Debrecen adatainak átlagaival,
 az 1867 - 1869-es Budapest - Debrecen - Nyíregyháza adatainak átlagával ,
 az 1870 - 1875-ös Budapest - Debrecen - Nyíregyháza - Szeged adatainak átlagával,
 az 1976 - 1900-as a fenti négy város, valamint Szombathely adatainak átlagával jellemzett,
 az 1901 - 1999. (október) közötti id sort - amely ugyancsak a h mérsékleti adatok kapcsán írottak szerint állt össze - az OMSZ bocsátotta rendelkezésemre.

Budapest 1881 - 1992. közötti csapadék-id sorát szintén az Országos Meteorológiai Szolgálat küldte meg.

A (hazai) csapadékadatokat 1960-ig - a h mérsékleti id sorokhoz hasonlóan - az [55] közli.

7.2. A "vulkáni jel" kimutatására használt módszer

Az alkalmazott statisztikai eljárás ("superposed epoch analysis method" - SEAM) diszkrét események által keltett gyenge jelek (zavarok) kimutatására alkalmas, olyan esetekben, amikor az adatsor (id sor) "háttérzaja" nagyságrendileg várhatóan a diszkrét események által keltett zavarokkal azonos. A szóban forgó, a meteorológiában [64] is elterjedt módszert használta vulkáni eredet (nek vélt) anomáliák kimutatására pl. Mass-Schneider [57], Taylor - Gal-Chen - Schneider [105], hazai viszonylatban Papp [68-72] és Lukovszki [54].

A vizsgálat során az adatsor az évi átlagh mérséklet és az (évi) csapadékátlag menete, a "háttérzaj" annak változékonysága, végül, a "zavar" a vulkánkitörések által el idézett (legalábbis annak tulajdonítható) átmeneti jelleg (tranziens) változás, a "vulkáni jel" (*volcanic signal*).

Els lépésben a vulkánkitörések jegyzékéb l az ún. kulcsévek határozandók meg ; ezek a kiválasztott kitörések éveivel azonosak. Jelölésekkel:

$$K_0^i(i | 1, \dots, n)$$

ahol i a figyelembe vett kulcsévek elemszáma, a 0 index pedig a kitörés évére utal.

Ezután minden egyes kulcsévre vonatkozóan összeállítandó az el z tíz év, és a kitörés évét követ tíz esztend (évi)átlagh mérsékletéb l (H) vagy évi átlagos csapadékmennyiségéb l képzett 2l elem adatsor, amely tartalmazza a kitörés évét is. Szimbólumokkal:

$$H_{410, \dots, 41}^i, H_{0, \dots, 10}^i, \quad i = 1, \dots, n$$

Végül a fenti módon összeállított sorozatok megfelel elemeinek összege

$$(OH_{410}^i, \dots, OH_0^i, \dots, OH_{10}^i)$$

osztandó a sorozatok számával (i = 1, ..., n).

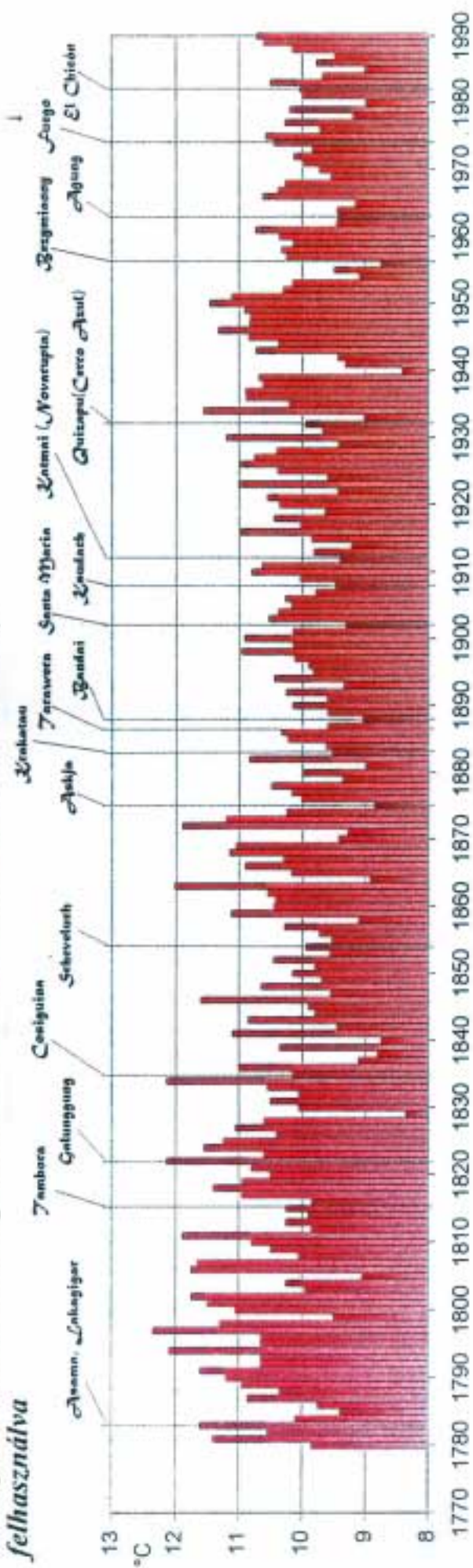
A *SEAM is* - mint minden átlagolás - a figyelembe vett kitörések számától algebrailag függ *átlagot* ad meg, tehát elvileg nem kizárt, hogy a vulkáni jelalak valójában egyik kitörésre sem igaz. A kapott jel a figyelembe vett adatoktól is függ , a közös vonások *trendje*, amely a vulkánkitörésekkel kapcsolatos finom légköri áttételeket a bemutatott mechanizmusok közvetítésével, bizonyos részletek vonatkozásában máig csak sejtett módon *hordozhatja*. Az el bbi meggondolásból a káoszelmélet szóhasználatából kölcsönözve talán célszerű bb lenne *vulkáni jel helyett a vizsgált id sorok "vulkáni mintázatáról"* beszélni.

7.3. Az évi középh mérséklet id soraival kapcsolatos eredmények

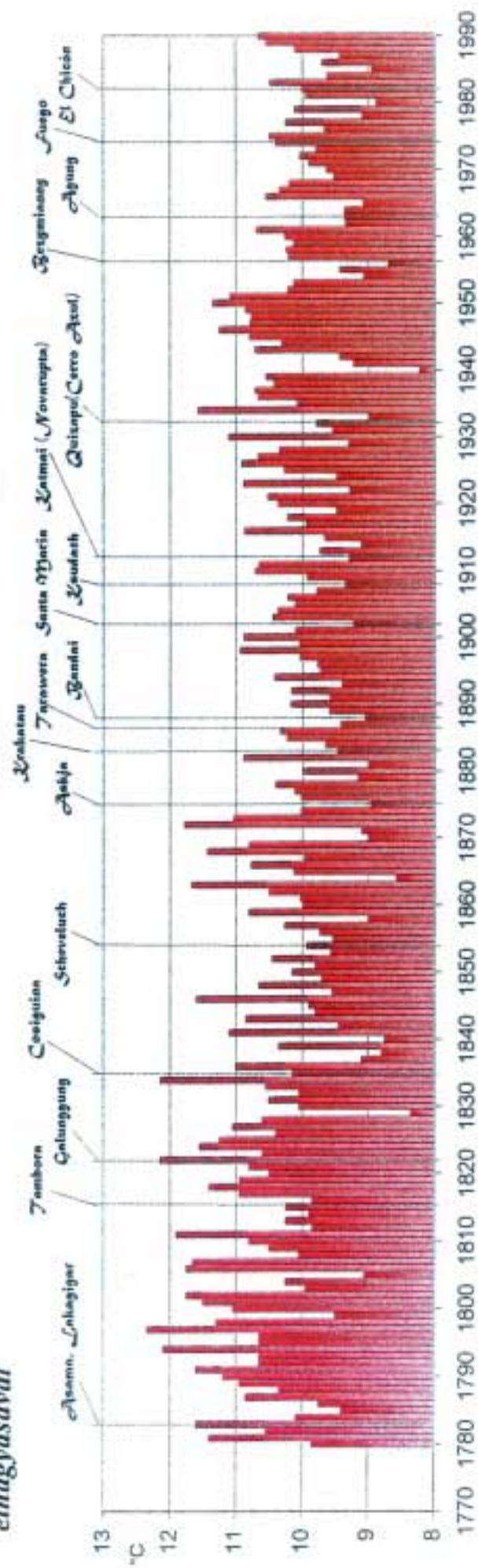
A bemutatott adatbázis nyomán összeállított négy id sort a 9. és a 10. ábra grafikonjai szemléltetik, a vulkánkitörések nevének és évének feltüntetésével. Bukarest adatainak elhagyása és azok figyelembe vétele az *egyik*, a mai Magyarország határain túlról - *külföldr l* - származó adatsoroknak a Kárpát-medence jellemzésére *összeállítható* h mérséklet-id sorról történ leválasztása pedig a *másik* kombináció.

Pontosításként jegyzem meg, hogy földrajzilag a Kárpát-medence a Grazi-medencéb l, a Kisalföldb l, a Nagyalföldb l (↓ ez utóbbi kett t együtt Pannon-medencének hívják), és az Erdélyi-medencéb l áll, amelyet alacsony középhegységek (pl. a Dunántúli- és az Erdélyi-) tagolnak. A Bécsi-medence és a Kelet-Szlovákiai (Transzkárpáti-)medence a küls -kárpáti flistakarók bels pereméhez közel, az eoalpi takarókon van. A rendelkezésre álló meteorológiai adatsorok azonban megszabják a kiterjesztés korlátait ; ezek nem illeszkednek pontosan a földrajzi határokhoz. Így a felhasznált id sorok és a bel lük kapott eredmények kisebb részben a Kárpátokra is vonatkoztathatók. Ez a meggondolás indokolja az el z bekezdés "összeállítható" jelz jének használatát és kurzív szedését.

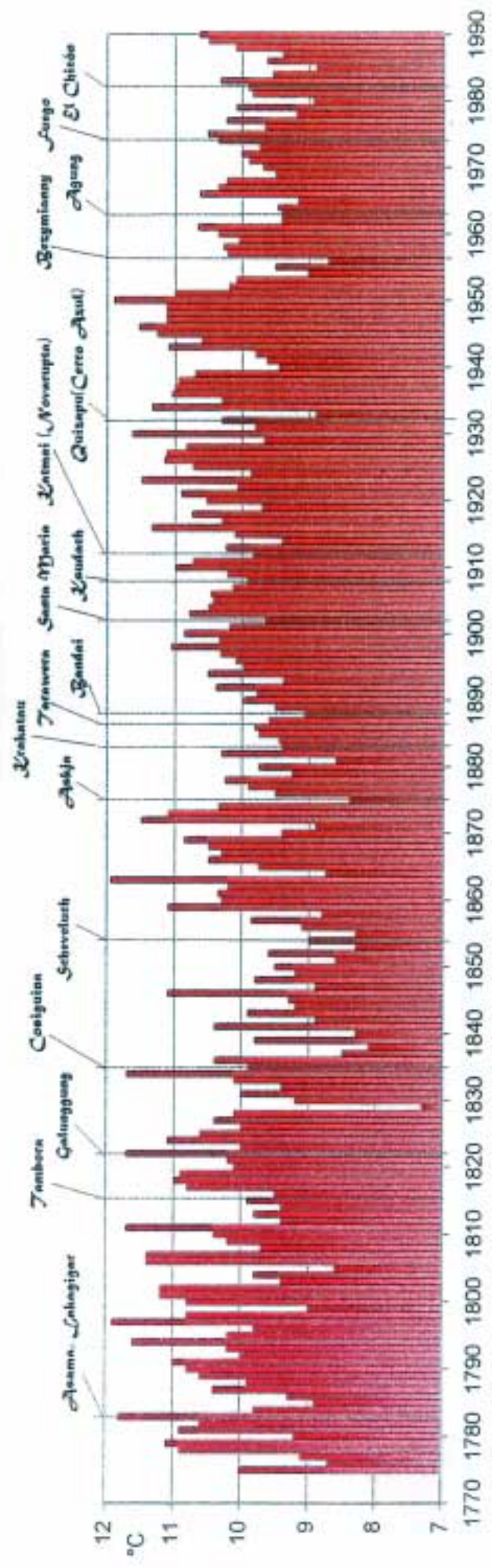
A Kárpát-medence évi átlaghőmérsékletének alakulása Bukarest adatait is felhasználva



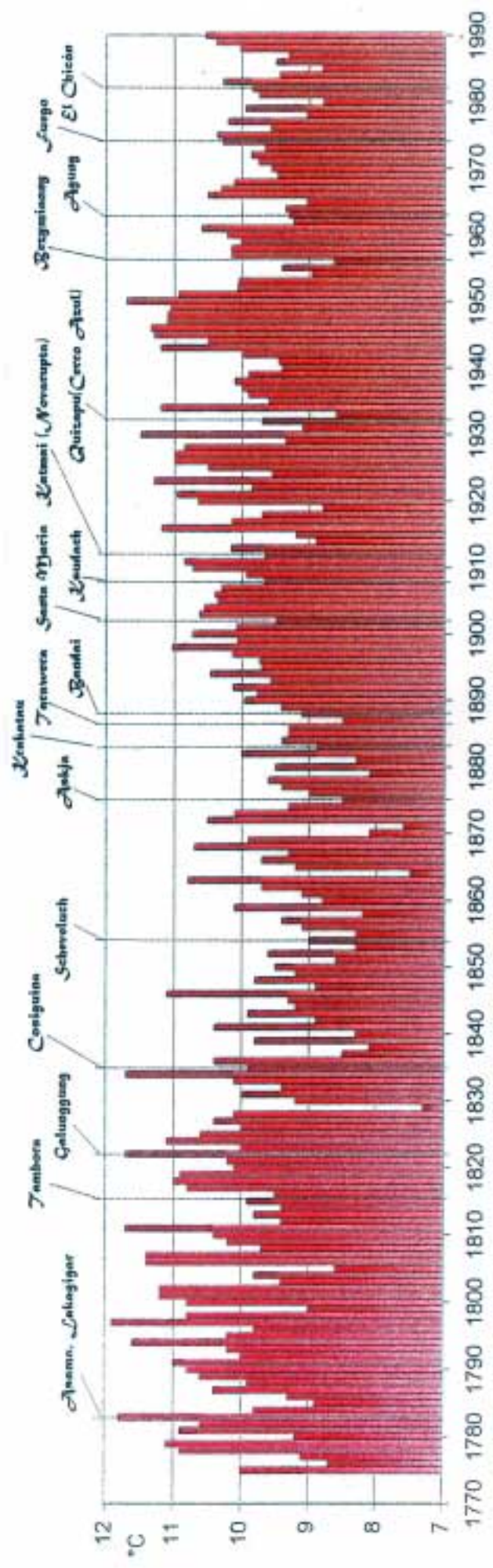
A Kárpát-medence évi átlaghőmérsékletének alakulása Bukarest adatainak elhagyásával



A külföldi városok évi átlaghőmérséklete Bukarest adatainak felhasználásával



A külföldi városok évi átlaghőmérséklete Bukarest adatainak elhagyásával



Egyes kitöréseket *átmeneti leh és* követett (pl. Asama, Lakagigar), mások *eleve leh és* *lési periódus vége el tt* zajlottak (pl. a Tambora, Bezímjannij), és van er teljes leh és, amely *inaktív id szakon belüli* (pl. 1940 - 41.). Ezt a leh és - egyik nem publikált feljegyzésének kézírata alapján - *Hédervári Péter* részben a II. világháború antropogén légkörszennyezésének tulajdonította. Az Askja esetében a kitörést követ három évben *emelkedett a h mérséklet*. Részben az adatbázis inhomogenitása miatt - másrészt az ingadozások általános okainak kutatása sem lévén célom - nem elemzem pl. a külföldi városok h mérsékletének menetében látható, nagyperiódusú , 1820 - 1890. közötti leh és (amely a másik két oszcillogramon elmosódó). Kiemelend viszont, hogy ebben az id szakban mindössze három, egymástól id ben távoli (diszkrét), a jegyzékben is említett kitörés volt. Szembet n az 1880-1890-es, nagy kitörésekkel terhelt évtizedet kísér és azt követ tendenciózus h mérséklet-emelkedés is, mindamellet, hogy a Krakatau kitörését *leh és* követte (a részleteket kés bb tárgyalom).

A fentiek szerint - szó szerint els látásra - csaknem mindegyik elvi lehet ségre található példa.

A már említett kombinációk (Bukarest adatainak elhagyása/figyelembe vétele, és a kitörések/kulcsévek különféle csoportosítása) szerint a SEAM alkalmazásával kapott eredményeket a következ öt oldal diagramsorozata mutatja (11-15. ábra).

A 25 diagramból az alábbiak olvashatók ki:

- *Az összes diagramot egyidej leg nézve, a kitörés évében mindegyik visszaesést (leh és) mutat a kitörést megelő z évhez mérten. A minimumot (0.03 - 0.1°C) a Bukarest nélküli külföldi adatok A, D és G kombinációi, a maximumot pedig a hazai adatsorból kapott C kombináció képviselik 0.65 °C-os leh és*ssel.

Ugyanez az adatkár a Kárpát-medencére

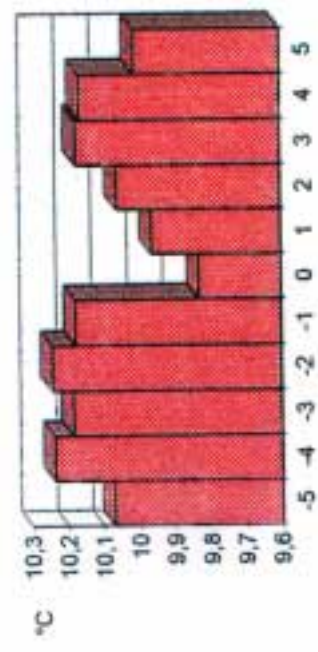
	Minimum		Maximum
Bukarest adataival	0.26 (D)	és	0.60 °C (C),
Bukarest nélkül	0.22 (D)	és	0.57 °C (C).

- A vulkáni jel a kitörés évében kezd dik, a retrográd folyamat (azaz felmelegedés nagyjából az el z évek átlagára) a kitörést követ (+1) évt l legföljebb a (+) 3. vagy (+) 4. évig tart. Tehát a jel aszimmetrikus - a *leh és sebessége nagyobb*.

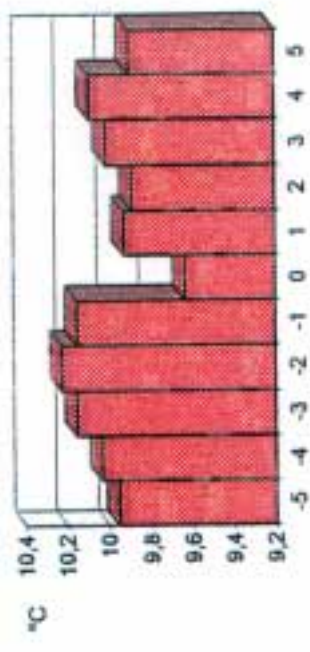
- A vulkáni jelalakot illet en: A kitörés évében jelzett 0.3 - 0.5 °C-os leh és követ legszabályosabb, közelít leg lineáris, a (+) 3. évben befejez d visszaállást az A és E kombinációk mutatják, a hazai és a Kárpát-medence egészére vonatkozó adatok tükrében egyaránt. A leh és mértéke a Kárpát-medence egészére vonatkozóan kb. 0.1 °C-al kisebb a hazai adatsorokon nyugvóhoz mérten. Ezek a kombinációk a kulcsévet megelő z en csupán *jelentéktelen, legföljebb a zavarokkal közel azonos nagyságrend trendet* (más okokra visszavezethet leh és vagy melegedést) mutatnak.

Kárpát-m. Bukaresttel

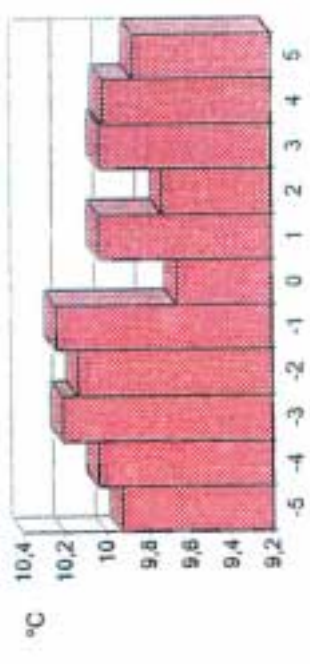
A kombináció



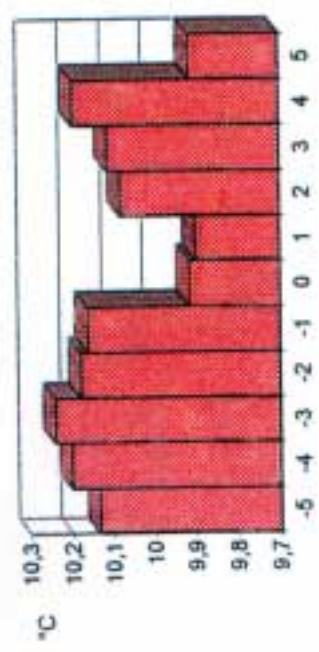
B kombináció



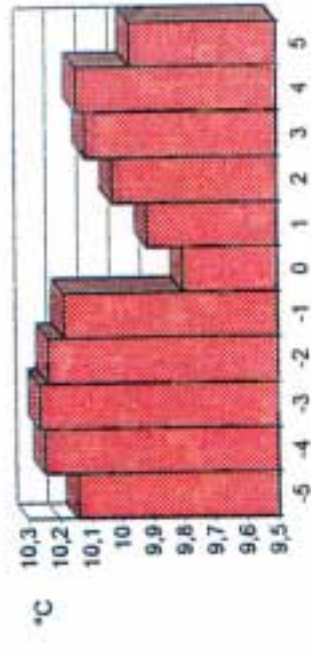
C kombináció



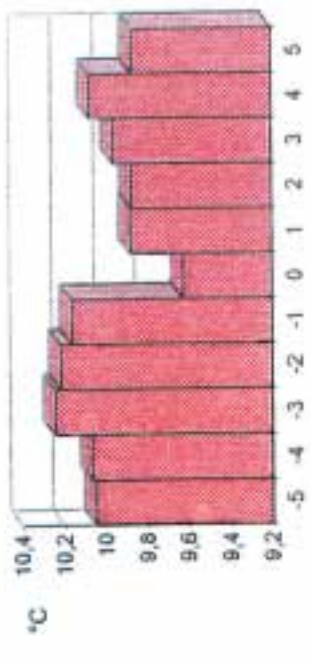
D kombináció



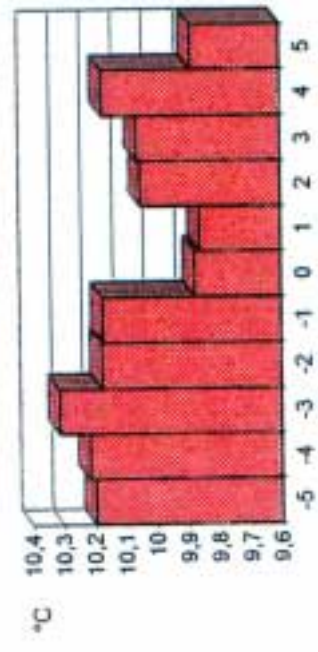
E kombináció



F kombináció

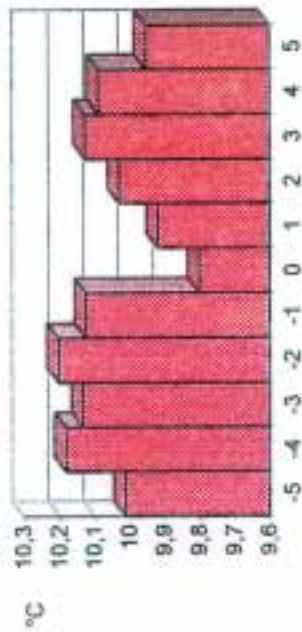


G kombináció

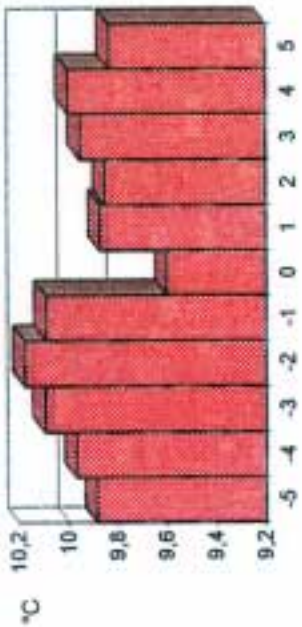


11. ábra: A (évi közép)hőmérsékletből kapott vulkáni jel (Kárpát-medence, Bukaresttel)

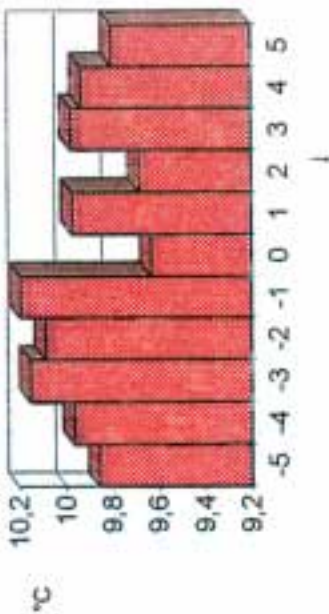
A kombináció



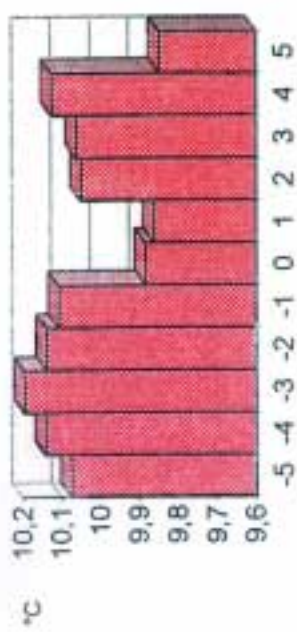
B kombináció



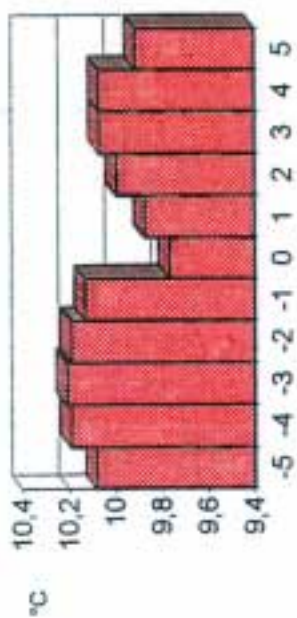
C kombináció



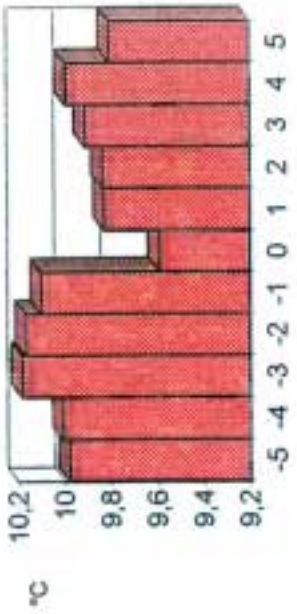
D kombináció



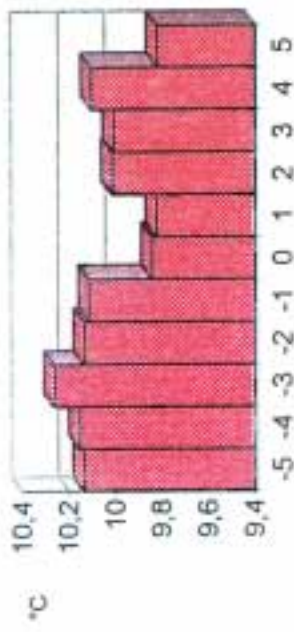
E kombináció



F kombináció

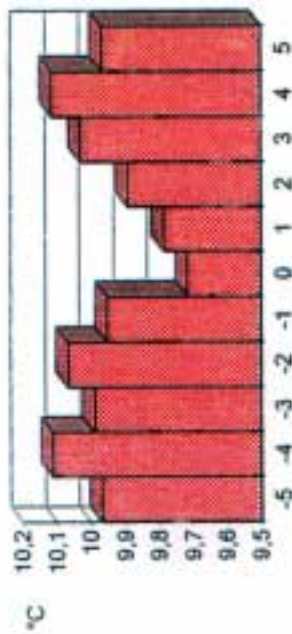


G kombináció

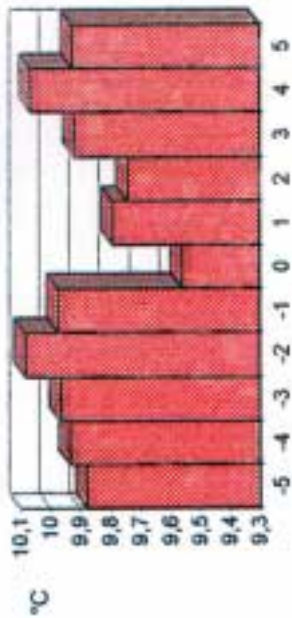


12. ábra: (Kárpát-medence, Bukarest nélkül)

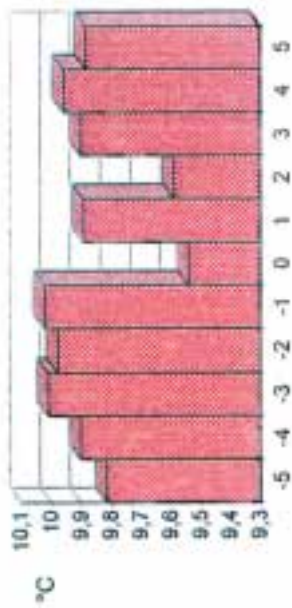
A kombináció



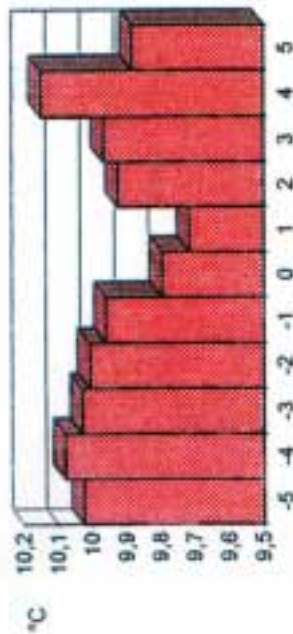
B kombináció



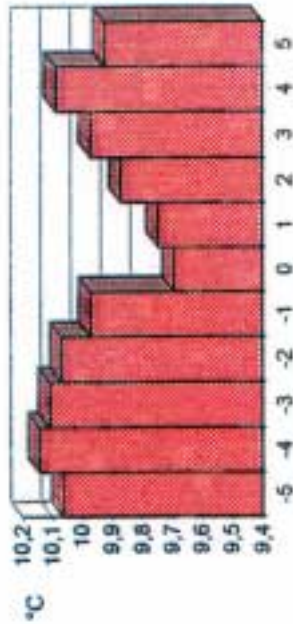
C kombináció



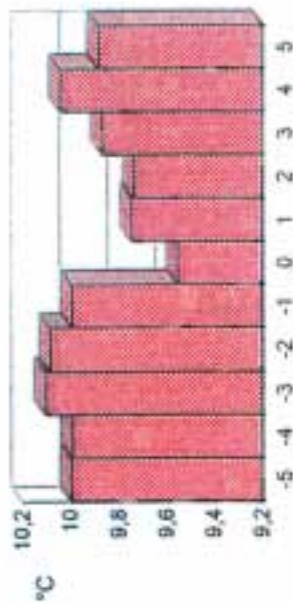
D kombináció



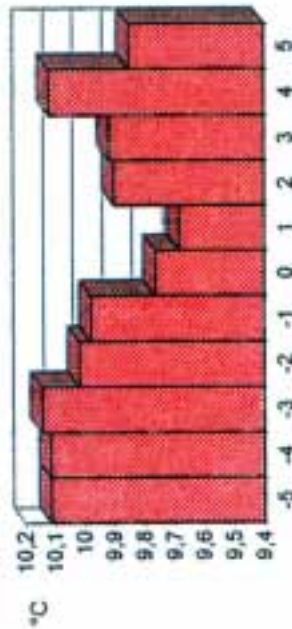
E kombináció



F kombináció

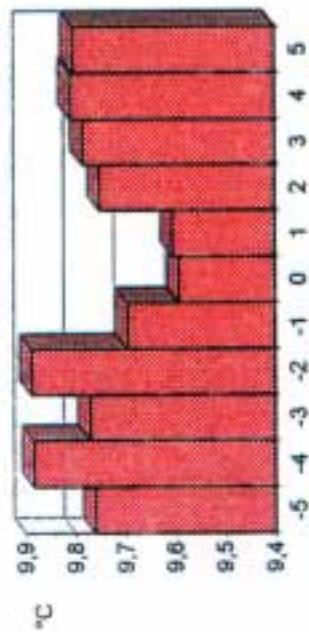


G kombináció

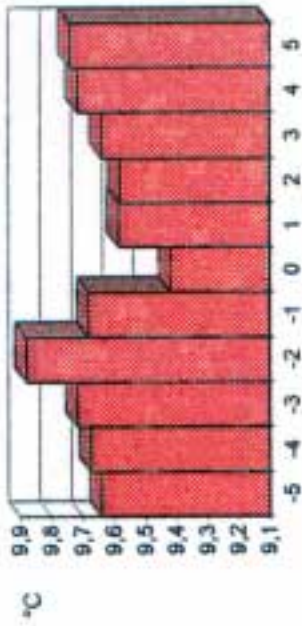


13. ábra: A külföldi városok (évi közép)hőmérsékletéből kapott vulkáni jel (Bukarest adataival együtt)

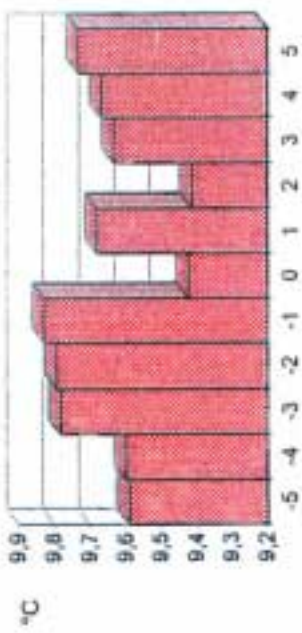
A kombináció



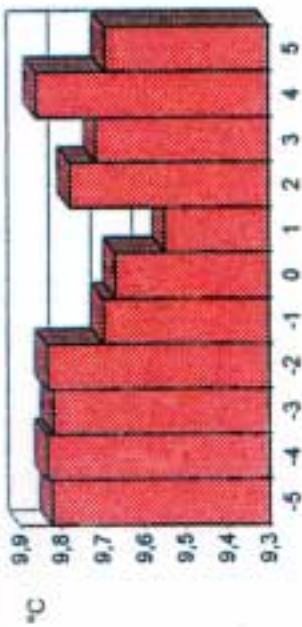
B kombináció



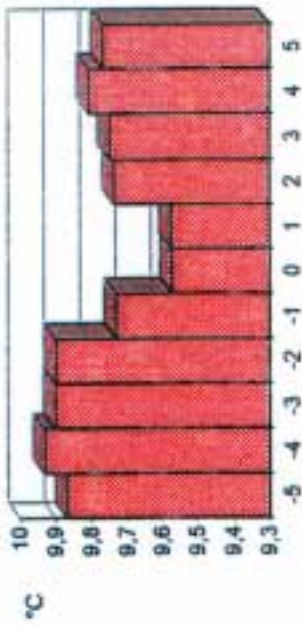
C kombináció



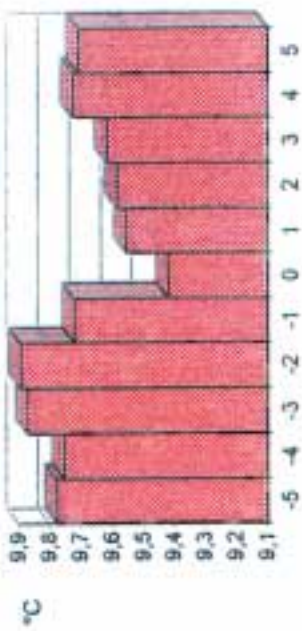
D kombináció



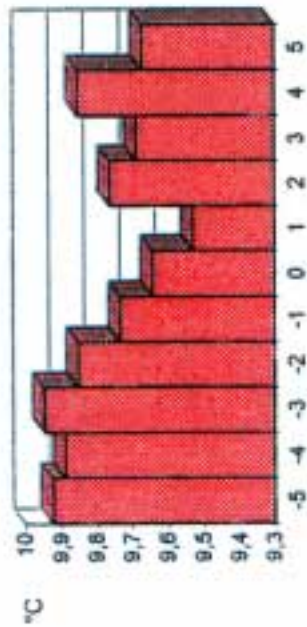
E kombináció



F kombináció

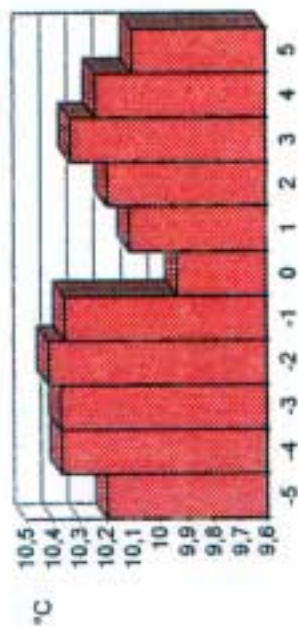


G kombináció

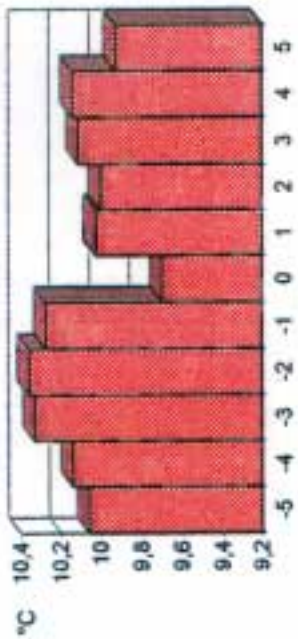


14. ábra: (Külföldi városok, Bukarest nélkül)

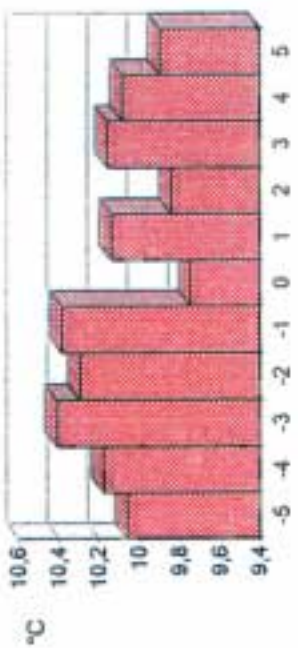
A kombináció



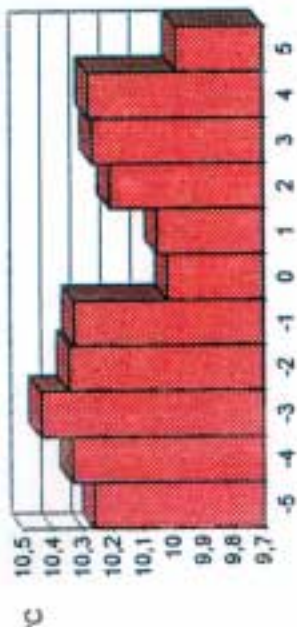
B kombináció



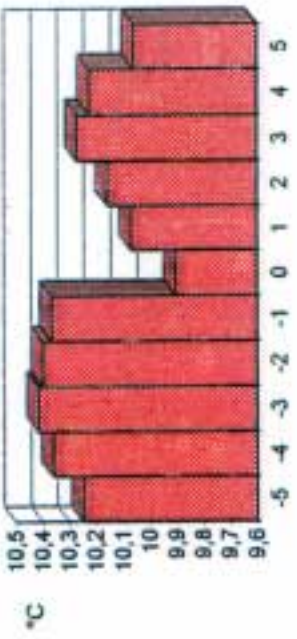
C kombináció



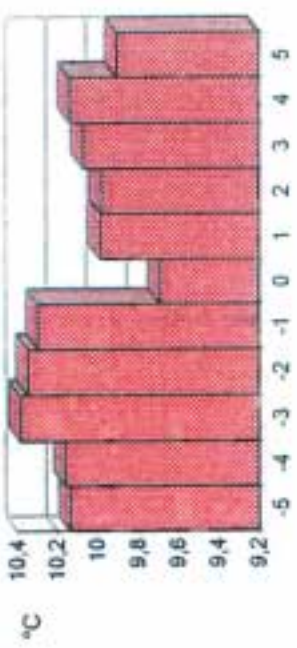
D kombináció



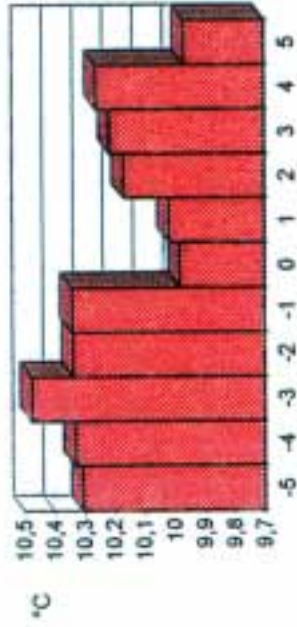
E kombináció



F kombináció



G kombináció



15. ábra: A Magyarország (évi átlag) hőmérsékletéből kapott vulkáni jel

- Az el z bekezdés legszabályosabb felfutású (A és E) kombinációinak összevetéséb l adódik, hogy a hazai adatoknak a Kárpát-medencére való kiterjesztésével a jel gyengül, a bukaresti adatok pedig er sítik azt, ugyanakkor a grafikonok jellege alapjaiban nem változik.

Bonyolultabb a helyzet pl. a külföldi adatok G, D (el zetes leh lési tendencia) illet leg a Kárpát-medence B, C kombinációi (el zetes felmelegedési tendencia) esetében. A vulkáni hatás els látásra az utóbbi esetben meggy z bb, mivel a vulkáni jel felmelegedési trendre rakódik. Ebben az esetben kisebb mérték a dilemma, hogy a vulkáni jelb l mekkora hányad tulajdonítható pl. az el zetes leh lési trendnek. Arra gondolva viszont, hogy a felmelegedés is lehet vulkanizmus következménye, a probléma - tehát a trendr l történ vulkáni jel-leválasztás kényszere - ebben az esetben is adott. A C kombinációkban látható, a kitörési évet követ (+) 1. évben mutatózó felmelegedés és a (+) 2. év leh lése is lehet egészében vulkáni természet , mégis - az ismereteink mai tükrében - a bizonytalanság a kitörés évet l eltelt id vel valószínűleg n . Tovább bonyolítják a helyzetet a létez nek elfogadott, de részleteit tekintve még nem világos mechanizmusú egyéb klímafaktorok (pl. a naptevékenység) megnyilvánulásai az id sorokban. Az eddigi eredmények szerint azonban a klasszikus mér helyeken (földközelségben) kapott adatokban azonosított vulkáni hatás "integrált kimenete" a vizsgált földrajzi helyeken leh les.

- Bukarest adatsora a vulkáni jelet - a jelleget változatlanul hagyva - a már említett eseteken kívül az F kombinációk esetében is er síti (tehát a koordináta-rendszerben lefelé tolja el).

- A kitörés évében bekövetkezett leh les mértékének maximuma (0.5 °C körüli) megegyezik a Lukovszki [54] által az 1881-1992 közötti kitörések figyelembevételével kapott eredménnyel (bár a két vizsgálat során figyelembe vett erupciók - nyilván a kisebbek vonatkozásában - az azonos id tartamon belül is eltérnek egymástól).

- A saját, korábbi eredményeimmel [67,69] - ezek kivonata a bemutatott 16. ábra és a hozzá-tartozó 2. táblázat - egyez en, az A és B kombinációk jelének összevetéséb l kit nik, hogy a Tambora (1815) és Galunggung (1822) kitörése a kulcsévben hazánkban felmelegedést, a (+) 1. évben pedig leh lést okoz(hat)ott az évi átlagh mérséklet menetében (a vulkáni jel a fenti két erupció figyelmen kívül hagyásával er sődik és kismértékben jelleget vált az el z munkáimban, és a jelenleg használt adatbázisból kapott eredmények csaknem mindegyike szerint).

- A B és C kombinációk összehasonlítása alapján a Bandai (san, 1888) és a Quizapu (1932) kitörésének következményei a (+) 2. évben felmelegedést váltottak (válthattak) ki - lásd a két diagram szuperpozícióját vagy különbségeit.

- Az A és D összevetése arra vezet, hogy az átírt kulcsévekben annak ellenére is leh les mutatkozott, hogy e kitörések (1902 ; 1974) októberben zajlottak, mivel a D kombináció kulcsévében az A-hoz képest csökken, a (+) 1. évben pedig növekszik a jel. Erre a hatásra utal az A - G kombinációk összehasonlítása is a Kárpát-medence egészét jellemz , valamint a hazai adatsorok tekintetében egyaránt.

- A kulcsévet megelőz id szak tendenciózus csökkenése a külföldi adatokon nyugvó diagramokat (D és G kombinációk) jellemzi. Értelmezésük er sen spekulatív lehet csupán - a vulkáni hatás (ha van) elmosódott, a trendr l alig választható le.

Annak vizsgálatára, hogy a kitöréseket követ id szak változásai mennyire szignifikánsan térnek el a naptevékenység következményeire is tekintettel 21 évnek választott id tartamra jellemz átlagoktól, másokhoz [57] és az el z munkáimhoz [68,69] hasonlóan a

Student-eloszláson alapuló *t-próbát* alkalmaztam. Az eredményeket a 3. táblázat ismerteti, három oldalon összefoglalva.

Az I. halmaz a 7.1.1. alfejezet jegyzékében feltüntetett vulkánkitörésekből adódó kulcséveket középen tartalmazó 21 éves periódusok h mérsékleti átlagai (elemszámuk a vizsgált periódusba es kitörések számával azonos), a II. halmaz értelmezése a táblázatban látható. A szabadságfokok száma kettővel kevesebb az (egyébként azonos) elemszámok összegénél. A kiválasztott kombinációk mellett azoknak az elméletileg elvárhatóhoz közeli jelalakja (kezdetben nagymértékű, drasztikus csökkenés, majd fokozatos felmelegedés) szól.

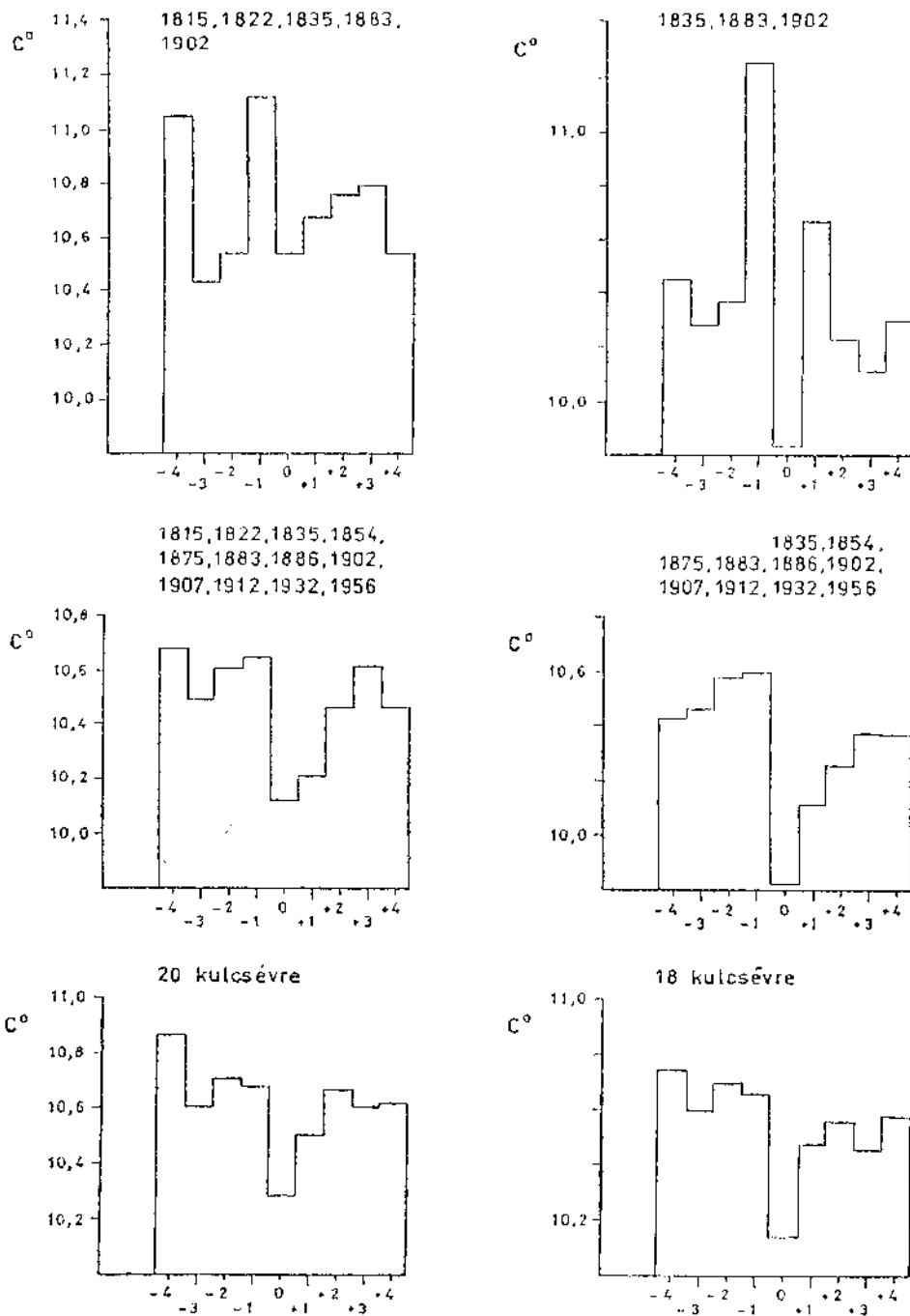
A 3. táblázat eredményei szerint:

- A 0...+3 években mutatkozó minimum 99.9 %-os valószínűségi szinten *eltér* az ún. alapsokaságtól, *függetlenül* a kitörések csoportosításától (*A* és *E*), valamint a h mérsékleti adatok választott részhalmazától (Kárpát-medence, külföldi és hazai adatok - az első kettő halmaz pedig Bukarest adataival és azok nélkül) ;
- A két kombináció közül kivétel nélkül az *E* utal szorosabb összefüggésre. Ez a tény a Mt. Spurr és a St. Helens hatását valószínűsíti ;
- Minden esetben valamivel szorosabb a kapcsolat Bukarest adatainak figyelembevételével, mindkét vizsgált (*A* és *E*) kombinációnál (a 11-15. ábra diagramjaiból adódó következtetésekkel is összefüggésben), a 0+1 évek, valamint a 0...+3 évek átlagait illetően egyaránt ;
- A 0+1 évek, valamint a 0...+3 évek átlagai vonatkozásában a magyarországi adatokkal mutatott kapcsolat gyengébb, mint a Kárpát-medence egészére kiterjesztett adatbázis esetében. A hazai és a külföldi (Bukarest elhagyásával kapott) adatokkal mutatott kapcsolat számszerűen csaknem azonos szignifikanciát mutat ;
- A *legalacsonyabb* (40 %-os) valószínűségi szint az *A* kombinációban (külföldi adatok Bukarest nélkül + hazai adatok ↓ Kárpát-medence Bukarest nélkül), a 0...+3 évek átlagaival való kapcsolatkeresést illetően mutatkozott.

7.4. Az évi csapadékmennyiség id sorainak vizsgálata

7.4.1. A SEAM alkalmazása során használt kitörés/kulcsév-csoportok

A csapadékmennyiség mérése később kezdődött, mint a h mérsékleté, ezért a csapadék id sorai rövidebbek. Így az egyes kulcsév-kombinációk több vonatkozásban eltérnek az előzőekhez képest. Miután a hazai (budapesti) mérések 1841-ben kezdődtek, a magyarországi és a külföldi adatbázisra (illetve leggyakrabban ezeknek az átlagára) "illesztett" kulcsévszámok között az eltérés egy (1854). Az egyes kombinációk jele és tartalma (zárójelben a hazai adatokra vonatkozó kulcsévek száma látható):



16. ábra: Hazánk évi átlaghőmérsékletének változása a kitérést megelőző, illetve követő négy éves időszakban, a SEAM eredményei szerint, az 1780-1960 közötti adatok figyelembevételével, a korábbi vizsgálataim [68,69] alapján. Az ábrákon feltüntetett számok a kitérés évek (kulcsévek). A(z *itt*) számításba vett vulkánok jegyzékét a következő oldal (2.) táblázata ismerteti.

2. táblázat

(A táblázat azokat a kitöréseket sorolja föl, amelyek a 16. ábrán bemutatott diagramokat eredményezték)

Külső- évek	Vulkánok	Földrajzi hely		Időpont	DVI	VEI
		hosszúság	szélesség			
1815	Tambora	+115°	-8°	1815. április	3000	7
1821	Eyjafjallajokull	-19,5°	+63,5°	1821. december	100	-
1822	Vezúv	+14°	+41°	1822. okt. - nov.	150	-
1822	Galunggung	+108°	-7°	1822. október	500	5
1826	Kelud	+11,25°	-8°	1826. október	300	-
1829	Klucsevszkaja	+160,5°	+56°	1829. szeptember	100	-
1831	Giulia	+(12-13)°	+37°	1831. július	200	-
1831	Babuyan	+122°	+19°	1831. júl. - aug.	300	-
1835	Coscuquina	-87,5°	+13°	1835. január	4000	5
1846	Hekla	-19,5°	+64°	1845. szeptember 1846. április	250	4
1846	Amargura	-174°	-18°	1846	1000	-
1854	Sevelucs	+161,6°	+56,8°	1854. február	-	5
1856	Cotopaxi	-78°	-1°	1855. nov. - dec. 1856. december	- 700	- -
1861	Makjan	+127,5°	+0,5°	1861. december	800	-
1875	Askja	-17°	+65°	1875. márc. - ápr.	300	5
1883	Krakatau	+105,5°	-6°	1883. augusztus	1000	6
1886	Falcon Isl.	-175°	-20°	1885. október 1886	- 300	- -
1886	Tarawera	+176,5°	-38,5°	1886. június	400	5
1886	Niafu	-175,5°	-16°	1886	300	-
1888	Ritter Isl.	+148°	-5,5°	1888. március	250	-
1888	Bandai san	+140°	+38°	1888. július	250	4
1902	Mt. Pelée	-61°	+15°	1902. május	100	4
1902	Soufrière	-61°	+13,5°	1902. május	300	4
1902	Mt. Pelée	-61°	+15°	1902. május	-	4
1902	Santa Maria	-92°	+14,5°	1902. október	600	6
1907	Csudacs	+157,5°	+51,8°	1907. március	-	5
1912	Katmai	-155°	+58°	1912. június	150	6
1932	Quizapu	-70,8°	-35,7°	1932. április	-	5
1956	Bezímjannij	+160,7°	+56,1°	1956. március	-	5

A DVI-értékek LAMB [50], a VEI-értékek NEWHALL és SELF [63] nyomán. Keleti hosszúság - északi szélesség: pozitív; nyugati hosszúság - déli szélesség: negatív.

**Kárpát-medence Bukaresttel
A kombináció**

Kulcsévek	I. halmaz	Elemzés	II. halmaz	Elemzés	Szabadságfokok száma	t	Valószínűségi szint (%)
1815-1982	21	15	0+1 évek átlaga	15	28	1,636001	88
1815-1982	21	15	0...+3 évek minimuma	15	28	5,736072	99,9
1815-1982	21	15	0...+3 évek átlaga	15	28	0,810002	57

E kombináció

Kulcsévek	I. halmaz	Elemzés	II. halmaz	Elemzés	Szabadságfokok száma	t	Valószínűségi szint (%)
1815-1982	21	17	0+1 évek átlaga	17	32	2,086697	95
1815-1982	21	17	0...+3 évek minimuma	17	32	6,604072	99,9
1815-1982	21	17	0...+3 évek átlaga	17	32	1,244171	77

**Kárpát-medence Bukarest nélkül
A kombináció**

Kulcsévek	I. halmaz	Elemzés	II. halmaz	Elemzés	Szabadságfokok száma	t	Valószínűségi szint (%)
1815-1982	21	15	0+1 évek átlaga	15	28	1,499867	85
1815-1982	21	15	0...+3 évek minimuma	15	28	5,529316	99,9
1815-1982	21	15	0...+3 évek átlaga	15	28	0,668458	40

E kombináció

Kulcsévek	I. halmaz	Elemzés	II. halmaz	Elemzés	Szabadságfokok száma	t	Valószínűségi szint (%)
1815-1982	21	17	0+1 évek átlaga	17	32	1,931215	93
1815-1982	21	17	0...+3 évek minimuma	17	32	6,378299	99,9
1815-1982	21	17	0...+3 évek átlaga	17	32	1,08215	71

*Külföldi adatok Bukaresttel
A kombináció*

Külsővek	I. halmaz	Elemzés	II. halmaz	Elemzés	Szabadságfokok száma	t	Valószínűségi szint (%)
1815-1982	21	15	0+1 évek átlaga	15	28	1,666461	89
1815-1982	21	15	0...+3 évek minimuma	15	28	5,042084	99,9
1815-1982	21	15	0...+3 évek átlaga	15	28	0,927218	63

E kombináció

Külsővek	I. halmaz	Elemzés	II. halmaz	Elemzés	Szabadságfokok száma	t	Valószínűségi szint (%)
1815-1982	21	17	0+1 évek átlaga	17	32	2,147942	96
1815-1982	21	17	0...+3 évek minimuma	17	32	5,905822	99,9
1815-1982	21	17	0...+3 évek átlaga	17	32	1,398009	82

*Külföldi adatok Bukarest nélkül
A kombináció*

Külsővek	I. halmaz	Elemzés	II. halmaz	Elemzés	Szabadságfokok száma	t	Valószínűségi szint (%)
1815-1982	21	15	0+1 évek átlaga	15	28	1,163043	74
1815-1982	21	15	0...+3 évek minimuma	15	28	4,556986	99,9
1815-1982	21	15	0...+3 évek átlaga	15	28	0,584682	40

E kombináció

Külsővek	I. halmaz	Elemzés	II. halmaz	Elemzés	Szabadságfokok száma	t	Valószínűségi szint (%)
1815-1982	21	17	0+1 évek átlaga	17	32	1,587861	87
1815-1982	21	17	0...+3 évek minimuma	17	32	5,411653	99,9
1815-1982	21	17	0...+3 évek átlaga	17	32	0,998758	67

**Magyarország
A kombináció**

Külsővek	I. halmaz	Elemzés	II. halmaz	Elemzés	Szabadságfokok száma	t	Valószínűségi szint (%)
1815-1982	21	16	0+1 évek átlaga	16	30	1,125782	73
1815-1982	21	16	0...+3 évek minimuma	16	30	4,396303	99,9
1815-1982	21	16	0...+3 évek átlaga	16	30	0,635122	40

E kombináció

Külsővek	I. halmaz	Elemzés	II. halmaz	Elemzés	Szabadságfokok száma	t	Valószínűségi szint (%)
1815-1982	21	18	0-1 évek átlaga	18	34	1,423278	83
1815-1982	21	18	0...+3 évek minimuma	18	34	5,122695	99,9
1815-1982	21	18	0...+3 évek átlaga	18	34	0,921463	63

- A: A vulkáni jegyzékből 1783., 1815., 1822., 1835., 1854. és 1991. évek elhagyandók - 12 (13) kulcsév marad.
- B: Megegyezik az A-val (*nyilván a diagramok is azonosak*) - 12 (13) kulcsévvel.
- C: Az 1888. és 1932. év elhagyásával 10 (11) kulcsév.
- D: Mint A vagy B, 1902 átírva 1903-ra, 1974 pedig 1975-re - 12 (13) kulcsév.
- E: Mint A vagy B, kib vítve az 1953. és 1980. évekkel - 14 (15) kulcsév.
- F: Mint E (*a grafikonok is ugyanazok*) - 14 (15) kulcsév.
- G: Mint D, kib vítve az 1953. és 1980. évekkel - tehát 14 (15) kulcsév.

7.4.2. A SEAM alkalmazásával kapott eredmények

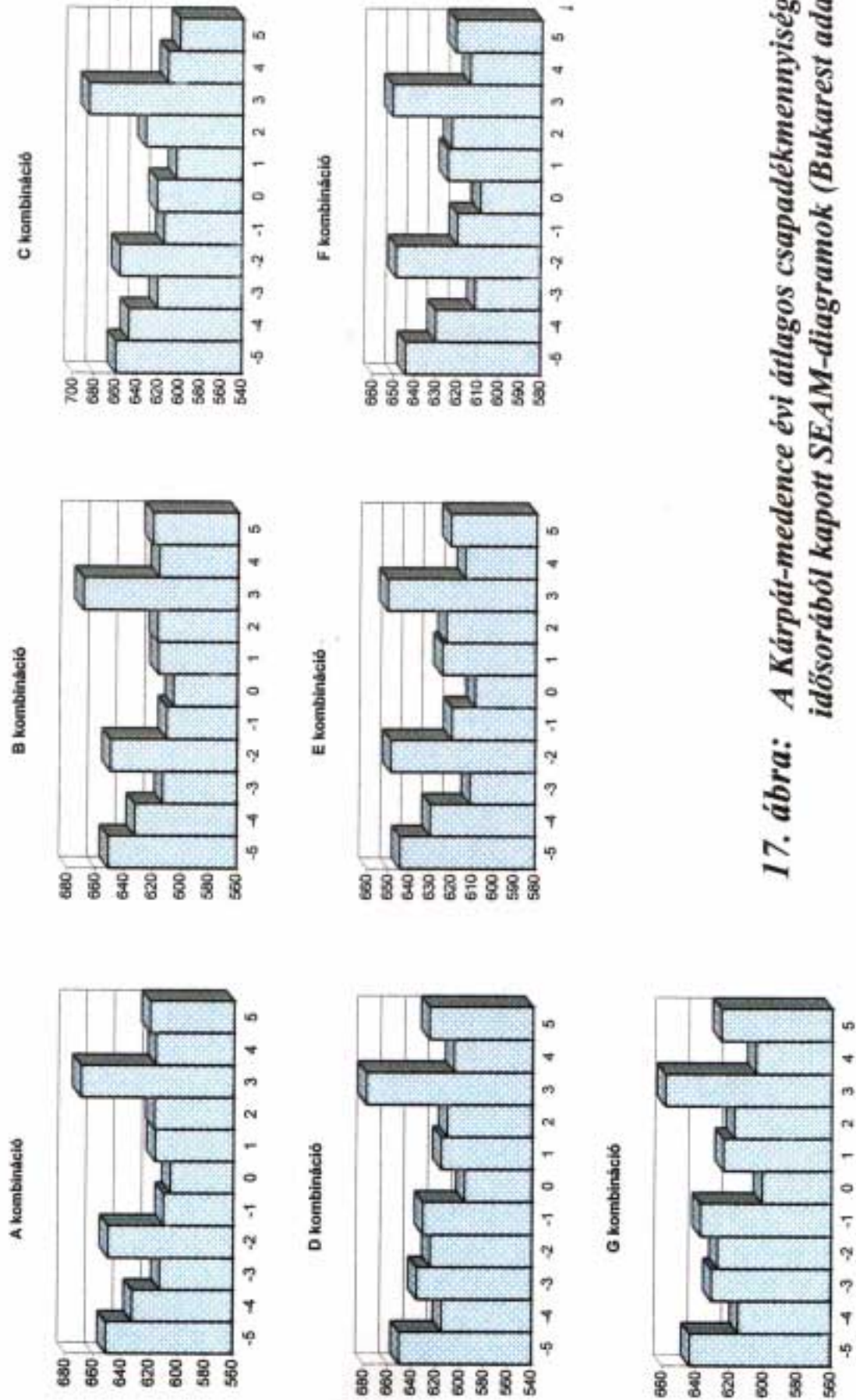
Az eredményeket a következő öt oldal 17-21. ábráin látható 25 diagram szemlélteti, amelyek az alábbi megállapításokra vezetnek:

- A külföldi és a Kárpát-medence egészét jellemző (kombinált) adatsorokban *nincs* (legalábbis nem értelmezhető) a kitörés évében, és/vagy azt követően *tendenciózus jel*. Talán a D és G kombinációkban mutatkozik kismértékű csökkenés a csapadékmennyiségben, de még ezekben is kérdéses. A többi kombináció majdnem mindegyikének feltüntetése a (-)1 - (+)2 évek közötti visszaesés (hiány) - a kezdet nyilván nem tekinthető vulkáni effektusnak.

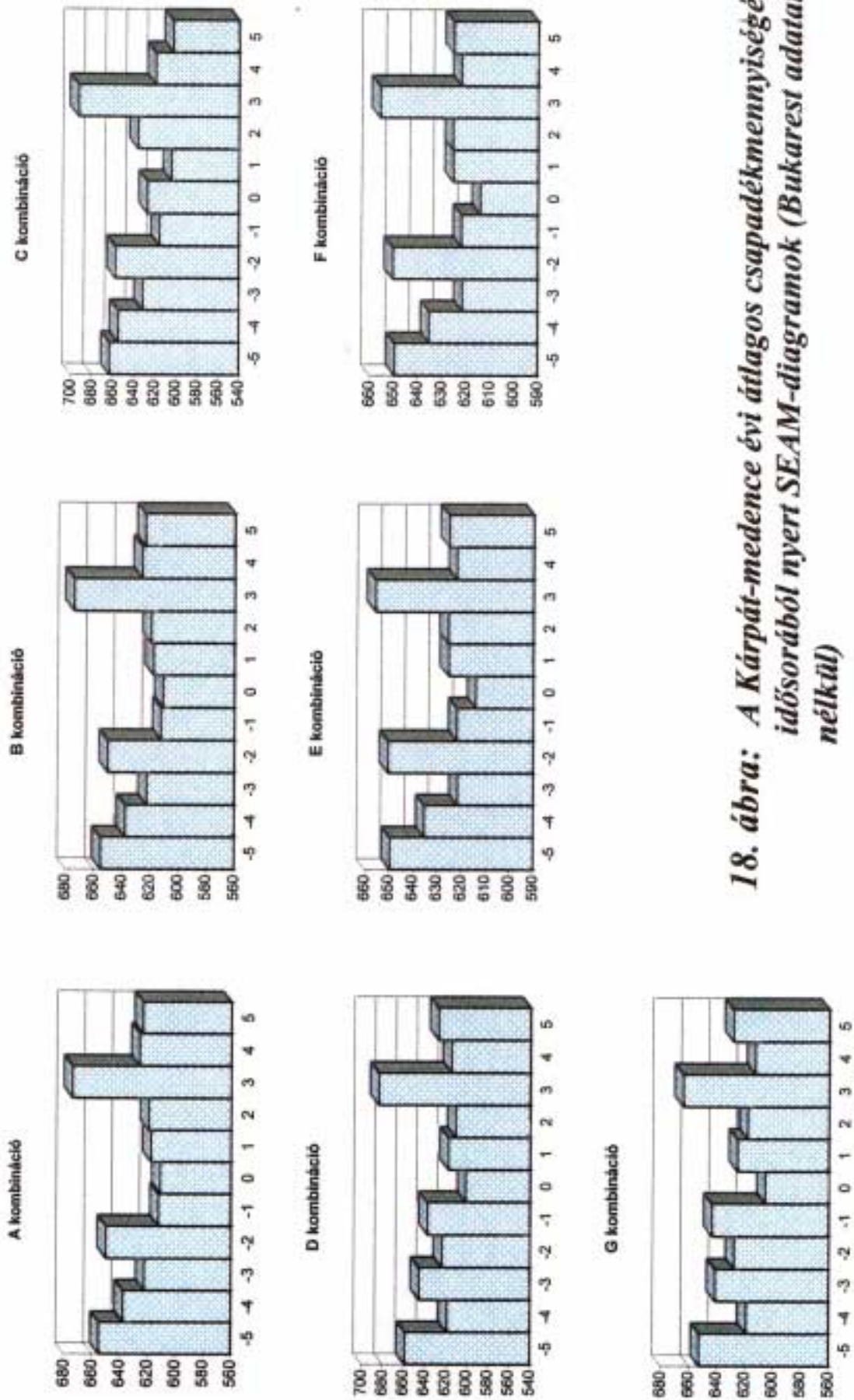
- A hazai adatsorból nyert diagramokon markánsabb, tisztább csökkenés mutatkozik az A(=B) és az E(=F) kombinációk esetében - ennek mértéke 20 mm körüli, és csak a kulcsévben azonosítható. A többi kombináció rajzolata (inkább "képe") zavaros, bizonytalan, nem értelmezhető - teóriát felhozni hozzájuk nagy merészségnek tekintendő. *Ezekkel kapcsolatosan t-próba nem készült.*

Lukovszkinak [54] az 1881 - 1992 közötti időszakra vonatkozó vizsgálatai az évi (hazai) csapadékmennyiségben a 0 és a (+)1. évben jelentős (kb. 60 mm/év) csökkenést mutattak ki, 80 %-os valószínűséggel. A téli féléves csökkenésre 95 %-os szinten mintegy 30 mm-t kapott.

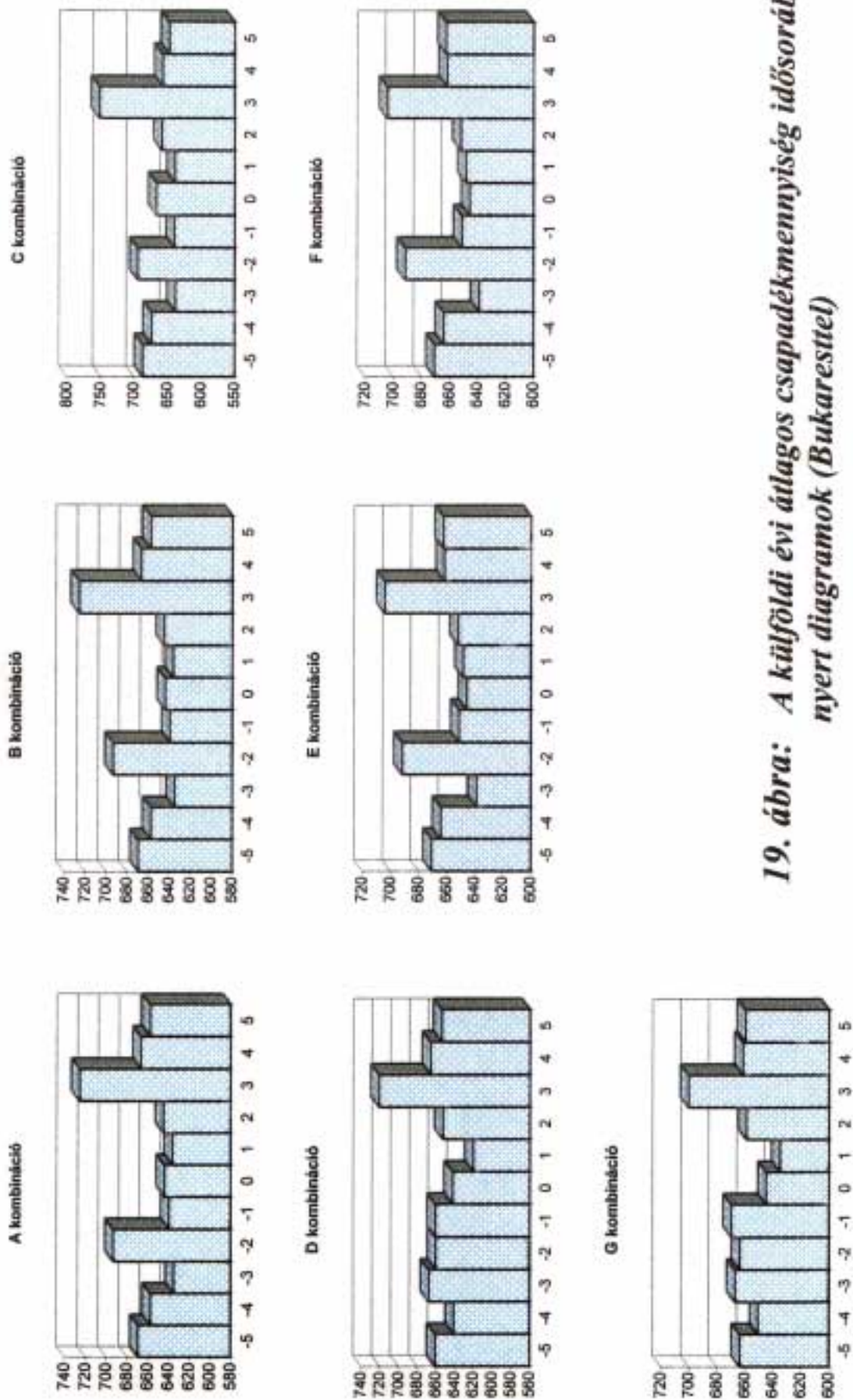
Lukovszki eredményeinek [54] tükrében, valamint a korábbi munkáimból [72] a Magyarország évi csapadékmennyisége vonatkozásában kilenc kitörésre kapott diagramokat (22-23. ábra), és a hozzá tartozó statisztikai vizsgálat eredményeit (4. táblázat) idézve, a vulkanizmus hatása a hazai csapadékeloszlásra általános érvennyel az említett ellentmondások mellett sem zárható ki; a további részletekre a későbbiekben visszatérek.



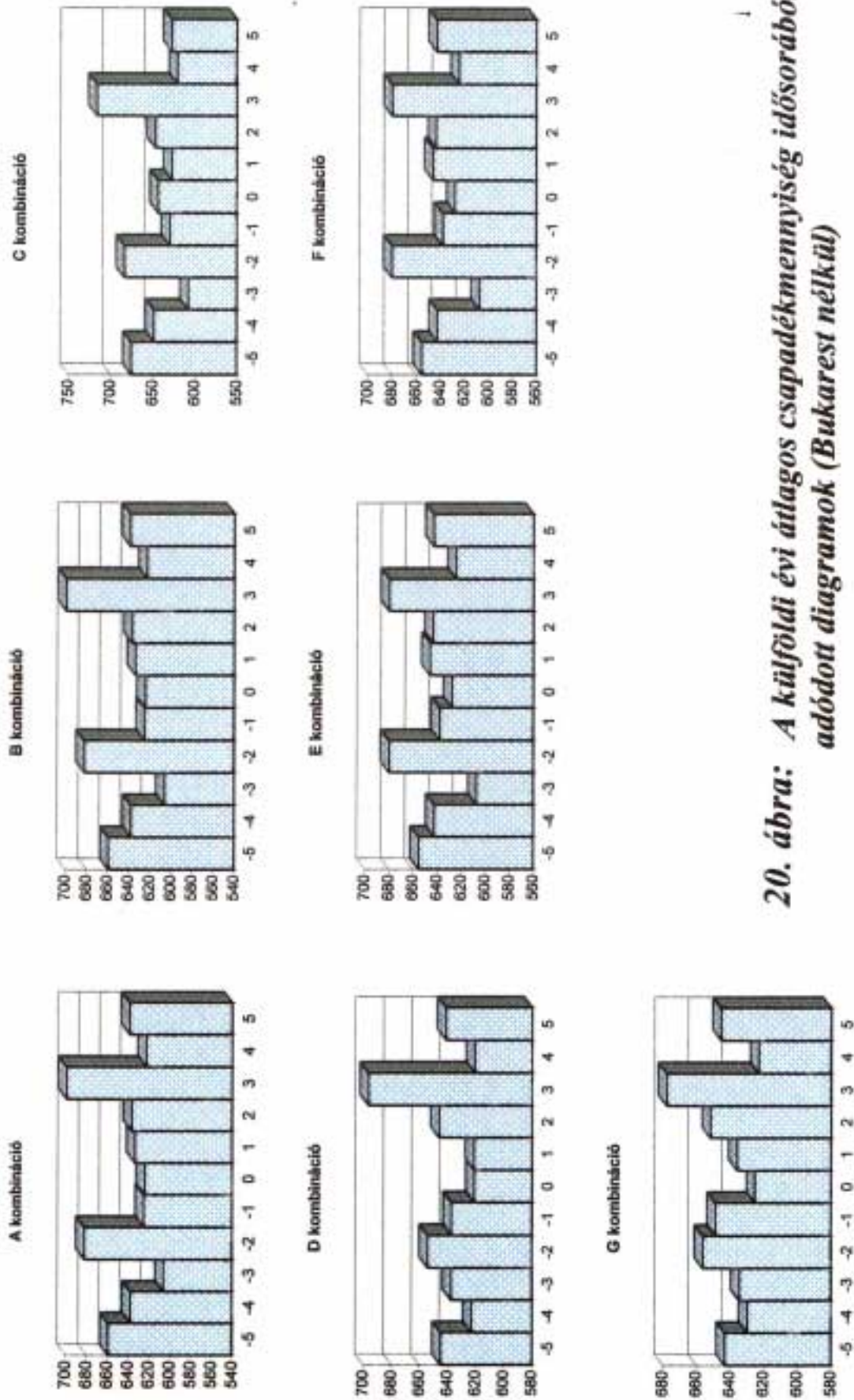
17. ábra: A Kárpát-medence évi átlagos csapadékmennyiségének idősorából kapott SEAM-diagramok (Bukarest adataival)



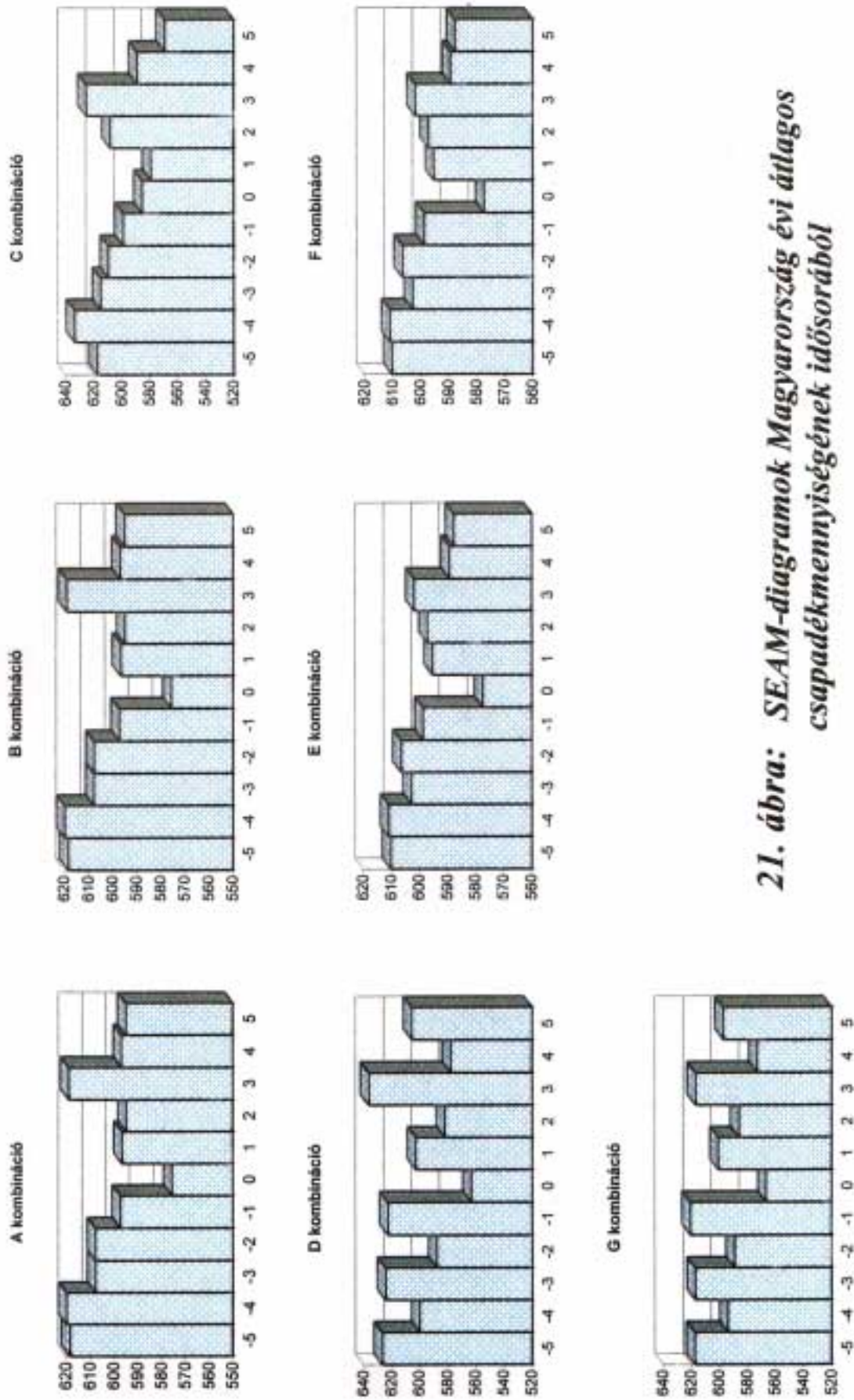
18. ábra: A Kárpát-medence évi átlagos csapadékmennyiségének idősorából nyert SEAM-diagramok (Bukarest adatai nélkül)



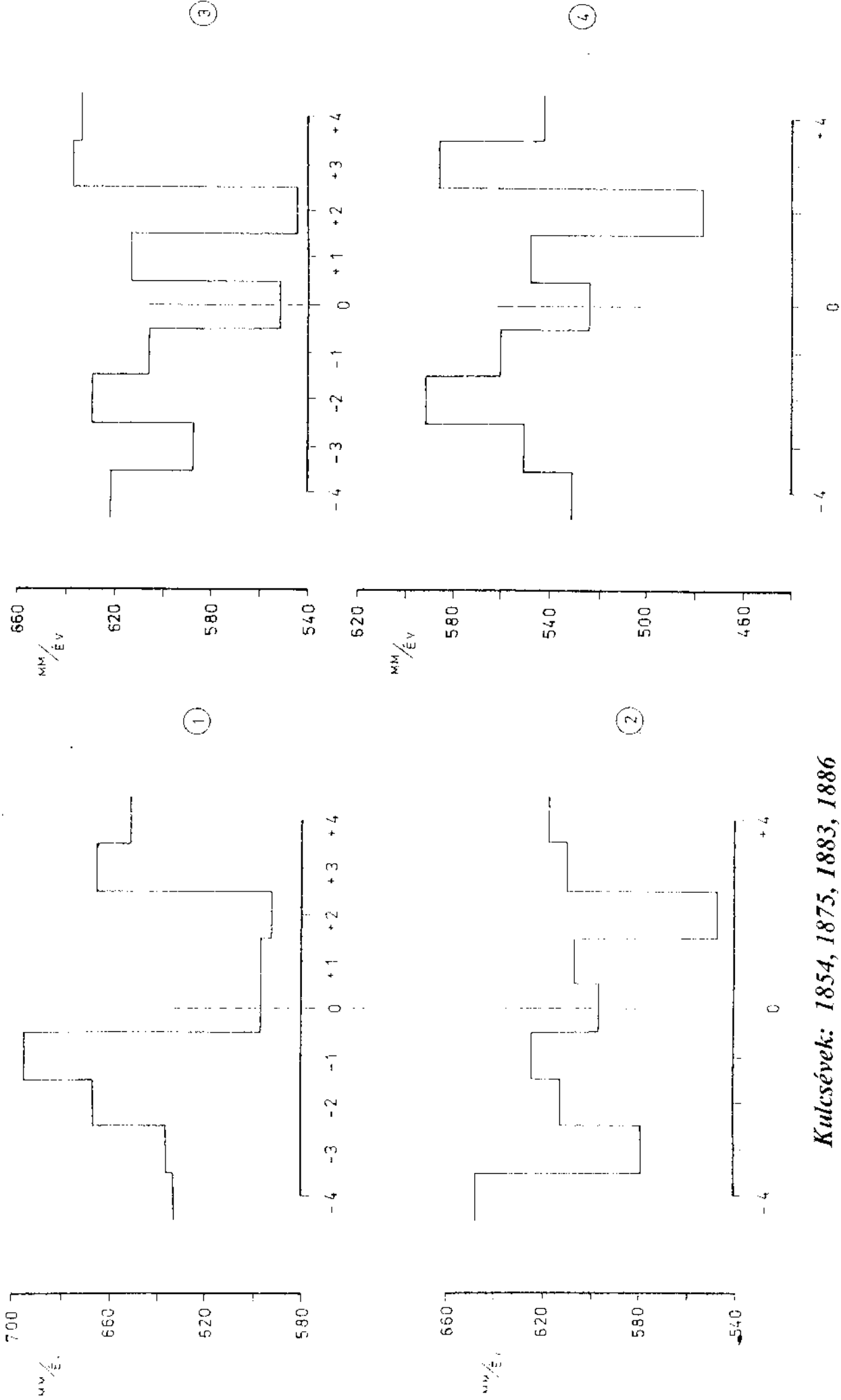
19. ábra: A külföldi évi átlagos csapadékmennyiség idősorából nyert diagramok (Bukaresttel)



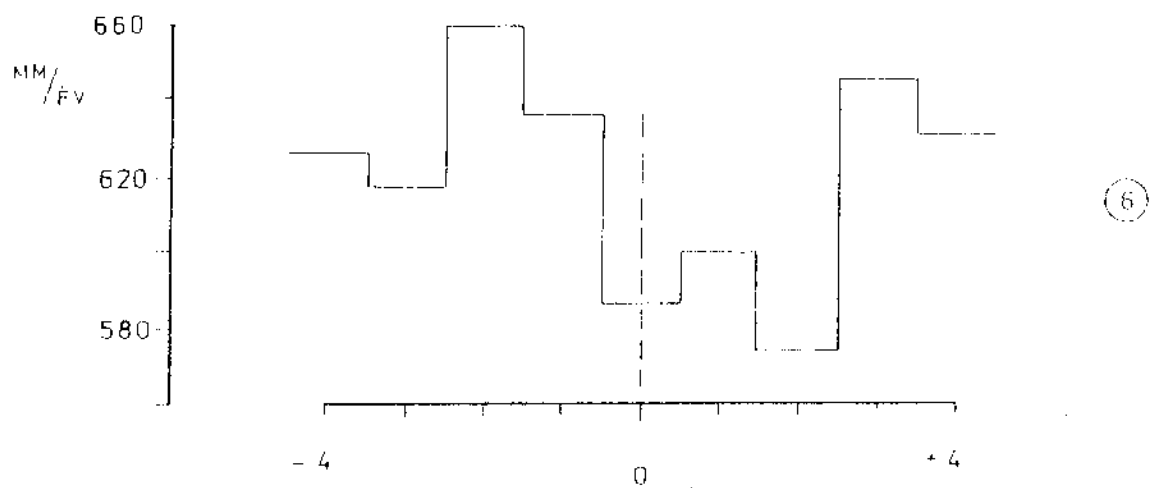
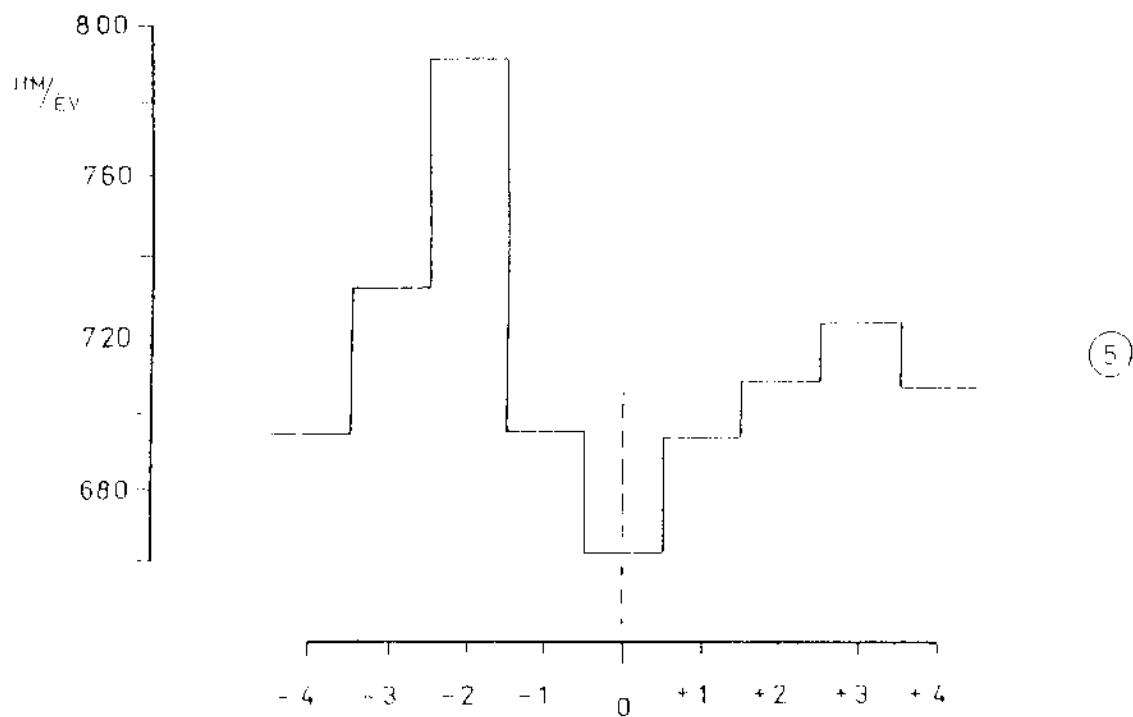
20. ábra: A külföldi évi átlagos csapadékmennyiség idősorából adódott diagramok (Bukarest nélkül)



21. ábra: SEAM-diagramok Magyarország évi átlagos csapadékmennyiségének idősorából



**Kulcsévek: 1854, 1875, 1883, 1886
1902, 1907, 1912, 1932, 1956**



(22-)23. ábra: A hazai évi csapadékmennyiség SEAM-diagramja az 1854 - 1956 közötti, az 1. táblázatban (is) felsorolt kitörések figyelembevételével

1. diagram: Budapest
4. diagram: Szeged

2.: Debrecen
5.: Szombathely

3.: Nyíregyháza
6.: Az öt város átlaga

4. táblázat

A csapadékeloszlásra vonatkozó statisztikai vizsgálat (t-próba) alapadatai és eredményei

Vizsgált időtartam kulcsévei	I. halmaz Elem- szám (n_1)	II. halmaz Elem- szám (n_2)	Sza- bad- ság- fokok száma	S_d	t	Való- színűségi szint
1854—1956 21 éves periódus	9 0, +1, átlaga	9	16	17,285	1,040	80 %
1854—1956 21 éves periódus	9 0, +1, +2 átl.	9	16	14,893	1,711	80 %
1854—1956 21 éves periódus	9 0, +1, +2 mini- mumainak átlaga	9	16	15,486	4,678	99,9 %
1883—1956 21 éves periódus	7 0, +1, +2 átl.	7	12	18,238	1,728	80 %
1883—1956 21 éves periódus	7 0, +1, átlaga	7	12	21,643	1,005	60 %
1883—1956 21 éves periódus	7 0, +1, +2 mini- mumainak átlaga	7	12	18,973	3,565	99 %

7.5. Az évi középh mérséklet és a(z évi) csapadékmennyiség homogén id sorainak vizsgálata

Az adatsorok inhomogenitásából ered zavarok kisz rése érdekében a fenti vizsgálatokat a leghosszabb mérési adatsort jelent bécsi és budapesti, homogén id sorokra is elvégeztem, ugyancsak a SEAM alkalmazásával. Ezek az adatsorok, és a lesz rt következtetések - az el z ekben tárgyalt eredmények által is meger sítve - a budapesti adatok tekintetében a Pannon-medencére, Bécs esetében pedig a bécsi medencére terjeszthet k ki (a város a Bécsi-medencében, a küls -kárpáti flistakarók bels pereméhez közeli eoalpi takarón települ). A két adatsor vizuális összevetése önmagában is tükrözi a (természet) földrajzi hasonlóságokat.

A két város egyedi és átlagolt (tehát a két város évi átlagh mérsékletének, valamint évi csapadékmennyiségének számtani közepe) adatsora a 24-26. ábrán látható, a vizsgált id szak átlagához viszonyított megjelenítésben, a 7.1.1. pontban felsorolt kitörések feltüntetésével. A mindössze egy adatsorral jellemezhet id szakokban - formailag - a két város átlaggörbéi zöldes árnyalatúak (ezek az id sorok kezdetének és végének eltéréseib l fakadnak). A makrotendenciák egy része - pl. a századforduló körüli leh lési periódus, vagy a 70-es évekt l mutakozó csapadékcsökkenés - jól kivehet . A vulkánkitörésekkel rokonítható anomáliák részleteit az egyedi kitörésekkel kapcsolatosan emelem ki.

7.5.1. Az évi h mérséklet- és csapadékid sorok vizsgálata során alkalmazott (kitörés)kombinációk

A h mérsékletet illet en azonosak a 7.1.1. pontban írottakkal, Bécs esetében kib vítve a H kombinációval, amely az 1783-as kulcsévet is figyelembe veszi (tehát a kulcsévek száma itt 17).

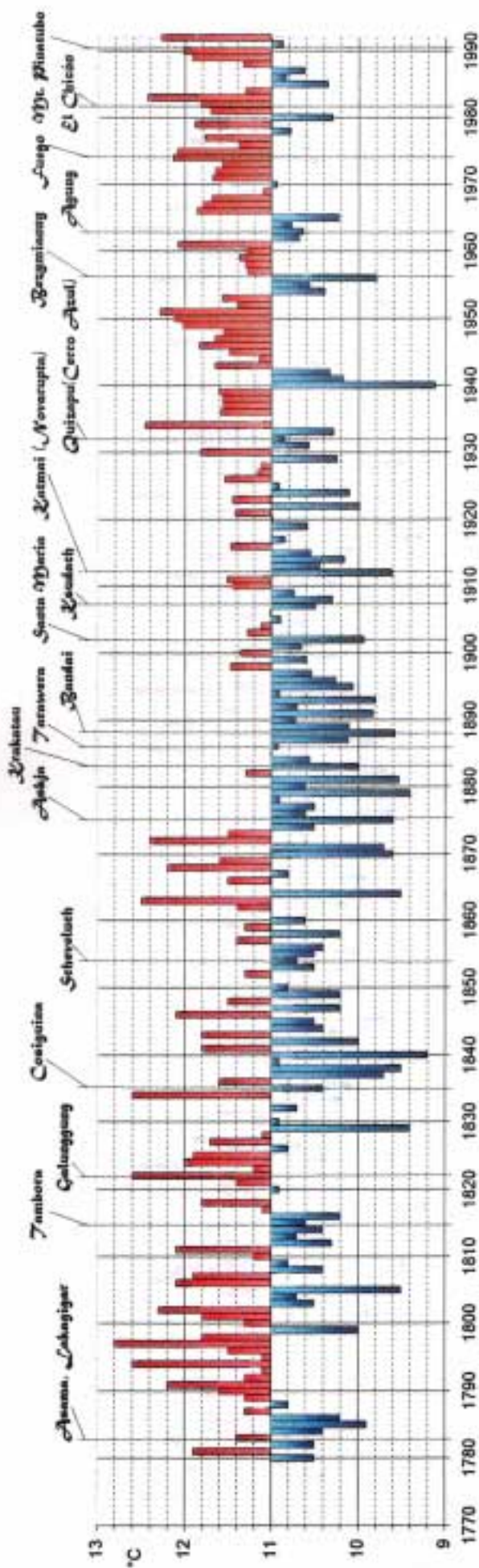
A csapadékot illet en a kombinációk tartalma:

-
- A: Elhagyandó 1783, 1815, 1822, 1835 és 1854 - ez utóbbi csak Bécs esetében - és 1991. (tehát összesen 13 illet leg 14 kulcsév marad).
- B: *Nem létezik.*
- C: Elhagyva 1888 és 1932 - 11 illet leg 12 kulcsév marad.
- D: Mint A , de 1902 - 1903-ra, 1974 pedig 1975-re átírva (miután e kitörések az év vége felé zajlottak).
- E: Mint A , (+) hozzáadva 1953 és 1980.
- F: *Nem létezik.*
- G: Mint D , hozzáadva 1953 és 1980.
-

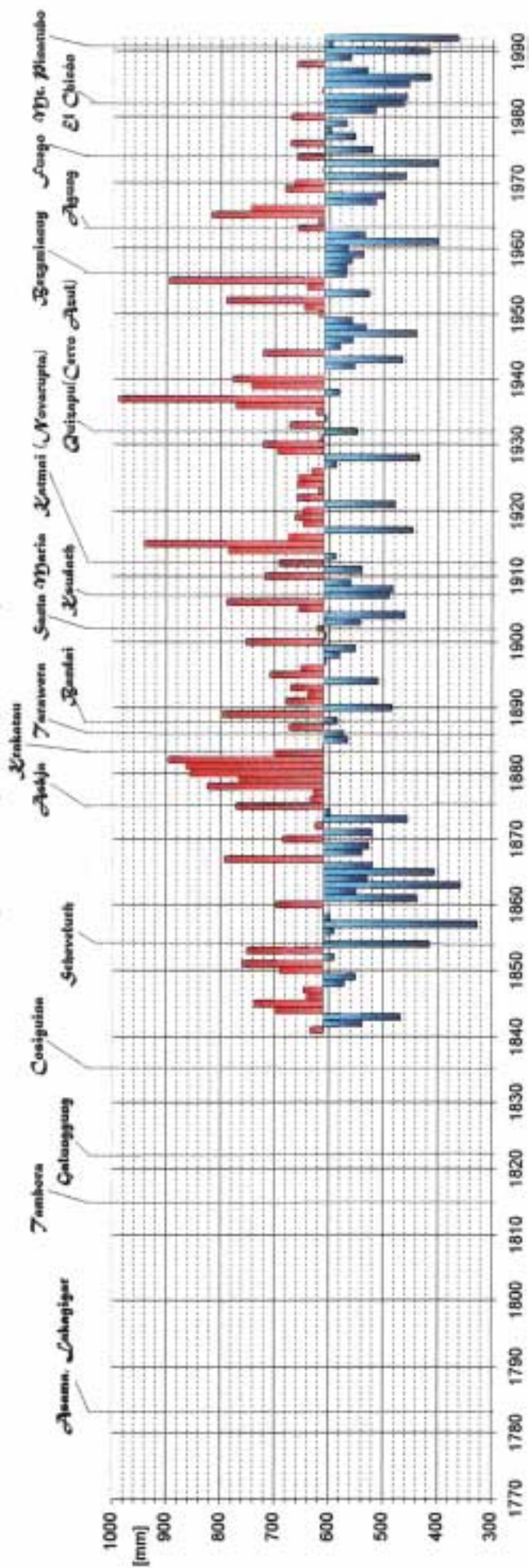
7.5.2. A h mérséklet menetében kapott vulkáni jel

Az eredményeket a 27-29. ábra 22 diagramja szemlélteti. Figyelemre méltó, hogy a kitörés évében *mindegyik markáns csökkenést* mutat, amelynek maximumát a budapesti B, C és F kombináció 0.6 °C körüli mértéke képviseli. A visszaállás (melegedés) folyamata legföljebb a kitörést követ (+) 3. évben lezajlik.

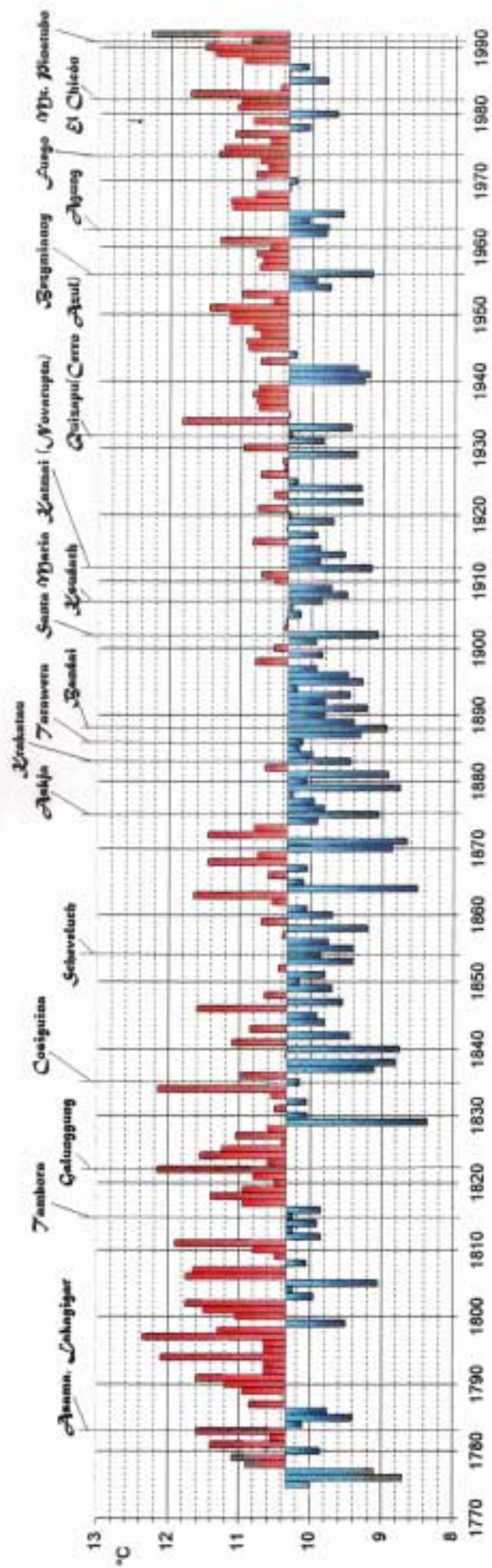
Budapest évi átlaghőmérséklete (1780-1992)



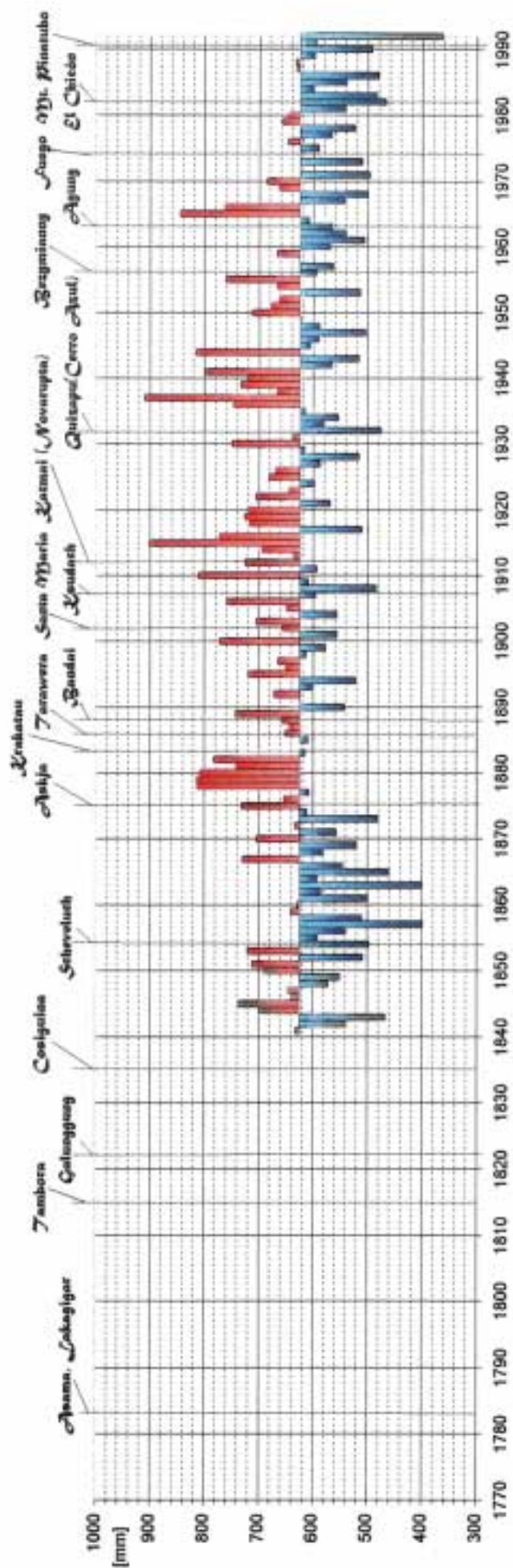
Budapest évi csapadéka (1841-1992)



Budapest-Bécs középhőmérsékletéből számított átlagok (1775-1992)



Budapest-Bécs évi csapadékmennyiségének átlaga (1841-1992)



Az egyes kombinációkat egymással összehasonlítva kitűnik, hogy a lehetséges a kitörés évében a bécsi adatsort illetően *minden esetben kisebb a budapesti adatokban kimutatott mértéknél. Ez nyilván a két adatsor átlagával történő összevetésre is igaz.*

A leghatározottabb "felfutást" Budapest idősorában a *D* és *G*, Bécs adatsorában az *A* és *E*, az átlagolt idősorban pedig - nyilván - az *A*, *D*, *E* és *G* jelű diagram mutatja.

Az egyes kombinációk összevetése a 7.3. pontban írottakhoz képest nem mutat lényeges különbségeket - részben az idősorok kezdeti szakaszát illetően azonosság következtében. A rendelkezésre álló (mindössze kettő) homogén adatsor információtartalmának a Pannon-medencére, vagy a Kárpát-medencére történő kiterjesztése önmagában is további bizonytalanságokat hordoz.

Az (évi)átlaghoz mérséklet homogén idősoraival végzett t-próba eredményeit az 5-7. táblázat foglalja össze. Az eredmények:

- Az alapsokaságtól való eltérés legnagyobb valószínűségi szintjét - az előző eredményekkel összhangban - a 0...+3 években jelentkező minimumokkal való összevetés mutatja, mindhárom vizsgált kombinációban ;
- A budapesti adatokkal mutatott kapcsolat a 0, +1 évek átlagát illetően szorosabb, mint a bécsi adatsor esetében ;
- Jelentéktelen a függés a 0 ...+3 évek átlagát illetően, eltérően az összes adat felhasználásával kapott eredményektől (lásd a 3. táblázatot).

7.5.3. A csapadék idősorainak vizsgálata

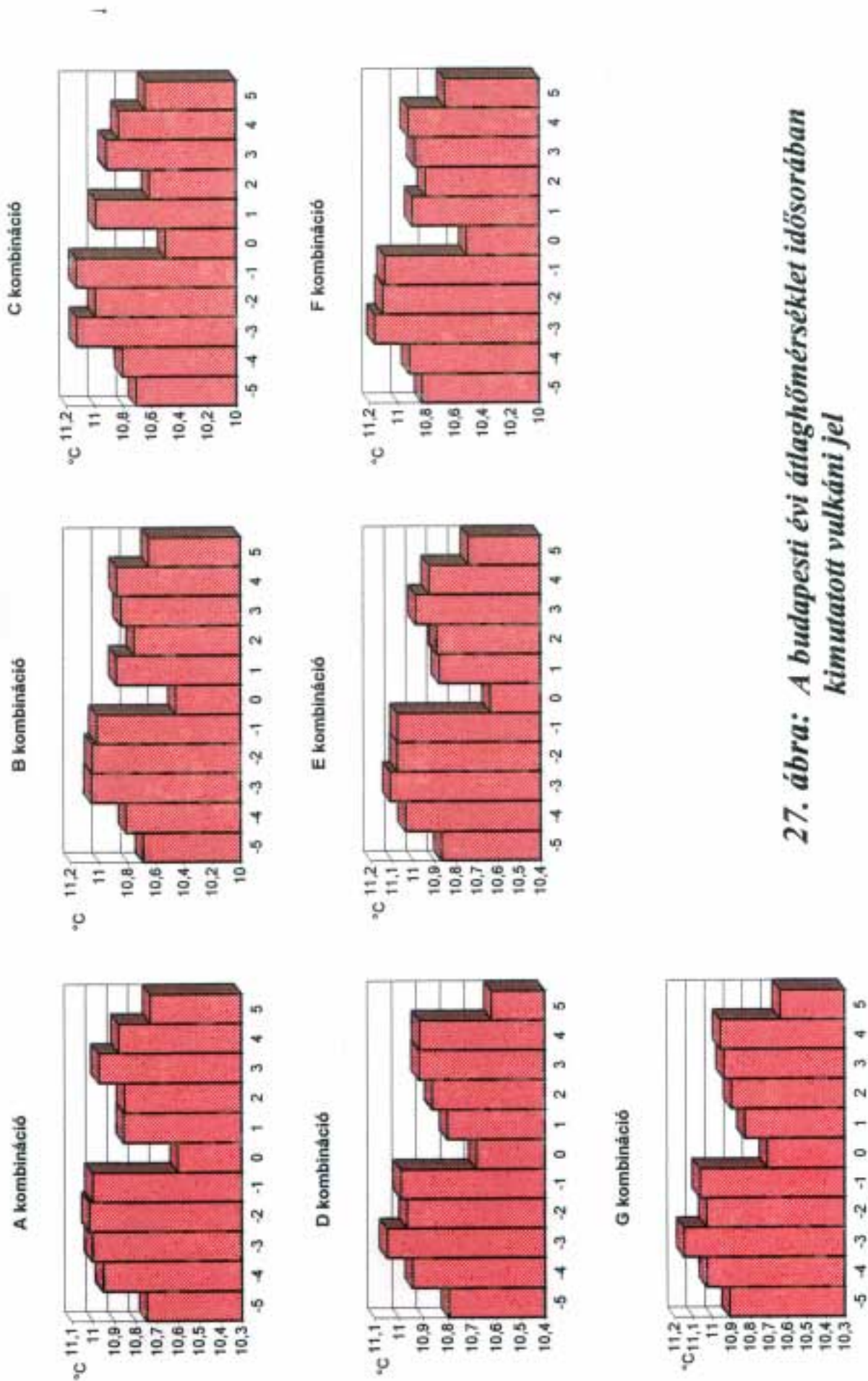
A 30-32. ábrák az alábbiakra mutatnak rá:

Kivéve a *C* kombinációt, *Budapest mindegyik diagramja maximális csökkenést mutat a kitörés évében*, amelynek visszabilenése (kiegyenlítő dése) legkésőbb a (+) 2. évben fejeződik be. Az előző (-1.) évhez mért csökkenés meghaladja a 80 mm-t (*D* és *G* kombinációk). Lényeges, hogy a megelőző években a diagramok mindegyike kisebb-nagyobb lengést (tehát "saját zajt") mutat. Szembetűnő ez a változékonyság a kitöréseknek tulajdonítható visszabilenés utáni (tehát a +3-4-5) években is.

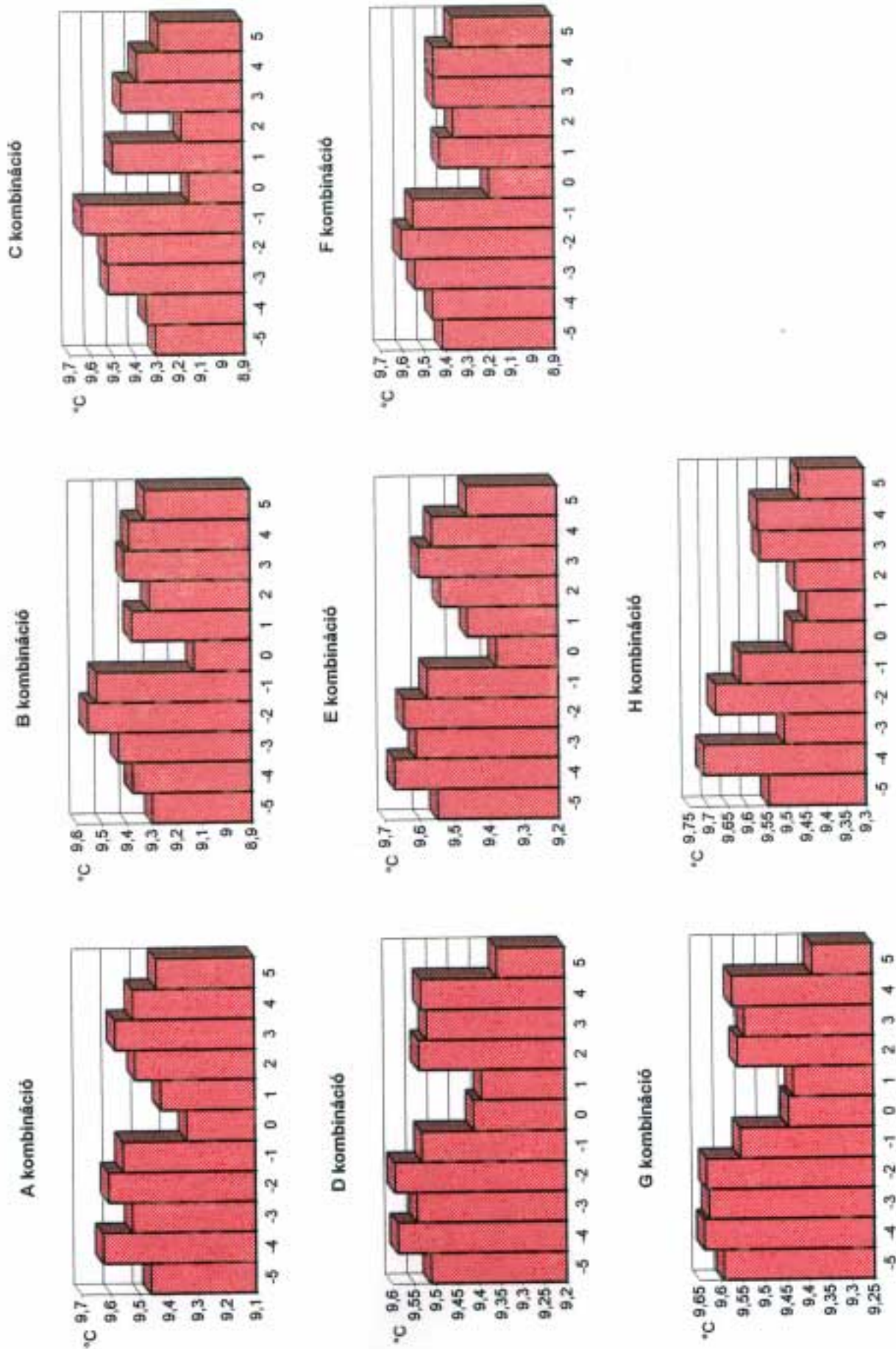
A Bécs adatsorán nyugvó diagramok egyike sem mutat markáns, vélhetően vulkáni eredetű komponenset. A diagramok ebben a vonatkozásban kuszák, elmosódottak, a csökkenés - ha van - esetenként a (-) 1. évben mutatkozik. Érdeemi következtetés - a fentiekén túl - nem vonható le belőlük.

A kétféle diagram *átlagának* jellemzői az előzőekben leíródnak (*a csökkenés mértéke kisebb, a diagramok kuszábbak, elmosódottak*) - *említésre méltó többlet-információt nem tartalmaznak.*

Az éves csapadékmennyiség homogén idősoraival végzett t-próba eredményei a 8-9. táblázatban láthatók. Érdelemleges függés a 0...+3 években jelentkező minimummal mutatkozik - a két város átlagát illetően 99.9 %-os szignifikancia-szinten. A budapesti adatok vonatkozásában a kapcsolat a hőmérsékletével összevetve jóval gyengébb ; a vizsgált kombinációkban 72-77 % közötti.

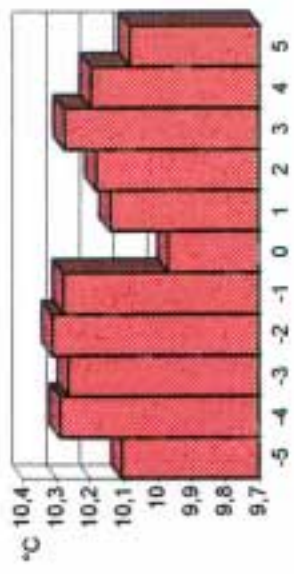


27. ábra: A budapesti évi átlaghőmérséklet idősorában kimutatott vulkáni jel

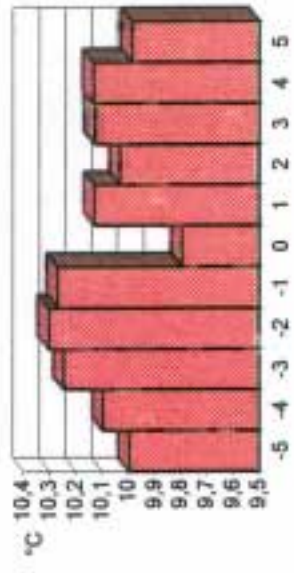


28. ábra: A bécsi évi átlaghőmérséklet idősorában kimutatott vulkáni jel

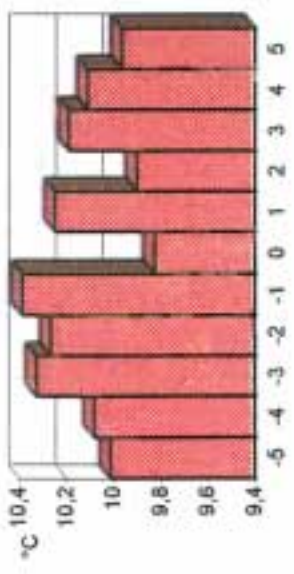
A kombináció



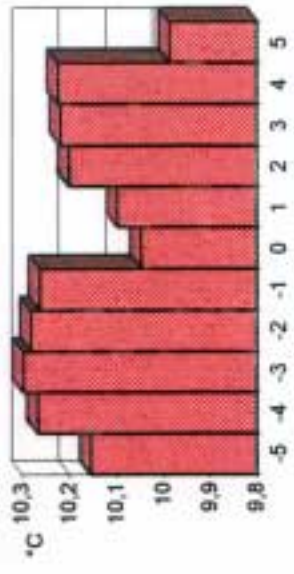
B kombináció



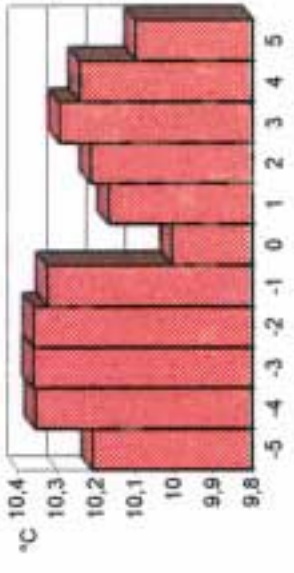
C kombináció



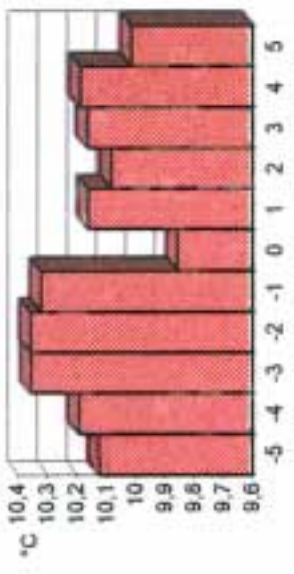
D kombináció



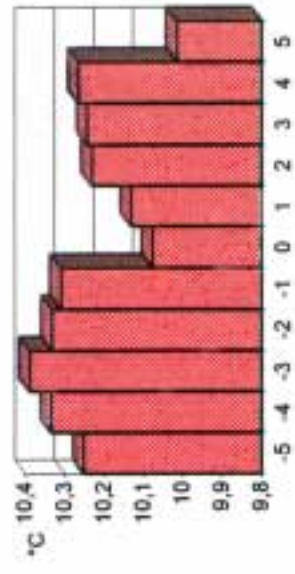
E kombináció



F kombináció



G kombináció



29. ábra: A két város évi átlaghőmérsékletének idősorában kimutatott vulkáni jel

Budapest évi átlaghőmérséklete - a t-próba eredményei

A kombináció

Külsővek	I. halmaz	Elemzés	II. halmaz	Elemzés	Szabadságfokok száma	t	Valószínűségi szint (%)
1815-1982	21	16	0+1 évek átlaga	16	30	0.783513	56
1815-1982	21	16	0...+3 évek minimuma	16	30	4.648026	99,9
1815-1982	21	16	0...+3 évek átlaga	16	30	0.38264	(min.) 20

D kombináció

Külsővek	I. halmaz	Elemzés	II. halmaz	Elemzés	Szabadságfokok száma	t	Valószínűségi szint (%)
1815-1982	21	16	0+1 évek átlaga	16	30	0.782806	56
1815-1982	21	16	0...+3 évek minimuma	16	30	5.032109	99,9
1815-1982	21	16	0...+3 évek átlaga	16	30	0.440194	(min.) 30

G kombináció

Külsővek	I. halmaz	Elemzés	II. halmaz	Elemzés	Szabadságfokok száma	t	Valószínűségi szint (%)
1815-1982	21	18	0+1 évek átlaga	18	34	0.975952	66
1815-1982	21	18	0...+3 évek minimuma	18	34	5.545205	99,9
1815-1982	21	18	0...+3 évek átlaga	18	34	0.619956	(min.) 40

Bécs évi átlaghőmérséklete - a t-próba eredményei

A kombináció

Kulcsévek	I. halmaz	Elemzés	II. halmaz	Elemzés	Szabadságfokok száma	t	Valószínűségi szint (%)
1815-1982	21	16	0+1 évek átlaga	16	30	0,302628	(min.) 20
1815-1982	21	16	0...+3 évek minimuma	16	30	3,767464	99,9
1815-1982	21	16	0...+3 évek átlaga	16	30	-0,100084	-

D kombináció

Kulcsévek	I. halmaz	Elemzés	II. halmaz	Elemzés	Szabadságfokok száma	t	Valószínűségi szint (%)
1815-1982	21	16	0+1 évek átlaga	16	30	0,226231	-
1815-1982	21	16	0...+3 évek minimuma	16	30	3,961445	99,9
1815-1982	21	16	0...+3 évek átlaga	16	30	-0,113683	-

G kombináció

Kulcsévek	I. halmaz	Elemzés	II. halmaz	Elemzés	Szabadságfokok száma	t	Valószínűségi szint (%)
1815-1982	21	18	0+1 évek átlaga	18	34	0,319706	(min.) 20
1815-1982	21	18	0...+3 évek minimuma	18	34	4,432783	99,9
1815-1982	21	18	0...+3 évek átlaga	18	34	0,012039	-

Budapest-Bécs évi átlaghőmérséklete - a t-próba eredményei

A kombináció

Kulcsévek	I. halmaz	Elemzés	II. halmaz	Elemzés	Szabadságfokok száma	t	Valószínűségi szint (%)
1815-1982	21	16	0+1 évek átlaga	16	30	0,719236	52
1815-1982	21	16	0...+3 évek minimuma	16	30	4,524876	99,9
1815-1982	21	16	0...+3 évek átlaga	16	30	0,327217	(min.) 20

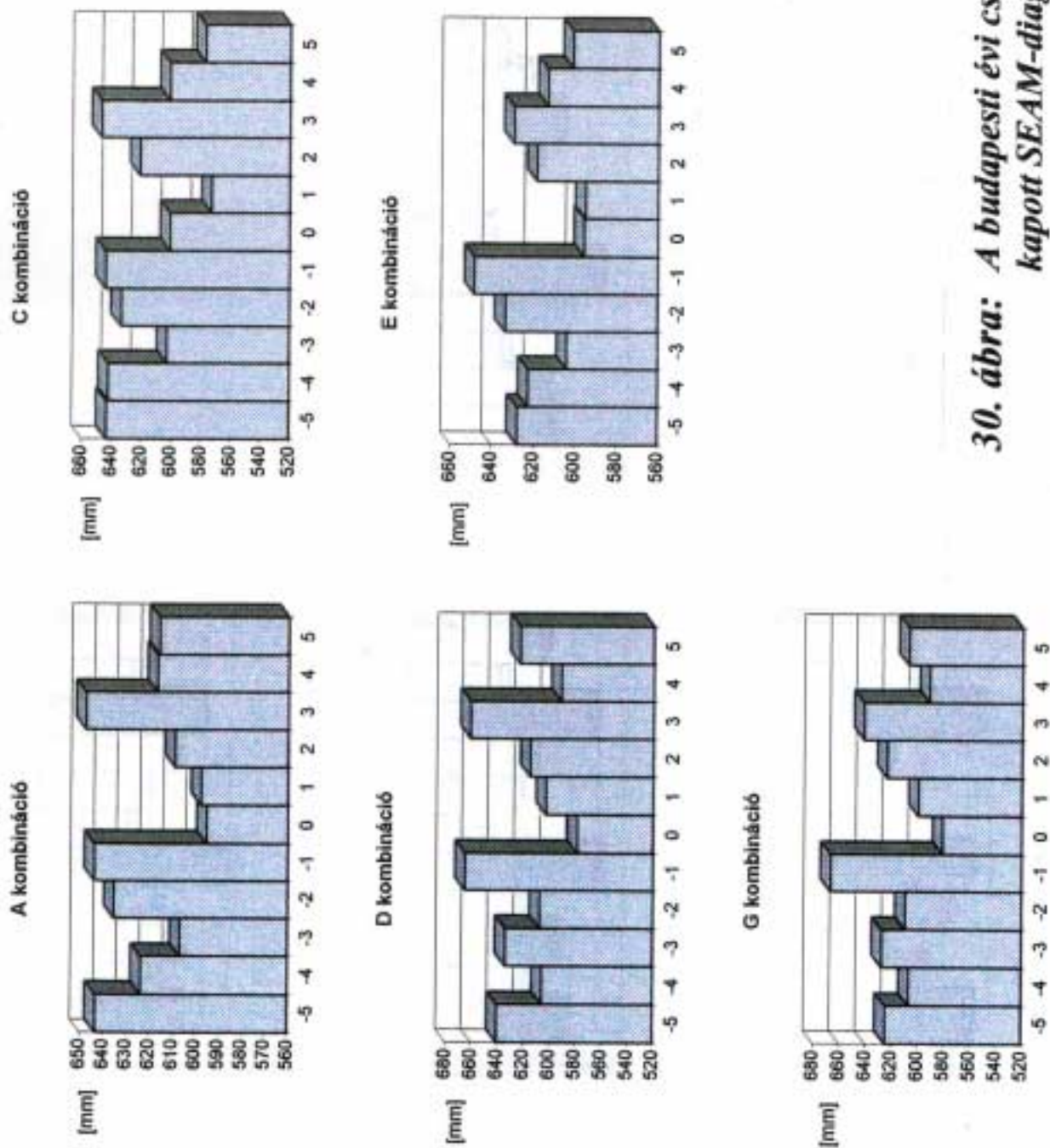
D kombináció

Kulcsévek	I. halmaz	Elemzés	II. halmaz	Elemzés	Szabadságfokok száma	t	Valószínűségi szint (%)
1815-1982	21	16	0+1 évek átlaga	16	30	0,698526	50
1815-1982	21	16	0...+3 évek minimuma	16	30	4,846015	99,9
1815-1982	21	16	0...+3 évek átlaga	16	30	0,366245	(min.) 20

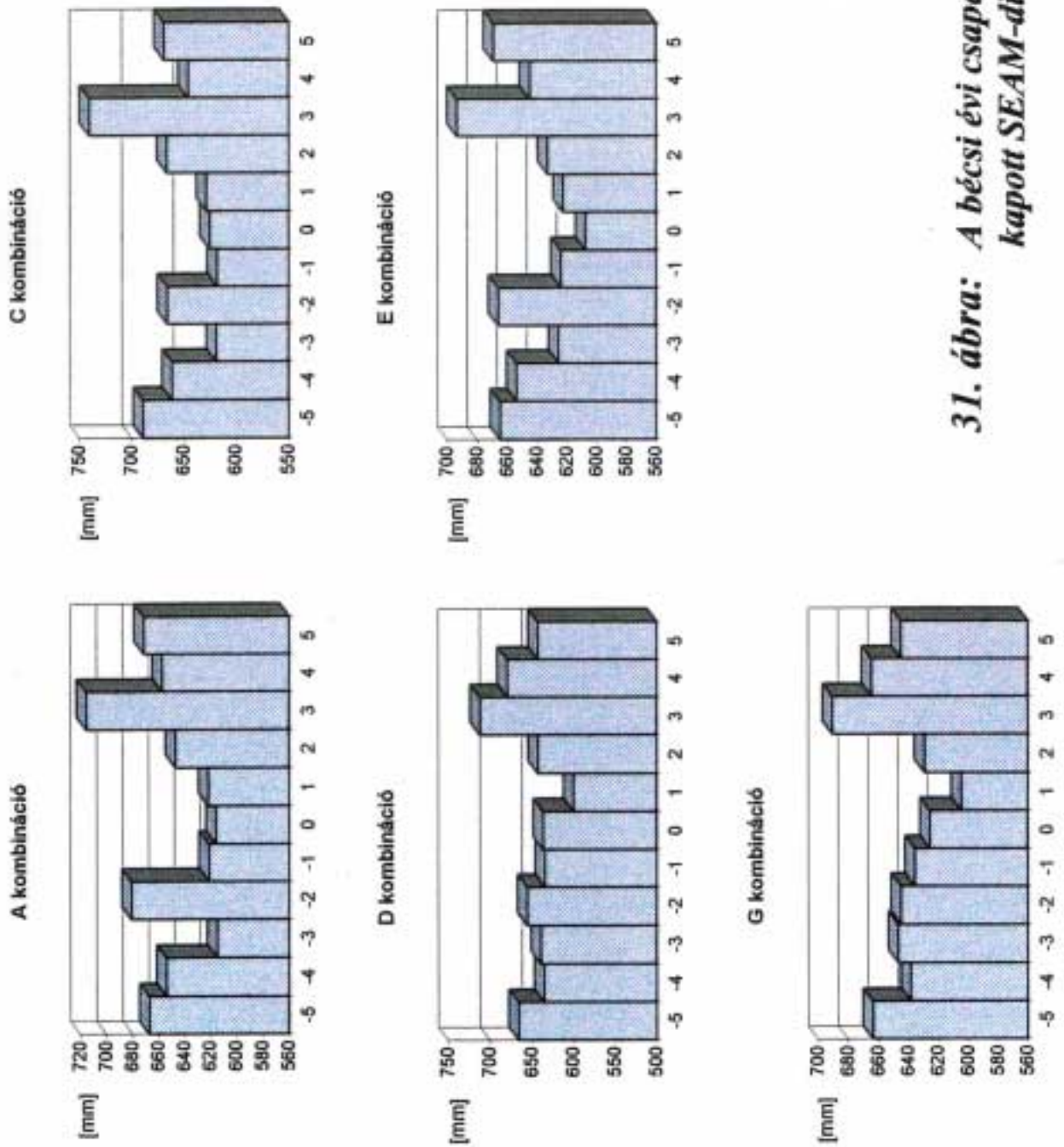
G kombináció

Kulcsévek	I. halmaz	Elemzés	II. halmaz	Elemzés	Szabadságfokok száma	t	Valószínűségi szint (%)
1815-1982	21	18	0+1 évek átlaga	18	34	0,829419	58
1815-1982	21	18	0...+3 évek minimuma	18	34	5,345984	99,9
1815-1982	21	18	0...+3 évek átlaga	18	34	0,500161	(min.) 30

7. táblázat

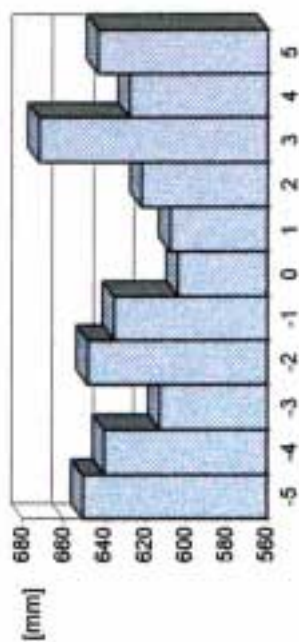


30. ábra: A budapesti évi csapadékmennyiség idősorából kapott SEAM-diagram

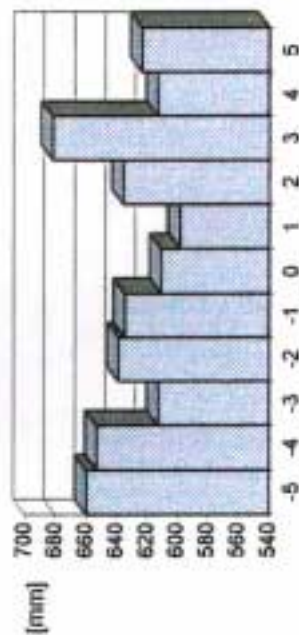


31. ábra: A bécsi évi csapadékmennyiség idősorából kapott SEAM-diagram

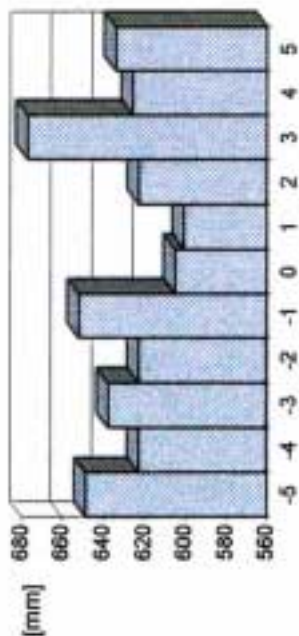
A kombináció



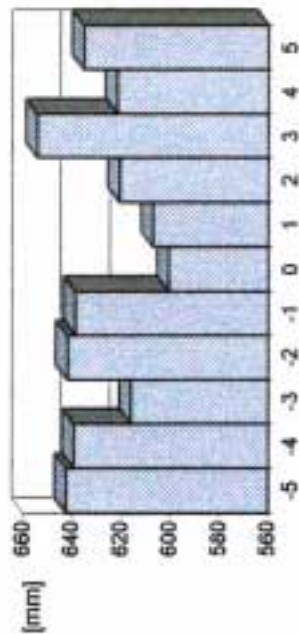
C kombináció



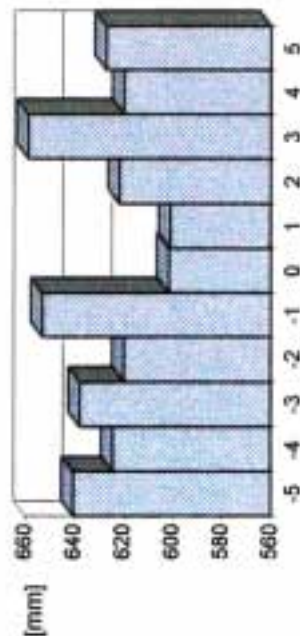
D kombináció



E kombináció



G kombináció



32. ábra: A két város évi csapadékatlagjának idősorából számított SEAM-diagram

Budapest évi csapadékmennyisége - a t-próba eredményei

A kombináció

Kulcsévek	I. halmaz	Elemzés	II. halmaz	Elemzés	Szabadságfokok száma	t	Valószínűségi szint (%)
1815-1982	21	16	0+1 évek átlaga	16	30	0,367787	(min.) 20
1815-1982	21	16	0...+3 évek minimuma	16	30	1,137308	72
1815-1982	21	16	0...+3 évek átlaga	16	30	0,214622	-

D kombináció

Kulcsévek	I. halmaz	Elemzés	II. halmaz	Elemzés	Szabadságfokok száma	t	Valószínűségi szint (%)
1815-1982	21	16	0+1 évek átlaga	16	30	0,442636	(min.) 30
1815-1982	21	16	0...+3 évek minimuma	16	30	1,202797	76
1815-1982	21	16	0...+3 évek átlaga	16	30	0,200616	-

G kombináció

Kulcsévek	I. halmaz	Elemzés	II. halmaz	Elemzés	Szabadságfokok száma	t	Valószínűségi szint (%)
1815-1982	21	18	0+1 évek átlaga	18	34	0,383433	(min.) 20
1815-1982	21	18	0...+3 évek minimuma	18	34	1,243341	77
1815-1982	21	18	0...+3 évek átlaga	18	34	0,151763	-

8. táblázat

Budapest-Bécs évi csapadékatlaga - a t-próba eredményei

A kombináció

Kulcsévek	I. halmaz	Elemzés	II. halmaz	Elemzés	Szabadságfokok száma	t	Valószínűségi szint (%)
1815-1982	21	13	0+1 évek átlaga	13	24	1,353611	(min.) 80
1815-1982	21	13	0...+3 évek minimuma	13	24	3,962378	99,9
1815-1982	21	13	0...+3 évek átlaga	13	24	0,452209	(min.) 30

D kombináció

Kulcsévek	I. halmaz	Elemzés	II. halmaz	Elemzés	Szabadságfokok száma	t	Valószínűségi szint (%)
1815-1982	21	13	0+1 évek átlaga	13	24	1,516999	(min.) 80
1815-1982	21	13	0...+3 évek minimuma	13	24	4,08042	99,9
1815-1982	21	13	0...+3 évek átlaga	13	24	0,423865	(min.) 30

G kombináció

Kulcsévek	I. halmaz	Elemzés	II. halmaz	Elemzés	Szabadságfokok száma	t	Valószínűségi szint (%)
1815-1982	21	15	0+1 évek átlaga	15	28	1,489136	85
1815-1982	21	15	0...+3 évek minimuma	15	28	4,525881	99,9
1815-1982	21	15	0...+3 évek átlaga	15	28	0,452215	(min.) 30

9. táblázat

8. Az elmúlt két évszázad néhány nevezetes vulkánkitörésével összefüggésbe hozható (vulkanogén) id járási anomáliák részletes vizsgálata

A globális vulkanizmus néhány nevezetes id szakának, erupciójának kiválasztására az alapot id rendben a [110,74,14,50,51,57,15,97,98,63,78,100] tanulmányok jelentették, a hazai irodalomban közölteknek (ezek egy része önálló munkám), a jelen értekezés ezidáig bemutatott (új) eredményeinek és a Kárpát-medencét illetően rendelkezésre álló adatbázis korlátainak egyidejű figyelembevételével.

A továbbiakban igyekszem minden, a tárgy szempontjából fontos(nak ítélt) tény, körülményt, adatot, feljegyzést az adott kitöréshez (vagy kitöréssorozathoz) kapcsolva csoportosítani és értékelni, egyféle kontrollként használva mások és jómagam kutatómunkájának eddigi eredményeit.

8.1. Lakagigar - Asama (1783)

A vulkanogén anomáliák kutatásának kezdetét általában a szóban forgó izlandi erupcióorozathoz rendelik. A Newhall és Self (VEI-) jegyzékében [63] említett három kitörés, amelyből kettő az Asama produkált, két és fél hónapon belül következett be, légköri következményeik elviekben összegzhetőek.

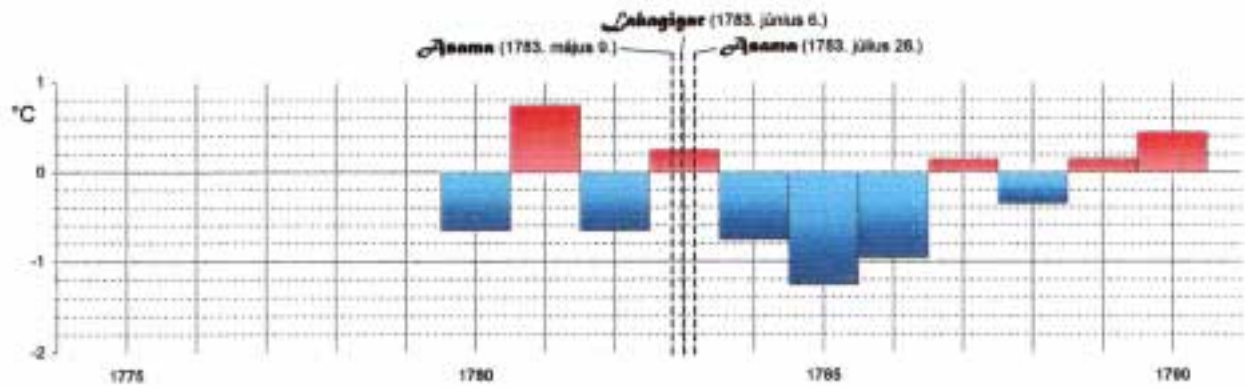
(Az Asama Japánban lévén, az Európában észleltek/mértek döntően az izlandi Laki-hasadékon sorakozó vulkánoknak - ezek egyike a Lakagigar (és a korabeli feljegyzésekben, valamint a katalógusokban említett Hekla) - tulajdoníthatók, ahogy ezt maga Benjamin Franklin is vélte).

Ekkoriban a hőmérsékletet rendszeresen csak Bécsben és Budapesten regisztrálták. Homogén id soraikat már bemutattam az előző fejezetben. Az ezekben szerkesztett, az évi átlaghőmérséklet alakulását (az 1780 - 1830. évek közötti átlaghoz viszonyítva) a 33. ábra felső két diagramja mutatja. A harmadik diagram Réthly Antal: *Idjárási események és elemi csapások Magyarországon 1701 - 1800-ig* (Akadémiai Kiadó, Budapest 1970) című művének [82] az 546. oldalán közölt, Klapka Károly József által feljegyzett havi középhőmérsékletadatai felhasználásával készült.

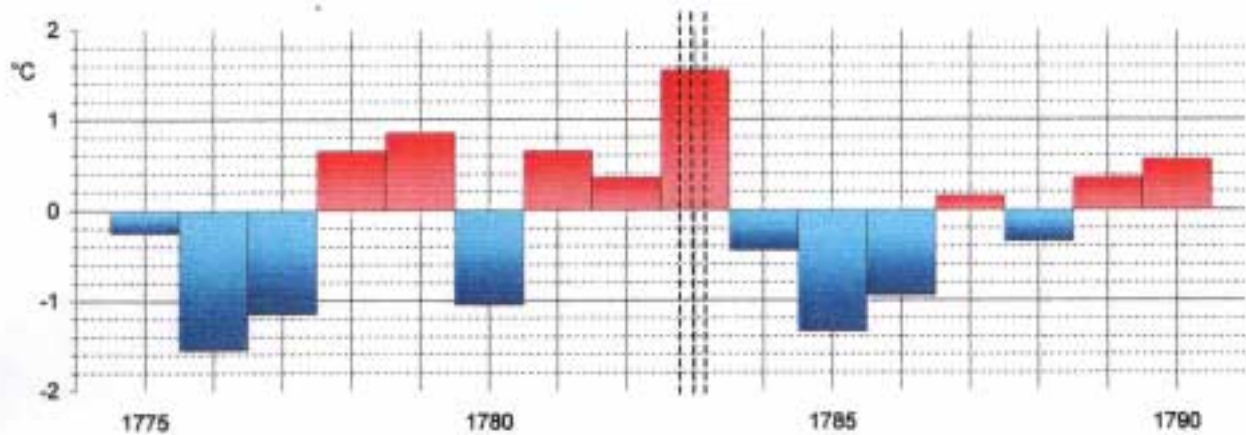
A naptevékenység intenzitását a napfoltszámokkal összefüggésben "számszerűsített" Wolf-féle relatív index értékeit - a továbbiakban végig - Ludmány András napfizikus bocsátotta rendelkezésemre (ezeket előzetesen - a vizsgált id szak végét illetően extrapolációként - Schöve tanulmánya [94] is közli). A kutatások szerint az átlaghőmérséklet a napfoltszámokkal legalábbis esetenként korrelál - többnyire növekszik [57], hazai viszonylatban is [71].

Mindhárom diagram teljes csökkenést mutat a kitörést követően három (Bécs, Budapest), illetve két évben (Temesvár). Bécsben a lehűlés az átlaghoz képest több, mint 1.3 °C, Budapesten 1.2 °C körüli, Temesváron a legkisebb (alig kevesebb 0.8 °C-nál). Szembetűnő Bécs esetében a kitörés évében mutatkozó több, mint másfél fokos felmelegedés. A lehűlési id szak az R-index minimumával fedésben kezdődve annak emelkedő szakaszára esik. Ez a körülmény - elvileg - fokozza a vulkáni hatás valószínűségét. Tanulságos az 1776 - 1777 közötti lehűlés ténye is (Bécs), mivel a VEI-táblázat [63] ezt az id szakot kitörésmentesnek mutatja.

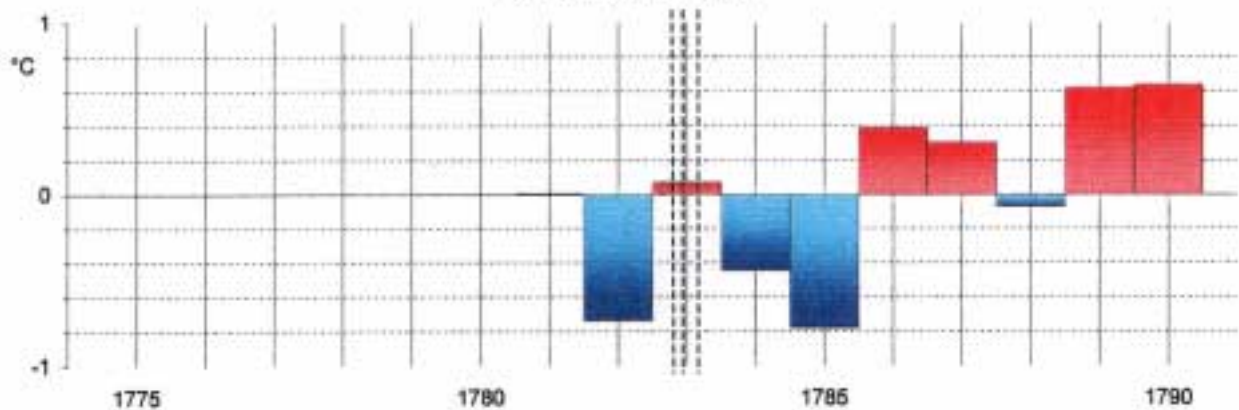
1. Budapest évi átlaghőmérsékletének eltérése 1780 - 1790 között az 1780 - 1830 közötti évek átlagától



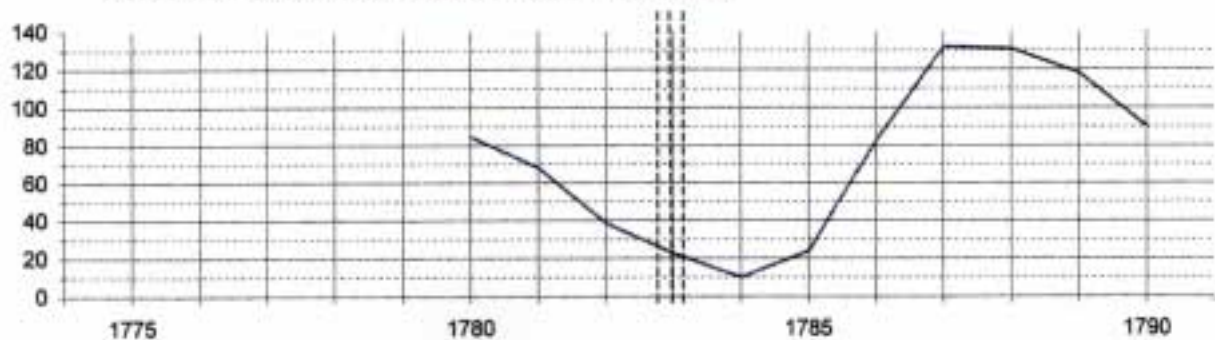
2. Bécs évi átlaghőmérsékletének eltérése 1775 - 1790 között az 1775 - 1830 közötti évek átlagától



3. Temesvár évi átlaghőmérsékletének eltérése 1781 - 1790 között az 1781 - 1790 közötti évek átlagától



4. A Wolf-féle R-index alakulása 1780 - 1790 között



A 34. ábra havi felbontású diagramjai szerint a leh és a kitörést követően fél év múlva kezdődött, az esztendő vége felé. Ezt átmeneti felmelegedés, majd az elzárás teljesebb leh és követte 1785 első felében. Az 1786-os leh és az egész évet (Budapest) illetőleg a 4-10/11. hónapokat érintette.

Az 1788-as év végén látható, a VEI tekintetében szintén inaktív időszakra és leh és már túl távoli az említett kitörések időpontjától.

A fenti, a havi mérséklet havi menetében azonosítható, aszimmetrikus lengés a három diagram szerint - fázisát tekintve - szinkronban van.

Réthy Antalnak az említett kötete a vizsgált időszakra vonatkozóan jónéhány feljegyzést tartalmaz. Ezek egy részét szintén a vulkanizmussal összefüggően kialakuló "száraz köddel" kapcsolatosan Hédervári Péter közli [33, pp. 88-91.], mégis célszerűnek láttam azok *facsimile*, az oldalszámok feltüntetésével együtt történő közlését, más feljegyzésekkel is b vítve ket. Ezeket a *függelék I-II oldalai* mutatják be, a *teljességre való törekvés igénye nélkül*. Figyelemre méltó a feljegyzéseknek a havi havi mérséklet menetével mutatott szinkronja. A havi átlagokban mutatkozó, az átlaghoz képest (-) 6.5 - 8.5 °C-os leh és egyik következménye (lehet) az 1785. márciusi pozsonyi feljegyzésben említett (-)26 °C-os hideg [82, pp.302-325.].

Az idézett korabeli feljegyzések - azonkívül, hogy az időjárás elemek mérésének kezdeti időszakában keletkezvén, fontos összehasonlításokat tesznek lehetővé - meglepően pontosak, sokrétűek és árnyaltak a vulkanizmus időjárás következményeinek vonatkozásában is. Egyetemes (paleo)klimatológiai értéküket nehéz lenne túlbecsülni.

Az 1783-as kitöréssorozathoz kötött időjárásváltozások egyféle kigyjtése olvasható a [81] forrásmunka 10. oldalának lábjegyzetében. Ebből (is) kiderül, hogy Szily Kálmán a Krakatau 1883-as kitörése kapcsán mutatkozó légköri következmények vonatkozásában felismerte és említette annak az 1783-as (veszprémi) feljegyzés tartalmával mutatott párhuzamát (ez a feljegyzés szerepel - töredékeiben - az értekezés bevezetőjét megelőző mottóként). Forrás:[104, pp. 355-356.].

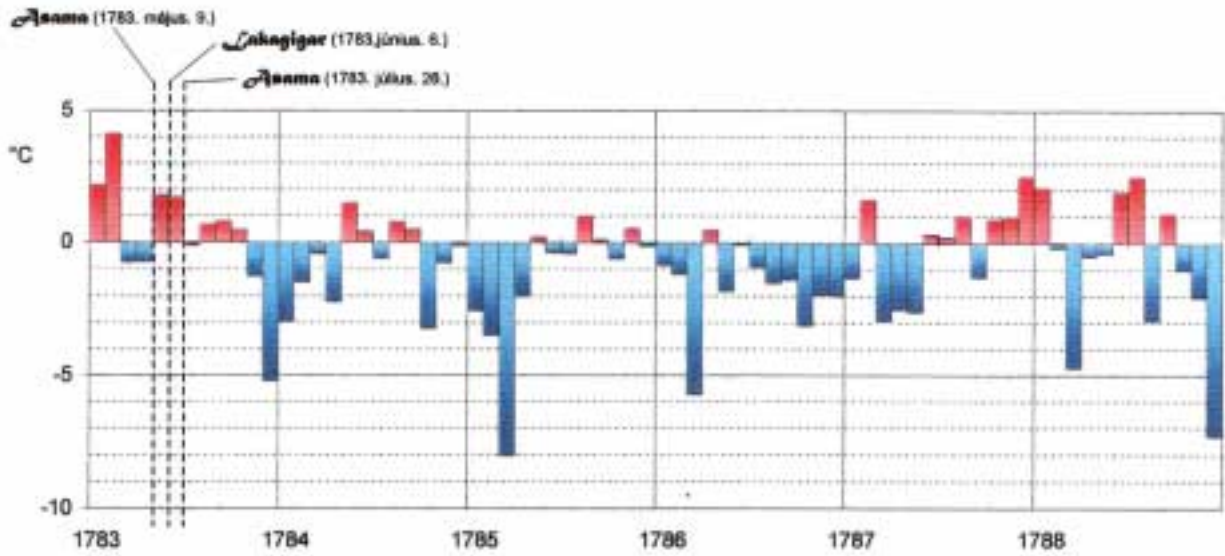
"Az 1783-ik évi « száraz ködről » Heller Ágost rövid leírását közöl [35, pp.167-168]. A vulkanogén anomáliák hazai kutatásának kezdete feltehetően a hivatkozott korabeli munkákhoz kapcsolandó. Tény az is, hogy Hédervári Péter a témából a hetvenes évek első felében fakultatív előadásokat tartott az ELTÉ-n.

8.2. Tambora (1815) - Galunggung (1822)

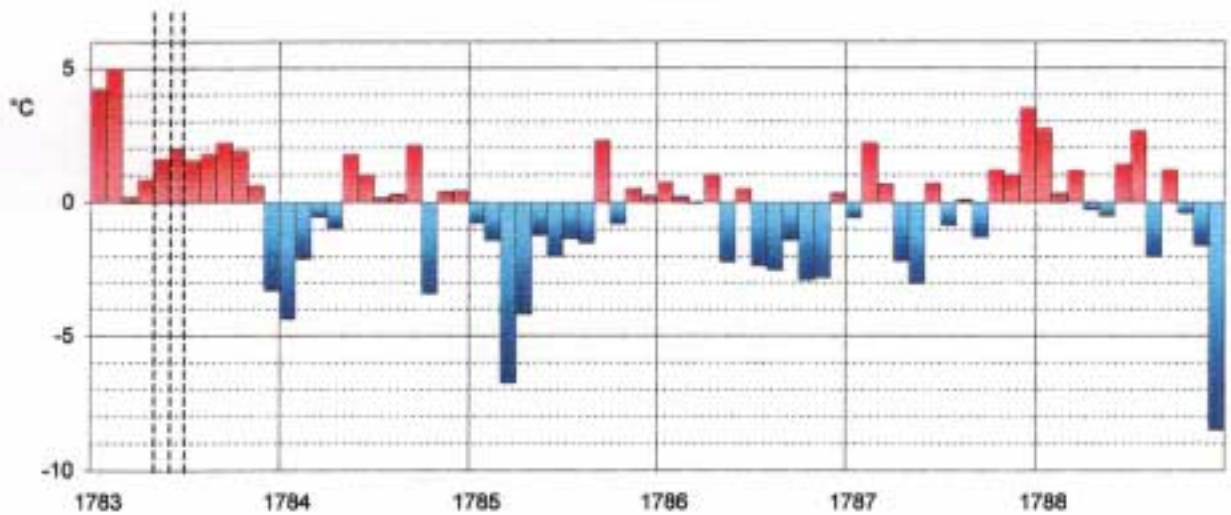
Az indonéziai Sumbawa-sziget Sanggar nevű félszigetén lévő Tambora 1815-ös erupciója több szempontból kivételes. A légkörbe került anyagterefogat a történelmi időnk egyik maximumaként 150 - 200 km³ körüli volt, a kitörés mintegy 24 - 40 órán át tartó „klímáxá” rendkívüli tömegfluxus-értékeket (kb. 10⁶ m³/s) mutatott [78].

A DVI értékét Lamb 3000-nek állapítja meg (ezt a számot csak Cosiguina erupciója múlja fölül) . Becslése viszont a kitörést követően regisztrált havi mérséklet-csökkenési adatokon, és nem a légkörbe került anyagmennyiség közvetlen mérésein alapul [50, Appendix I]. A VEI értéke (=7) i.u. 1500-tól *egyedülállóan a legnagyobb* [63].

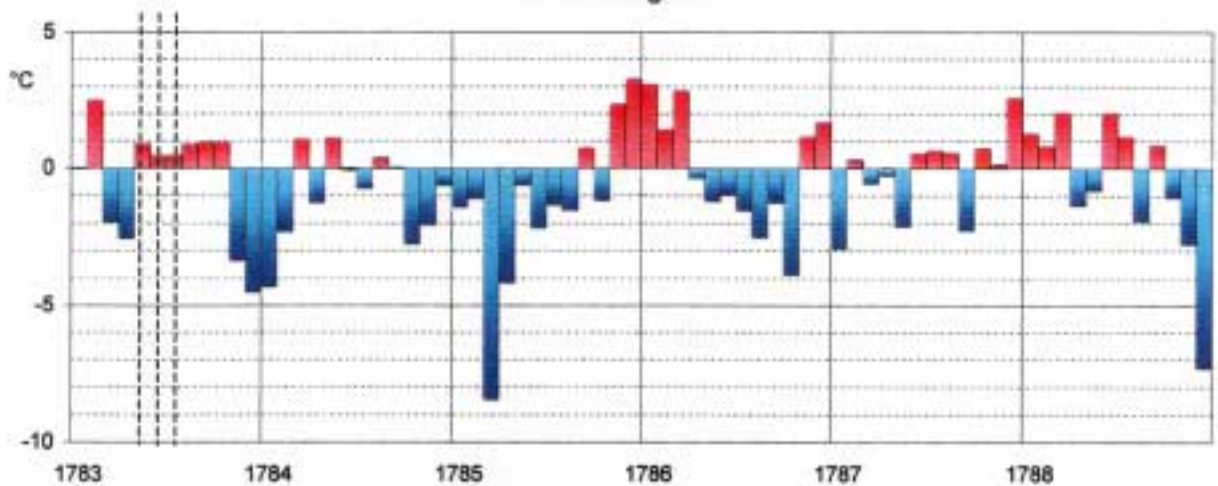
1. Budapest havi átlaghőmérsékletének eltérése 1783 - 1788 között az 1780 - 1830 közötti évek havi átlagaitól



2. Bécs havi átlaghőmérsékletének eltérése 1783 - 1788 között az 1780 - 1830 közötti évek havi átlagaitól



3. Temesvár havi átlaghőmérsékletének eltérése 1783-1788 között az 1781-1803 közötti évek havi átlagaitól



Az ekkoriban még viszonylag kis számú (mért) h mérsékleti adat szerint Észak-Amerikában és Nyugat-Európában az átlagoshoz képest 1.0 - 2.5 °C-os leh és következett be 1816 nyarán. Ugyanakkor más, hasonló nyári leh léseket nem kísért vulkanizmus. Néhány kutató [77] szerint az 1810 - 1820. közötti, világszerte tapasztalt leh lési periódus oka - egyéb tényezőkön kívül - részben a napaktivitás csökkenése lehetett. Tény, hogy ebben az időszakban egyéb vulkánkitörések is zajlottak, amelyek következményei növelhették a sztratoszféra totális aeroszol-terhelését (ezek az erupciók az ábrákon eltérő betűvel és mérettel láthatók).

A budapesti és bécsi évi átlag h mérséklet diagramjai (35. ábra) szerint a leh lési periódus 1812-ben kezdődött és 1816-ban ért véget. Mértéke 0.8 °C körüli. Az újabb, 1-2 éves leh és két kisebb erupció (Colima, Beerenberg, ezekre VEI= 4) után következett, különösen Budapest adatsorában markáns. Erős, az előző évhez képest 1.3 - 1.6 °C-os leh és állt elő 1823-ban is, a Galunggung kitörését (VEI= 5?) követő évben. *Figyelemre méltó a két diagram szinkronja.*

Összességében a változások egy része periodikus jellegű, lengésszerű. A hosszabb periódusú komponensek menete a napfoltszámok alakulásával ellentétes jellegű. Ez a körülmény - vélhetően (elfogadva, hogy az emelkedő napfoltszámokkal a h mérséklet nő) - a vulkáni hatás valószínűségét fokozza.

A havi átlag h mérséklet alakulását mutató 36. ábra diagramjai szerint a Soufrière erupciója után két-három hónap múlva leh és kezdődött, amely 1812. decemberében kulminálva, az 1780-1852 évek átlagához képest (-) 5°C-al volt alacsonyabb.

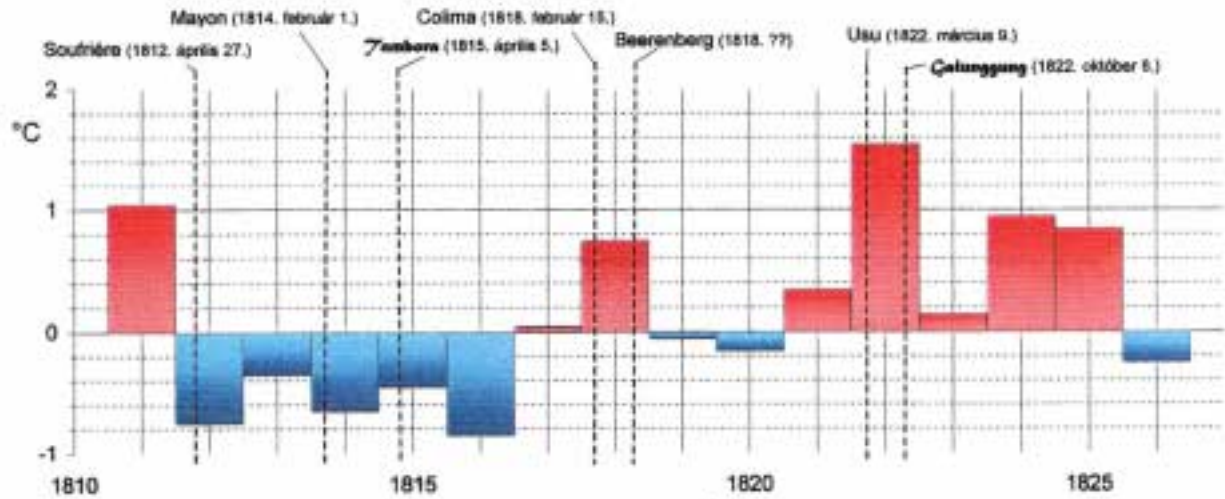
A Tambora m ködése után a havi átlagok változásának tendenciája szintén leh és. A diagramok szélső értékeihez húzható "határgörbe" jellegzetesen tölcészerűen táguló, majd újra szűkül (elektromos analógiával: amplitúdómodulált viv frekvenciás jelre emlékeztető) képet mutat.

A Galunggung (Kelet-Jáva) explóziója után 1823. januárja mutat mindkét görbén (-)5°C körüli csökkenést. Az év második felére és 1824. kezdetére az átlaghoz viszonyítva stagnálás, legfőlegb kismértékű felmelegedési trend a jellemző.

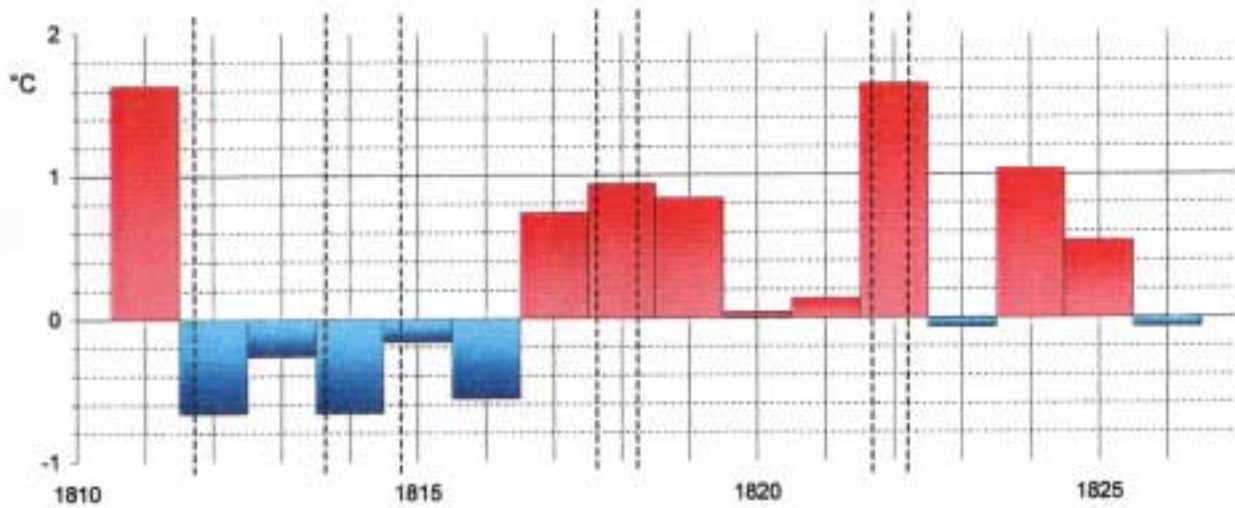
Az előbbieket szerint az 1810 - 1816. között a Kárpát-medencében (is) kimutatható leh és a Tambora erupciója csak részben okozhatta. A leh lési periódus nem függetleníthető további vulkánok (Soufrière, Mayon) összegzett légköri következményeitől sem.

A kitöréssorozatot záró Galunggung (és a valószínűleg jóval kisebb következményekkel járó, de légköri hatásaiban nem leválasztható Usu) erupciója legfőlegb 1823 elején kelthetett (hirtelen) nagymértékű h mérsékletvisszaesést. Jórészt ennek következménye az 1823-as év átlag h mérsékletének feltűnő anomáliája - a leh és egy felmelegedési hullámba "metsz", éppen a naptevékenység kevésbé intenzív időszakában. A további okok (pl. az 1824-25-ös évek átlagosnál melegebb voltában megnyilvánulva) bizonytalanok. Alárendelt klimatikus következményei lehettek a Colima és a Beerenberg (1818) m ködésének is.

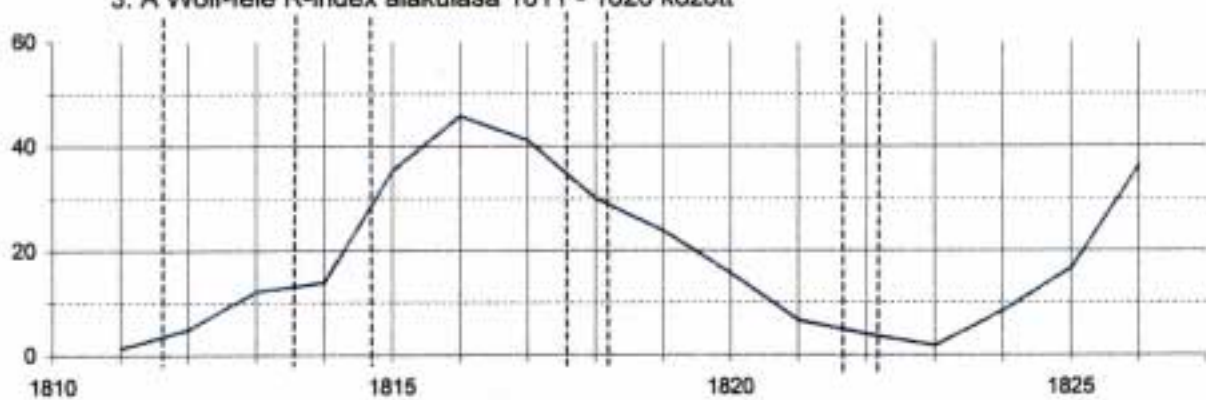
1. Budapest évi átlaghőmérsékletének eltérése 1811 - 1826 között az 1780 - 1852 közötti évek átlagától



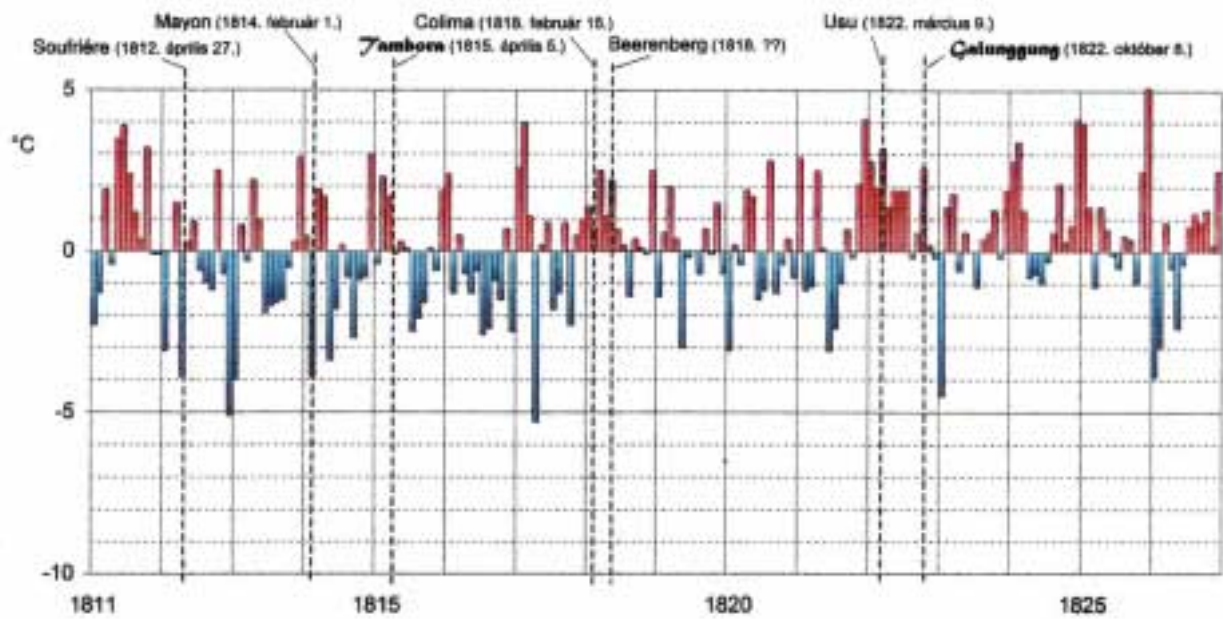
2. Bécs évi átlaghőmérsékletének eltérése 1811 - 1826 között az 1780 - 1852 közötti évek átlagától



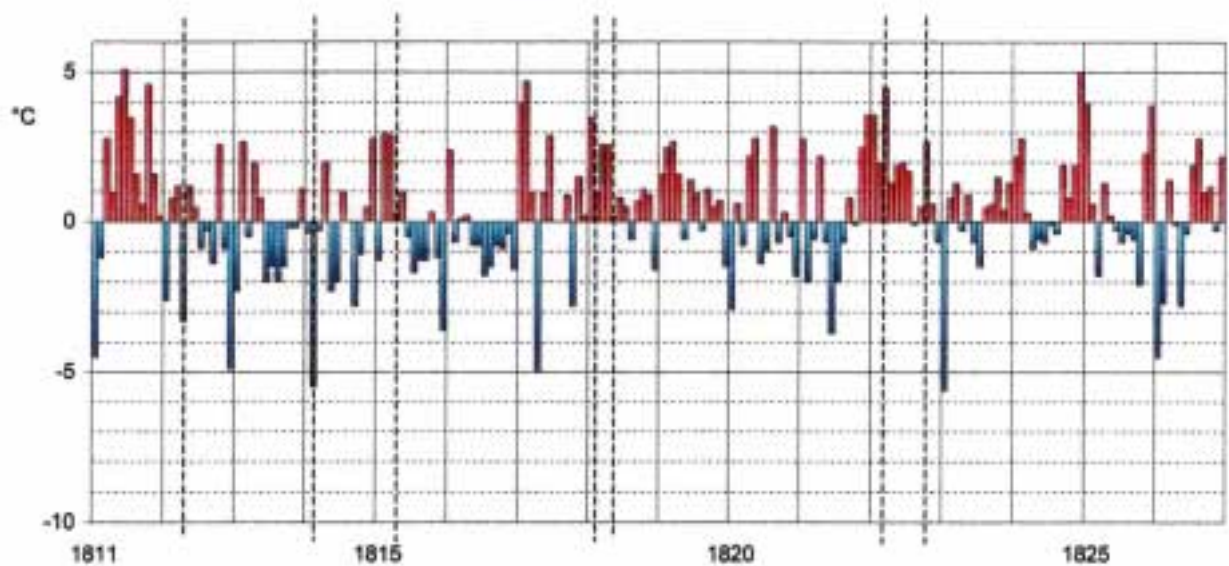
3. A Wolf-féle R-index alakulása 1811 - 1826 között



1. Budapest havi átlaghőmérsékletének eltérése 1811 - 1826 között az 1780 - 1852 közötti évek havi átlagaitól



2. Bécs havi átlaghőmérsékletének eltérése 1811 - 1826 között az 1780 - 1852 közötti évek havi átlagaitól



A [83] forrásm I. kötetéb l kigy jtött és bemutatott feljegyzések (III-IV-V lapok a függelékben) a fenti id sorokból levont következtetések sajátos "lenyomatai", azzal a megjegyzéssel, hogy a feljegyzések "id sora" matematikailag nyilván nem homogén, és nem folytonos. Közülük f ként az alábbiak figyelemre méltók és értékesek:

i/ ... *A XIX: század hazai, három legsúlyosabb elemi csapásainak egyike - id rendben els ként - "az 1816. év januárjának utolsó napjaiban dúlt hófergeteg"* (1816 június 28-31. keltezés feljegyzés, p.157.).

ii/ A hóvihár (1816. január 29-30.) részletes leírásából (amelynek egyes részleteit szintén mellékelem) idézem:

"...Az így öszve fagyott hó (melynek maradványait helyyel még Májusban látni lehetett), nem volt fejér, mint szokott a' közönséges hó lenni, hanem fakó, vagy test színü, a' honnan talán nem egészen helytelen egy tudósnak azon vélekedése, hogy Szaharai homok, nem meteor.por, a' test színü hó valami metrummal vólt öszve keverve: e' mellett olyan különös finomságu vólt, hogy az ablakokon, és ajtó hasadékokon által halmokat tsinált a" szobákban. Bizonyos helyen az ujj vájog falon keresztül megtöltötte az ágyak alját, ugy hogy tekeny kkel hordanák ki azt ;

Az el bbiek önkéntelenül a *vulkáni hamu* jellemz it idézik föl (bennem...).

iii/ Az 1816 augusztusában Budán, a királyi Várpalotában megfigyelt, a Nappal és a Holddal kapcsolatos *magaslégköri, ritka fényjelenségek* (melléknapok-Parhelionok, mellékholdak, szivárványszínek a Nap körül, stb.↓ lásd a facsimilét a függelék V. lapján) *úgyszintén a vulkanizmussal (els sorban a Tambora erupciójával) való összefüggés gyanúját keltik.*

A mellékelt további két feljegyzés a *1823. januári er s hideggel* (amelynek kialakulását illet en nem kizárt a vulkáni hatás sem) *kapcsolatos (lásd a függelék V. lapját), amely a 35. ábrán is egyértelm en azonosítható.*

A Tambora erupciójával kapcsolatos elemzések mindenekel tt óvatosságra intenek ; a tény, amely szerint a(z évi átlagh mérséklet) SEAM-diagramjának amplitudója n a Tambora és a Galunggung kulcséveinek elhagyásával, *nem jelenti a kapcsolat teljes hiányát.*

8.3. Cosiguina (1835)

A Nicaraguában található vulkán kiemelked jelent ség a magas DVI (4000) és VEI (5) indexek mellett amiatt is, hogy 1835-ös kitörése *diszkrét esemény* - hatásai jól elkülöníthet k az id skála egyéb erupcióinak következményeit l. A ma is aktív vulkán 1835-ben 50 km³-nyi piroklasztitot dobott a légkörbe, ezzel egyidej leg magassága 1158 m-r l 807 m-re csökkent.

A budapesti és bécsi (homogén) évi középh mérsékleti id sorok (37. ábra) a kulcsévben 0.2 (Bécs) - 0.6 °C-os leh lést , a következ évben 0.3 - 0.5 °C-os felmelegedést, 1837 - 1840 között pedig er teljes (1.3 - 2.0 °C körüli) *leh lési* periódust mutatnak. Ebben az id szakban 1839-ben volt felmelegedés, amely azonban a hosszabb id szakra jellemz átlag alatti. A leh lési periódus els szakasza nagyjából az R-index növekedési hullámával van fedésben, növelve a vulkáni hatás valószínűségét.

A havi átlagh mérséklet (38. ábra) szerint a leh lés a kitörés utáni 3-4. hónapban kezd dött, 1835. novemberében mértéke 4.5 - 5.5 °C-al volt az átlag alatt. Ezután rövid felmelegedés alakult ki, majd a h mérséklet fokozatos csökkenést mutatott, és 1841. februárjáig - ritka kivétellel - az átlag alatti volt. A kitörés id pontjától 1841-ig a h mérsékletingadozás mindkét diagramon határozottan két hullámot mutat - ezek közül a kés bbi valamivel hosszabb, és nagyobb széls ségek jellemzik (1840. decemberében 8.5 - 9.5 °C körüli).

* * *

Az el z pontban hivatkozott gy jtemény e helyütt idézett feljegyzéseib l (lásd a függelék VI-VIII lapjait) az 1836 májusában tapasztalt er s leh léssel, valamint az 1836 *rendkívül száraz nyarával* kapcsolatosak emlékek fontosak. Ez utóbbiak azért is, mert a hazai csapadékmennyiség mérések 1841-ben kezd dtek. (A már bemutatott eredmények szerint a csapadékmennyiség a kitöréseket követ en - hazai viszonylatban - csökken). Az 1840. december 14-i (Bakonybél) feljegyzésben írott légköri „tünemény” (melléknapok, stb.) és a „példátlan szárazság” ténye a vulkanizmus következményeivel való kapcsolat gondolatát kelti, bár lehet, hogy a közben eltelt öt esztendő miatt az összefüggés valójában (a *Cosiguina esetében*) csupán virtuális.

8.4. Krakatau (1883) - Tarawera (1886) - Bandai(San 1888)

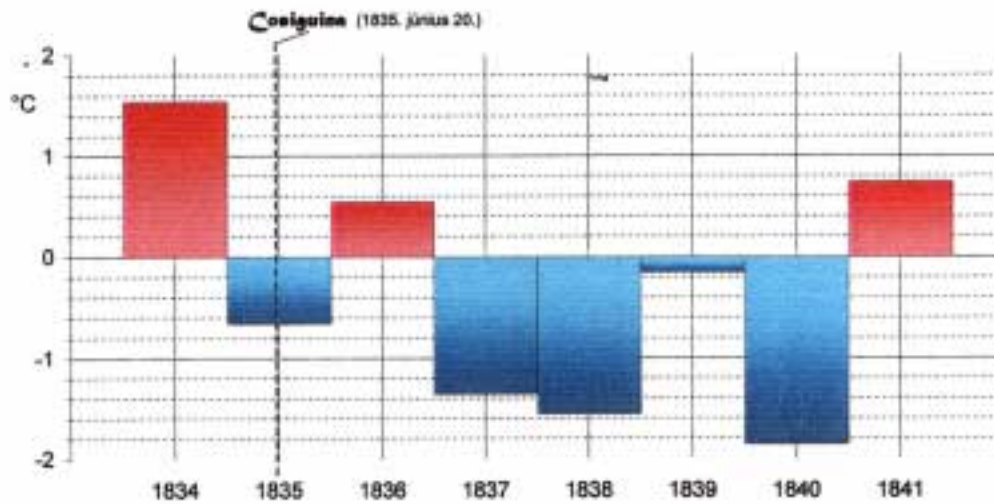
Az 1880 - 1890 közötti id szakban a címben említetteken kívül négy további kitörés ment végbe. Ezekre VEI = 4. Légköri következményeik világosan és meggy z en térid beli (lehetséges) átfedések miatt nem választhatók el egymástól. A *Tarawera* a déli félgömb 38. fokán (érdekes egybeesés, hogy a Bandai pedig az északi félgömb 38. szélességi körén) lévén, az északi félgömb légköri változásait kevésbé érinthette.

Az inhomogenitásból származó bizonytalanságok mérséklésére a fenti erupciókat Budapest és Bécs h mérsékleti id sorával is összevetem, az eddigiekhez hasonlóan.

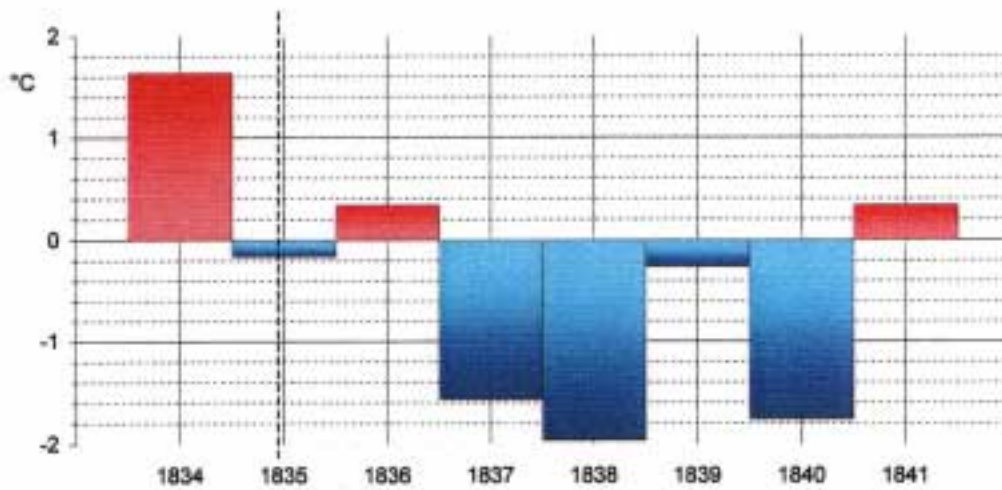
A Jáva és Szumátra szigete közötti Szunda-szorosban kialakult, nagytektonikai rotációs ponton, legalábbis annak közelében lév *Krakatau* 1883-as kitörése egyike volt az írott történelem világméret természeti eseményeinek. A robbanás - amelyet implózió követett -, és a vele kapcsolatos események leírása kötetekre rúg, a kitörés „sarokszámai” (a két évig lebeg hamufelh , a 80 - újabb vélemények szerint 40 - km-es magasságig feljutó por-és hamuszennyez dés, az ex-és implóziót követ szök árral kapcsolatos károk és mértékük, a világszerte tapasztalt szokatlan légköri jelenségek sora, stb.) részint az akkoriban megalkotott táviró jóvoltából közismertek. A légkörbe emelt totális anyagterfogatot 18-21 km³-re becsülik [78,98]. Az ún. másodlagos magmakamra hagymaszer alakzatának sugara szeizmológiai elemzéssel 40, a magmakamra alsó határfelületének legnagyobb mélysége 90-95 km körüli [66].

A klimatikus következményekr l is sokan és sokat írtak. A Lamb szerinti 1000-es DVI-t mások (pl. A. Robock) egyféle *etalonként, összehasonlítási alapként* használják. A VEI értéke (= 6) is kimagasló. A kutatók szerint az északi félgömb átlagh mérséklete 0.3 - 0.4 °C-al csökkent a Krakatau kitörését követ egy-két évben, amelynek kialakulásában más erupciók is szerepet játszhattak [61,78]. Az utóbbi forrásm adatai szerint a Krakatau kitörését követ 2-3 évben az északi félgömbön kb. 0.25 °C-os h mérsékletcsökkenés állapítható meg.

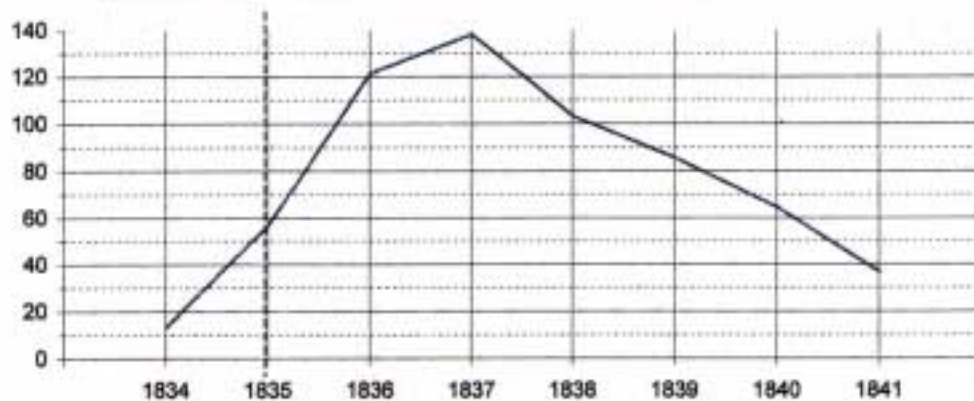
1. Budapest évi átlaghőmérsékletének eltérése 1834 - 1841 között az 1780 - 1852 közötti évek átlagától



2. Bécs évi átlaghőmérsékletének eltérése 1834 - 1841 között az 1780 - 1852 közötti évek átlagától



3. A Wolf-féle R-index alakulása 1834 - 1841 között



Véleményük szerint a Tungurahua és a Tarawera kitörésének hatása nem zárható ki, de a belőlük származó aeroszolok jelentős mennyiségének átjutása az Egyenlítőn valószínűtlen.

Egyik előző munkámból [69] bemutatom az északi félgömb évi átlagos mérsékletének, valamint a napsugárzásintenzitásnak a változását a vizsgált dekádra vonatkozóan (39. ábra). A kisebb kitörések (amelyek nem egészen azonosak a későbbiekben figyelembe vett kisebb erupciókkal) - akkori munkámban - a DVI értéke alapján kerültek kiválasztásra. Az északi hemiszféra átlagos mérsékletében jól látható az 1881 - 1888. közötti lehézés, amely a Krakatau erupciója előtt kezdődött. A napsugárzás intenzitása 1884-1886-ban mutat átmeneti csökkenést, minimumát 1885-ben mérték. Ekkor a hemiszférikus átlagos mérséklet már emelkedést mutatott - a két görbe ellenmenete túlmutat a besugárzáscsökkenés - h és egyszer kapcsolótán.

A Krakatau kitörését követően szokatlan légköri jelenségekről a Royal Society jelentésében 312 oldalas fejezetben számoltak be (ezek töredéke Móra Ferenc „Mikor a fény beteg volt” c. írásában is olvasható, a *Napok, holdak, elmúlt csillagok - A fele sem tudomány* c. könyvében - Szépirodalmi Könyvkiadó, 1980). Bishop éppen a Krakatau kitörésével kapcsolatosan figyelte meg (Hawaiiin) a róla elnevezett gyűrűket, amelyeket a felső légkörben lebegő, vulkáni eredetű szilárd részecskéken történő diffrakció kélt.

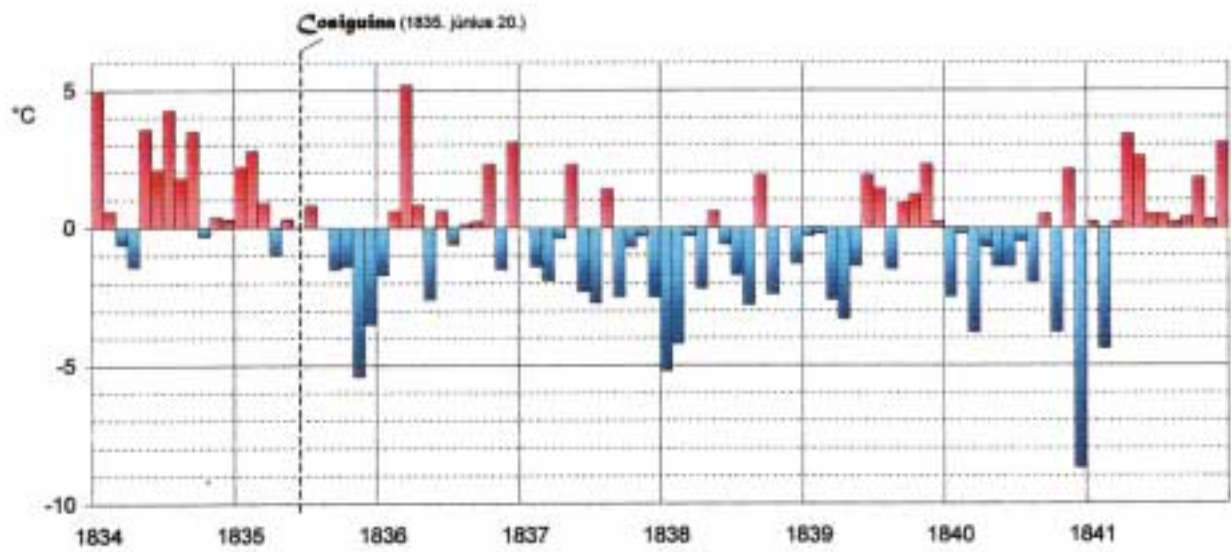
Hazai viszonylatban a Krakatau explóziójának légköri következményeivel jómagam is foglalkoztam [65-69]. Két tanulmányom [65,67] éppen a Krakatau nevezetes kitörése 100. évfordulójának évében (annak emlékére) jelent meg. A 3. fejezetben bemutatott számítási modell két évnnyi visszahullási időtartama is a Krakatau explóziója során megfigyeltéken alapul. Eredményeim egy részére a későbbiekben hivatkozom.

A budapesti és bécsi homogén adatsorok diagramjaiból (40-41. ábra) a következőket lehet ki:

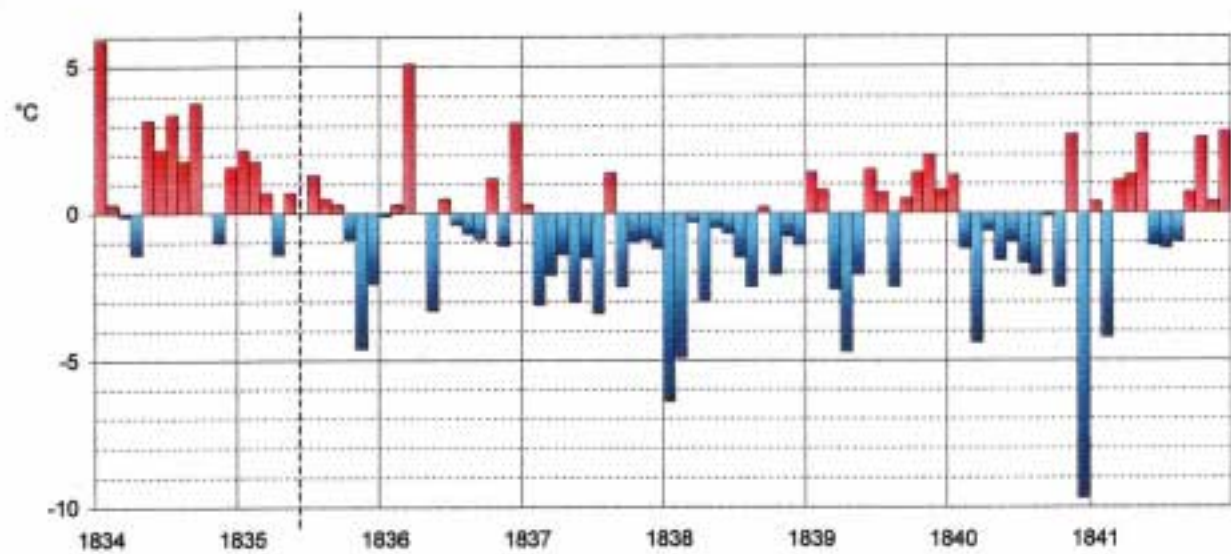
- A vizsgált időtartam legnagyobb mértékű, 1879-es, az évi átlagot tekintve 1.1-1.3 °C-os lehézés az Askja 1875-ös kitörésétől eltekintve, inaktív időszakban következett be. (Az Askja erupciója ugyancsak egy 1874-ben kezdődő lehézési időszakra esik). Az 1881-ben mutatkozó lehézés mérsékletcsökkenés (amelynek mértéke nagyobb, mint a vizsgált dekádban a nagy kitöréseket követő negatív csúcsoké) nagyobb részben - a havi (és pentád-)átlagok alakulása szerint egyaránt - a Nasu kitörése előtt, tehát gyaníthatóan nem vulkáni eredetű.

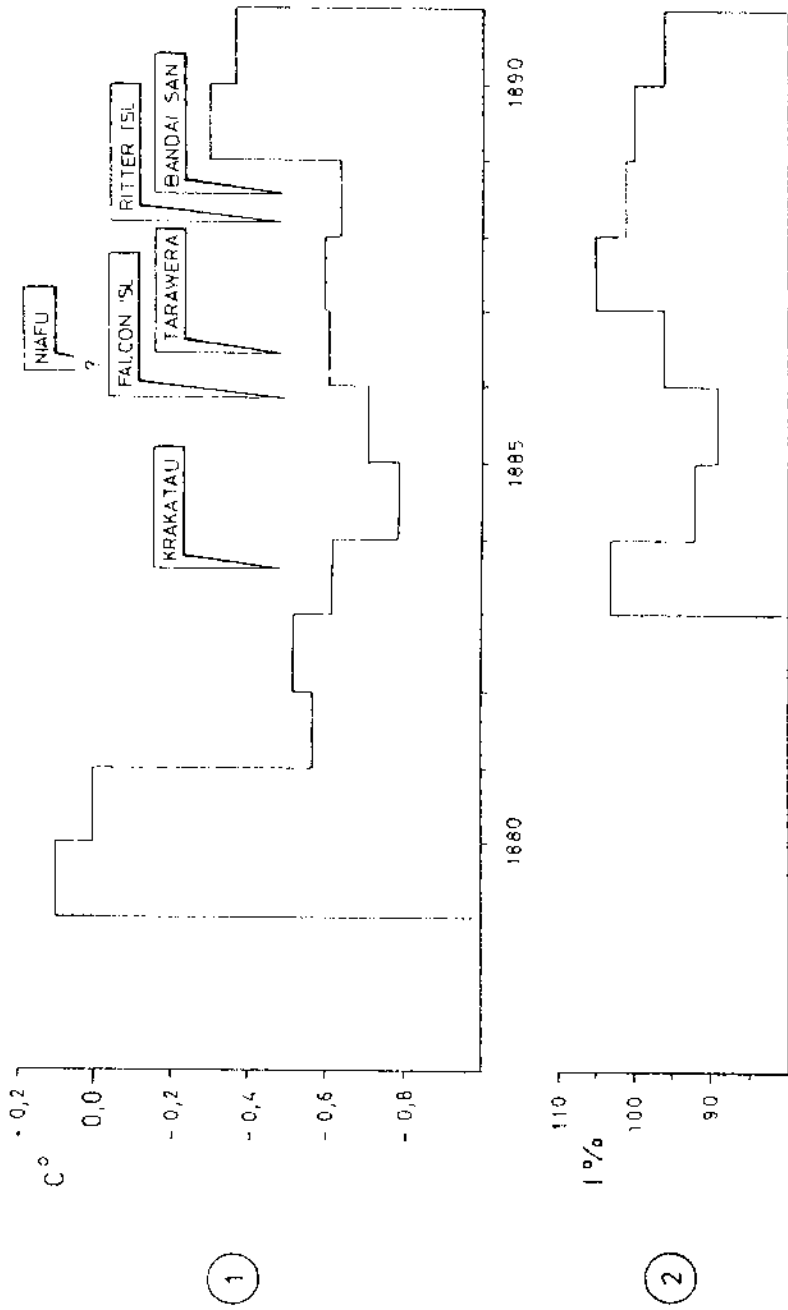
- A Krakatau kitörésének évében kb. 0.7°C-os csökkenés (ennek értéke Bécsben csak 0.3°C körüli), 1884-ben pedig Budapesten alig több, mint 0.1 °C-os lehézés, Bécsben 0.2 °C-os felmelegedés mutatkozik. A havi átlagok alakulása szerint az 1883-as évi átlagban észlelt csökkenés nagyobb része az év első felében (március-április) mutatkozó lehézés következménye, tehát nincs kapcsolata a Krakatauval. Az előbbieket a nagyobb felbontású pentád mérsékleti grafikonon is követhetjük (42. ábra). Jól látható a Krakatau erupcióját követő lehézési trend, amelyet 1883. november-decemberében - 1884. januárjának első harmadára is áthúzódva - lehézés, majd hirtelen felmelegedés (a kettő különbsége meghaladta a 10 °C-ot) előzött meg. A [113] forrásból szerkesztett diagramból (43. ábra) következtetve, a Krakatau felhőjének északi szegélye 1883. novemberében ér(het)te el Magyarországot (időközben az Egyenlítő körüli sávban - nyilván keresztirányban jóval nagyobb sebességgel - szeptember 10-ig megkerülte a Földet).

1. Budapest havi átlaghőmérsékletének eltérése 1834 - 1841 között az 1780 - 1852 közötti évek havi átlagaitól



2. Bécs havi átlaghőmérsékletének eltérése 1834 - 1841 között az 1780 - 1852 közötti évek havi átlagaitól

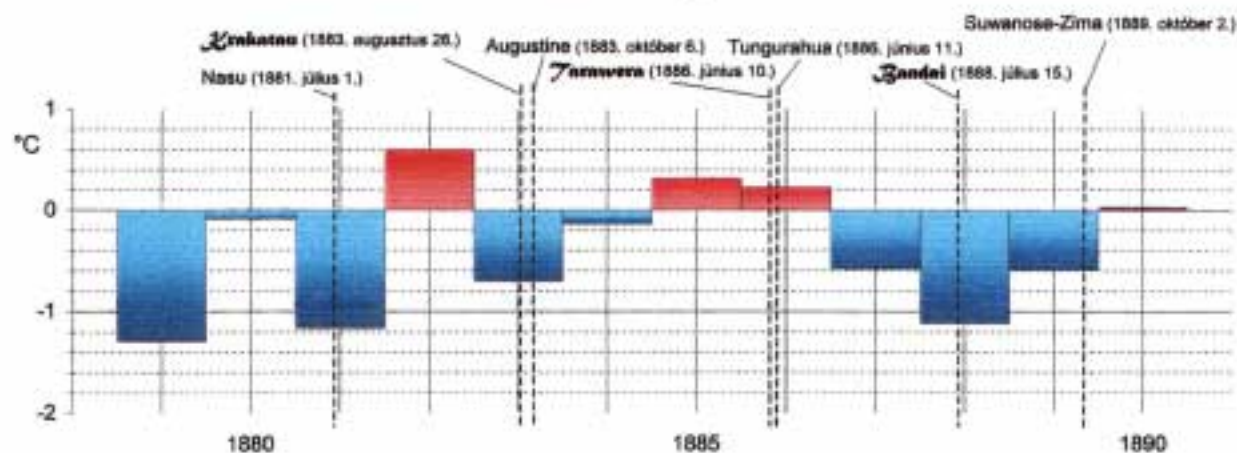




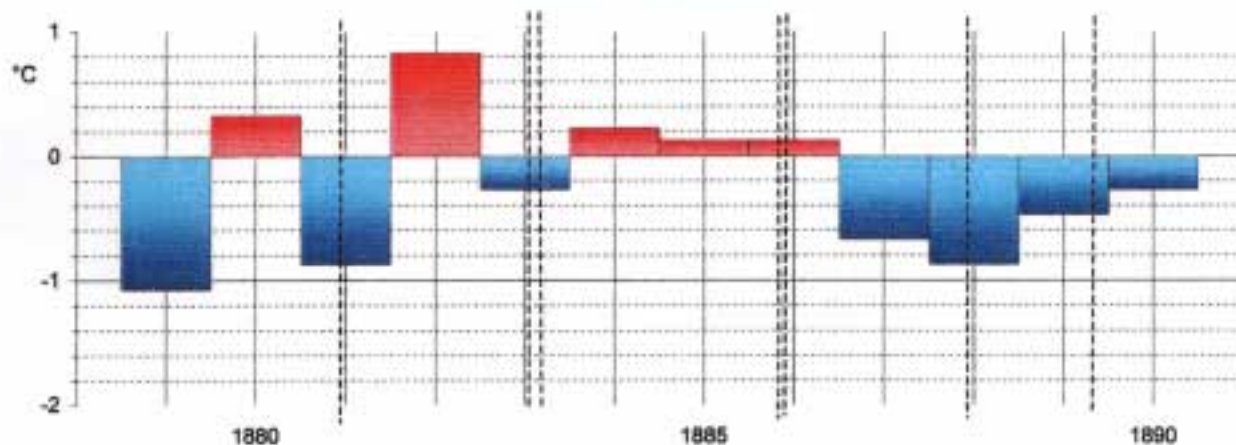
1. diagram: Az északi félgömb évi átlaghőmérséklete 1882-ig Köppen [45], 1883-tól Jones-Wigley [40] adatai szerint

2. diagram: A napsugárzás intenzitásának változása az átlagérték %-ában kifejezve Lamb [50] után

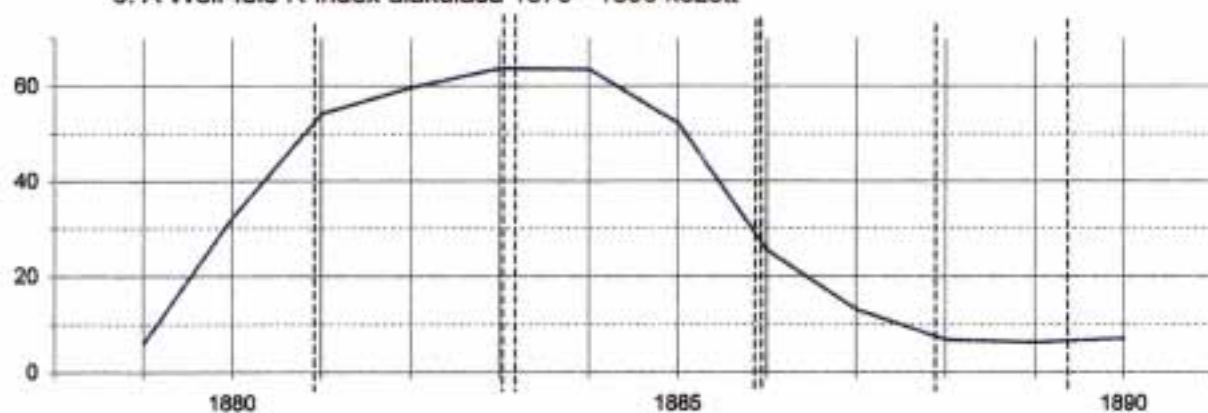
1. Budapest évi átlaghőmérsékletének eltérése 1879 - 1890 között az 1857 - 1906 közötti évek átlagától



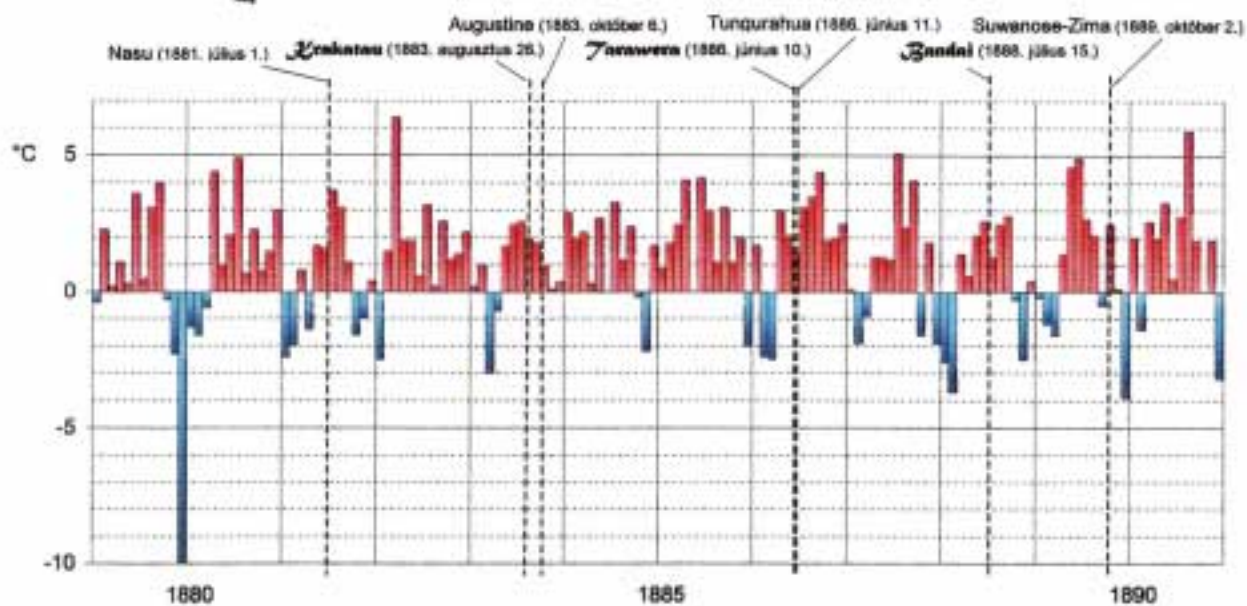
2. Bécs évi átlaghőmérsékletének eltérése 1879 - 1890 között az 1857 - 1906 közötti évek átlagától



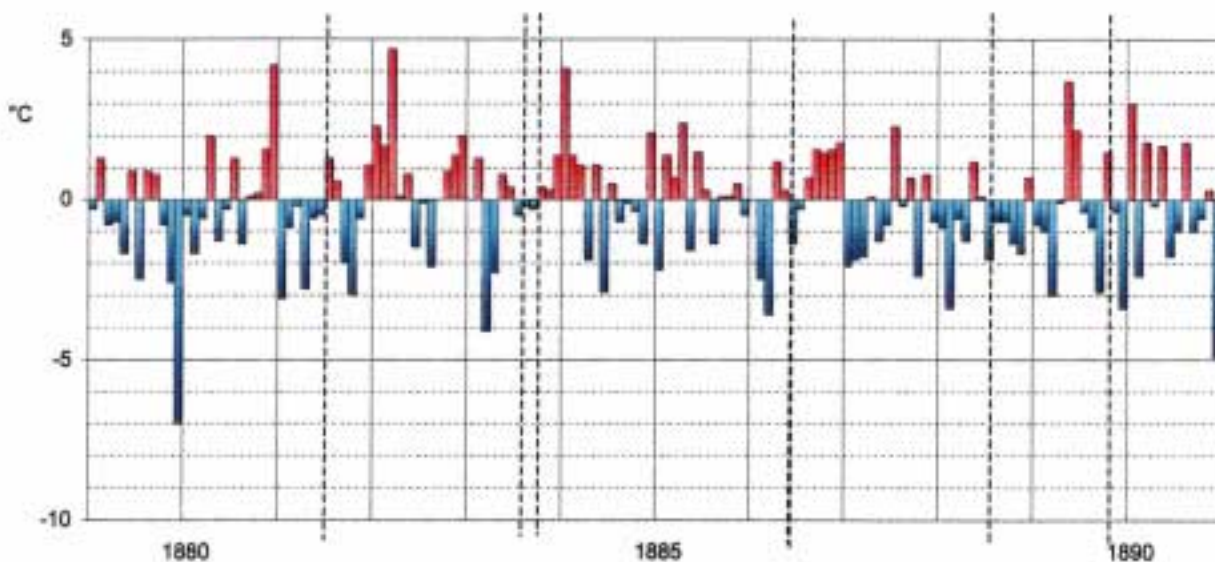
3. A Wolf-féle R-index alakulása 1879 - 1890 között



1. Budapest havi átlaghőmérsékletének eltérése 1879 - 1890 között az 1857 - 1906 közötti évek havi átlagaitól



2. Bécs havi átlaghőmérsékletének eltérése 1879 - 1890 között az 1857 - 1906 közötti évek havi átlagaitól



Az (évi) felmelegedés és a leh és gradienseinek alakulását 1880-1886. között a 44. ábra mutatja be [67], Budapest h mérsékleti pentádjából szerkesztve. Jól látható a leh és sebességének 1883. évi maximuma (47°), valamint a felmelegedési sebesség csökkenésének 1884. évi minimuma (33°). Hasonló jelleg anomáliák még a következő években is gyaníthatók.

A közölt - újabb adatokon nyugvó - h mérsékleti diagramok a fentiekkel összhangban vannak, egyben felhívják a figyelmet a részletek (tehát az adatbázis lehetőség szerinti finomításának) fontosságára. Csupán az évi felbontású adatokból könnyen adódhatnak hibás következtetések is, miután a vulkáni (id járási) effektusok egy részének periódusa egy évnél kisebb, másrészt még egyféle mechanizmuson belül maradván is a változások eljéles összege (kimenete) lehet zérus, amely az évi felbontás mellett elmosódva fel sem tűnik. Ilyen vonatkozásban a Krakatau elemzett kitörése mindenképpen kiemelkedő fontosságú.

A 40. ábrán látható az 1887-1889. közötti leh és is, amelynek maximuma évi átlagban $0.9 - 1.1^\circ\text{C}$. A havi felbontású görbék (41. ábra) szerint a Tarawera kitörését felmelegedési mikroperiódus követte, amely nagyon gyors (Bécsben 4°C körüli) leh ésbe csapott át. A leh ésési trend 1888. februárjában végződhetett.

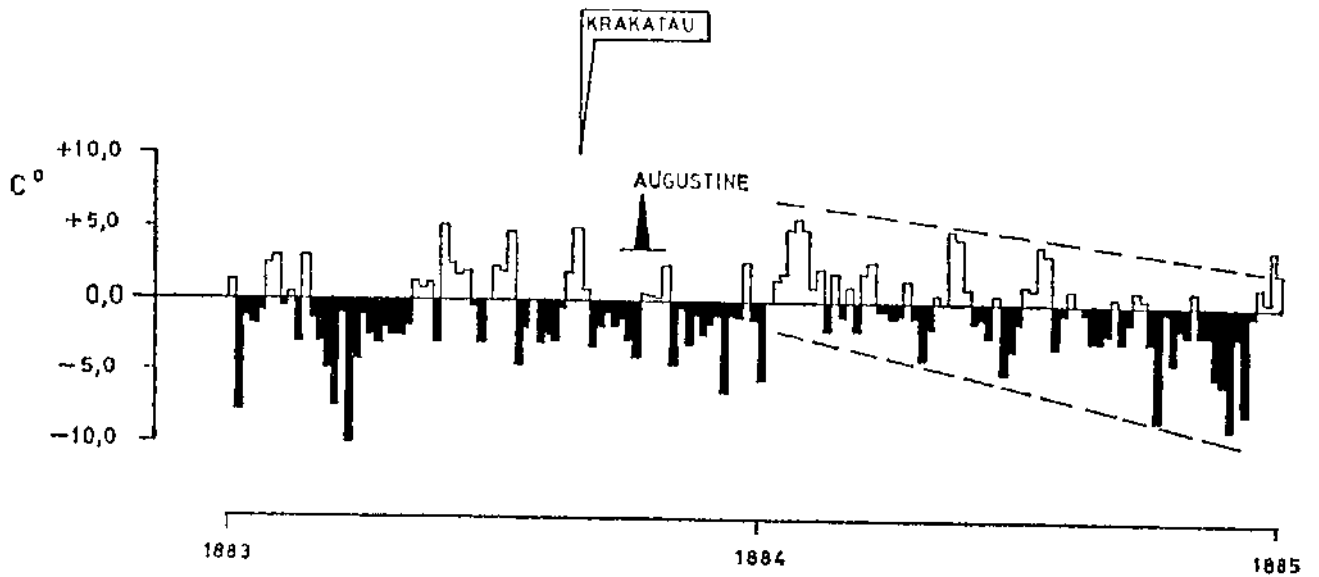
A Bandai erupciója után a kezdeti felmelegedés elmaradt, a havi átlagok alakulása - különösen a bécsi id soron (1890. novemberéig) - tölsérszer tágulással kezdődött, amplitúdómodulált (vibráló) rezgéssorozatra emlékeztet.

Az R-index alakulása a vizsgált időszakban az évi átlag hőmérséklet menetével egyező trendet mutat, így azok menete valószínűleg extraterresztrikus hatásokat is hordoz.

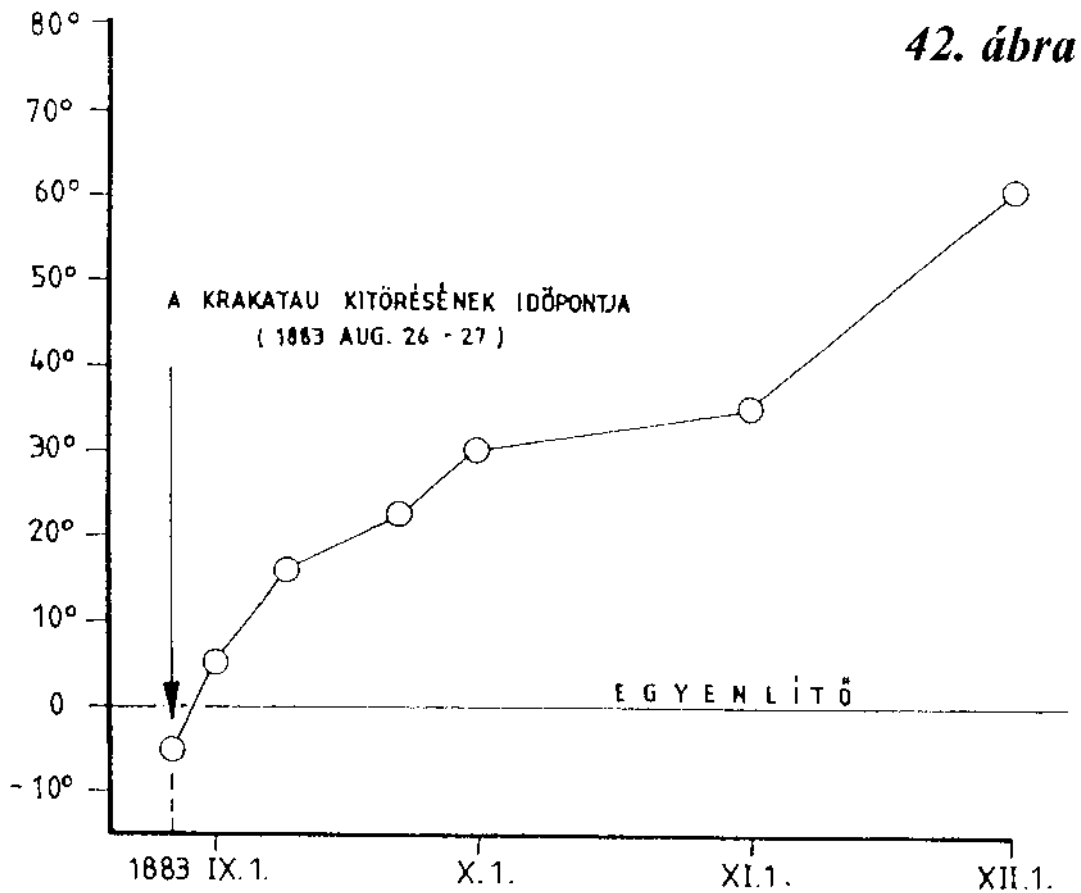
Előző vizsgálataim [71] szerint hazánkban az évi átlag hőmérsékletnek a napfoltok maximum-minimum határai között kimutatható ingadozása 0.9°C fok, öt éves mozgó átlagok összevetésében pedig 0.4°C körüli - ezek a megállapítások azonban a mechanizmus tisztázásáig kritikával szemlélendők és nem általánosíthatók.

A szóban forgó évtized hazai csapadékeloszlásának néhány sajátosságát a jelenlegi I. kötetben elterjedt, Magyarországra kiterjeszhető adatbázis tükrében az egyetemi doktori értekezésemben, valamint egy későbbi [72] tanulmányomban már elemeztem. Ezek közül a 45-47. ábrát mutatom be. Jól látható az évi csapadékmennyiség visszaesése 1883-1888. között. A havi felbontású diagramok szerint a csapadékcsökkenés egy része valóban az adott kitörést követően fél éven belül mutatkozott (Krakatau, Tarawera, Bandai). Más esetekben inaktív időszakban is kevesebb a csapadék (pl. 1885. első féléve, 1887. közepe). Nem kizárt, hogy a csapadékeloszlás szélsőséges ritmusai is riznek vulkáni eredetű gerjesztést (lásd pl. 1884. április-májusát a 45. ábrán). Néhány további, általános megállapításra a 7.4. és 7.5. fejezetben már utaltam. A Réthly-féle gyűjtemény ilyen vonatkozású feljegyzései úgyszintén figyelemre méltók.

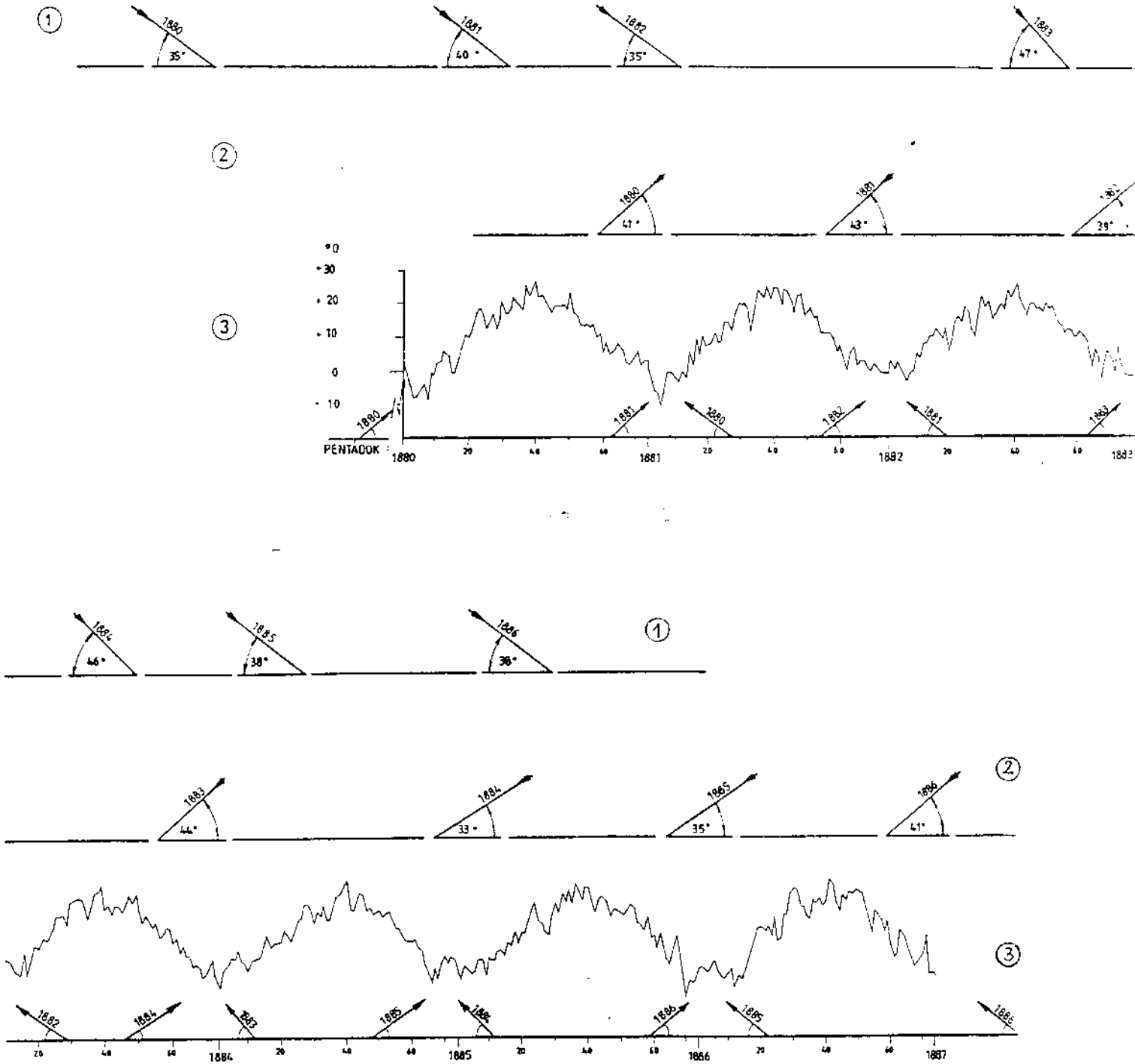
Bár a dendro(krono)ológiai vonatkozásokat külön fejezetben összegzem, a 48. ábrán két hazai fa korai (tavaszi) és késői (nyári) pásztaszélességének alakulását emelem ki 1881-1887. között, szintén saját vizsgálataim nyomán [67]. Az id járási elemekben (napfénytartam, hőmérséklet, csapadék) okozott vulkanogén változásokra visszavezethetően, mindegyik esetben a kitörések (pontos) dátumát követően a késői pászta (durván a vegetációs időszak második fele) mutat erőteljesebb csökkenést.



Budapest átlaghőmérsékletének eltérése az 50 éves átlagtól 1883-84-ben, pentádok alapján. Jól látható a Krakatau kitörését megelőző erőteljes lehűlés. Az erupció után az ábra szerint jelentős hőmérsékletcsökkenés azonosítható, amely 1884-ben többé-kevésbé fokozatos, feltehetően a Krakatau kitörése által keltett légköri hatások eredményeként [68,69].

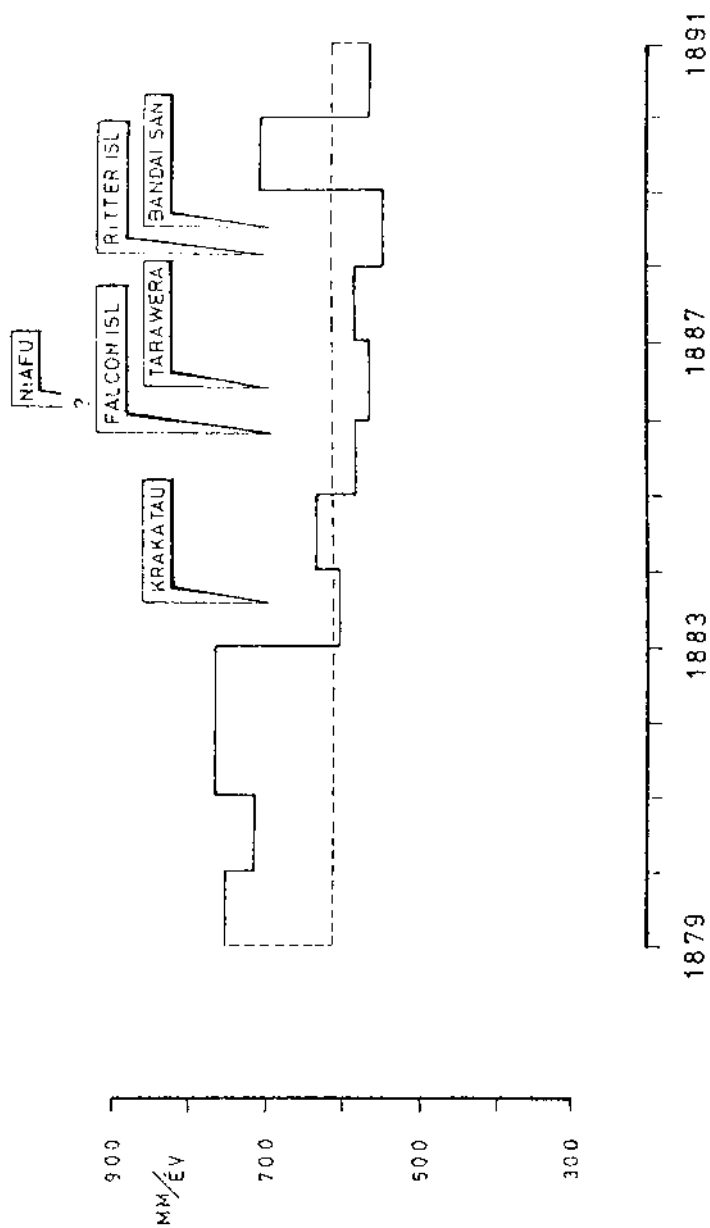


A Krakatau hamufelhője (északi) szegélyének mozgása észak felé Wexler [113] adatai szerint. A hamufelhő 1883. novemberében érte el Magyarországot [67].



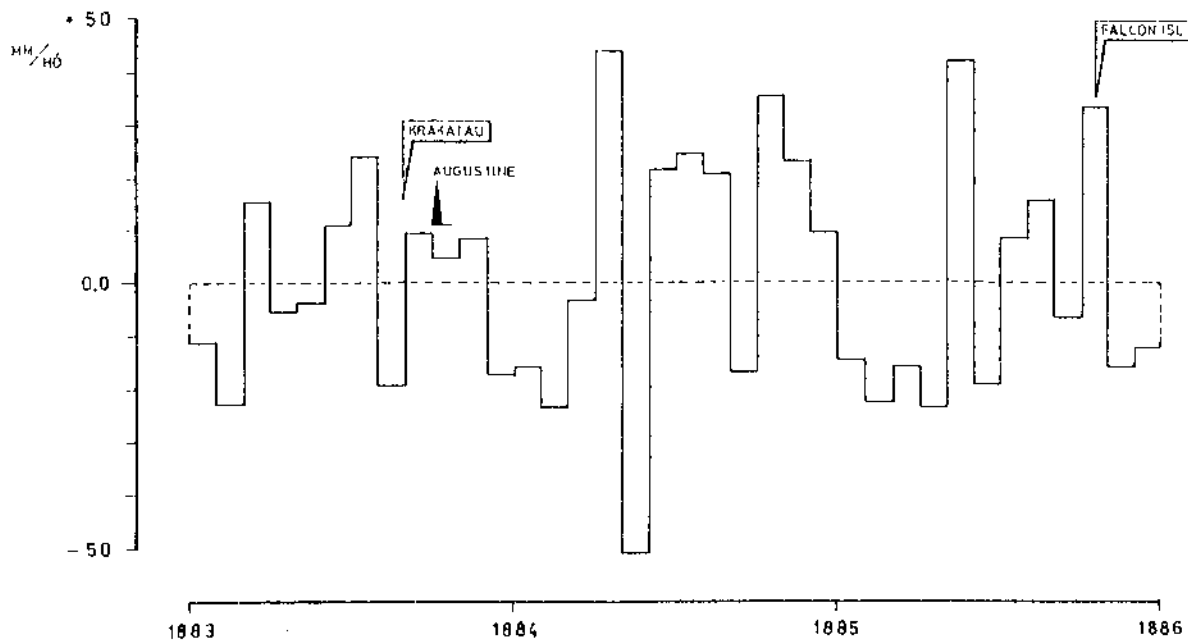
A felmelegedés és a lehülés gradiensei Budapesten Róna [90] adatai alapján pentádokból szerkesztve, korábbi vizsgálataim szerint [67].

1. grafikon: A lehülési szakaszok gradiensei
2. grafikon: A felmelegedési szakaszok gradiensei
3. grafikon: Az átlaghőmérséklet menete 1880-1886 között



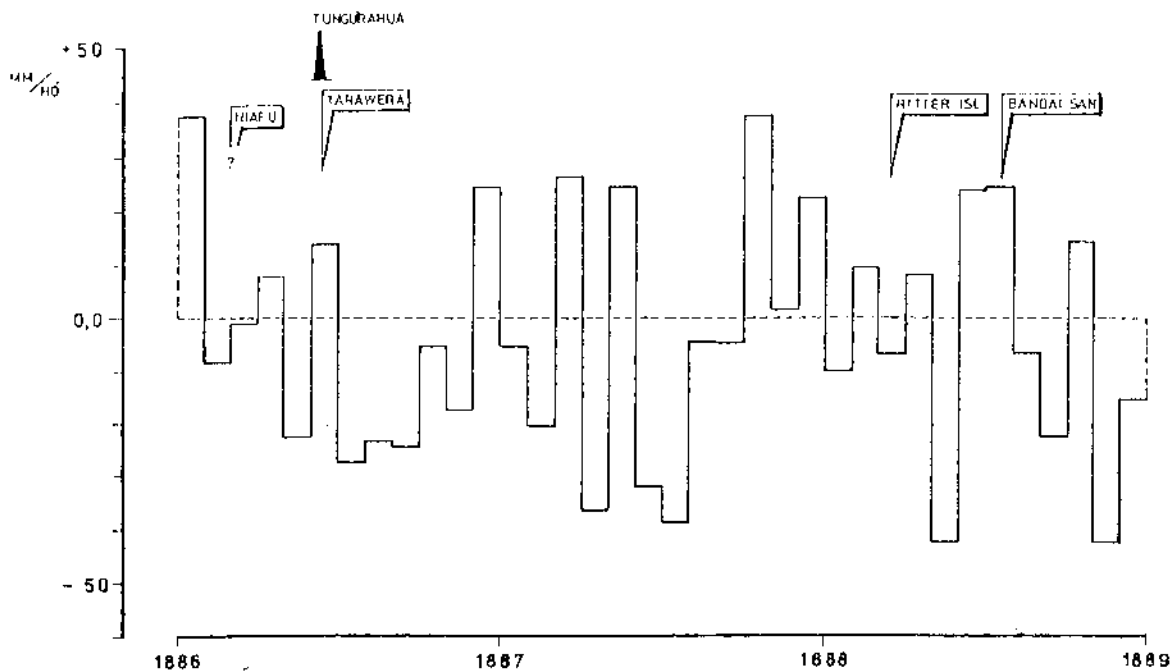
Az évi csapadékmennyiség alakulása Magyarországon 1879-1890 között, korábbi vizsgálataim [68, 72] szerint, Budapest-Debrecen-Nyíregyháza-Szeged-Szombathely adataiból szerkesztve, feltüntetve a jelentősebb vulkánkitöréseket. A szaggatott vonal az öt város 50 éves csapadékkültségének számtani közepe.

45. ábra



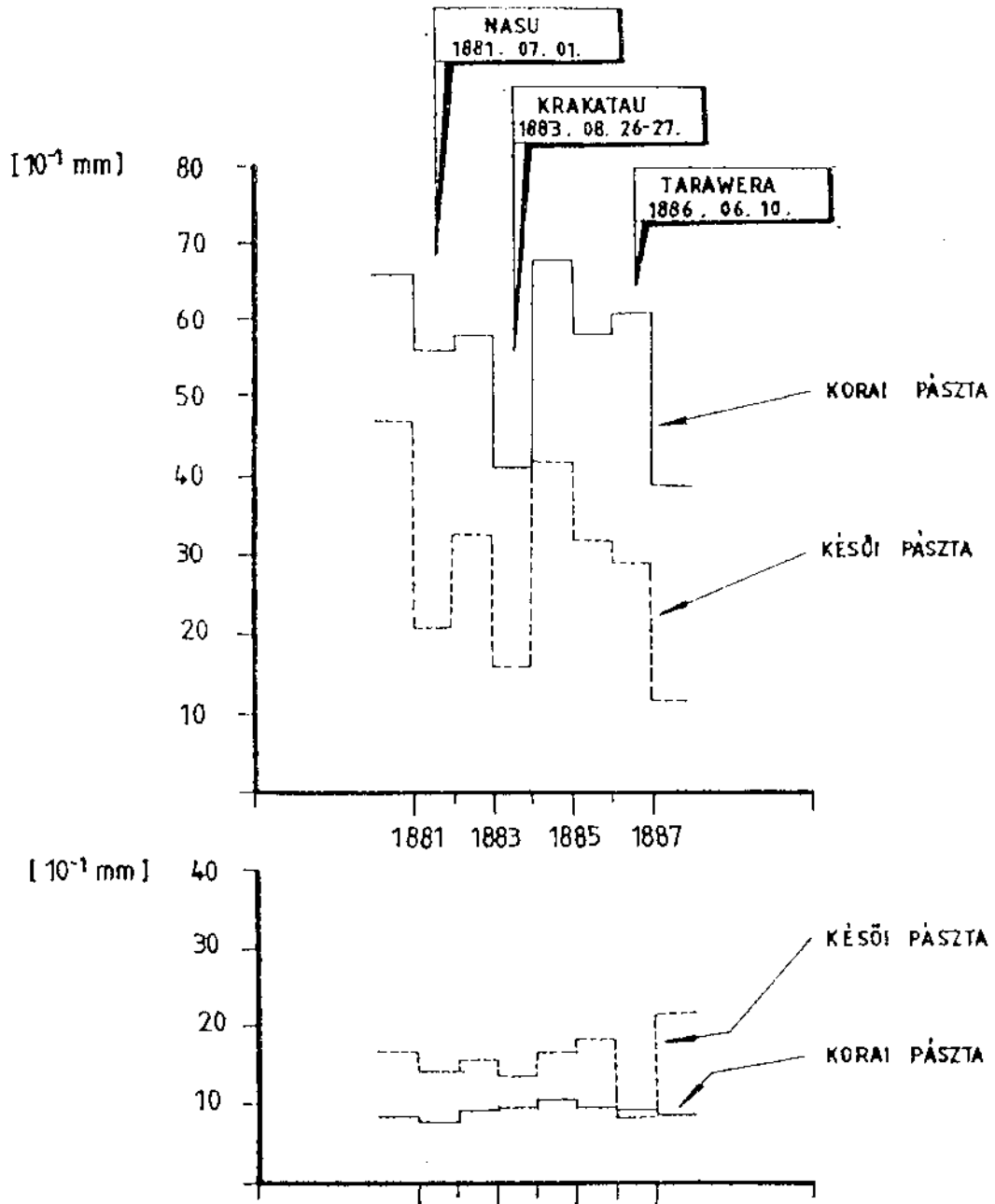
A havi csapadékmennyiség eltérése az 50 éves (1901-1950) átlagtól az előző ábra szerint nagyobb csökkenést mutató években. A háromszöggel jelzett kitörésekre VEI = 4 [68,72].

46. ábra



A havi csapadékmennyiség eltérése az 50 éves átlagtól 1886-88-ban [68,72]

47. ábra



A korai és a késői pászta szélességének változásai vörösfenyő (*Larix decidua* - felső diagram) és szelídgesztenye (*Castanea sativa* - alsó diagram) esetében [67]

A Krakatau vonatkozásában értékes hazai légnymásadatok is vannak. **Schenzl Guido** tanulmányára [92] már utaltam ; a légnymás menetében négy háborgást azonosított, amelyek közül az els 1883. augusztus 27-én, kevéssel 13 óra el tt, az utolsó augusztus 29-én, 17 óra után jelentkezett. A harmadik hullámot a visszatér els hullámnak tartotta.

8.5. Santa-Maria (1902) - Csudacs (1907) - Katmai (1912)

Az 1902-1917. közötti másfél évtizedben 12 vulkán 13 kitörését (az évi átlagok színes ábráin a Tungurahua, a Tarumai és a Taal, a havi átlagok színes ábráin pedig a Tungurahua hiányzik) említi a VEI jegyzéke [63], amelyekre az index négy, vagy annál több. Közülük a **Santa Maria** és a **Katmai** a legnagyobb (VEI = 6), a **Csudacs** indexe pedig 5. Ezek eltérései, valamint a kitörések egyenl tlen id beli eloszlása miatt - az újonnan figyelembe vett id sorokat négy színes diagramon megjelenítve - az elemzést az alábbiak szerint talgom:

(Mt.Pelée, Soufrière) - *Santa Maria* - (Thordarhyrna)

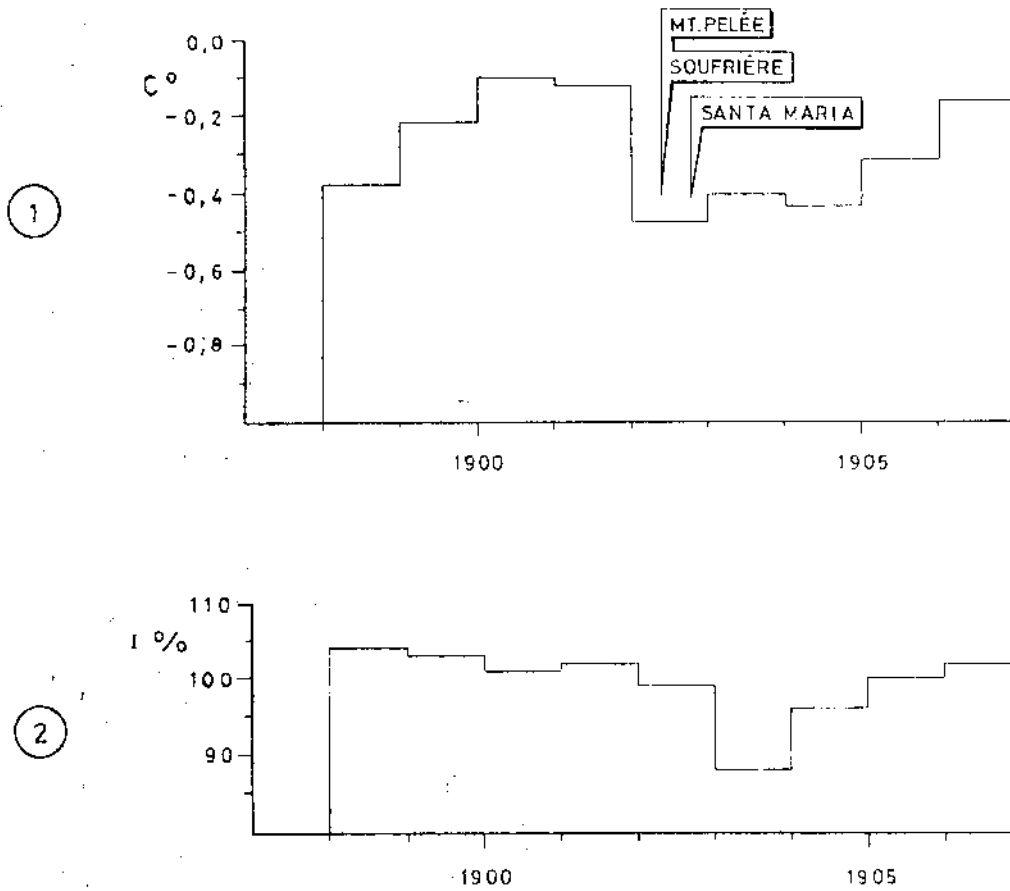
Az északi félgömbön 1902-1905 között kb. 0.3 °C-os évi átlagh mérséklet-csökkenés mutatkozott (49. ábra), a napsugárzás-intenzitás pedig (lásd ugyanott) 1903-1904-ben mutat minimumot. A leh les a sugárzáscsökkenést - legalábbis látszólag - megel zi.

A 50. ábrán 1902-ben mutatkozó er teljes (Budapest 1.0 , Bécsben 1.25 °C-os) leh les dönt en valóban a feltüntetett erupciók utáni - 1902. májusában több, mint 4 °C-al volt Bécsben az átlag alatt, míg 1902. decemberében Magyarországon közel öt és fél fokkal volt hidegebb az 50 éves havi átlagnál, amely a *Santa Maria* kitörését (október 24.) követ en alakult ki. Ez utóbbi az 51. ábrán látható.

A nagyobb felbontású budapesti (a Meteorológiai Intézetnél mért) pentádok alakulása szerint a leh les maximuma - nem kizárt, hogy a kitöréssorozat következményeinek összegz déseként - kisebb oszcillációkat követ en, 1902. november-decemberében mutatkozott (52. ábra). Ez utóbbi hónapban kb. 15 °C-al volt az 50 éves havi átlag alatt. Ugyanakkor a Mt. Pelée valamint a Soufrière kitörései már egy leh lesi mikroperiódusban zajlottak, tehát a nyár eleji leh les csak részben (lehetett) vulkáni eredet .

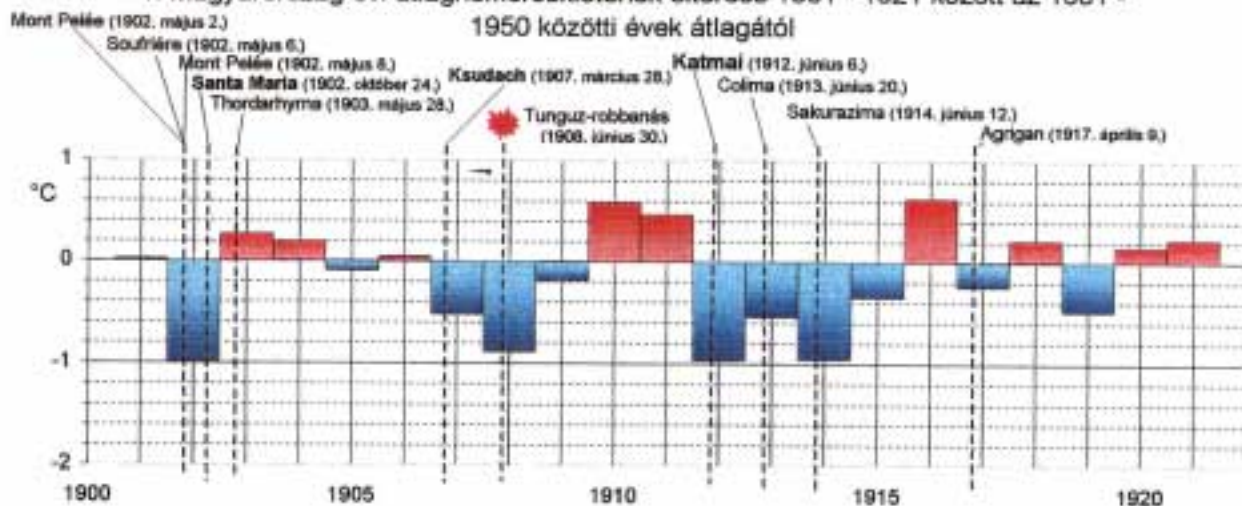
Az évi csapadékmennyiség 1903-1904-ben csökkent (53. ábra), az utóbbi év minimumot jelez. A havi felbontás (54. ábra) szerint a Mt. Pelée és a Soufrière kitörését követ négy, a Santa Maria esetében pedig öt hónapon át kevesebb csapadék hullott. Az 1902. novemberi, közel 50 mm-es csapadékmennyiség-csökkenés a havi átlagh mérsékletnek a szóban forgó év november-decemberében kimutatható 3.5 - 5.0 °C-os csökkenésével csaknem egyidej . Jellegzetes a kitöréseket követ másfél év havi csapadékeloszlásának "lengése" - a csapadékmennyiség egy szinuszfüggvényre emlékeztet alaphullám körül ingadozik.

A budapesti és a bécsi homogén adatsorok (24-26. ábra) szerint Budapest évi csapadékmennyiségében 1903-1904-ben lokális minimum volt (1904-ben 140 mm-el volt az átlagnál kevesebb), míg Bécsben 1903-ban 170 mm-el esett az átlagnál több. Ugyancsak a budapesti diagram 1907-1908-ban 110-120 mm-el, a bécsi pedig - 1908-ban - 110 mm-el mutat kevesebb csapadékot.

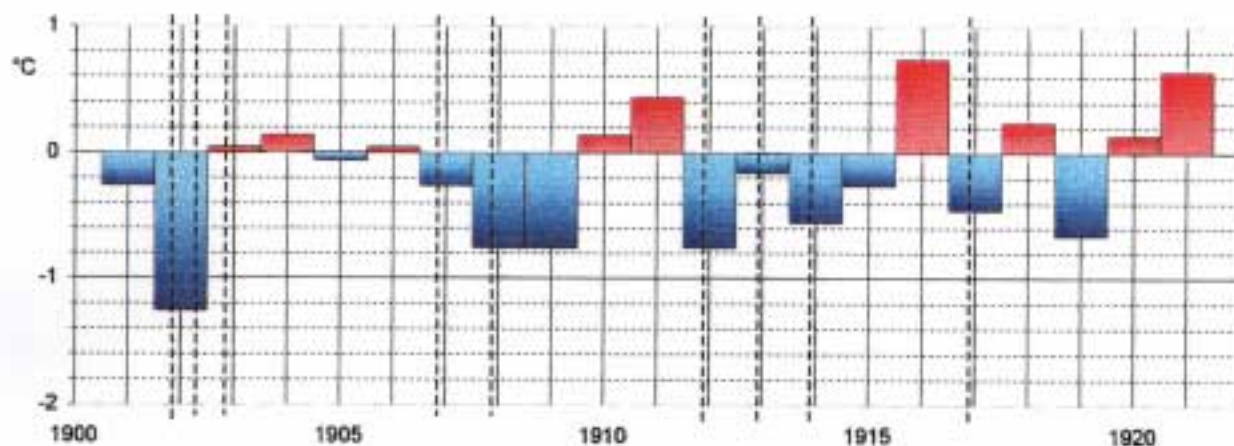


1. **diagram:** Az északi félgömb évi átlaghőmérséklete *Jones-Wigley* [40] adataiból
2. **diagram:** A napsugárzás intenzitásának változása az átlagérték %-ában kifejezve *Lamb* [50] után

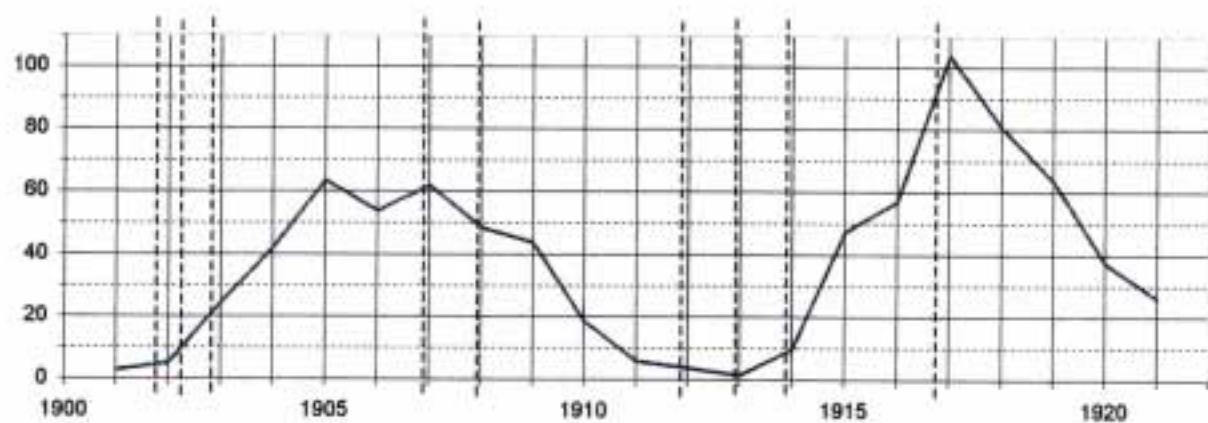
1. Magyarország évi átlaghőmérsékletének eltérése 1901 - 1921 között az 1901 - 1950 közötti évek átlagától



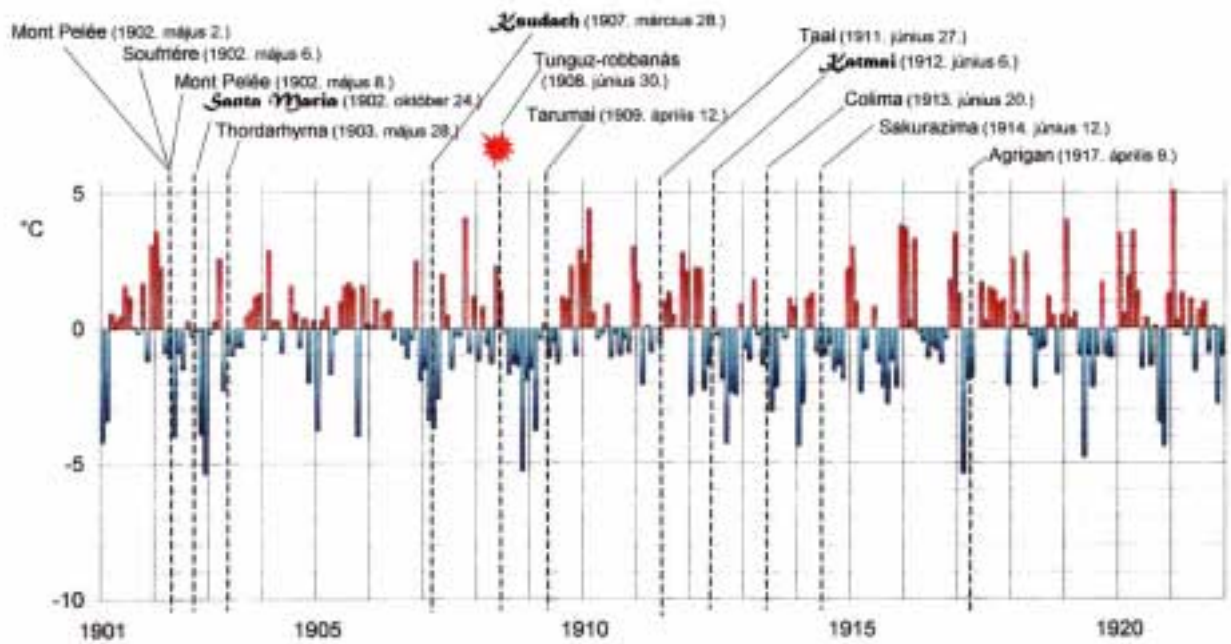
2. Bécs évi átlaghőmérsékletének eltérése 1901 - 1921 között az 1901 - 1950 közötti évek átlagától



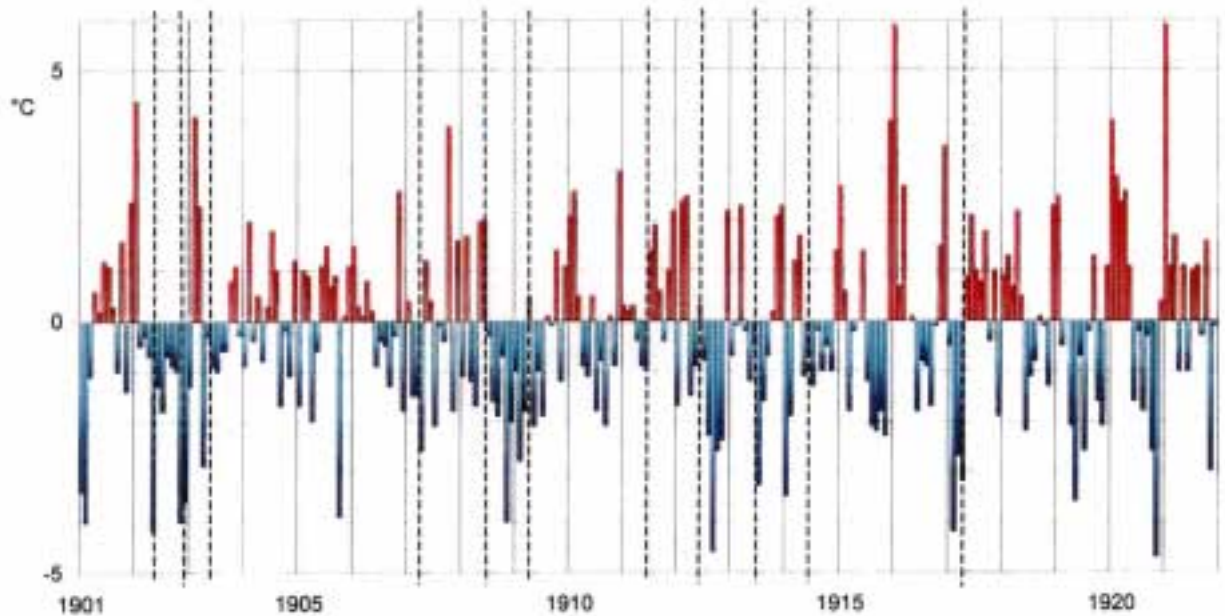
3. A Wolf-féle R-index alakulása 1901 - 1921 között

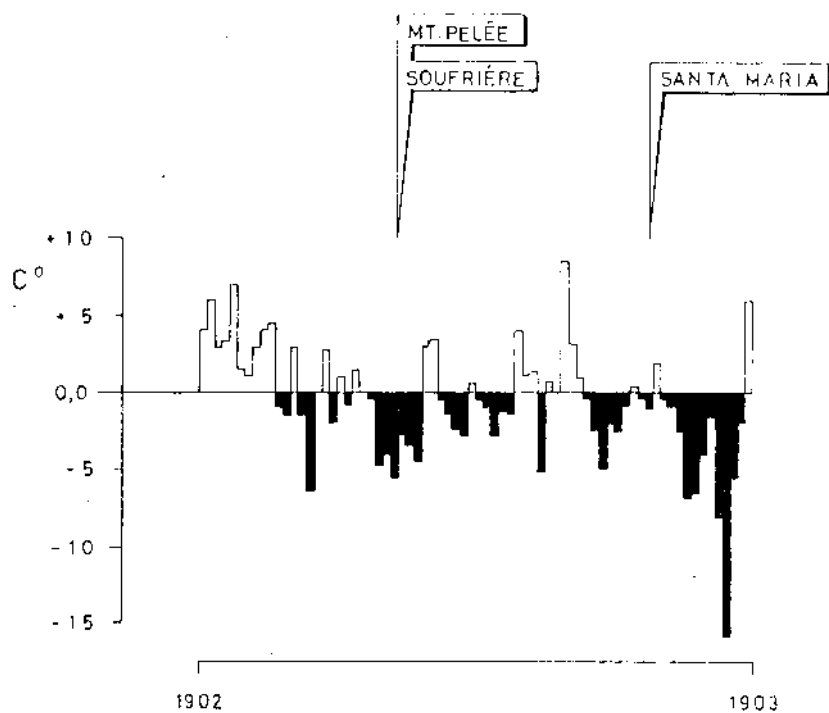


1. Budapest havi átlaghőmérsékletének eltérése 1901 - 1921 között az 1901 - 1950 közötti évek havi átlagaitól



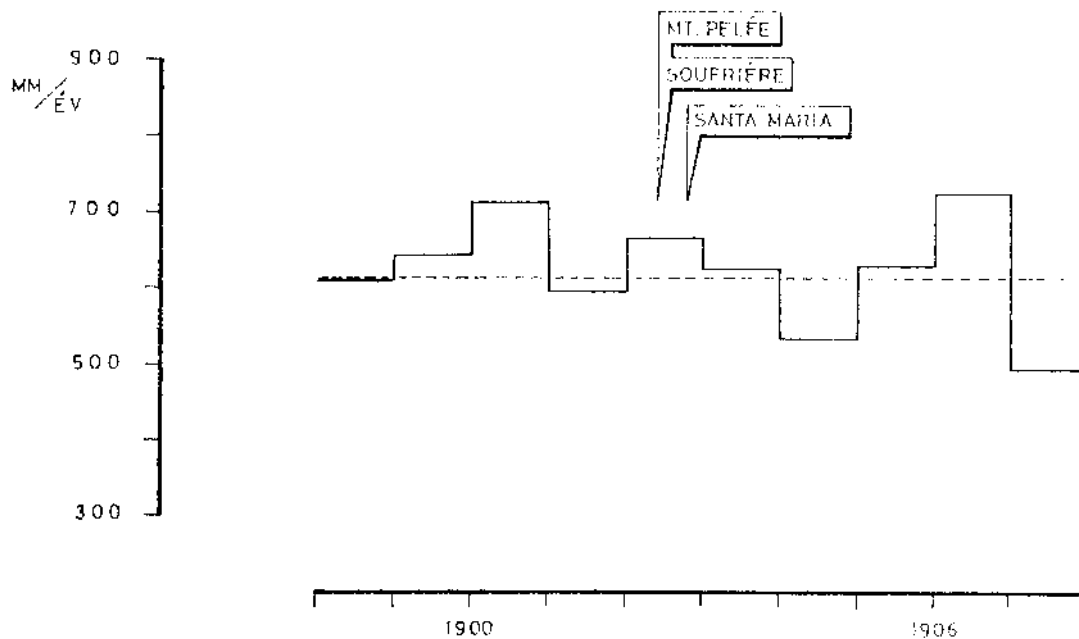
2. Bécs havi átlaghőmérsékletének eltérése 1901 - 1921 között az 1901 - 1950 közötti évek havi átlagaitól





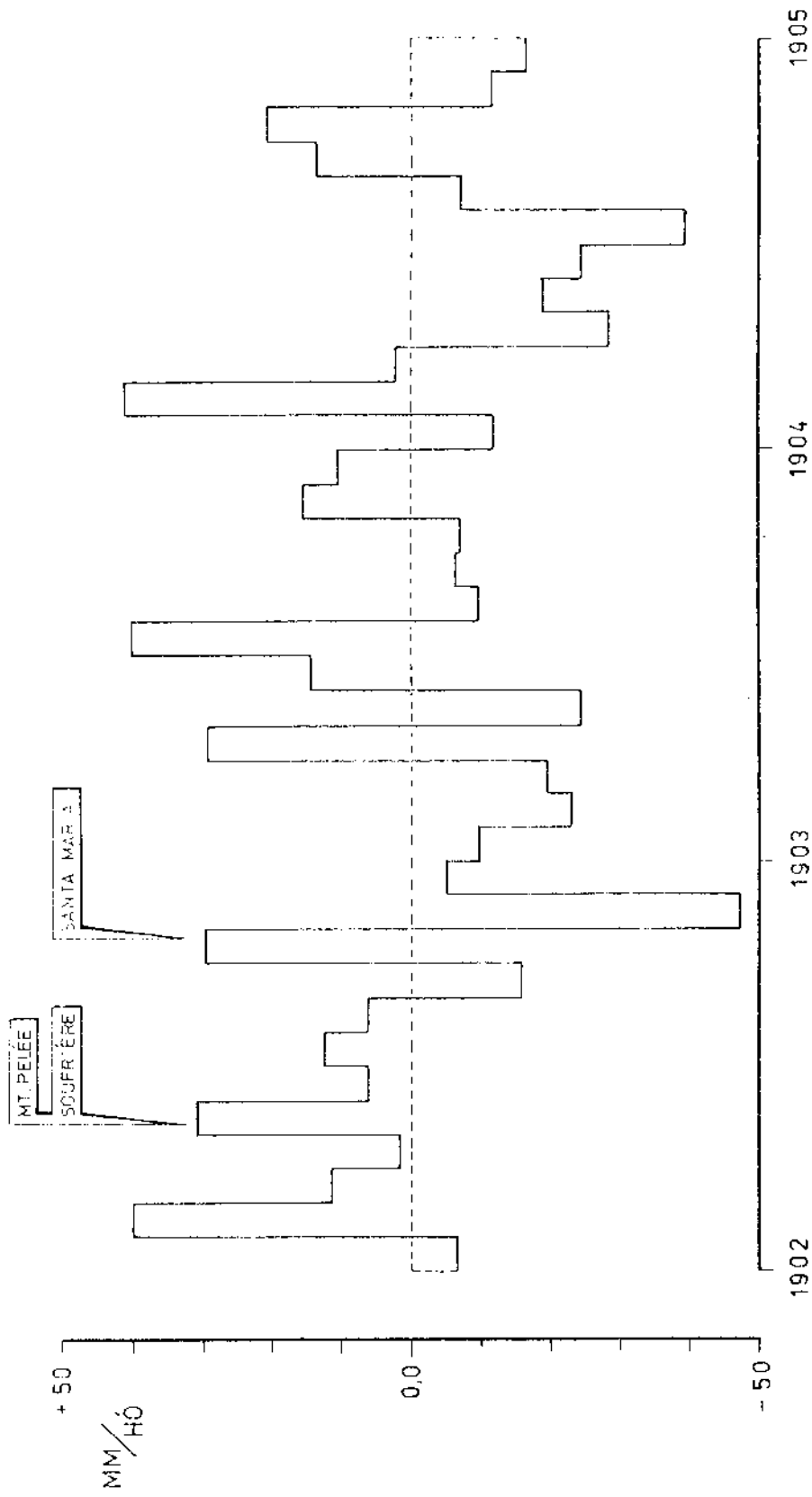
A pentádhőmérséklet eltérése az 50 éves (1901-1950) átlagtól Budapesten, 1902-ben

52. ábra



Az évi csapadékmennyiség menete Magyarországon 1898-1907 között a 45. ábra szövegében jelzett adatok szerint

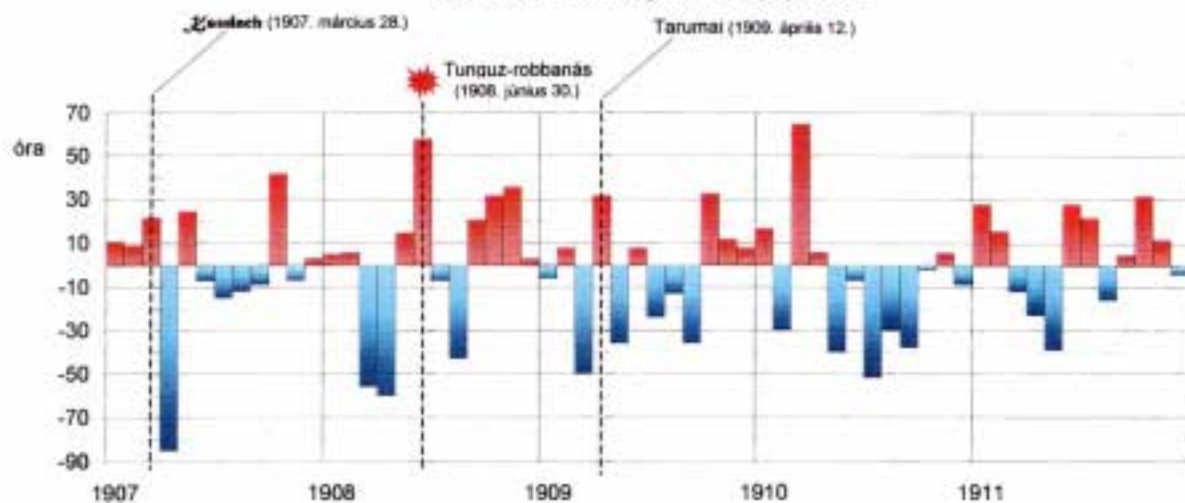
53. ábra



A havi csapadékmennyiség eltérése az 50 éves átlagtól Magyarországon 1902-1904 között (az adatbázist lásd a 45. ábra szövegében)

54. ábra

A napsütéses órák számának havi eltérései 1907- 1911 között az 1901-1950 közötti évek átlagától Budapesten



Csudacs

A kamcsatkai vulkán 1907-es kitörése szintén eleve lehési periódusra esik, amely az évi átlagh mérséklet ábrái szerint 1907-1908 (Magyarország), illetve 1907 - 1909 (Bécs) közötti (50. ábra). Bécsben a kitörés utáni, szélsőséges oszcillációkban kifejeződő felmelegedési (Magyarország havi adatai szerint felmelegedési, majd lehési) *trendet* 1908. júliusában indulva *kilenc hónapig* tartó markáns lehés követte, amely pontosan a *Tunguz-robbanás** (más szóhasználattal: Tunguz-katasztrófa vagy Tunguz-esemény) *után* kezdődött, mind Magyarország, mind pedig Bécs adatai tükrében (51. ábra). *Figyelemre méltó, hogy a Tunguz-robbanástól számított 10. hónapban mutatkozó, egyetlen, valamivel az átlag fölötti értékkel bíró hónapban tört ki a Tarumai (1909. április). Ezután még három hónapig erős lehés volt. A Tunguz-esemény és a Tarumai kitörése által kiváltott (légköri) következmények - ha voltak - összefonódhattak. Érdemes lenne megvizsgálni, hogy a napi hőmérsékleti adatok szerint a felmelegedés a kitörés előtt kezdődött-e. Erre az értekezés összeállításakor nem volt módom.*

Jól azonosítható az 1910-1911-es évek melegebb volta, amelyet újra kitörésekkel tarkított lehési periódus követett (50. ábra).

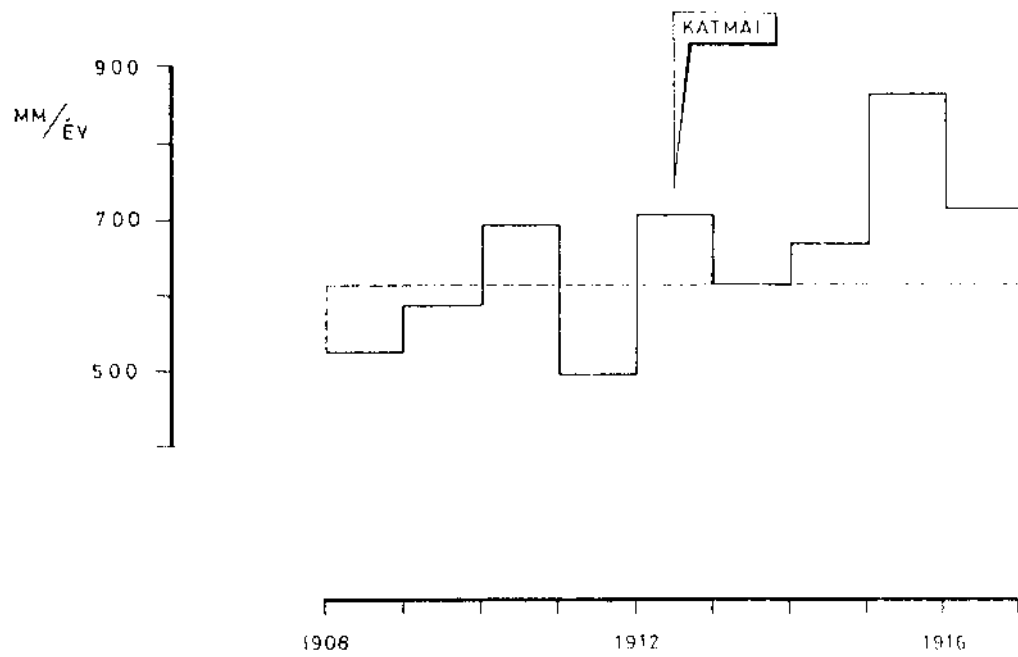
A napfénytartam menetében a kitörést követő hónapban igen erős minimum volt (55. ábra).

A bizonytalanságokra utalva jegyzem meg, hogy pl. az 55. ábrán 1910-ben látható visszaeséshez nem kapcsolódik (legalábbis az általam figyelembe vett vulkánok alapján) kitörés.

Az évi csapadékmennyiség 1907-ben mintegy 120, 1908-ban pedig 90 mm-el volt kevesebb az 50 éves átlagnál (53. és 56. ábra).

Figyelemre méltó az évi középhőmérséklenek az R-indexszel mutatott "párhuzama" (50. ábra), amelyet leginkább az 1910-1911-es évek melegebb volta tár el. (Szemléletesebb az analógia, ha ezeket az átlagokat - gondolatban - ellenkező jellel a zérusvonal alá tükrözzük.) Következésképpen a mutatkozó trendek vélhetően extraterresztrikus hatásoktól sem mentesek.

* Szándékosan nem meteort írtam. A Köves-Tunguszka (Közép-Szibéria) vidékén bekövetkezett gigantikus explózió (amelynek összenergiája 10-20, újabb vélemények szerint 30-50 megatonna TNT robbanóerejével volt azonos) természete körül ma is sok a rejtély. Nem keletkezett becsapódási kráter - miután a robbanás a levegőben történt, 8-10 km-es magasságban -, de nem találták a feltételezett "kozmosztest, meteoroid" töredékeit sem, nem világos a jellegzetes, ívelt trajektória, a környező fák égvyrében a robbanás évétől kezdődően kimutatott radioaktivitás, a mai napig rendellenes földmágneses tér, valamint az égbolt szokatlan, Euráziában észlelt felfénylésének (világos éjszakáknak) oka, stb. A témával 1998. februárjában a Lomonoszov Egyetemen külön szekció ("Untraditional Aspects of Geology" - Tunguska Section) keretében foglalkoztak, újraértelmezve pl. a szemtanúk leírásait, ráirányítva a figyelmet az eddigi "durva melléfogásokra". Többen az explóziós "plazma" és a Föld mágneses terének kölcsönhatásában (magnetohidrodinamika - MHD) keresik a mozgáspályán kívüli erdőpusztulás okait, primitív modellnek tartva az "üstökös" vagy "meteorit" - hipotéziseket. Az utóbbiaknak csupán egyikét vázolom:



Az évi csapadékmennyiség változása Magyarországon 1908-1916 között
(az adatbázist lásd a 45. ábra szövegében)

56. ábra

Cristopher F. Chyba, Paul J. Thomas és Kevin J. Zahnle [1] számításai szerint a jelenség(sorozat) egy nagyjából 30 m átmérőjű közönséges k meteorit hatásaival jól magyarázható (ez meglepő - másutt 550 m-es átmérőjűket is emlegetnek, fordítási hiba is lehet). Egy 10-100 m közötti átmérőjű test a légkör alsó burkába érve valószínűleg legfragmentálódik a differenciális légköri nyomás miatt, az energialeadás pedig robbanásszerű. A világos éjszakák okaként a robbanás által felmelegített levegővel a légkörbe került vízpárát (felhőt) jelölik meg, amelyet a nagy magasságban fújó szelek hordtak szét.

Számításaim alapján - mindössze tíz megatonna TNT-nek megfelel robbanást tételezve föl - az 1908-as "esemény" során felszabadult energia pontosan a Bezymjannij vulkán 1956-os, nevezetes kitörésének robbanási energiájával (tehát az érintett kettő tömeg megmozdítására, szétmorzsolására fordítódó kinetikus energiával) azonos. A többnyire részleteit illetően nonpublikus légköri nukleáris robbantások következményeit nem ismerve, jómagam nem tudom, milyen hatásokat vált(hat) ki a légkörben a fentiekhez hasonló mechanizmusú, sokszor energiaközlés (amelynek során aeroszolok - legalábbis a vulkánokéhoz hasonló mechanizmussal - nem keletkeznek). Ha volt is (hazai) légköri következmény, a rendelkezésemre álló adatok és módszerek alapján nem választható le a Csudacs erupciója által kiváltott anomáliákról (hacsak valamelyik nem zérus - de ez is bizonyítandó). Lehetséges, hogy a Tunguz-esemény utáni közvetlen, értelemszerűen teljes lehetséges, valamint a hazai napfénytartam két hónapos visszaesésének ténye a véletlen játéka, egybeesés csupán. Ugyanakkor az összefüggés sem zárható ki egyértelműen.

Összességében az említett anomália okainak vizsgálatok a Tunguz-robbanás ténye megítélésem szerint nem hagyható el. A történelem vélhetően legnagyobb, rendkívül ritka (nem kizárt, hogy egyedi), nem ember által keltett robbanása okainak megfigyelési lehetőségén kívül a Tunguz-katasztrófa különlegessége az is, hogy légköri következményeit a vulkánkitöréseknél jóval nagyobb magasságban megfigyeltek, rendkívüli intenzitású közhőz válthatta ki. Nem véletlen a hirosimai atomrobbanás és a Tunguz-esemény centrumainak a fényképek által mutatott hasonlósága. Az átfogó jellegre válasza még - úgy tűnik - várni kell.

Katmai - (Colima-Sakurazima-Agrigan)

Az alaszakai Katmai kitörésének és légköri következményeinek átfogó leírása Volz munkájában [111] olvasható. A kb. három napos paroxizmus robbanásait 800 - 1200 km-es távolságban is hallották. A max. 15 - 20 km-es magasságig emelkedett hamufelhőnek tulajdonítható vörös naplementéket Németországban, Grönlandon és Görögországban június utolsó hetében (június 21-22-én) észlelték először. A lenyugvó, vörösnek, barnásnak vagy fehérnek tűnő, tompa fényű nap alacsony szögállások mellett gyakran eltűnt a homályos égen, mielőtt elérte volna a horizontot. A zöldes-kékes napnyugták, a Nap, valamint a Hold körüli Bishop-gyűrűk csak az első napokban voltak megfigyelhetők - valószínűleg a kedvezőtlen szemcseméret miatt. Ezek a jelenségek 1912 júniusától kora októberig voltak láthatók - ekkor a megfigyelők azt hitték, hogy a vulkáni szennyezés végleg eloszlott. Azonban azok újra feltűntek, egészen 1913 januárjáig - fűként 4-6%-os beesési szögek mellett akár egy óra hosszáig is, Európában és Amerikában egyaránt. A szokatlan jellegű napnyugták 1913 decemberében (Róma) és 1914. szeptemberében is megfigyelhetők voltak. (Később kiderült, hogy hasonlóak lehettek az Agung 1963-as erupciója után 1963 - 1970 között észleltekhöz).

Az északi szélesség 44-45°-foka körüli európai megfigyelő állomások adatai szerint a vulkáni (légköri) "zavarosság" 1912 július-szeptember között volt általában nagyon magas, kb. 3-szoros Rayleigh-féle optikai vastagsággal. Ez az érték valószínűleg lényegesen magasabb, mint a Krakatau kitörését követően észleltéké (kiemelés tőllem P.Z.). Az európai zavarossági adatok variabilitását Volz a hamufelhő magjának "meanderezéséből", a fellövelt szemcsék szokatlan arányú "terhéből" adódó visszahullás eltéréseiből, valamint a vulkáni

felhő troposzférikus hányadának az es zésekkel történt szelektív átmosásából fakadónak véli [111].

A zavarosság időszerű képe szerint a hamufelhő tartózkodási ideje általában egy év. Mégis, az európai adatok szerint úgy tűnik, legalább kétszer csökkent a kitörést követő első évben - gyors csökkenést mutatva 1912 szeptember-októberében, 1913 februárjában pedig minimum alakult ki. Ezek a vonások az amerikai adatokból hiányoznak.

Rendkívül értékes hazai vonatkozásokat közöl Steiner Lajos "Az ég homályossága az 1912. év nyarán." c. tanulmányában [100]. Innen ismeretes (számomra), hogy Heidelbergben először (1912) június 23-án vettek észre cirrostrátus felhőformához hasonló fátyolt az égen, ugyancsak június 22-23-tól pedig:

"feltűnt néhány alkonyati színek voltak láthatók; a csillagok két nagyságrenddel kisebbeknek látszottak.Magyarországon Turkevéről és Szerepről jelentették az ég homályosságát. június második fele (20-ika körül), illetve július eleje a légköri zavar kezdete, a szerepi észlelő már május hónapban is 9 napon jegyezte fel észlelőkönyvébe a légkör homályosságát".

Ugyanebben a dolgozatában Steiner összevetette az 1911-es és 1912-es pirheliométeres mérések átégett és megperzselődött időtartamainak arányát, Fiume, Ménes, Csála és Bürkös adatainak felhasználásával. Ebből megállapította, hogy a különbség különösen 1912. június-szeptemberében feltűnt. A légköri zavarosság már május 13-15, illetve legkésőbb június 20. körül és május legvégén is mutatkozott (legfeljebb képpen Fiumében) - tehát még a kitörés előtti időszakban.

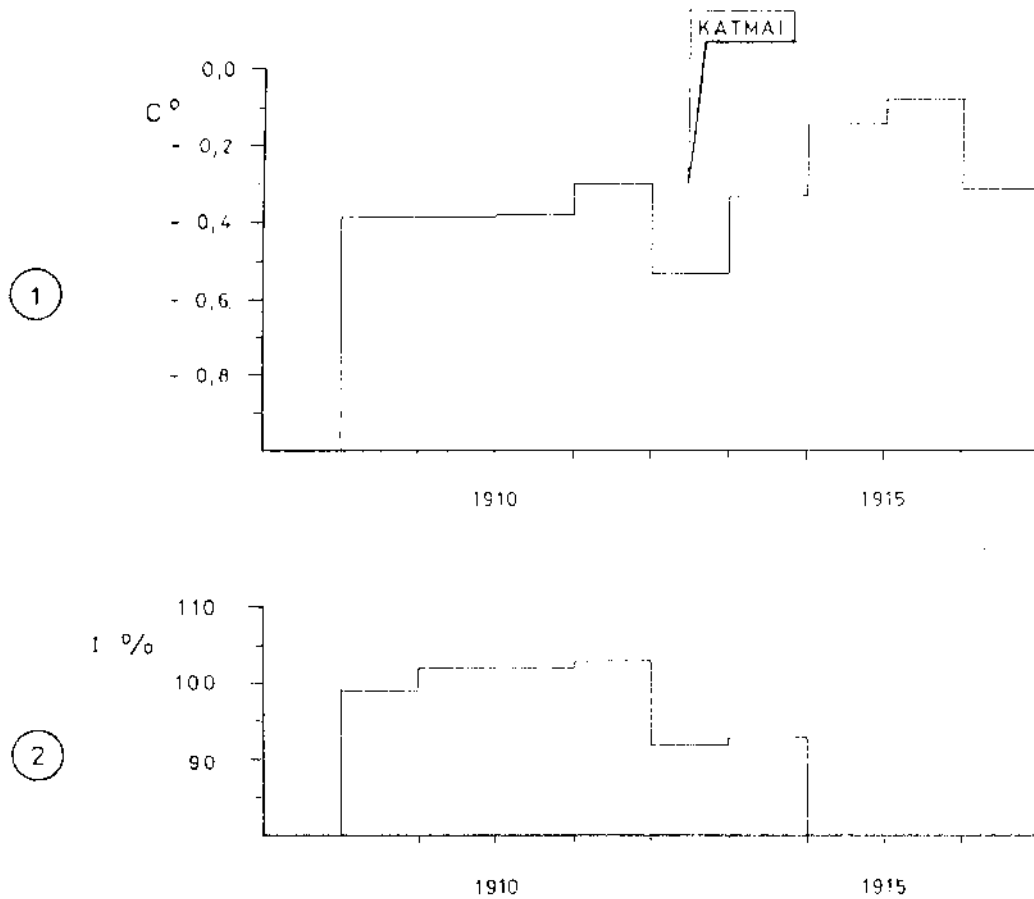
"Június első felében 6-ika körül ismét ismét Fiumében tünt fel, azután megszűnt, de 15-16-ika körül ismét nyilvánult, de csak rövid időre; június végén 25-30-ika körül ismét feltűnt. Július első kétharmadában (kb. 20-ikáig) a jelenség szembetűnően nyilvánult az egész országban. Ebben az időben volt a jelenség a legfeltűnőbb. Azután megszűnt és a hó végén ismét feltűnt főképpen az ország keleti felében (Bürkös, Alsógárd). Egész augusztus hónapban a tengerparton, Fiumében csak gyengén jelentkezett, de erősebben a többi állomásokon. A hónap elején főképpen az ország keleti részében jelentkezett, azután megszűnt; a hónap közepe körül ismét erősbödött, úgyszintén a hó végén."

A befejező mondatokból még kettőt emelek ki:

"Azt, vajjon a jelenség vulkáni kitörésekkel összefügg-e, a mire az 1883. évi hasonló tüneményre támaszkodva első sorban gondolhatunk, ez idő szerint nem dönthetjük el. Abban az esetben, ha a jelenségre lehetne mutatni, hogy vándorolt és kelet felé egyre később jelentkezett, támpontunk volna arra, hogy a nyugati általános felsőlégáramlástól tovaszállított vulkáni termékeknek tulajdonítsuk a tüneményt."

A Katmai erupciójával kapcsolatba hozható hazai légköri következmények a különféle felbontású hőmérséklet- és csapadékidő sorokon túlmenően a *napfénytartam* menetében is követhetők. Ebben a vonatkozásban a Katmai 1912-es kitörése az *első kivételes nagyságú erupció* (mérési adatok a napfénytartamra vonatkozóan 1907 óta vannak). Így az összehasonlító (komparatív) diagramok száma is több az eddigi feldolgozásokhoz mérten.

Az északi félgömb átlagos hőmérséklete 1912-ben az előző évihez képest 0,2 °C-ot csökkent, majd a következő 3 évben emelkedési tendenciát mutatott. Az átlagra 1915-ben melegeedett föl, Jones-Wigley [40] adatai szerint, a napsugárzás intenzitása pedig az átlagos intenzitás százalékában kifejezve mintegy 10 %-ot csökkent 1912-13-ban [50]. A fentiek az 57. ábrán láthatók.



1. diagram: Az északi félgömb évi átlaghőmérséklete *Jones-Wigley* [40] adatai szerint

2. diagram: A napsugárzás intenzitásának változása az átlagos érték %-ában kifejezve, *Lamb* [50] után

Az évi átlagh mérséklet 1912-1915 között Magyarországon (50. ábra) markáns - a kitörés évében, valamint 1914-ben közel 1°C -os - csökkenést mutat. Ugyanebben az id szakban *Bécsben* szintén leh lés volt, amelynek maximuma a kitörés évében csaknem 0.8°C (kb. ennyivel gyengébb a jel a másik három esztend ben is). Figyelemre érdemes az 1916-ban mutatkozó *felmelegedés*. Ez utóbbi a havi felbontású diagramok szerint éppen a *téli id szakra* esik (december-március; lásd az 51. ábrát). A leh lési periódus *els hulláma* a kitörést követ en (1912) július-november közötti mindkét grafikonon, kit n egyezést mutatva az Európában végzett, már említett egyéb megfigyelésekkel (homályosság, stb.). A második hullám 1913 áprilisa-szeptember közötti lehetett, amelyet a *Colima erupciója is formálhatott*.

Egy harmadik hullám sejteth 1914 január-februárjában - rendkívül érdekes, hogy az egyes hullámok területintegrálja fokozatosan csökken mindkét görbén.

Az európai légköri zavarosság átmeneti csökkenését mutató 1912 szeptember-októberi, valamint az 1913 februári minimum is felfedezhet a havi bontású grafikonok mindegyikén (51. ábra), kb. *egy hónapos eltolódással* - 1912 decembere és 1913 márciusa *melegebb volt az átlagnál*.

A havi felbontásból megállapítható, hogy a leh lés 1912-ben mindkét grafikonon április-májusban, tehát a Katmai kitörését *megel z en* kezd dött. Ez a tény jól egyezik a Steiner-féle munkában említett légköri zavarosság kezdetével, és kit nik a napfénytartam eltéréseit ábrázoló grafikonon (58. ábra) is. Eszerint a "homályosság" valóban 1912 áprilisában kezd dhetett. A h mérséklet menetében mutatkozó három hullám a napfénytartam menetében is *pontosan azonosítható*. Az 1913 februári homályossági minimum *egybeesik a napfénytartamnak ugyanebben a hónapban mutatott (átmeneti) maximumával*.

A legnagyobb felbontású pentádagrafikon (59. ábra) alapján további pontosítások tehet k, azzal a megjegyzéssel, hogy a szerkesztés(e)kor használt adatbázis nem egészen azonos a színes diagramokéval. Eszerint:

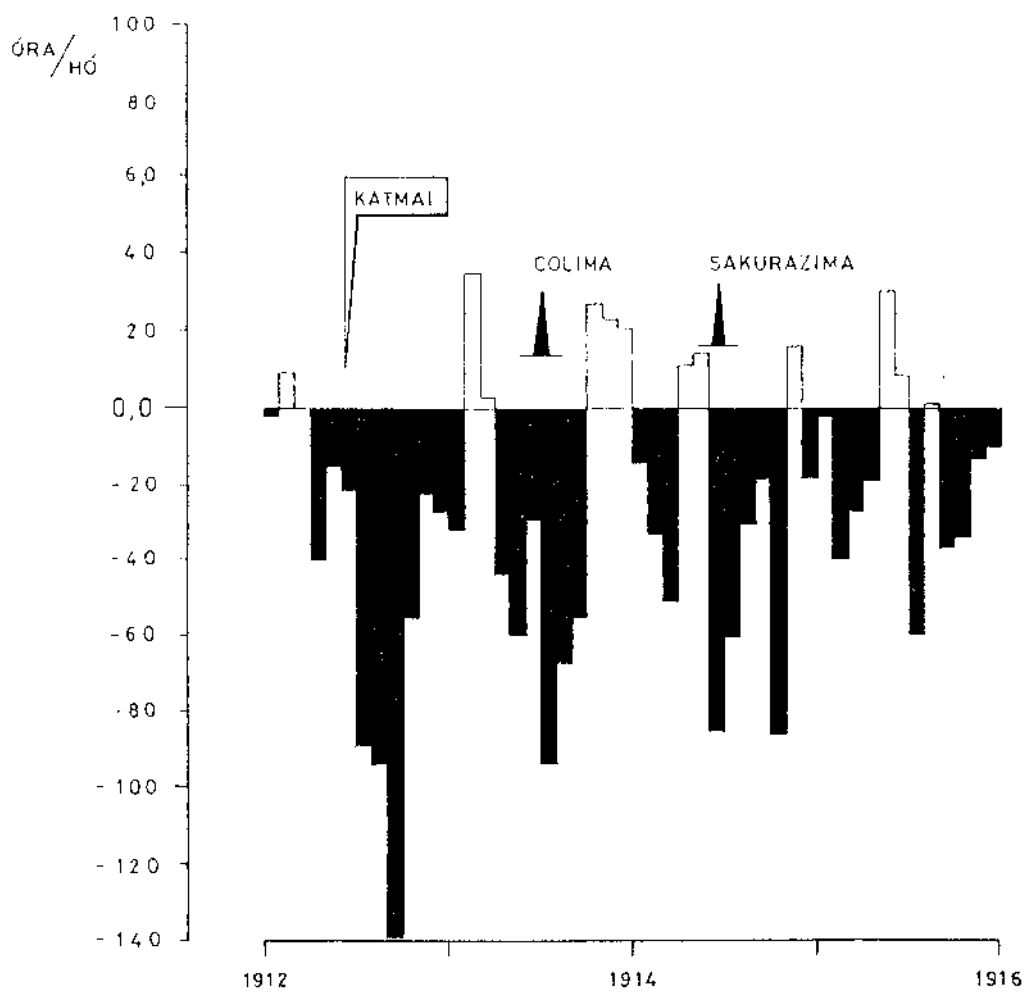
A Katmai kitörése el tti, áprilisi (a májusinál er teljesebb) leh lés, napfénytartam-csökkenés (és homályosság) a hónap közepén mutat maximumot.

A kitörést követ leh lés els hulláma pontosan két hónapos kezdeti szórást követ en markánsan (legkés bb) augusztus közepét l indult és 1912 decemberének els harmadában fejez dött be. Jól látható, hogy a második hullám valójában egy hónapnál nem hosszabb - annál nagyrészt rövidebb - mikrolengések l áll.

Az évi csapadékmennyiség a 1912-ben az el z évihez mérten emelkedést, 1913-ban pedig kb. *100 mm-es csökkenést* mutat (56. ábra). Nagyon érdekes a havi eloszlás (60. ábra) - júniusban és júliusban csökkenés, augusztus-szeptemberben nagymérv emelkedés mutatkozott, kés bb - kilenc hónapon keresztül - egy, az 1913 februári minimumra (közép)szimmetrikus csökkenési periódus látható. Júliustól a Colima kitörése után újabb, tendenciózus csökkenés alakult ki, amelynek minimuma 1913 októberében volt.

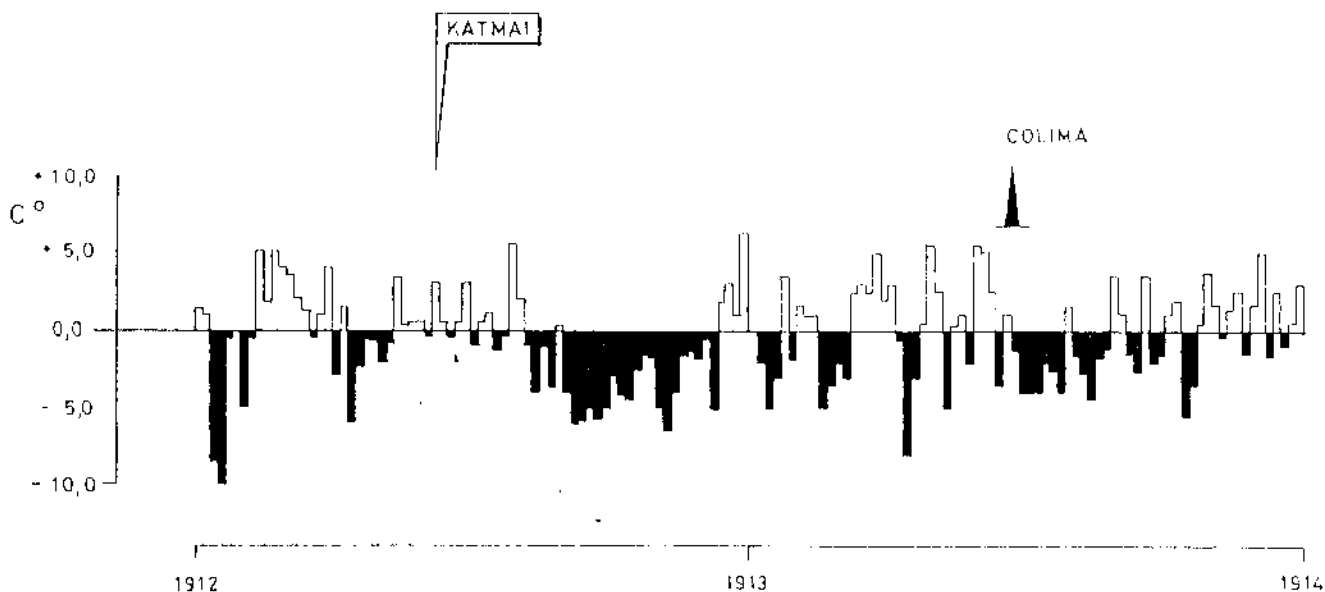
A fentiek egyféle (nem teljes) áttekintése, egyidej összefoglalása (szinkronicitása) látható a 61. ábra négy diagramján. Ezek összevetéséb l két megállapítást emelek ki:

- ♥ *A napfénytartamban mutatkozó csökkenés jól láthatóan megel zi a pentádok és a h mérséklet menetében mutatkozó leh lést, legföljebb egyidej azokkal ;*
- ♥ *A havi átlagh mérséklet és a csapadék tükröképszer - kevesebb csapadékhoz egyazon id ben magasabb h mérséklet tartozik.*



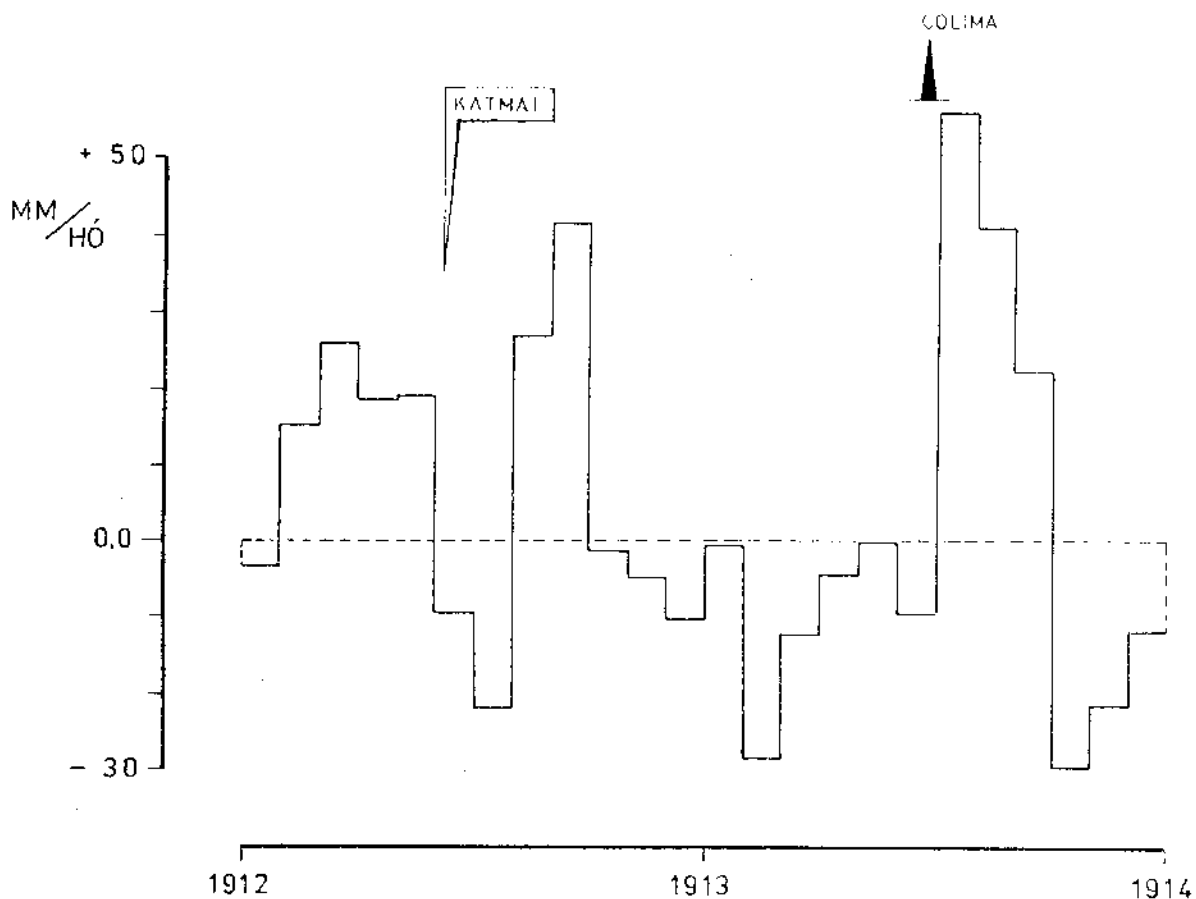
A napfénytartam eltérése Budapesten az 50 éves (1901-1950) átlagtól az 1912 - 1915-ben

58. ábra



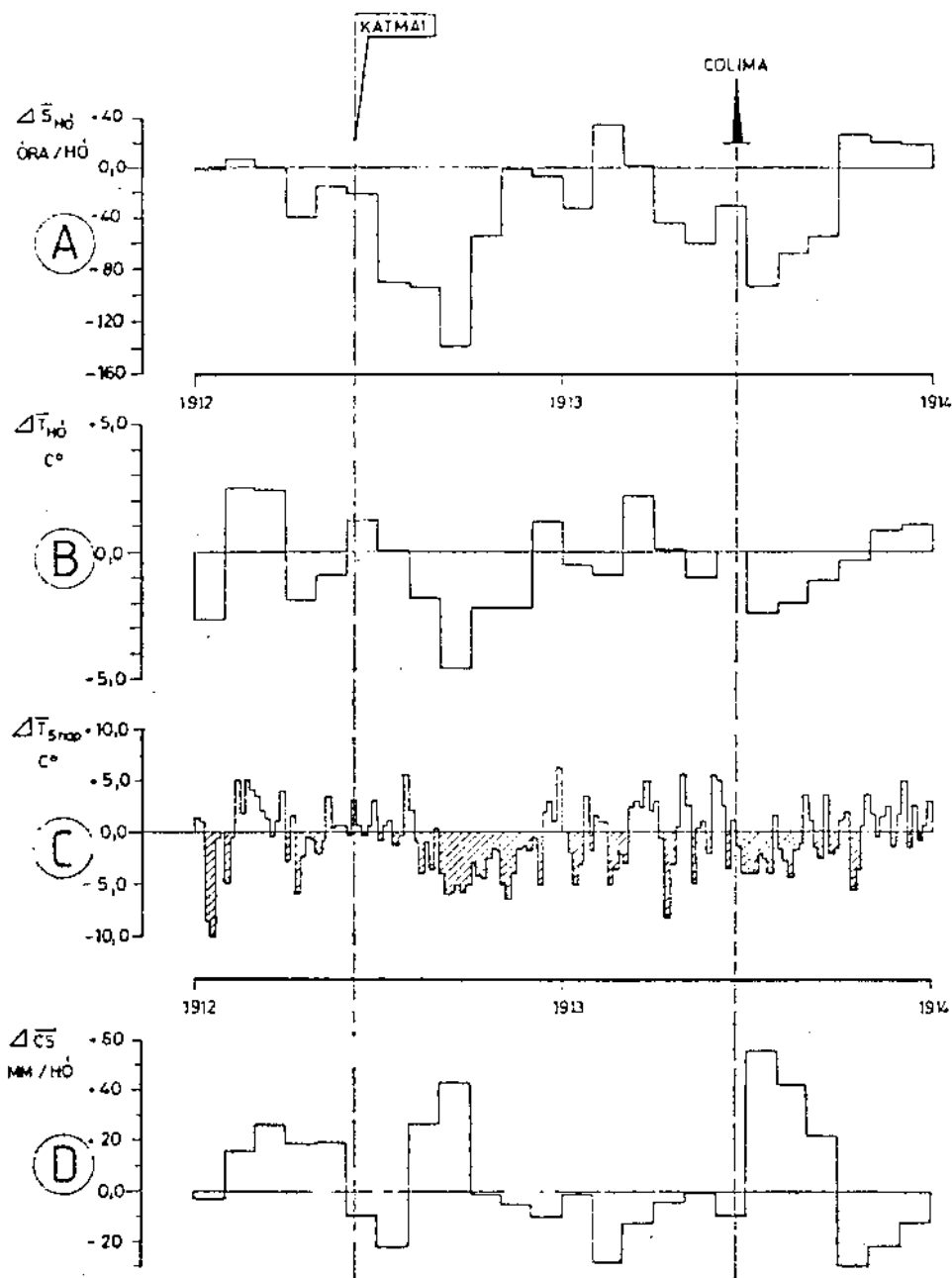
Budapest hőmérsékleti pentádjainak eltérése az 50 éves (1901-1950) átlagtól 1912-1913-ban. Jól látható az 1912 második felének lehülés periódusa. Az 1913-ban mutatkozó visszaesés kialakulásában a *Colima* kitörésének is szerepet játszhatott.

59. ábra



A havi csapadékmennyiség eltérése az 50 éves (1901-1950) átlagtól 1912-13-ban Magyarországon, a 45. ábra szövegében említett adatbázis szerint

60. ábra



A napfénytartam havi értékeinek (A), a havi átlaghőmérsékletnek (B), a hőmérséklet pentádjainak (C), és a havi átlagos csapadékmennyiségnek (D) az eltérése az 50 éves (1901-1950) átlagtól 1912 - 1913-ban. Az első és a harmadik diagram Budapest adataiból, a másik kettő pedig a 45. ábraszövegben (is) jelzett városok adatai nyomán készült. A Katmai kitörését követően mindegyik diagram átmeneti csökkenést mutat. A jelzett két erupció meteorológiai következményei 1913 második felében összegződhetnek.

A *Taal*, a *Colima* és a *Sakurazima* erupciója az adott intervallumban (lásd az 50-51. ábra színes diagramjait) további nem leválasztható addíciókat kelthetett. *Mindhárom vulkán eleve leh lési id szakban kezdett m ködni.* Figyelmet érdemel a két havi bontású grafikon széls ségeinek szétnyíló jellege, amely nagyjából 1916-ban cseng le. Hasonló szórásnövekedés az *Agrigan* kitörését követ id szakban is felfedezhet, kb. 1921-el bezárólag.

Az R-index menetével való összevetés szerint 1912-1914 között a naptevékenység minimumot mutat, tehát a leh lési periódus extraterresztrikus komponense sem zárható ki. Az 1916-os, átlagosnál melegebb év *éppen megel zi* az 1917-ben mutatott naptevékenységi maximumot.

8.6. Quizapu (Cerro Azul)

A chilei vulkán erupciója a Katmai (1912) és a Bezímjannij (1956) kitörése közötti id szak *egyetlen, kiemelked VEI (=5) érték vulkáni eseménye* - a Kárpát-medence évi h mérsékletének átlaga a kitörést követ évben kb. *0.9 °C-os leh lést mutat (9. ábra).* Az id sorok részleteinek áttekintése az alábbi kiegészítésekre vezet:

A budapest-bécsi homogén id sorokon (24-26. ábra), valamint az 62. ábra három, az évi átlagh mérsékletet az 50 éves id szak átlagához viszonyító diagramján is láthatóan, a déli félgömbön (Chilében) bekövetkezett kitörés *eleve* az 1931-ben kezd d leh lési id szakban zajlott. A 62. ábra görbéi 1933-ban 0.8 - 1.0, Bukarestben pedig 1.6 °C-os leh lést mutatnak, amelyet *1934-ben* (Magyarországon és Bécsben) szokatlan mérték (1.6-1.7 °C-os) felmelegedés követ (ez utóbbira a 7.3. fejezetben már utaltam), *ugyanakkor a napfénytartam és a Wolf-féle R-index 1933-34-ben lokális minimumot jelez (66.ábra), az els paraméter(1930-1936 között végig) a hosszútávú átlag fölött.*

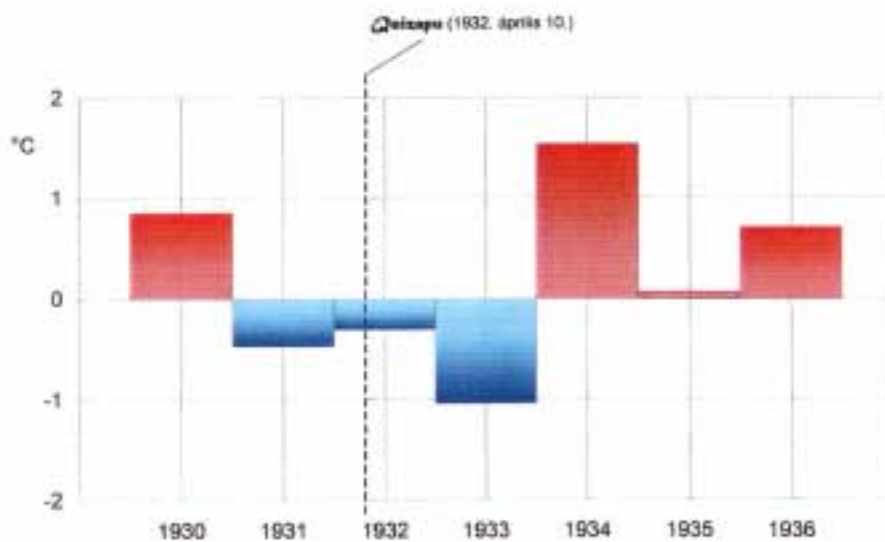
Nem elemzem ugyan és nem jelölöm ket az ábrákon sem, de tény, hogy a kamcsatkai Klucsevszkaja 1931. március 25-én, a Fuégo pedig 1932. január 21-én tört ki, tehát az említett leh lési id szak kialakulását ezek is gerjeszthették.

A havi felbontású, az 1901-1950 évi átlaghoz viszonyított adatok (63. ábra) szerint a hazánk évi átlagában mutatkozó 1932-es leh lés *dönt en a február- márciusi* (4.8-5.5, Bécsben 3.4-3.8 °C-os), tehát a *kitörést megel z (elvben az említett két további kitörés hatásaitól sem mentes) h mérsékletcsökkenés eredménye.* Az év második felét *felmelegedés jellemzi, amely szeptemberben éri el a maximumot (Bécs, Magyarország).* Ezután 1933 decemberéig - változó szórással - *leh lési trend rajzolódik ki.*

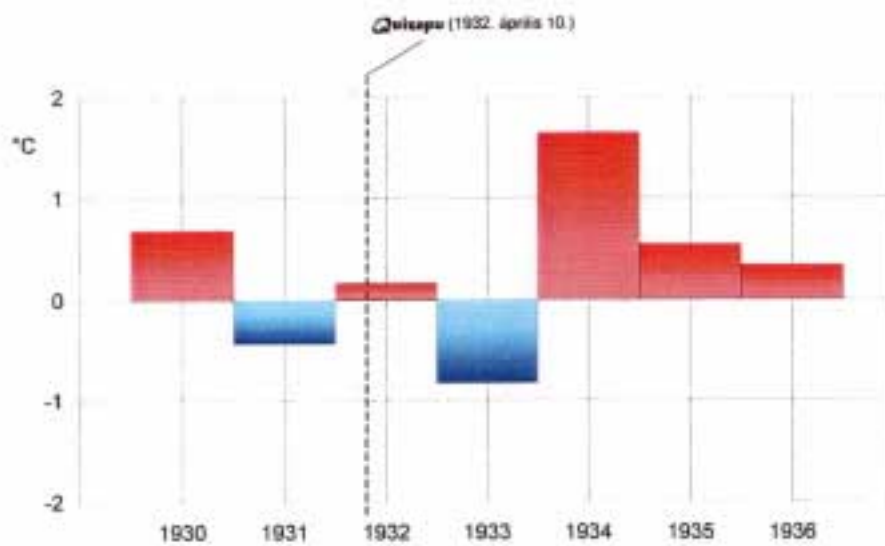
Az évi átlagos csapadékmennyiségben 1932-ben mutatkozó anomália (er teljes csökkenés - 64. ábra) a havi eloszlás szerint (65. ábra) nagyobb hányada valóban a Quizapu kitörését követ en adódik. *Valószínűtlen viszont, hogy az 1932-es évi csapadékminimum el bb jusson érvényre, mint az 1933-as h mérsékleti minimum, így joggal feltételezhet , hogy az 1932-es csapadékhiány nagyobb része a Klucsevszkaja m ködésének eredménye.*

Az évi átlagh mérséklet és csapadékmennyiség *inverz jelleg* (lásd a 62. és 64. ábra els és harmadik számú diagramjait ; kis hiányossággal a bécsi adatokra is érvényesen).

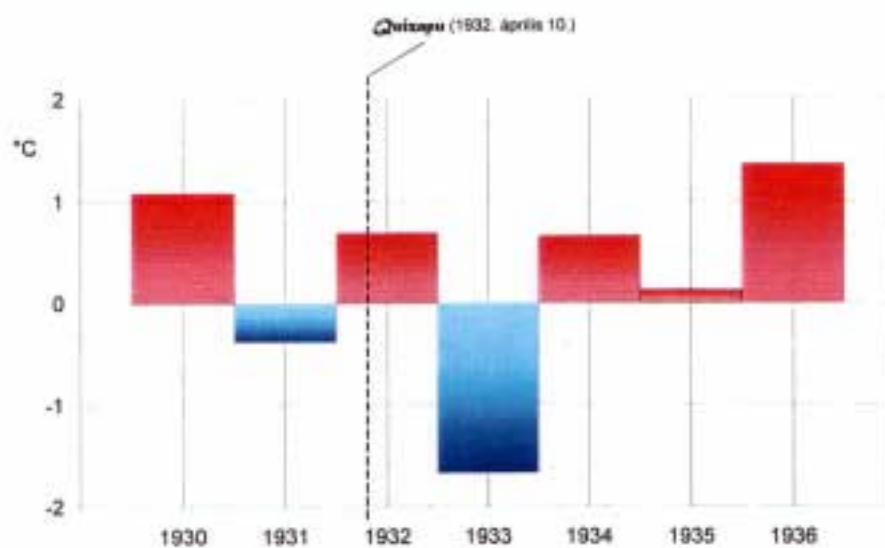
1. Magyarország évi átlaghőmérsékletének eltérése 1930 - 1936 között az 1901-1950 közötti évek átlagától



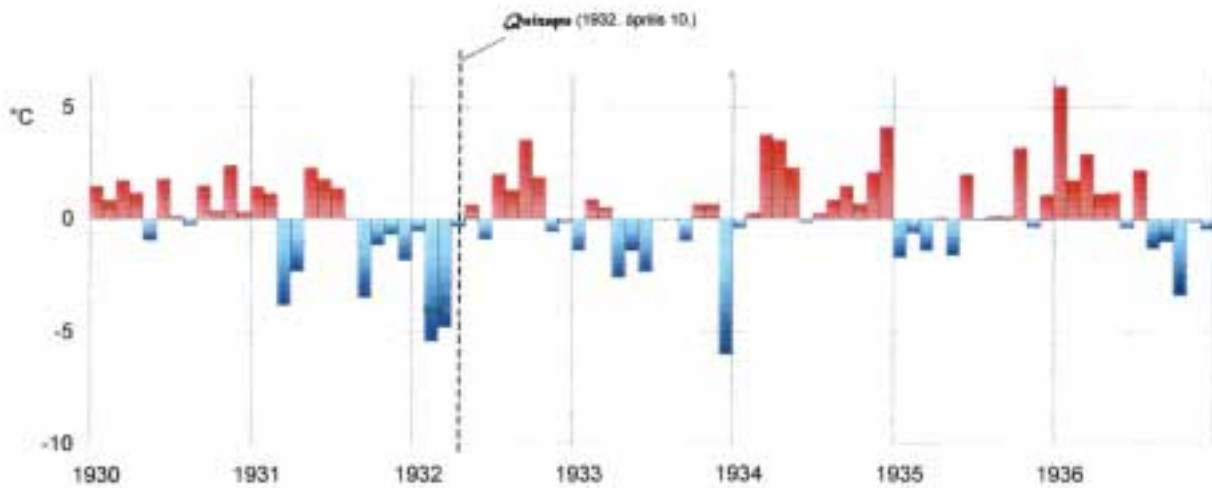
2. Bécs évi átlaghőmérsékletének eltérése 1930 - 1936 között az 1901-1950 közötti évek átlagától



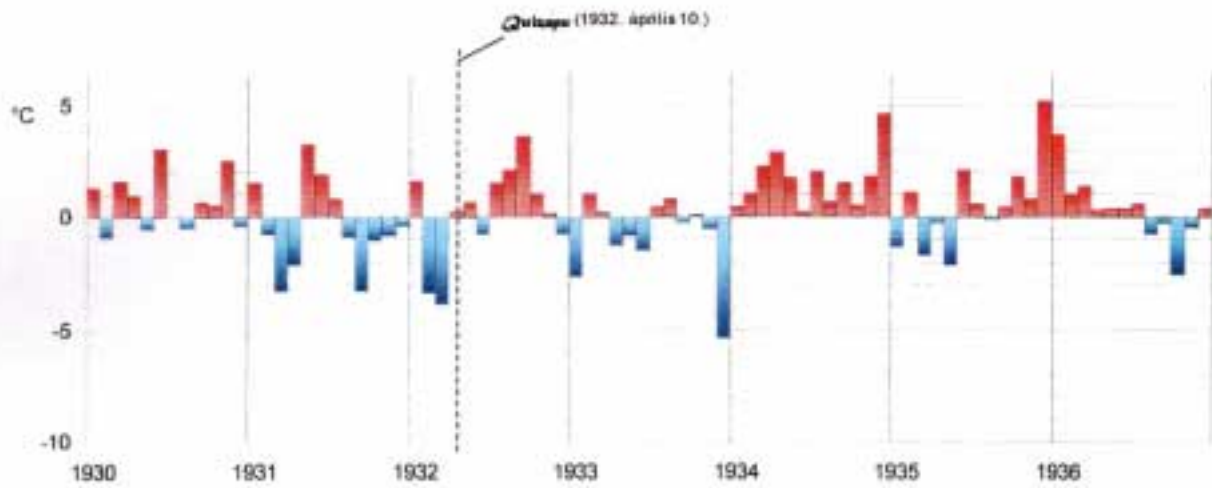
3. Bukarest évi átlaghőmérsékletének eltérése 1930 - 1936 között az 1901-1950 közötti évek átlagától



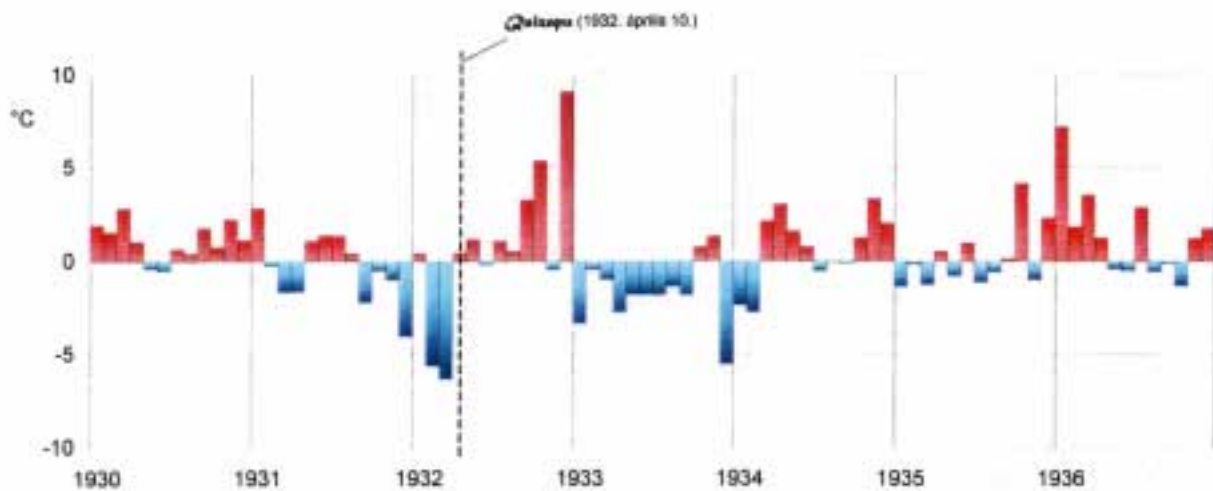
1. Magyarország havi átlaghőmérsékletének eltérései 1930 - 1936 között az 1901- 1950 közötti évek havi átlagaitól



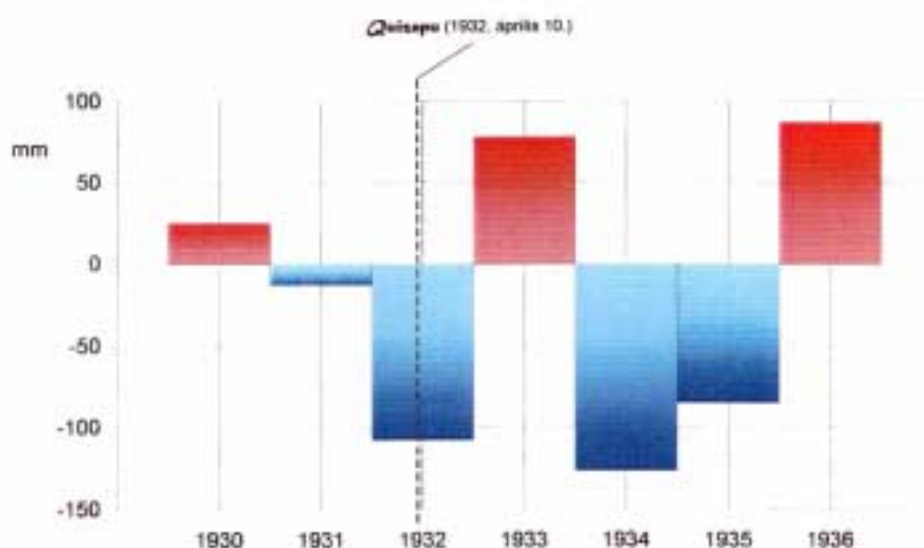
2. Bécs havi átlaghőmérsékletének eltérései 1930 - 1936 között az 1901- 1950 közötti évek havi átlagaitól



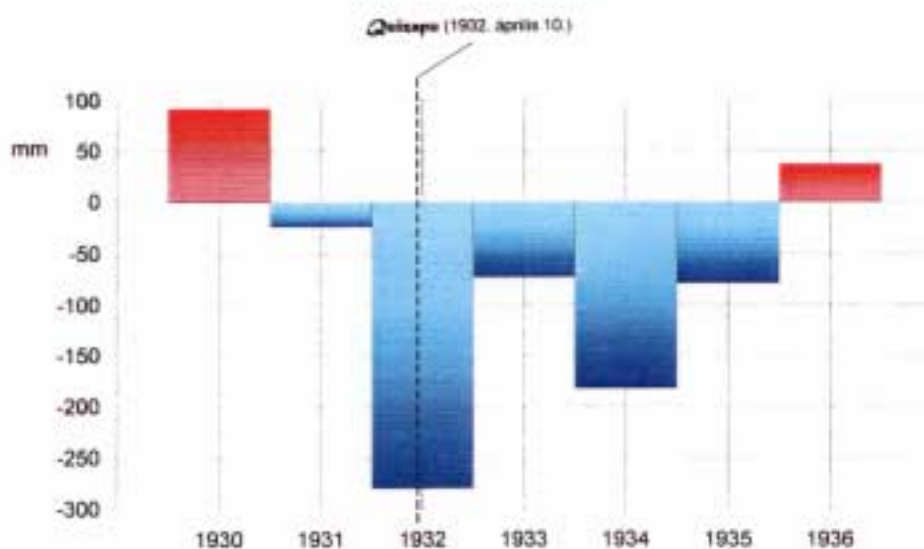
3. Bukarest havi átlaghőmérsékletének eltérései 1930- 1936 között az 1901- 1950 közötti évek havi átlagaitól



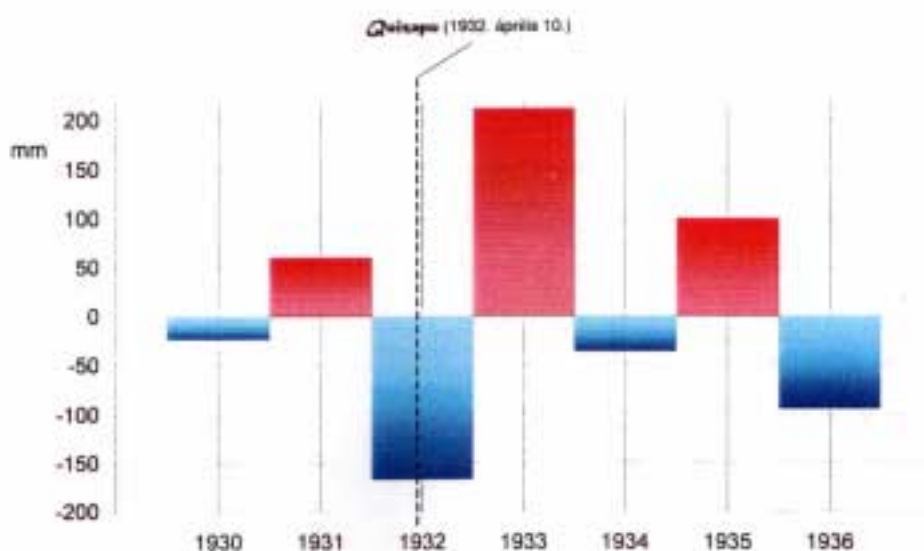
1. Magyarország évi csapadékmennyiségének eltérése 1930 - 1936 között az 1901- 1950 közötti évek átlagaitól



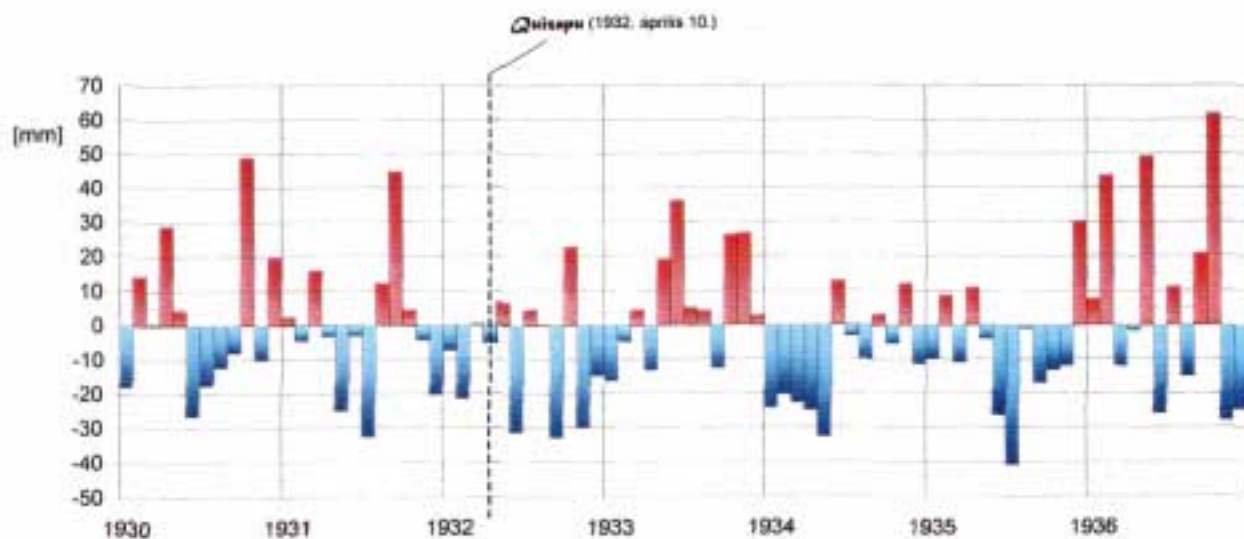
2. Bécs évi csapadékmennyiségének eltérése 1930 - 1936 között az 1901- 1950 közötti évek átlagaitól



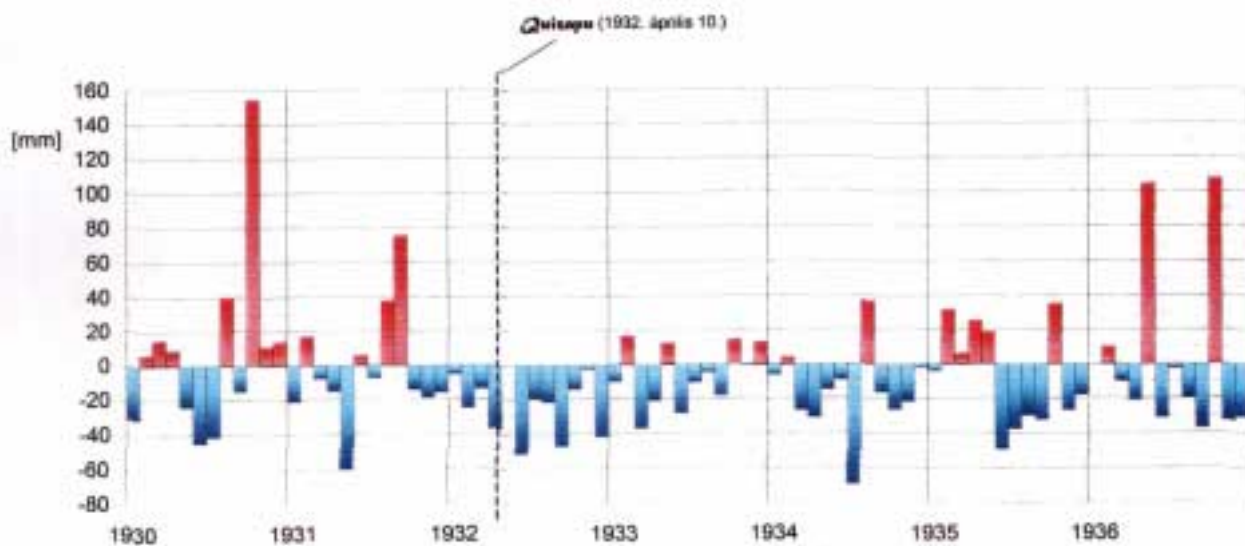
3. Bukarest évi csapadékmennyiségének eltérése 1930 - 1936 között az 1901- 1950 közötti évek átlagaitól



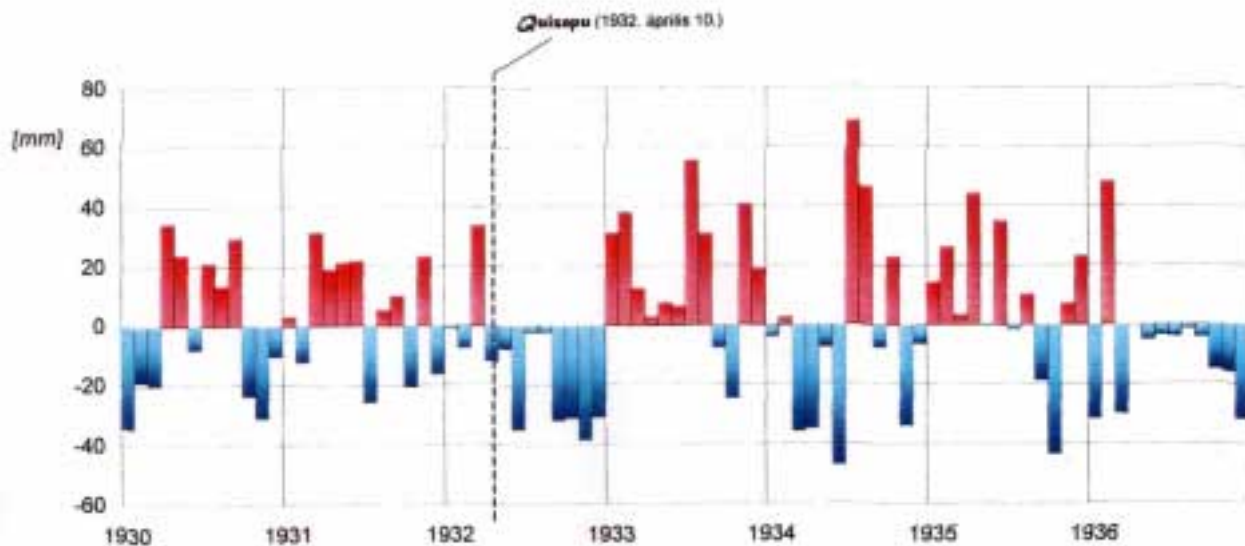
1. Magyarország havi csapadékmennyiségének eltérése 1930 - 1936 között az 1901- 1950 közötti évek havi átlagától



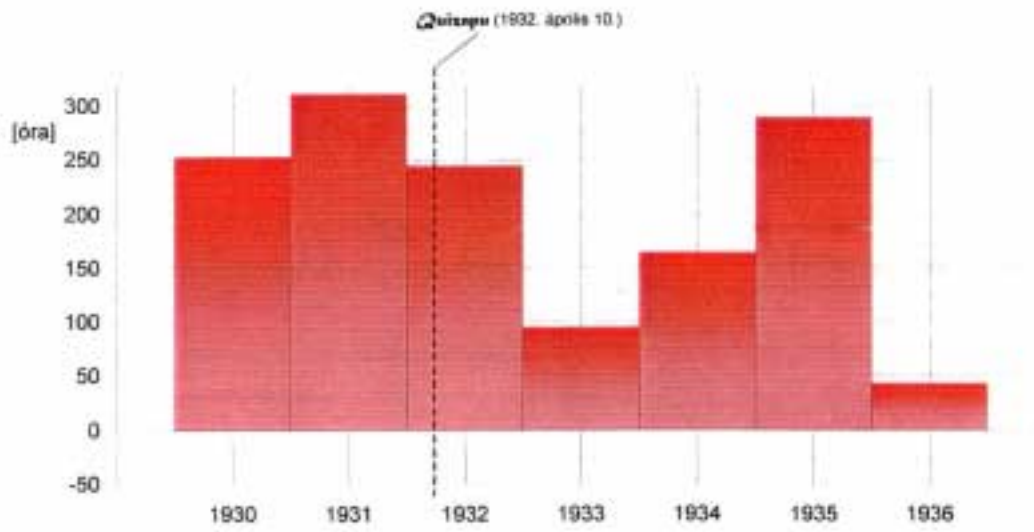
2. Bécs havi csapadékmennyiségének eltérése 1930 - 1936 között az 1901- 1950 közötti évek havi átlagától



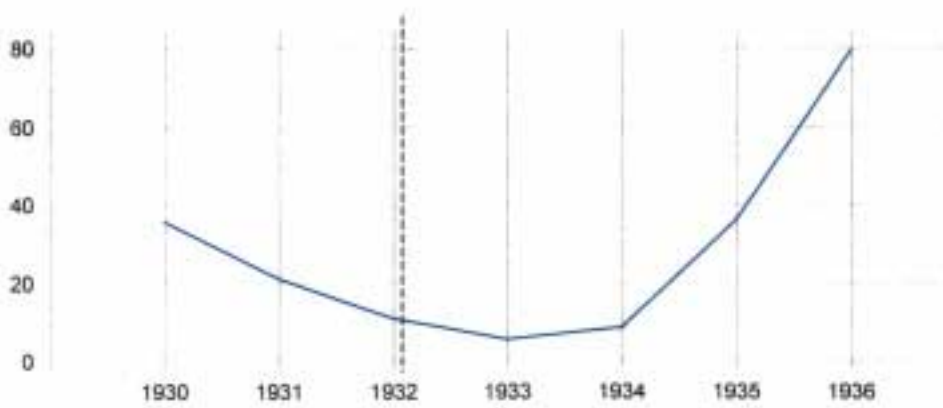
3. Bukarest havi csapadékmennyiségének eltérése 1930- 1936 között az 1901- 1950 közötti évek havi átlagától



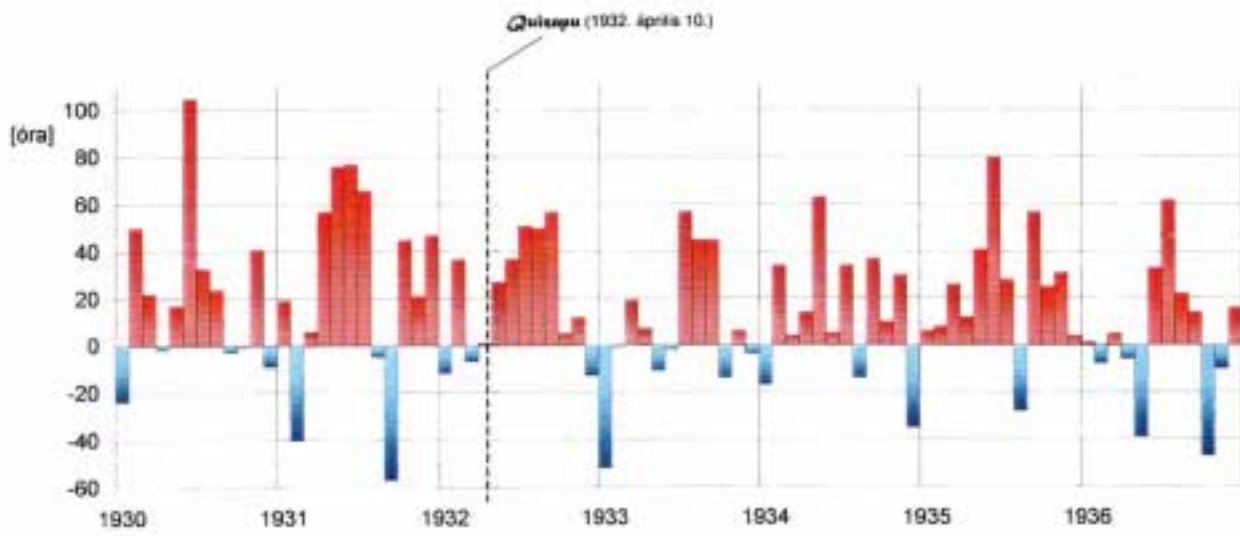
1. A napfénytartam évi értékeinek eltérése 1930- 1936 között Budapesten az 1901- 1950 közötti évek átlagától



2. A Wolf-féle R-index alakulása 1930-36 között



1. A napsütéses órák havi összegeinek eltérése 1930 - 1936 között az 1901 - 1950 közötti évek havi átlagaitól Budapesten



A napsütéses órák havi eltérései (67. ábra) hazánk és Bécs havi h mérsékletének menetével analóg (1932 szeptemberében mutatnak maximumot). Szokatlan viszont, hogy a *napfénytartam* éppen a nagyon távoli *Quizapu* kitörését követő hónapban növekszik az átlag fölé (5-7 hónapra), ugyanúgy, mint az északi félgömbön található *Klucsevszkaja* (növekedés 1931 márciusától augusztusig) és kismértékben (mindössze egy hónapra) a *Fuého* (növekedés 1932 februárjában) esetében. A hasonlóság lehet véletlen is - fizikai magyarázatát nem kíséreltem meg.

Összefoglalva: A *Quizapu* 1932-es kitörése - nagy földrajzi távolsága mellett is - okozhatott ingadozásokat a Kárpát-medence id. járásában (napfénytartamban, h mérsékletben és csapadékeloszlásban egyaránt) azzal a megjegyzéssel, hogy hatásai *késleltetve*, a *Klucsevszkaja*, alárendelten a *Fuého* elzetes kitörésének légköri következményeivel összefonódva nyilvánulhattak meg 1932-1934-ben. A napfénytartamban, a h mérsékletben és a csapadékeloszlásban mutatkozó anomáliák id. beli sorrendje (egyes vonatkozásokban jellege is) határozottan eltér pl. a *Katmai* esetében tapasztaltaktól - értelmezésük egyedül a *Quizapu*t tekintve generátornak - zavaros.

Nem foglalkozom az 1940-42-es évi átlagh mérséklet-csökkenés okaival sem, miután ebben az id. szakban jelentős vulkáni m. ködés nem volt. A Kárpát-medencében az el. z. évihez képest (1940-ben) mutatkozó 2.4 °C-os csökkenés azonos mértékű a 9. ábra szerint az 1829-ben mérttel. A két érték a vizsgált id. sor minimumait képviseli. Az okok között a II. világháború során a légkörbe került antropogén szennyező anyagok (füst, korom, gázok, por, stb.) is szerepet játszhattak. Ennek igazolása vagy cáfolata további, részben hadtörténeti kutatómunkát igényel(ne).

A naptevékenység 1829-ben az egy év múlva bekövetkezett maximumhoz közeli, 1944-ben pedig minimumot mutatott, tehát a naptevékenységtől való függés jellege az első esetben ellentétes a tapasztaltakhoz képest, a másodikban pedig az R-index köztes értékeivel egyidejű. Tehát az említett minimumok kialakulásában - vélhetően - más tényezők domináltak.

8.7. Mt. Spurr (1953)- Nilahue - Bezímjannij (1956)

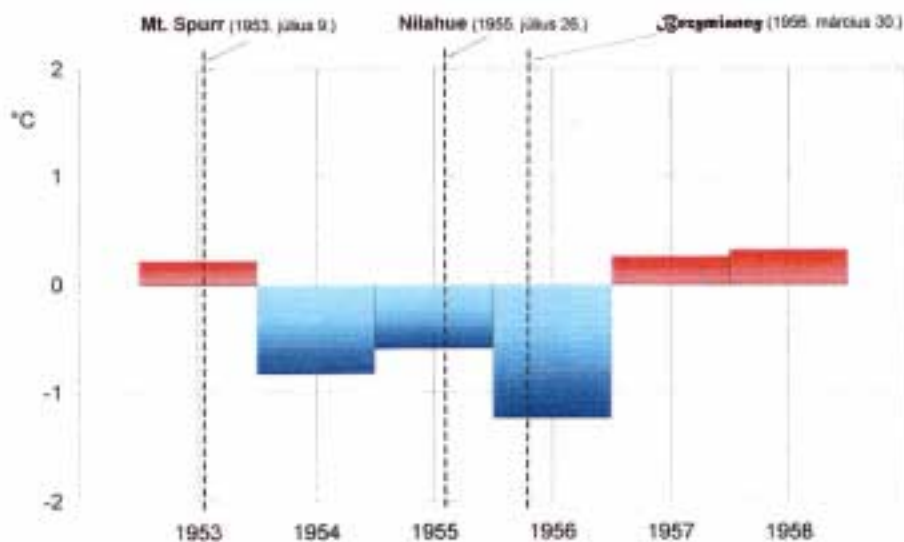
Az 1951 utáni id. szakra vonatkozóan a külföldi adatbázist a 7.1.2. pontban felsorolt városok jelentik, Nagyvárad és Zágráb (hiányos) adatsorának kivételével.

El. z. vizsgálataim szerint [68] az alaszakai *Mt. Spurr* kitörése vélhetően id. járásingadozásokat keltett a Magyarországon, annak ellenére, hogy VEI-indexe mindössze 4 [63]. Id. beli közelsége miatt ésszerű egyúttal a kamcsatkai *Bezímjannij* rendkívül heves kitörésére is figyelmet fordítani, azonfelül, hogy az utóbbi VEI-indexe (=5) megegyezik az El Chichón 1982-es erupciójával [63].

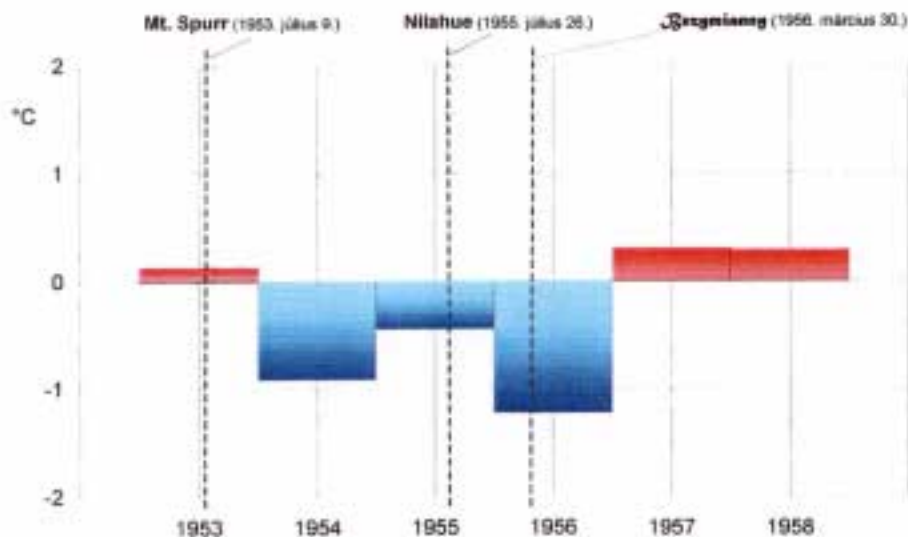
H mérséklet-napfénytartam

A 68. ábra diagramjai 1954-56 között az évi átlagh mérsékletnek, valamint a budapesti napfénytartamnak (1954-55) az *er. teljes csökkenését* mutatják a Kárpát-medencében. A havi felbontású grafikonok (69. ábra) szerint a h mérsékletcsökkenés a *Mt. Spurr* kitörését követő 4. hónapban kezdődött, a leh. lés minimuma (5.0 - 6.6 °C-al az átlag alatt) 1954 január-februárjában mutatkozott; 1955 első felében újabb leh. lési hullám vélhetően, mintegy féléven át.

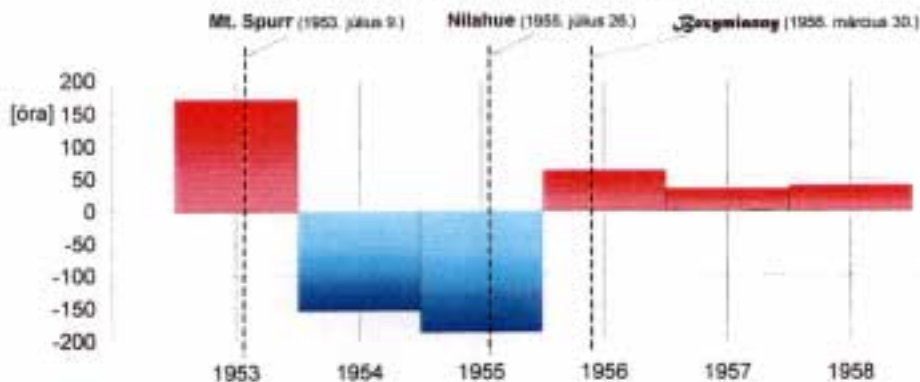
1. Magyarország évi átlaghőmérsékletének eltérése 1953- 1958 között az 1951- 1990 közötti évek átlagától



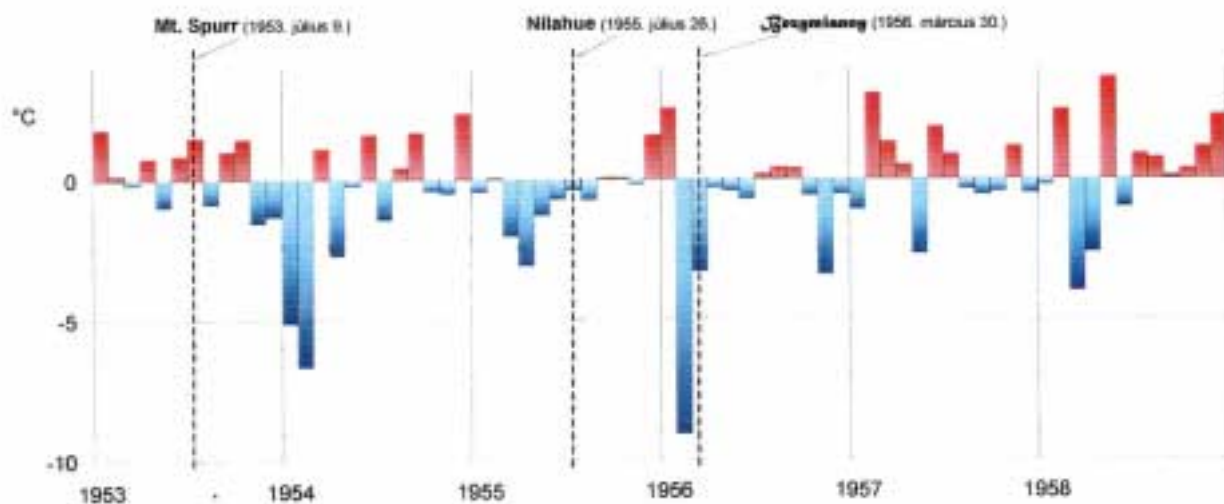
2. Külföldi városok évi átlaghőmérsékletének eltérése 1953- 1958 között az 1951- 1990 közötti évek átlagától



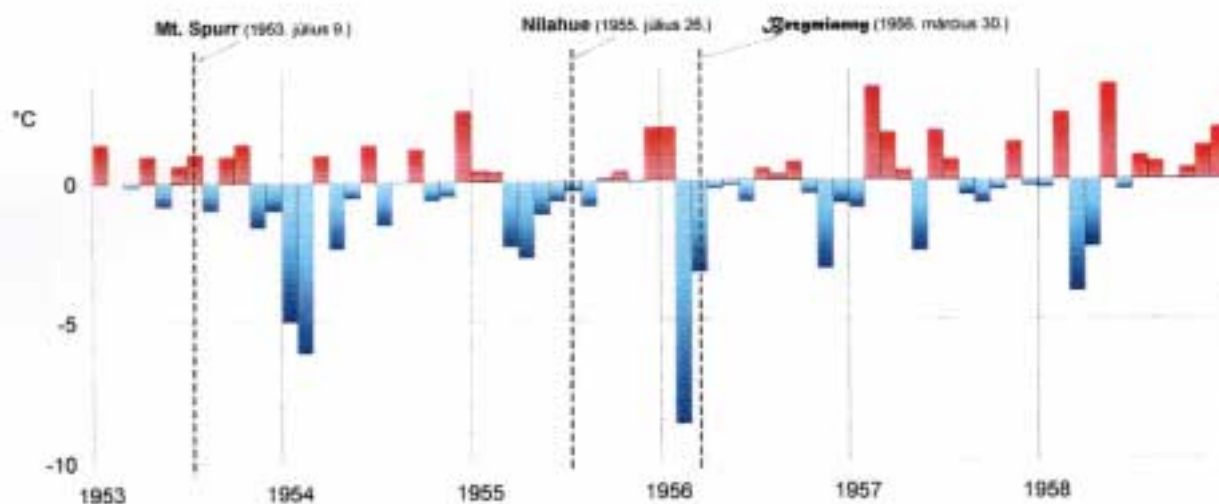
3. A napfénytartam évi értékeinek eltérése 1953- 1958 között Budapesten az 1951- 1990 közötti évek átlagától



1. Magyarország havi átlaghőmérsékletének eltérései 1953- 1958 között az 1951- 1990 közötti évek havi átlagaitól



2. Külföldi városok havi átlaghőmérsékletének eltérései 1953- 1958 között az 1951- 1990 közötti évek havi átlagaitól



Az 1956. február-márciusában bekövetkezett lehélesi minimum ($8.6 - 9.1$ °C-al az átlag alatt) nem lehetett a Bezímjannij kitörésének következménye - okai között legföljebb a Nilahue m. kódése kereshető.

A 71. ábra harmadik diagramja (a havi napfénytartam menete Budapesten) 1953 decemberétől mutat csökkenést 1954 augusztusáig. A második hullám 1955 január-március között mutatkozik - ez év augusztusától összefonódhat a Nilahue esetleges hatásaival.

A Bezímjannij kitörése utáni hónapokban mindössze júniusban látható az elzökkenés mértékénél jóval kisebb mértékű anomália a havi napfénytartam menetében - július-szeptember között az átlag fölötti értékek dominálnak (71. ábra, 3. diagram).

A Bezímjannij erupciója utáni két év az évi átlagos mérsékletben $0.2-0.3$ °C-os melegedést mutat, az ugyanezen vulkán kitörését követően (európai) 1957-58-as télre jelzett (max. +) 1 °C-os anomáliával összhangban [86]. Kismértékben átlag feletti a napfénytartam évi értékeinek menete is; 1956-58. között. A havi mérséklet havi felbontása nem mutat markáns jellegzetességeket (69. ábra).

Az R-index 1953-54-es minimuma következtében a vázolt havi mérsékletcsökkenésnek részben extraterresztrikus oka sem kizárható.

Csapadék

A 70-71. ábra szerint a Mt. Spurr kitörését legalább négy hónapon át (1953 szeptember-december) csapadékcsökkenés követte a Kárpát-medencében. Ugyanakkor 1955-ben hazánkban messze az átlagot meghaladó csapadék esett.

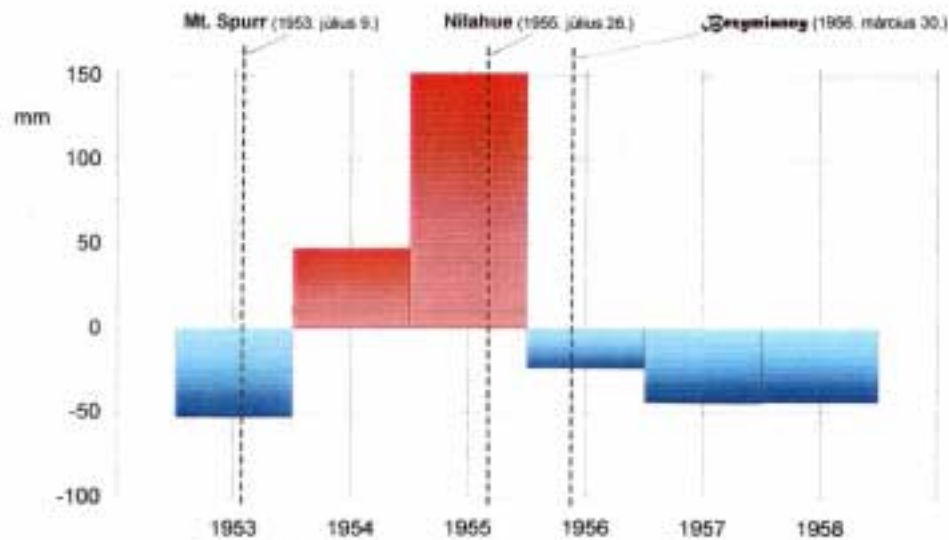
A Bezímjannij erupciója után a 4. hónapban mutatkozik három hónapos csökkenés a csapadék havi menetében; az évi átlagok 1956-57-ben kismértékben az ötven éves átlag alattiak.

Összességében: A Bezímjannij erupciója utáni anomáliák kevésbé karakterisztikusak, (kismértékű felmelegedés, kevéssel az átlag fölötti napfénytartam kevesebb csapadékkal), mint a Mt. Spurr kitörését követően (jelentős csökkenés a napfénytartam, a havi mérséklet és a csapadék menetében egyaránt).

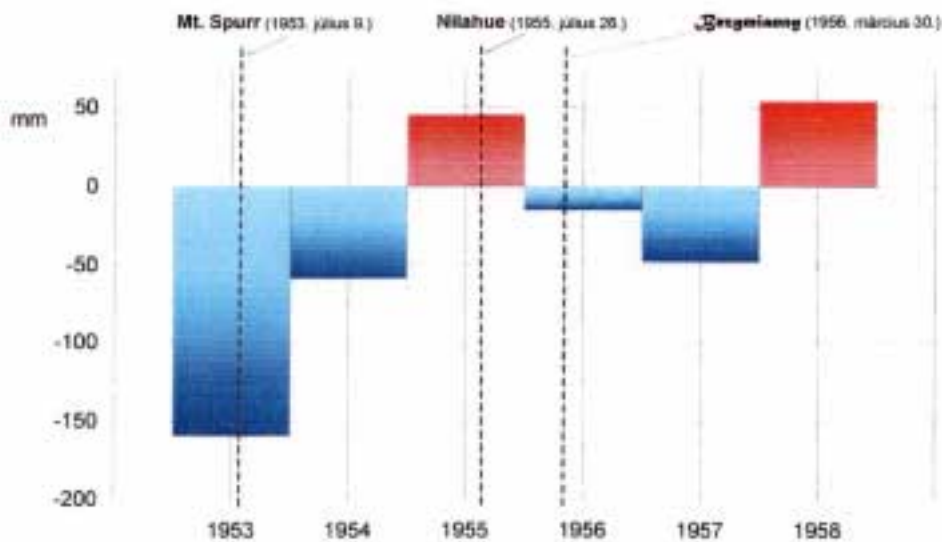
8.8. El Chichón (1982)

Légköri következményeit illetően a mexikói El Chichón (elzökkenés) kitörése 1982-83 telén a legnagyobb kiterjedésű és helyenként $+3$ °C-ot meghaladó felmelegedéssel járt Közép-Ázsiában és Észak-Amerika középső részén az 1866-1992 közötti időszakban [86]. Az 5-ös VEI azonos a Bezímjannij és a Quizapu már elemzett kitöréseinek értékével.

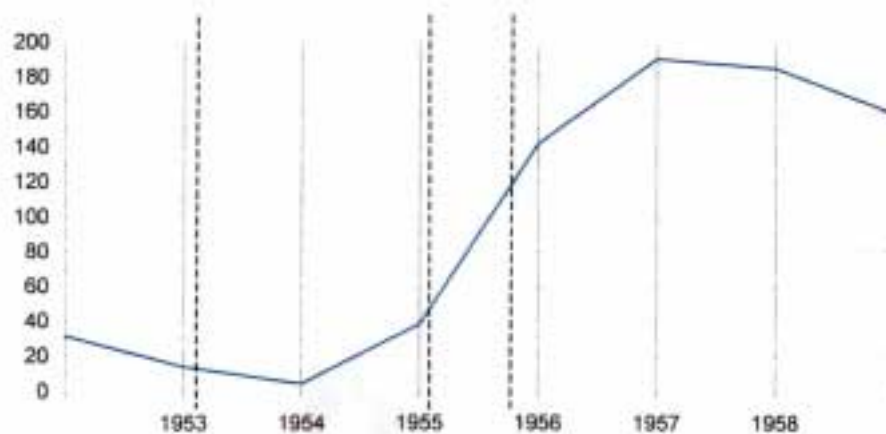
1. Magyarország évi csapadékmennyiségének eltérése 1953- 1958 között az 1951- 1990 közötti évek átlagaitól



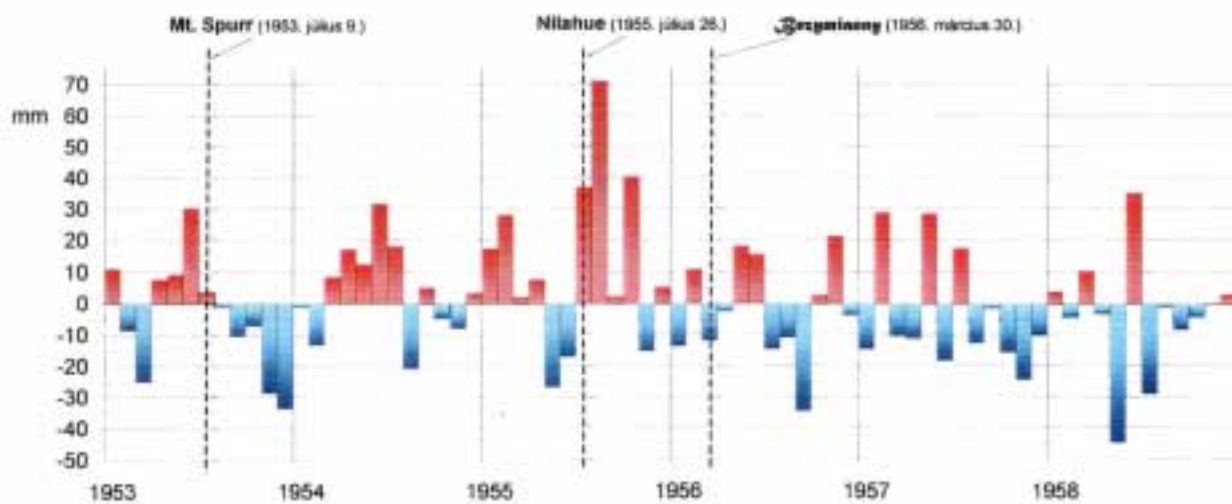
2. Külföldi városok évi csapadékmennyiségének eltérése 1953- 1958 között az 1951- 1990 közötti évek átlagaitól



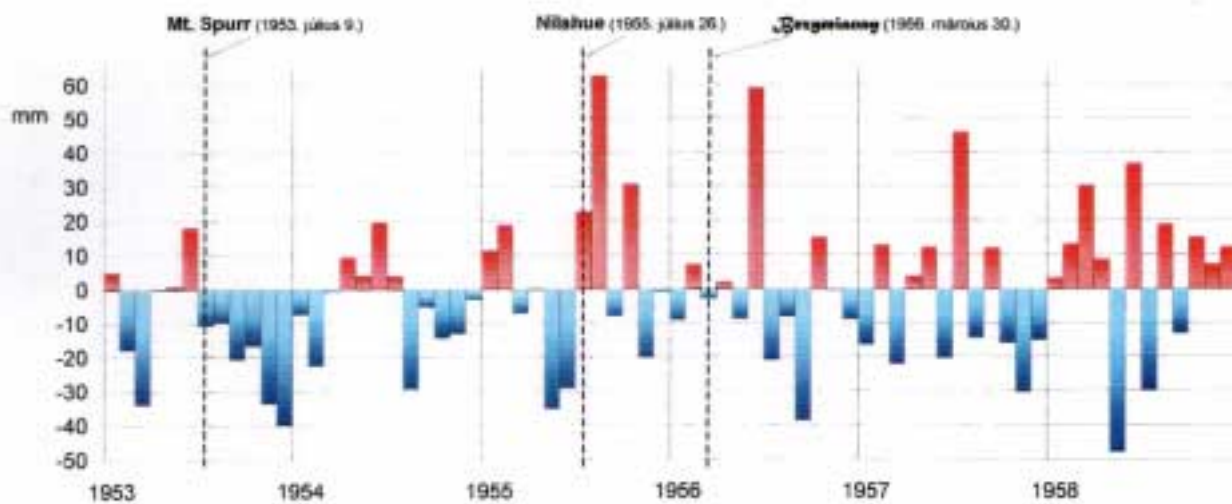
3. A Wolf-féle R-index alakulása 1953-58 között



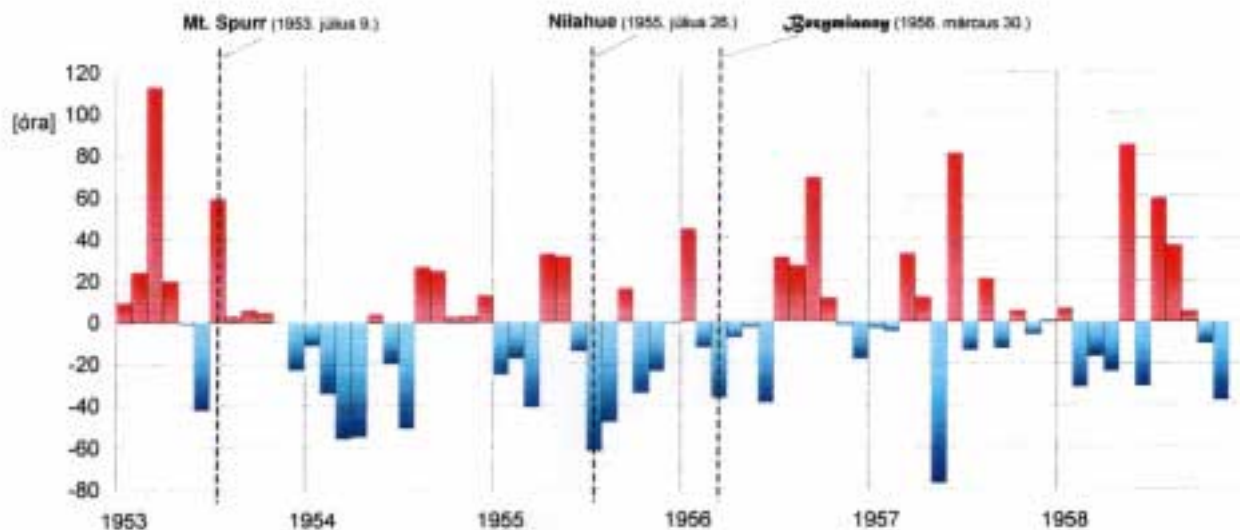
1. Magyarország havi csapadékmennyiségének eltérése 1953- 1958 között az 1951- 1990 közötti évek havi átlagaitól



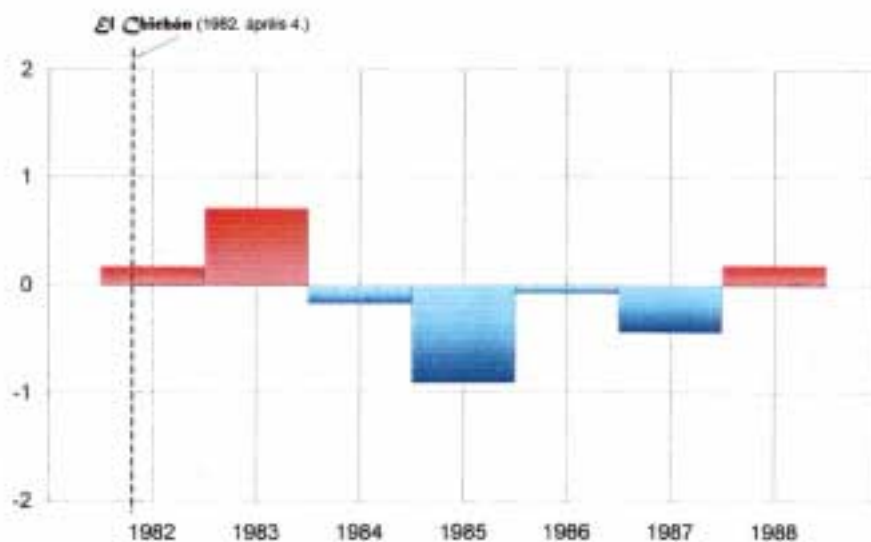
2. Külföldi városok havi csapadékmennyiségének eltérése 1953- 1958 között az 1951- 1990 közötti évek havi átlagaitól



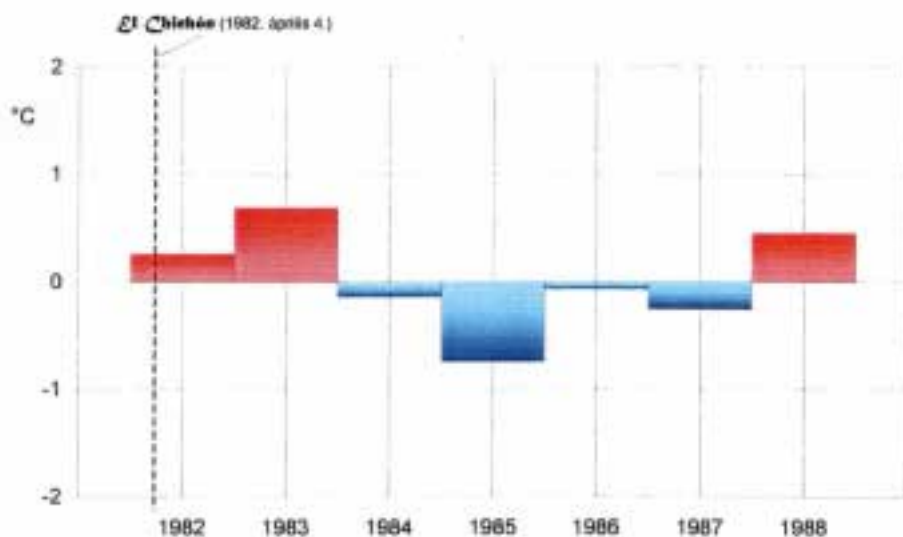
3. A napsütéses órák havi összegeinek eltérése 1953- 1958 között az 1951 - 1990 közötti évek havi átlagaitól Budapesten



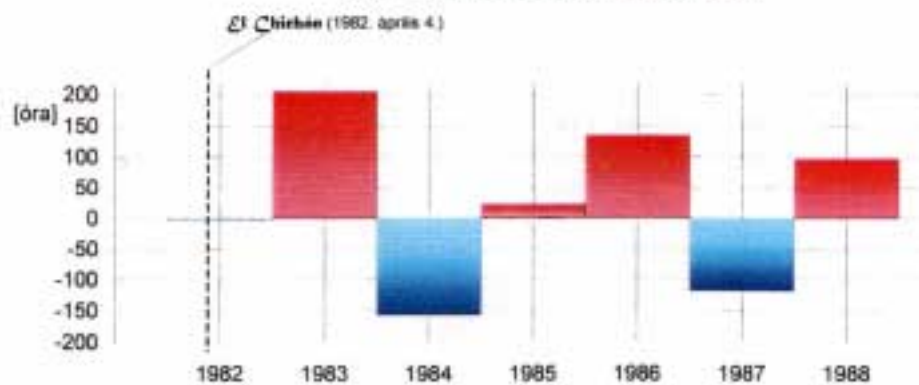
1. Magyarország évi átlaghőmérsékletének eltérése 1982-1988 között az 1951-1990 közötti évek átlagától



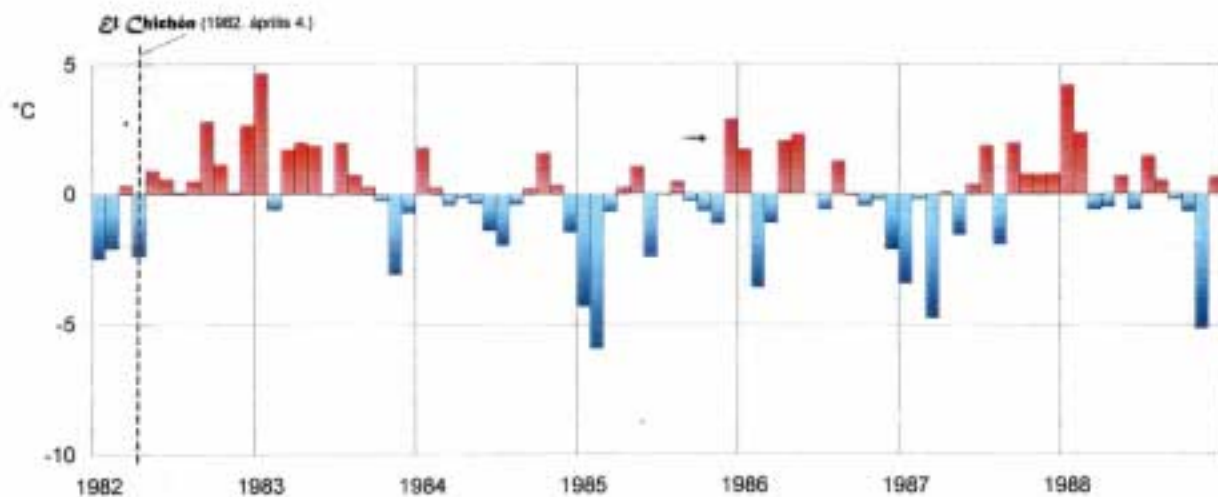
2. Külföldi városok évi átlaghőmérsékletének eltérése 1982-1988 között az 1951-1990 közötti évek átlagától



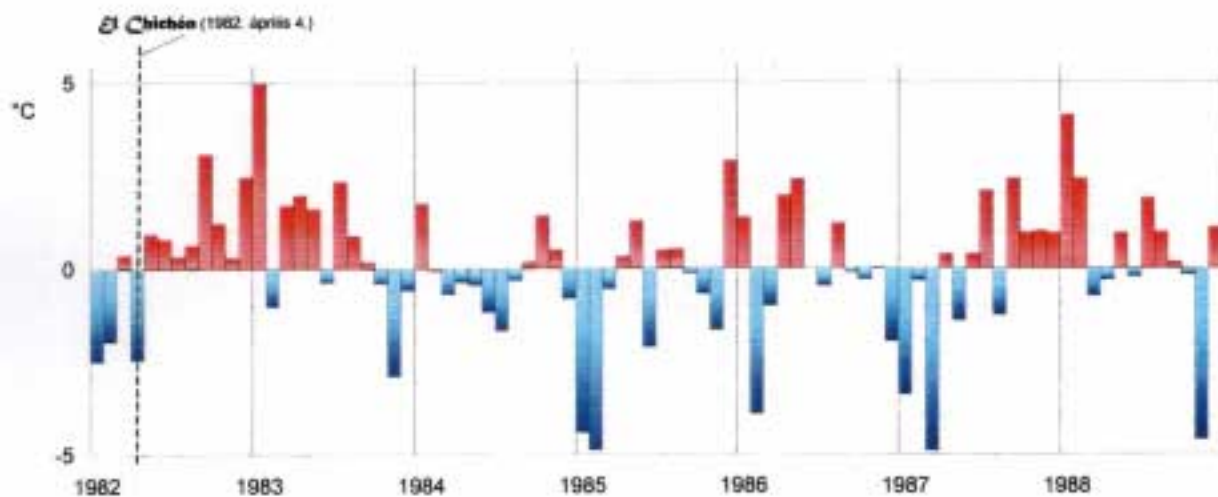
3. A napfénytartam évi értékeinek eltérése 1982-1988 között Budapesten az 1951-1990 közötti évek átlagától



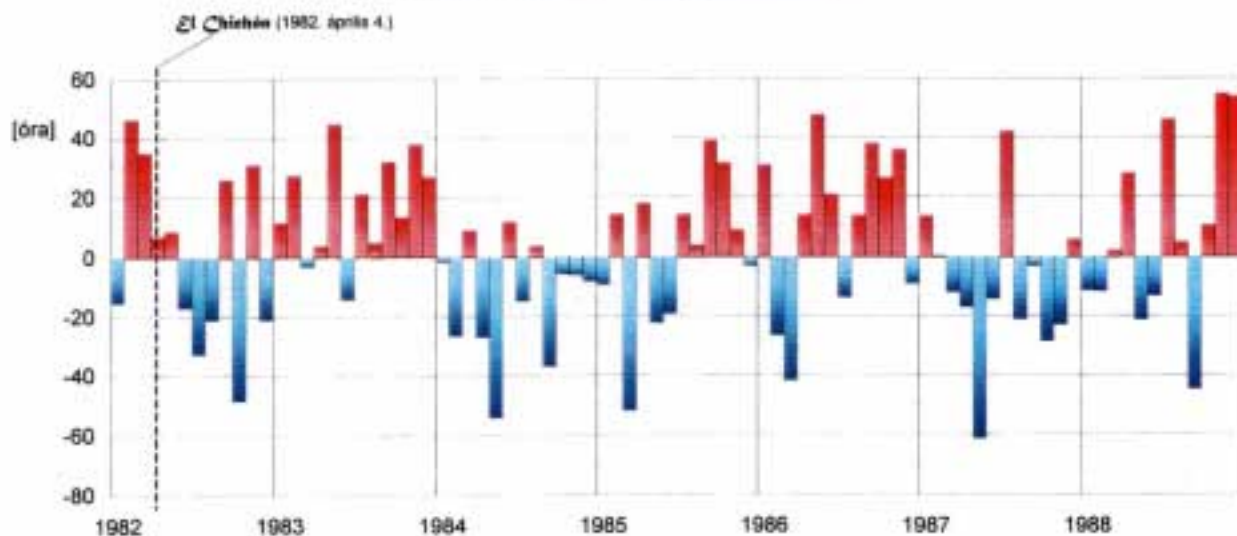
1. Magyarország havi átlaghőmérsékletének eltérései 1982-1988 között az 1951-1990 közötti évek havi átlagaitól



2. Külföldi városok havi átlaghőmérsékletének eltérései 1982-1988 között az 1951-1990 közötti évek havi átlagaitól



3. A napsütéses órák havi összegeinek eltérése 1982-1988 között az 1951-1990 közötti évek havi átlagaitól Budapesten



H mérséklet-napfénytartam

A 72-73. ábra szerint az erupció után a Kárpát-medencében 17 hónapig tartó *felmelegedés* állt be - ezt csupán 1983 februárjában és júniusában szakította meg egy rövid lehés. Ezt az időszakot 1984-87 között egy nagyobb periódusú lehés követte, amely 1985-ben mutatott minimumot - (algebrailag) egy évvel korábban, mint az R-index menete (74. ábra, 3. diagram). A napfénytartam a kitörés évében átlagos, 1983-ban jóval az átlag fölötti, 1984-ben pedig az átlag alatti volt (72. ábra, 3. diagram). A napfénytartam havi alakulása (73. ábra, 3. diagram) a kitörést követően 2. hónapban kezd csökkenni (legalább három hónapon keresztül) - 1983-ban pedig csaknem két hónap kivételével az átlag fölötti.

Csapadék

Az évi csapadékmennyiségnek 1983-ban van minimuma (74-75. ábra), amely félévenként a nyári és a késő őszi időszakokra esik. A nagyobb csapadékhiány a *külföldi városok* adatsorában jelentkezett. Az 1982-es csökkenés nagyobb része valóban a kitörés utáni hónapokra terjed.

Az 1986-ban látható minimum - közel 160 mm-es hiány az évi csapadékmennyiségben hazánkban - éppen az R-index (helyi) minimumával azonos évben volt. Kialakulásának okait kutatva az El Chichón négy évvel korábbi kitörésének hatásai az értekezésben alkalmazott módszerekkel nem, vagy túlságosan bizonytalanul követhetők.

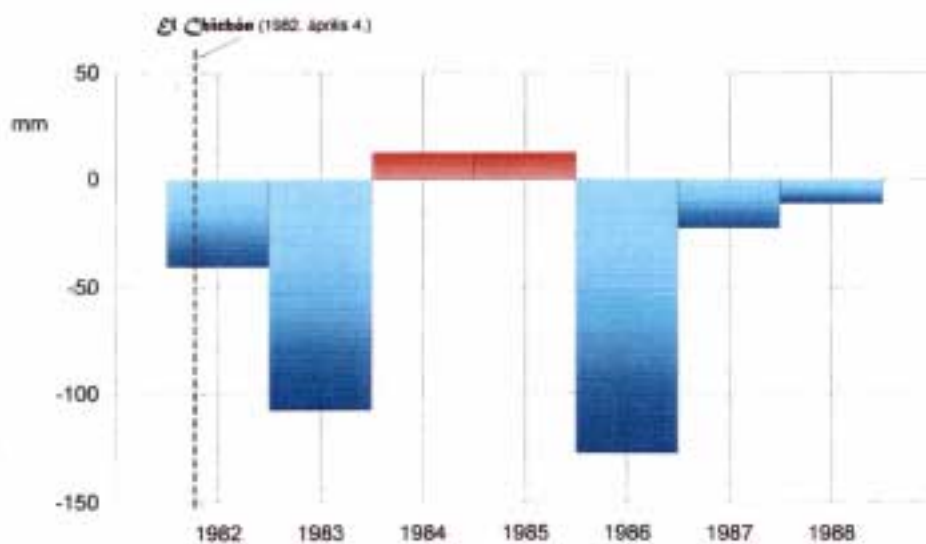
A fentiek tükrében az El Chichón kitörése nagy valószínűséggel a Kárpát-medencében 1983-ban az évi átlagos hőmérsékletet illetően 0.7°C -os *felmelegedés*, az évi csapadékmennyiségben pedig *110-150 mm-es csapadékhiány* kialakulásához járult hozzá.

8.9. Pinatubo (1991)

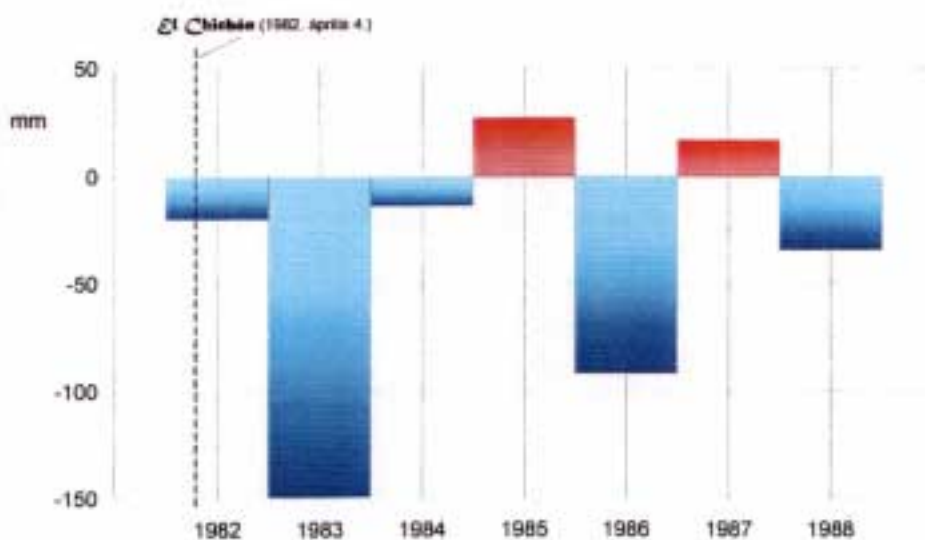
A Fülöp-szigeti vulkán 1991. június 15-i erupciója több szempontból kiemelkedő jelentőségű. Egyrészt amiatt, hogy légköri következményeit példa nélkül álló mérés- és számítástechnikai, valamint elméleti részletességgel elemezték, másrészt annak VEI-indexe a Katmai 1912-es kitörésével azonos (= 6) lévén, a várható klimatikus hatást tekintve az évszázad legnagyobb kitöréseinek egyike volt. A hozzá kapcsolódó nagyszámú szakmunkák egyféle összefoglalása olvasható *Robock-Mao* [86], valamint *Stenchikov et al.* [101] tanulmányában. Megállapításaik közül itt is a kitörést követően télen (nem kizárólag a Pinatubo esetében - lásd pl. az El Chichón kitörését!) - többek között Ázsia északi részén és Észak-Amerikában - tapasztalt *felmelegedést* emelem ki, amelyet a trópusi sztratoszférába került vulkáni aeroszol által gerjesztett felfűtés okozta, hogy kivételesen erős, melegét hozó zonális szeleket indukál a közepes, és magas szélességi fokokon lévő kontinensek fölött. Fontos az is, hogy véleményük szerint a vulkáni ködés klimatikus következményeinek hatásmechanizmusa ezek után sem minden részletében világos. *Európára - így a Kárpát-medencére - Robock-Mao [86] tanulmánya átlagosan 1°C -os lehést jelez a Pinatubo kitörését követő év téli időszakára.*

A légköri következményeket *külföldi adatok hiányában a magyarországi idősorok* tükrében vizsgáltam az elzártnak hasonló módszerekkel, nem merítve ki az összes lehetőséget.

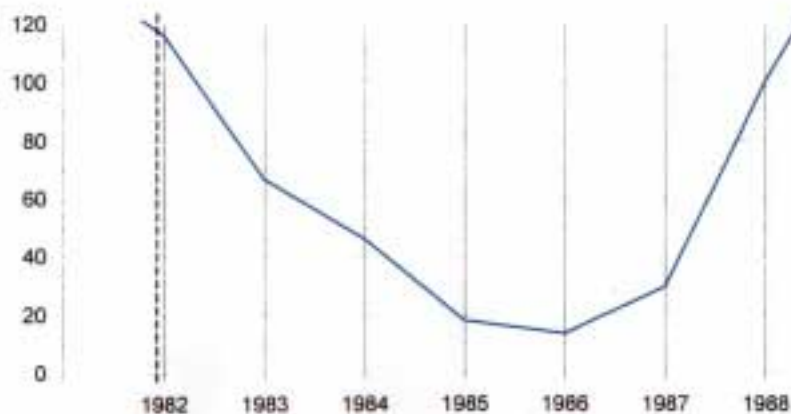
1. Magyarország évi csapadékmennyiségének eltérése 1982- 1988 között az 1951- 1990 közötti évek átlagaitól



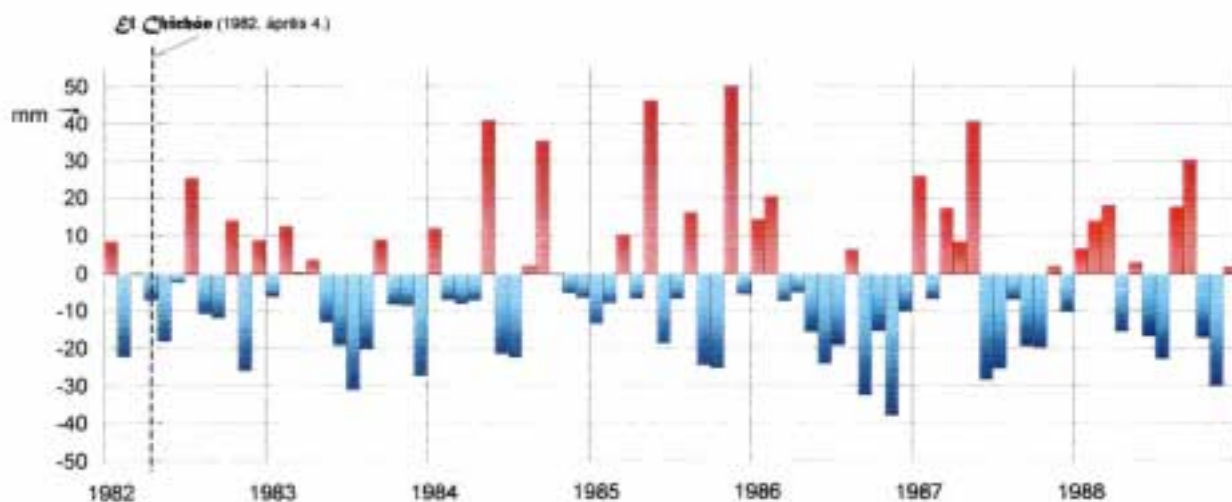
2. Külföldi városok évi csapadékmennyiségének eltérése 1982- 1988 között az 1951- 1990 közötti évek átlagaitól



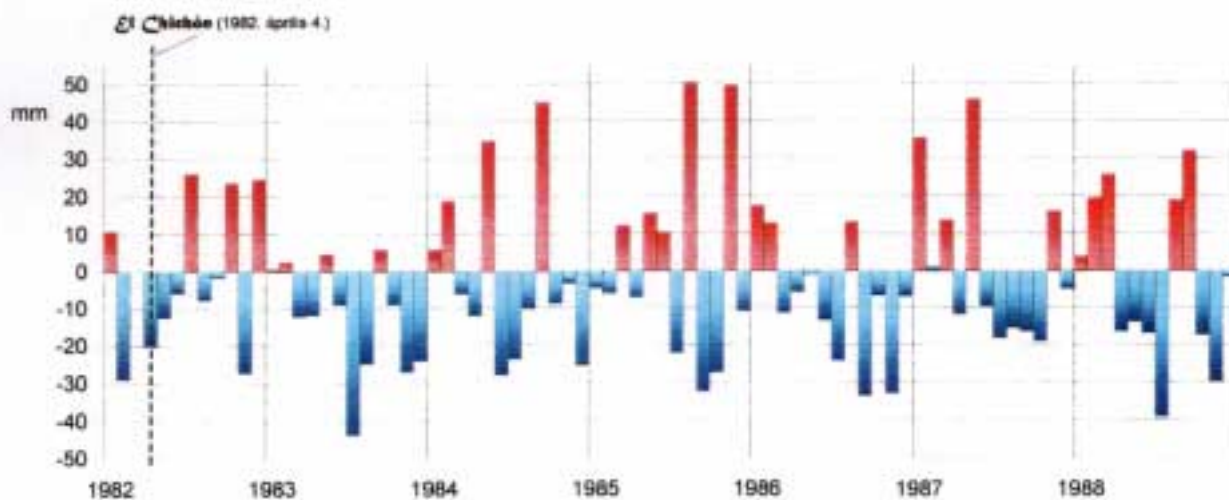
3. A Wolf-féle R-index alakulása 1982- 1988 között



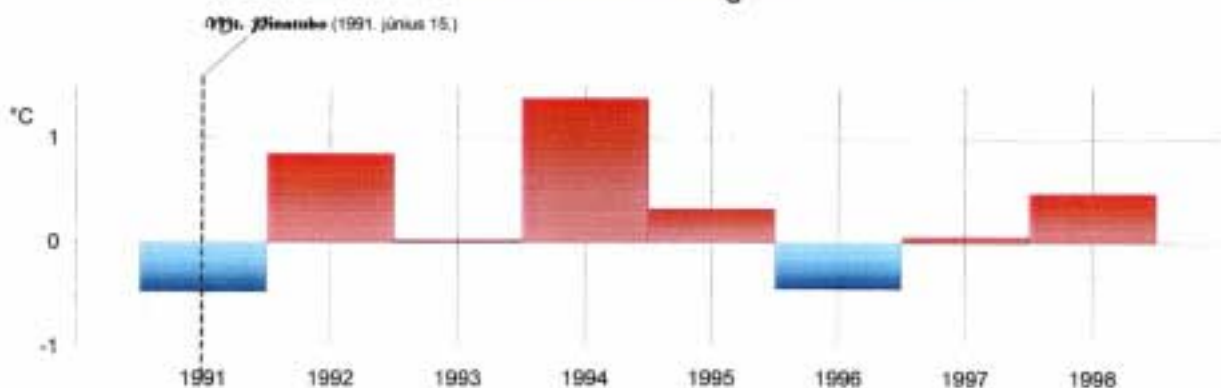
1. Magyarország havi csapadékmennyiségének eltérése 1982- 1988 között az 1951- 1990 közötti évek havi átlagaitól



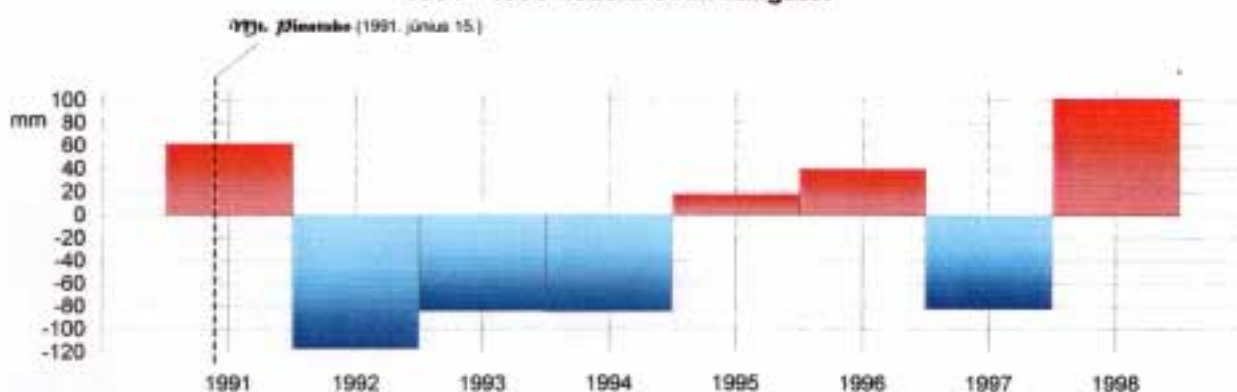
2. Külföldi városok havi csapadékmennyiségének eltérése 1982- 1988 között az 1951- 1990 közötti évek havi átlagaitól



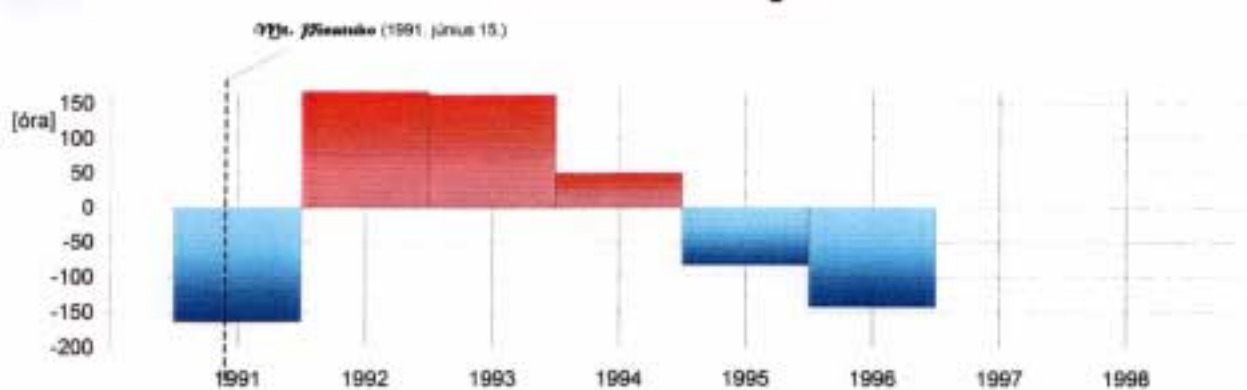
1. Magyarország évi átlaghőmérsékletének eltérése 1991 - 1998 között az 1951 - 1998 közötti évek átlagától



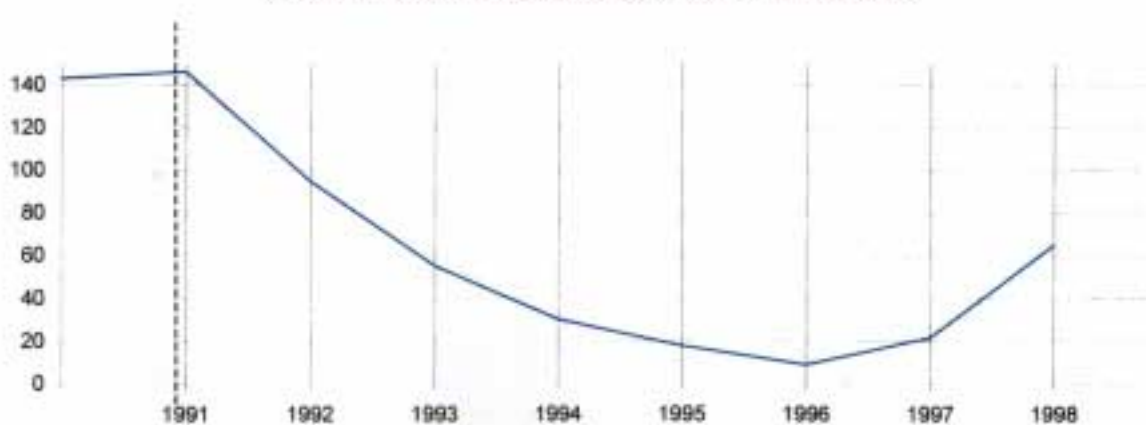
2. Magyarország évi csapadékmennyiségének eltérése 1991 - 1998 között az 1951 - 1998 közötti évek átlagától



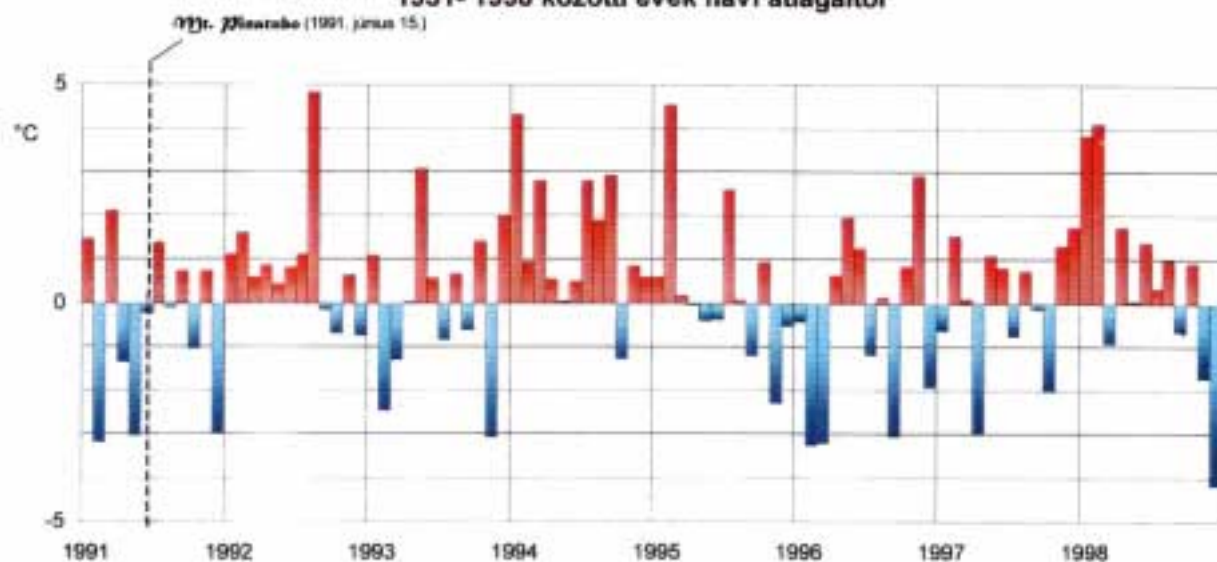
3. A napfénytartam évi értékeinek eltérése 1991- 1996 között Budapesten az 1951- 1990 közötti évek átlagától



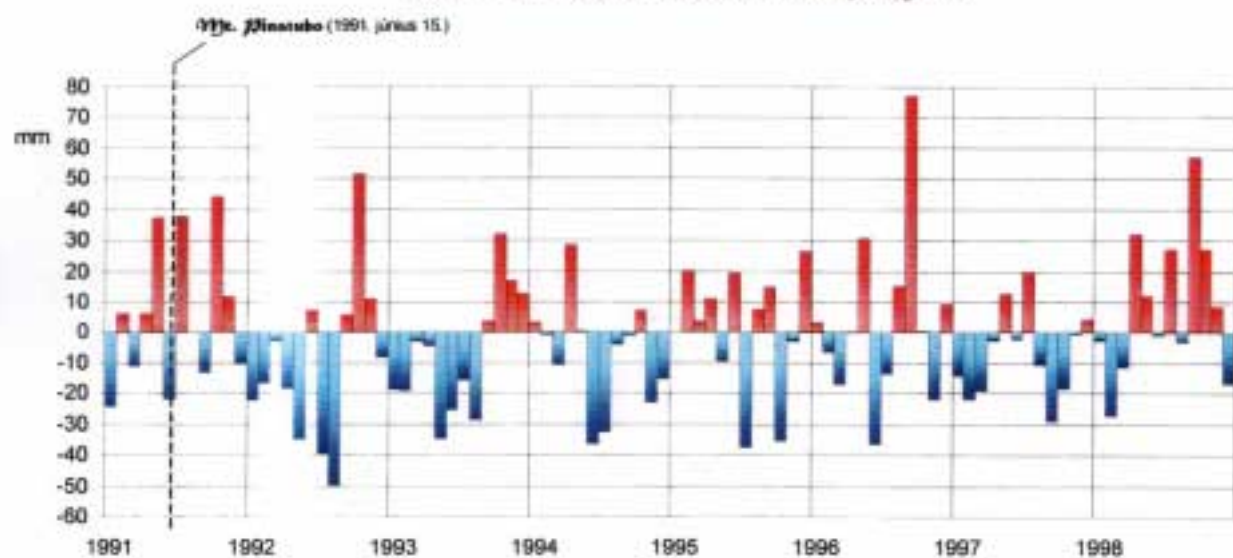
4. A Wolf-féle R-index alakulása 1991 - 1998 között



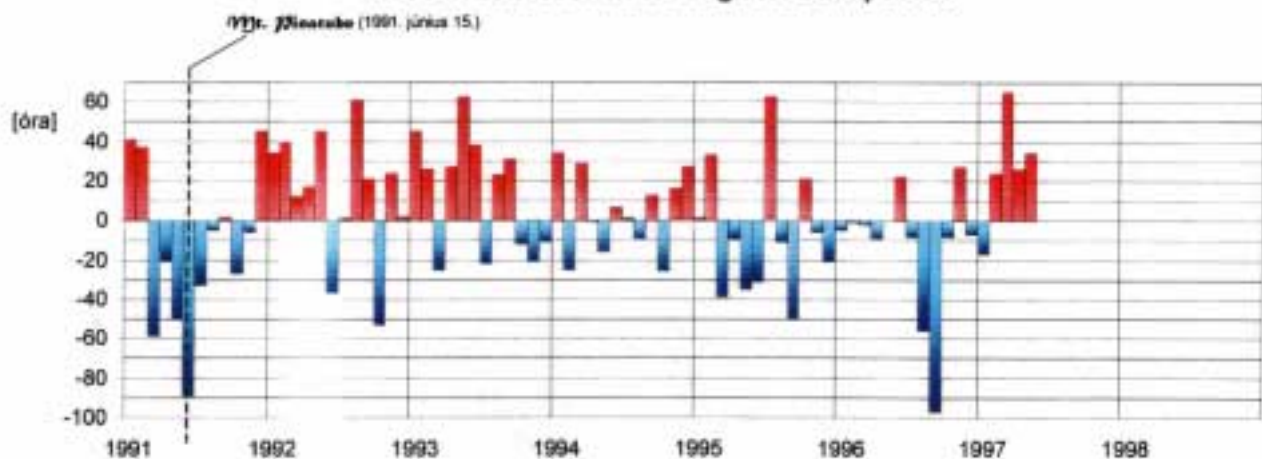
1. Magyarország havi átlaghőmérsékletének eltérése 1991 - 1998 között az 1951- 1998 közötti évek havi átlagaitól



2. Magyarország havi csapadékmennyiségének eltérése 1991 - 1998 között az 1951- 1998 közötti évek havi mennyiségétől



3. A napsütéses órák havi összegeinek eltérése 1991 - 1996 között az 1951 - 1996 közötti évek havi átlagaitól Budapesten



A 76-77. ábra diagramjaiból az alábbiakat lehet kiemelni:

- A kitörés évének átlagos mérsékletében mutatkozó lehetséges nagyobb része a kitörés előtti időszakra vezethető vissza (76-77. ábra 1. diagramja). Az 1992-1995 közötti szokatlan mértékű (1992 augusztusában közel 5 °C-os) felmelegedésnek 1993-ban van minimuma, az R-index csökkenésével egyidejűleg (az 1997-ben mutatott minimum csaknem egybeesik a naptevékenység 1996-os minimumával!).

- Az évi csapadékmennyiség 1992-94 között jelentősen - 80-120 mm-t - csökken, a SEAM által kapott korábbi eredményekkel összhangban. A havi átlagok alakulása két (1991 december-augusztus; 1992 december - 1993 augusztus), legfőljebb három (1994 március-december?) hullámot rajzol ki, amelyek közül az első két csökken, majd élesen felugró, aszimmetrikus jellegű.

- Meglepő a napfénytartam időbeli eloszlása - a kitörés évének csökkenése a havi átlagok menetéből következett, nagyjából a kitörés előtti időszaktól adódik - összhangban a havi átlagos mérséklet alakulásával. A kitörés utáni két évben átlagosan „sokat sütött a Nap”, ellentétben pl. a Katmai esetében tapasztaltakkal. Az évi átlagos havi mérséklet és a napfénytartam inverz volta 1993-94-ben más mechanizmusok szerepére utal.

Az El Chichón és a Pinatubo kitörésével összefüggésbe hozott felmelegedés kiemelt jelentőségű, mivel a havi mérséklet alakulását illetően eltér a SEAM-diagramok jelalakjától (♥ csökkenés a havi mérsékletben és a csapadékeloszlásban). Arra a kérdésre, hogy az eltérés okai között milyen súllyal vehetők számításba a vulkáni mechanizmusok, a Nap- és az emberi tevékenység klimatikus következménysora és ezek (valószínűleg) összefüggései, ezidáig nem adható pontos válasz.

9. A vulkánkitörések által keltett id járási anomáliák vizsgálata az évgy r - analízis tükrében

9.1. Alapelvek

Az évgy r képzés sebessége - amelyet az évgy r szélesség abszolút, vagy egymáshoz viszonyított (relatív) értéke számszerűsít - egyidejűleg több (belső és külső jelleg) tényezőtől függ. A *belső tényező* (például a fa szerkezeti és élettani adottságai) az adott egyedre jellemző *állandóként* fogható föl, a *külső* - éghajlati jellemzők (hőmérséklet, csapadék, napfénytartam - az ún. *stresszorok*); földrajzi- és talajadottságok; állományosság; a Föld mágneses tere, a Föld, ezen belül az élőhely (mesterséges vagy természetes) radioaktivitása, stb. - *változók*. Szerepet játszanak - közvetlenül, vagy a már említett faktorokkal való kapcsolat révén közvetetten - *extraterresztrikus tényező* (naptevékenység, kozmikus sugárzás) is.

A külső köztül a föld- és talajtaniak, földrajziak általában nem, vagy kivételesen változnak meg egy fa életében, ezért az évgy r képzés intenzitásának változásai többnyire az időjárási elemek ingadozásaival mutatnak kapcsolatot. Így az évgy r szélesség variációs görbéiből - több-kevesebb megbízhatósággal - a múlt időjárásának változásaira, hosszabb adatsorokból pedig a klíma trendjére következtethetünk. Ezzel a kérdéskörrel a *dendroklimatológia* foglalkozik [11,19,22,23,36,43,58,116].

A környezeti hatások - aszerint, hogy serkentik, vagy csökkentik a *kambium* működését - eljelenesen összegződve az évgy r képzés normál ütemére rakódnak.

A kambium (cambium) produkálja a fák vastagodásával járó oldalszöveteket. Működése az évszakváltásokhoz kapcsolódva szakaszos - a nyári aktív és a téli inaktív periódus szabályosan váltakozik egymással. Az éves növekmény az évgy r, amely - a vegetációs időszakon belül - a szövettanilag jól elkülöníthető ún. tavaszi (korai) és őszi (késői) pászttára bontható.

9.2. A vulkánkitörések idő sorának összevetése hazai évgy r -adatsorokkal

Kézenfekvő a feltevés, hogy a vulkanizmus által keltett rövid életű, átmeneti (*transziens*) időjárási anomáliák a fák évgy r-ében is nyomot hagynak/hagytak. Mivel az évgy r-ek a hőmérséklet és/vagy a csapadékmennyiség csökkenésével keskenyebbek, a vulkánkitörések évét vagy a későbbi (elvileg a vulkáni jel időtartamával azonos) időszakot - várhatóan - vékonyabb évgy r-ek jelzik, szem előtt tartva az előzőekben kimutatott "vulkáni jeleket" ↓ amely (általában) csökkenés a hőmérséklet és a csapadék idősorában. Erre vonatkozó vizsgálati eredményeimet - tudomásom szerint Magyarországon elsőként, világviszonylatban pedig az első között - 1983-84-ben megjelent tanulmányaimban [65,67] tettem közzé (lásd még az 5.6. fejezetben írottakat és a 48. ábrát). E munkáimban az évgy r szélesség idősorát közvetlenül a kitörések évével és a DVI (↓ *Dust Veil Index*, azaz *hamu- vagy porfátyolindex*) időbeli alakulásával vettem össze, illetve legregressziószámítással összefüggést kerestem az évgy r szélesség alakulása, valamint a DVI ötéves (mozgó) átlagai között (ez utóbbi esetben a szignifikancia-szint 41-42 %-nak bizonyult a vizsgált, *Velemből* származó évgy r -adatsor esetében).

A fenti esetben az évgy r nek közvetlenül a DVI-vel való kapcsolata szorosabbnak bizonyult, mint a h mérséklettel, a csapadékkal és a napfoltciklussal való összefüggés. Eszerint nem a h mérséklet-és a csapadékeloszlásban mutatkozó csökkenés az egyetlen szál, amely (közvetett) kapcsolatot teremthet a vulkáni tevékenység és az évgy r növekedés mértéke között (kizárva itt a visszahulló vulkáni anyagoknak a talajtani adottságokon keresztül kifejtett - szintén közvetett - hatásait).

A 78-80. ábrák a SEAM alkalmazásával kapott eredményeket mutatják, hat évgy r adatsor esetében, a feltüntetett kulcsévekkel számolva, a *Tambora* és a *Galunggung* kitörésének figyelmen kívül hagyásával. A P_c -vel jelzett évgy r adatok standardizáltak - tehát a fa korával járó évgy r szélesség-csökkenést a számítások el tt matematikailag le kellett választani. A többi esetben ez a függés elhanyagolható mérték volt. Mint látható, a kitörés évében és/vagy a 0 évet követ négy év valamelyikében számottevő csökkenés mutatkozik. Általában jellemző, hogy a kitörés évének és a kulcsévet követ négy évnek az átlaga kisebb a kitörés el tti évek átlagához képest. A kérdéses minimumok oka nem egyértelmű - a naptevékenységi ciklussal való összevetés eredménye mindenesetre nem vitt közelebb a megoldáshoz [68,72].

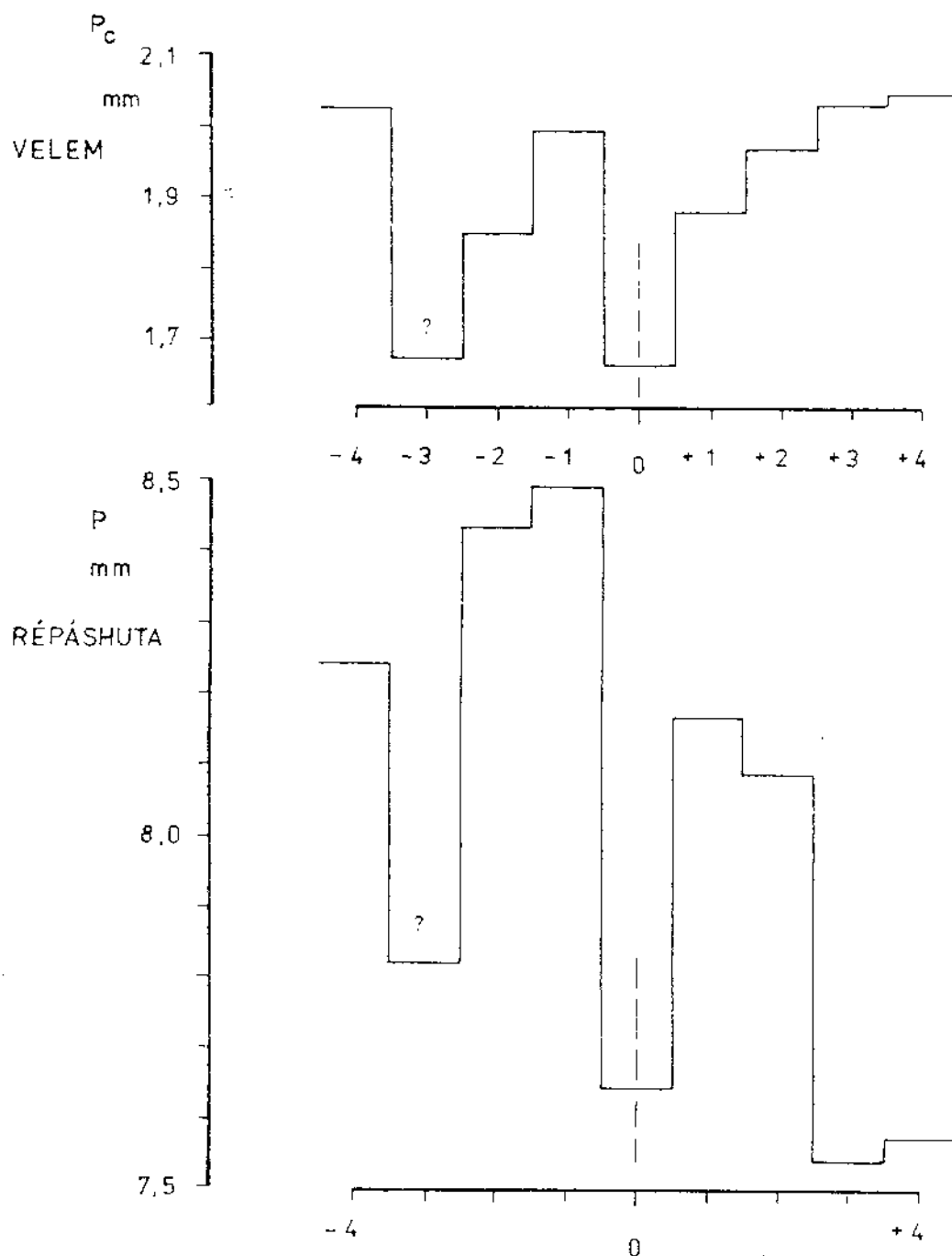
A hazánk évi átlagh mérsékletének id sorából szerkesztett 16. ábra els két diagramjával való meglepő hasonlóság révén nem kizárt, hogy a minimumok oka a vizsgált fák fiatal (a környezetre valószínűleg legérzékenyebb) korára eső, legfőljebb öt (1815, 1822, 1835, 1883, 1902) kitörést megelőző három évben mutatkozó, tendenciózus h mérsékleti anomália. A fenti állításnak egyedül a 79. ábra harmadik diagramja mond ellent, azzal a kiegészítéssel, hogy a répáshutai *Larix decidua* évgy r ire a zárójelben feltüntetett els három kitörés nem lehetett hatással.

Az évgy r k növekedése a naptevékenységgel is összefüggésben lehet [4,5,37,116] ; kevésbé intenzív naptevékenység mellett kisebb évgy r szélességek alakulhatnak ki. Ez a megállapítás, amely a Föld más területein - pl. Arizonában - igazolható, Európában és Magyarországon ilyen formában nem fogadható el [70], bár az évi átlagh mérséklet kapcsolatot mutat a naptevékenység ciklusával [71]. A feltevést, amely szerint az R-index maximumaihoz magasabb h mérséklet, minimumaihoz pedig lehetséges, az 1978-1994.közötti id szakra a győri Széchenyi István F iskola kollégiumainak fűtési energiafelhasználása is igazolja - [107]. Viszont a "napállandóra" (helyesebben: szoláris paraméterre) a napfoltszámok függvényében felírt összefüggést [44] a hazai átlagh mérséklet id sorával történt összevetés nem igazolta [71].

A vizsgált hat évgy r -adatsorból öt esetben a (-) 3. évben mutatkozó minimum okára vonatkozó egyértelmű válaszhoz a vizsgálatok szám-és térbeli, különböző fajokra történő kiterjesztése szükséges - jelenleg újabb (megbízhatóan keltezett) évgy r adatok nem állnak rendelkezésemre. Hazánkban az évgy r kutatás a régészeti vonatkozásban is csupán a kezdeteknél tart [26,27], a lehetséges földtani alkalmazásokat tekintve még ott sem. Az évgy r -analízist a régészeti kormeghatározáson és a paleoklimatológiai kutatásokon túlmenően sikerrel alkalmazták a lejt erózió (és nem a lejt mozgás !) sebességének és mértékének [48], valamint a(z él) szeizmotektonikus vonalak mentén a régmúltban kipattant földrengések évnvi pontosságú datálására [49]. A földtani alkalmazhatóság köre a már kifejtett vulkanológiai vonatkozásokkal azóta külföldön is bővült [53].

A lehetséges körre továbbra sem zárult le - a (part)omlásos erózióval pusztuló helyeken látható, az eredeti megtámasztásukat (részben) elvesztett, a függőleges közeli helyzetből kibillent és újfént a függőleges helyzetre törekvő (↓ geotropizmus), L- alakú fák évgy r inek aszimmetrikus voltából az omlás id pontja, így a hátráló erózió (átlagos) sebessége is meghatározható. Az el z gondolatsor alapján az évgy r k aszimmetrikus növekményéből - elvileg - a mozgó, kúszó domboldalak - tehát a lejt mozgás - átlagos mozgássebessége is számszerűsíthető.

KULCSÉVEK: 1835, 1854, 1875, 1883, 1886,
1902, 1907, 1912, 1932, 1956



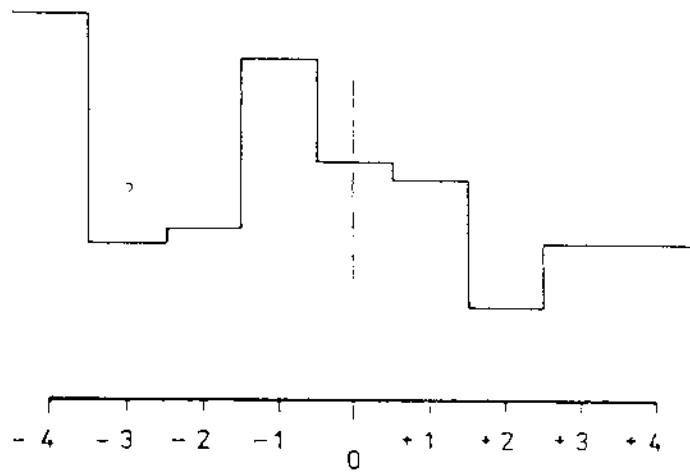
78(-80). ábra: Az évgűrűszélességek alakulása a feltüntetett kulcsévekben a SEAM szerint, öt hazai és egy arizonai évgűrűadatsor felhasználásával. A kérdőjeles minimumok kialakulásának oka tisztázatlan. A P_c -vel jelzett adatsorok standardizáltak. A faminták adatai a diagramok sorrendjében a 80. ábrán olvashatók.

1.sz., GÁNT

 P_c mm

2.1

2.0



2.sz., GÁNT

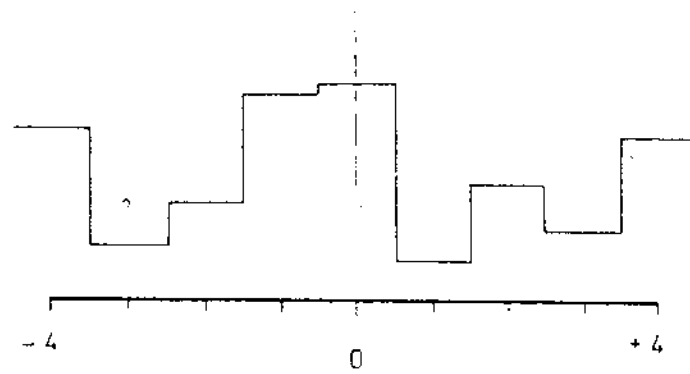
 P mm

1.7

1.6

1.5

1.4



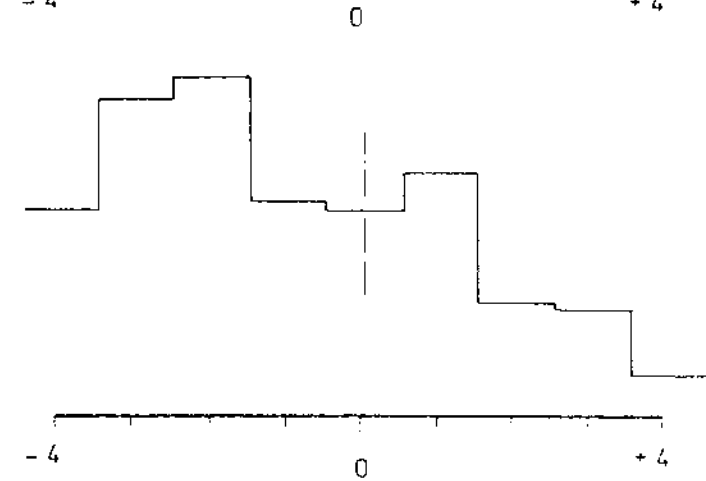
3.sz., GÁNT

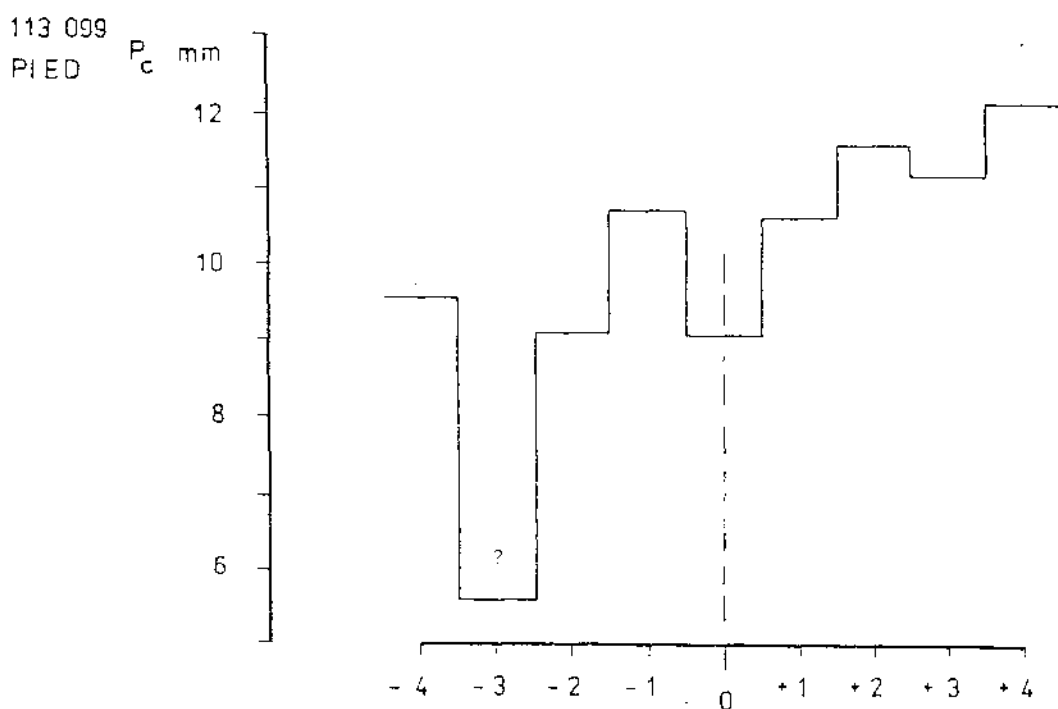
 P mm

1.7

1.5

1.3





Földrajzi hely	Faj	Tenyészeitő
Velem	<i>Castanea sativa</i> (Szelidgesztenye)	1808-1957
Répáshuta	<i>Larix decidua</i> (Vörösfenyő)	1844-1969
Gánt (1.sz.- 79. ábra)	<i>Quercus petraea</i> (Kocsánytalan tölgy)	1753-1981
Gánt (2.sz.- 79. ábra)	" "	1772-1981
Gánt (3.sz.- 79. ábra)	" "	1774-1981
<i>Arizona, USA (80. ábra)</i>	<i>Pinus edulis</i> (Arizonai fenyő)	1750-1981

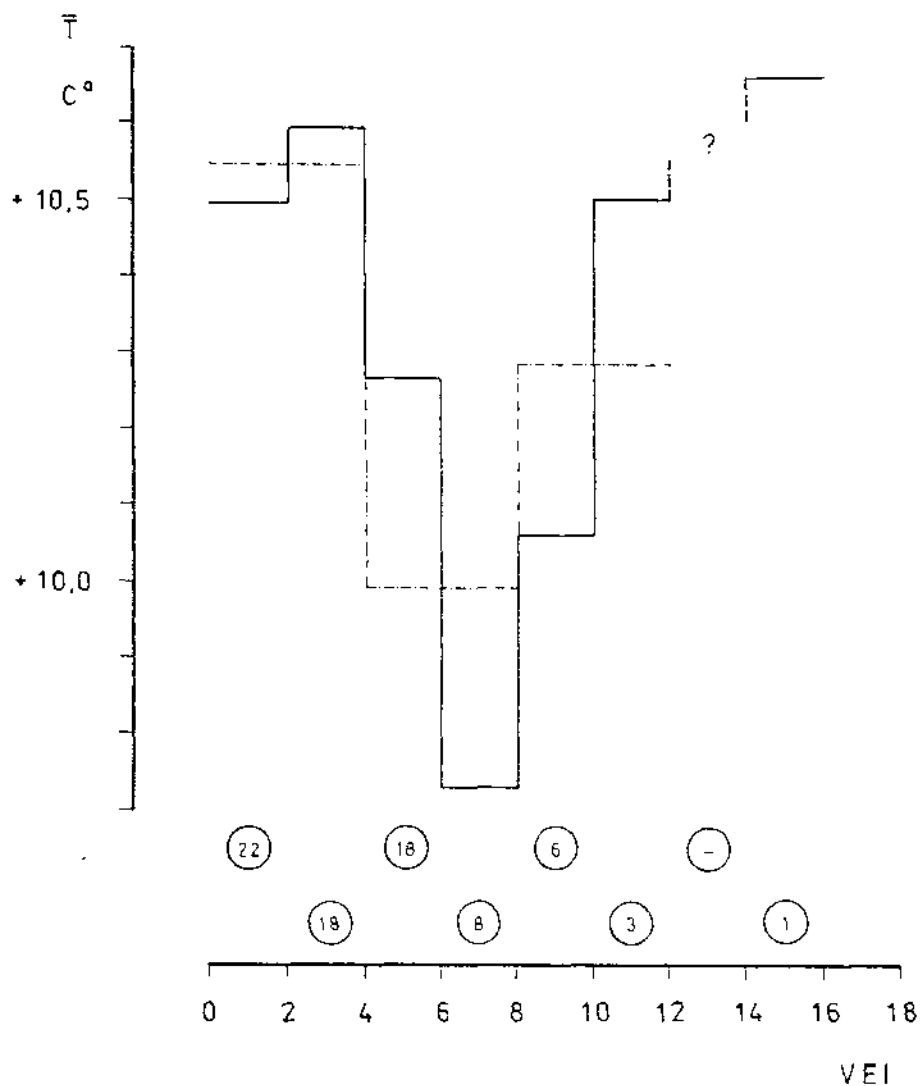
Az arizonai fenyő évgyűrűadatai 113 099 sorozatszámom az Arizonai Egyetem Évgyűrűkutató Laboratóriumának kiadványában található (Tree-ring Chronologies for Dendroclimatic Analysis, Chronology Series II., 1976, p.45.).

10. A VEI és a magyarországi (évi) átlagh mérséklet összefüggésének vizsgálata

Az egyetemi doktori értekezésemben [68] kísérletet tettem a VEI és az évi átlagh mérséklet közvetlen összefüggésének vizsgálatára, feltételezve, hogy a vulkanizmusból fakadó légkörterhelés klimatikus következményeinek jellege *nem független* a terhelés mértékétől. Akkori eredményeimet (81. ábra) - amelyek az a gyanút keltik, hogy a VEI bizonyos értéke fölött a légköri válasz a domináns lehetséges felmelegedésbe vált - *másutt nem tettem közzé.*

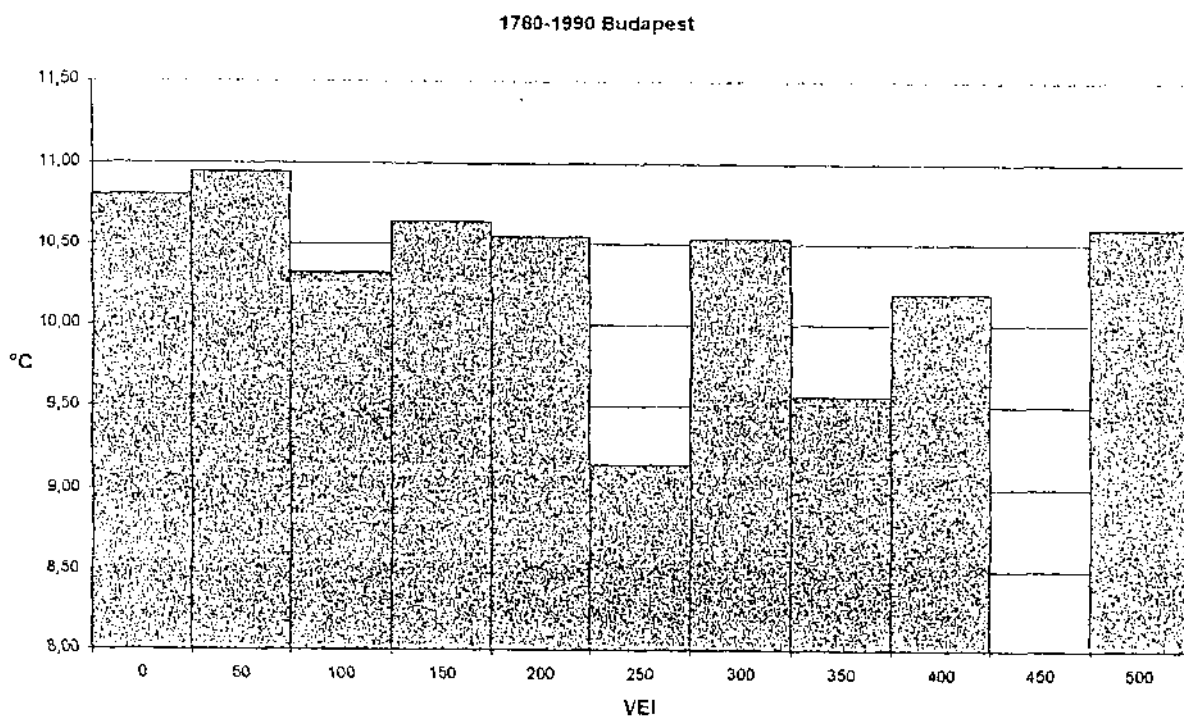
Az elemzést Budapest évi átlagh mérsékletének homogén adatsorát (1780-1990), felhasználva ismételttem meg, a *Marylandi Egyetem Meteorológiai Tanszékéről* kapott, legújabb, a lecsengést is számszerűsített VEI-index idősorát véve alapul. Az eredmények közül bemutatott 82. ábrán szintén megjelenik a legalacsonyabb lehetséges mérséklet középső tartomány. Sajnos, a 450-es rekeszre vonatkozóan (még) nincs adat.

Hangsúlyozva a további kutatások szükségességét, úgy tartom, *a vulkáni eredetű légkörterhelés "kimenete" a lehetséges mérséklet vonatkozásában függ a terhelés mértékétől - bizonyos érték fölött a felmelegedést gerjesztő mechanizmusok uralkodnak. A fentiekhez hasonló, de a nagyobb VEI-értékek tartományában lévő adathiány miatt (még) nem pontosítható jellegűt mutatott az északi félgömb átlagh mérsékletével történt összevetés is [68].*



Magyarország évi átlaghőmérsékletének összefüggése a VEI (Volcanic Explosivity Index) kumulált értékeivel. Az összevetés az 1883-1960 közötti időszakra vonatkozik, az 1940-41-es évek elhagyásával. A körökbe írott számok az egyes hőmérsékleti átlagok számításához felhasznált adatok számát jelentik a VEI adott intervallumában. A kérdőjeles rekeszben (még) nincs adat. *Figyelemre méltó a diagram unimodális jellege - a 6.0-7.99-es intervallumban a hőmérsékleti átlag minimumot jelez.* A pont-vonal két szomszédos tartomány átlaga. A megbízhatóság a kisebb VEI értékek tartományaiban nagyobb, mivel a rendkívüli erejű és/vagy kitöréssorozatokat ritkábbak.

A kumuláció módja: Newhall-Self jegyzéke [63] alapján meghatározva adott év VEI értékeinek összegét, annak felét a következő, negyedét pedig a harmadik évre vittem át, hozzáadva azokat az illető éve(ke)t jellemző VEI összeghez. Az augusztus 31. utáni kitöréseket teljes egészében a következő évben vettem számításba.



Budapest évi átlaghőmérsékletének összevetése a VEI legújabb idősorával, az 1780-1990 közötti adatok felhasználásával. A 450-es tartományban (még) nincs "vulkáni esemény".

11. Összefoglalás, javaslatok

A vulkáni felhő bemutatott matematikai modelljében - egyetlen összefüggésbe rendezve - megadtam az időben változó "karcúsági tényező j " hengerrel közelített vulkáni hamufelhő sugarának, magasságának és részecskekonzentrációjának *egyidejű* változásából fakadó, a Föld felszínén kialakuló sugárzási hőveszteség (árnyékolás) időbeli menetét. Megállapítottam, hogy a függvény a kitörést követő 90-550 nap között mutat maximumot, a nagyobb hőveszteségek 200-550 nap között várhatók. A függvény menete az utolsó 100 nap során független a (mások által bevezetett) k számszerű értékétől (**1. tézis**). Bár a modell a szélhatással - így a vulkántól, mint origótól téridőben leszakadó aeroszolok hatásával - nem számol, a belső leszűrt következtetéseknek teleptani jelentőségük is van [99], azonfelül, hogy a légkörbe került mesterséges szennyeződések mozgásával, el- és szétoszlásával párhuzamot mutatva, környezetvédelmi és ökológiai szempontból egyaránt további finomításra érdemes. Kidolgozható (lenne) pl. gömbbel közelített, vagy félgömbre és hengerre bontott "felhőalakra".

Az eredmények szerint a vizsgált időszakban a Kárpát-medence időjárásában mutatózó *anomáliák* egy része esetenként a több ezer km-es távolságban lezajlott, heves expozív vulkáni tevékenység légköri következményeire vezethető vissza. Ezek statisztikailag (is) jól kimutathatók, *szignifikáns vulkano-klimatikus tranziensek* - önmagában a rendelkezésre álló adatbázis jellege folytán is - *elsősorban* (a leghosszabb idő sorú) *hőmérséklet*, valamint a *napfénytartam* és a *csapadékeloszlás* menetében nyomon követhetők. Létezésük a kitörés évével együtt maximum négy/öt év, eljüket pedig a vizsgált három időjárási elem vonatkozásában a hosszabb időátlagához, illetve legkisebb kitöréseket közvetlenül megelőző időszakhoz viszonyítva általában csökkenés, amelynek mértéke a Kárpát-medence egészére vonatkozóan 0.57 - 0.22

ΔC , a jelalak aszimmetrikus - a lehűlés sebessége ($\div T/\div t$) a nagyobb (**2. tézis**).

A Kárpát-medence egészére inhomogén adatokból kapott vulkáni tranziens amplitúdója a (mai) Magyarország területére vonatkozóan kimutatott jelhez képest közel 0.1 ΔC -al gyengébb, ugyanakkor a bukaresti adatok figyelembevételével közel 0.1 ΔC -al növeli a kapott anomália mértékét (**3. tézis**). Kivételesen - a hőmérsékletet tekintve, pl. a Bezymjannij, az El Chichón és a Pinatubo elemzett erupciója kapcsán - *átmeneti felmelegedés mutatkozik*. A hőmérséklet alakulásával mutatott (statisztikai) kapcsolat összességében szorosabb, mint a csapadékeloszlás esetében, *az inhomogén és a homogén adatsorok tekintetében egyaránt* (**4. és 6. tézis**).

Az adatbázisból összeállítható leghosszabb homogén idősorokat (Bécs-Budapest) képviselő évi átlaghőmérséklet vizsgálata szerint a kitörési kombinációk mindegyikében markáns, szignifikáns, 0.6 ΔC -os lehűlés mutatkozik a kitörés évében, amely legkisebb kitöréseket követően (+) 3. évben végződik; a bécsi adatsor esetében a kitörés éve kisebb mértékű lehűlést mutat (**5. tézis**).

Az egyes - többféle szempont alapján kiválasztott, nevezetesen - kitörések közvetlen hatását vizsgálva a hőmérséklet havi és ötnapos átlagainak, a havi csapadékmennyiségnek és a havi napfénytartamnak a felbontást tekintve finomított idősorokban a vulkanogén anomáliák pontosíthatók. Ezek alapján az elemzett időtartam legnagyobb, vélhetően vulkanogén *anomáliái* (amelyek az átlaghoz képest többnyire csökkenést jelentenek a kitörés után) mindenképpen a Laki-hasadék aktív kitöréssorozatához (1783-84), a Cosiguinához (1835), a Krakatau kitöréséhez (1883) is magában foglaló aktív időszakhoz, az 1902-1912 közötti

erupciósorozathoz - ezen belül különösen a *Katmai* kitörésének következményei vizsgálhatók sokrét en -, a Quizapu (1932) és a Mt. Spurr (1953) m ködéséhez köthet k (**7. tézis**).

A közelmúlt két nagyobb kitörését (El Chichón - 1982, Pinatubo - 1991) közvetlenül *felmelegedés* követte. A lehetséges okok egyel re inkább teoretikusak. A kapott eredmények a kés bbi, szintetizált kutatások során használhatók fel.

A régmúlt id járásának idézett, az id járási paraméterek tekintetében (akkor) még nem számszer sített feljegyzései a vulkanizmus-klíma összefüggéseinek kutatásában közvetlenül is figyelemre méltó, nemritkán egyedülálló tapasztalatokat, megfigyeléseket képviselnek, pótolhatatlan éghajlattörténeti jelent ségükön kívül. Ezen helyettes(it) vagy proxy adatok egyféle "számszer sítésére" voltak és vannak is kísérletek - a már meglév hazai eredményeket jórészt ismerem, de az értekezésben jómagam azokat nem dolgoztam.

A VEI közvetlenül is eredményesen alkalmazható a kitörések kiválasztásában, amellett, hogy nem tükröz minden, a klimatikus következmények tekintetében fontos tényez t (pl. a vulkáni eredet aeroszolk összetételét, mennyiségét, légköri tartózkodásuk id tartamát, stb.).

Az évgy r elemzés, mint paleoklimatológiai módszer, a tárgyi vonatkozásban is informatív - a pásztaszélesség a kitörést követ hosszabb-rövidebb id szakban csökkenést mutat, *tehát az évgy r k keskenyebbek* (**8. tézis**). A vulkanogén id járási tranziensek révén (is) befolyásolt évgy r szélességi id sorok *anomáliái* a világméret természeti események elvileg évnvi pontosságú keltezésének ezidáig az egyetlen lehet ségét nyújt(hat)ják a Kárpát-medencében, az egymást átfed évgy r -id sorok keresztkorrelációjával. *A keresztkorrelációt éppen a vulkanogén anomáliák segít(het)ik el , miután tranziens jellegük folytán jól azonosíthatók az évgy r k menetében.* Az évgy r kbe zárt klimatikus és egyéb földtani vonatkozású információk kutatásának lehet ségei hazai viszonylatban - ritka kivétellel - jelenleg kihasználatlanok.

A tény, amely szerint a közelmúlt legnagyobb kitöréseit átmeneti felmelegedés követte a Kárpát-medencében (is), a klímarendszer más (részben csak sejtett) mechanizmusaira, változásaira hívja fel a figyelmet. Ezek kutatása már a jelen legsürget bb feladatainak egyike.

* * *

Az értekezésben foglaltak tézisekben történ összegzése, eredményei külön füzetben olvashatók.

* * *

A további kutatás f bb irányvonalait illet en - a tudományos m helyek stratégiájának hivatalból történ ismerete nélkül - az alábbiakat emelem ki:

♥ Az értekezésben bemutatott vizsgálatokat célszer megismételni a Kárpát-medence egészére (id ben 1990 utánra is) kiterjesztett, homogenizált adatsorokkal. A világirodalomban közöltek, és az értekezés jónéhány részeredménye egyaránt a robbanásos vulkanizmus klímabefolyásoló szerepének a *kitörés* \Downarrow *átmeneti leh les* sémánál sokrét bb mechanizmusára hívják föl a figyelmet a Kárpát-medencén belül is. A kérdéskört a légkör általános felmelegedésének háttérében szemlélve az el bbi megállapítás fokozott jelent ség .

♥ Az évgy r k *klimatológiai* és az értekezésben felvetett *földtani* információtartalmának vizsgálata kiterjesztend a vizsgált egyedszám, az id tartam és a földrajzi lefedettség vonatkozásában egyaránt. Rég nincs technikai akadálya a még él (akár el re kataszterezett) - matuzsálemi korú - fák évgy r íb l történ , a fa életét nem befolyásoló mintavételnek sem. A vizsgálatok kiterjeszthet k a földtörténeti múlt pontosan nem datálható (ún. lebeg) évgy r adatsoraira is (pl. megkövesedett fákra), mivel pl. a periódusanálízishez (lásd pl. a múltbeli naptevékenységi ciklus kutatását) nem szükséges az abszolút kor pontos ismerete. Az üledékképz és során eltemetett növény (többnyire fa)- maradványok rádiokarbon keltezésével az üledékképz és sebessége is pontosítható. Az évgy r elemzéssel kapott kornak a más módszerekkel (pl. régészeti vagy C¹⁴-es kormeghatározással) kapott összevetése - iteratív - az adott módszerek egyféle kontrollját is biztosítja, bár ez a lehet ség ritka.

A partomlással kapcsolatosan már említett L alakú fák (ha vannak az adott helyen) évgy r i epizodikus eseményt (az omlást) rögzítik id ben. Ennek megfelel en a fa évgy r i az esemény utáni évben (azonnal) aszimmetrikusan növekszenek (a küls oldalon szélesebbek, ahol a fa újra a függ leges irányt igyekszik felvenni), tehát a válasz is drasztikus jelleg . A leomlott, laza (lősz, homokliszt, homok) üledékhalmon (omladékon) kisarjadó cserjék viszont fokozatosan görbülnek meg, mivel az újabb és újabb omladék - hacsak el nem temeti ket - lassan mozdul el a lejt irányában, ezért az évgy r k aszimmetriája is fokozatosan fejl dik ki.

(♥)* Jellege folytán jóval kevesebb megbízható közvetlen ismeretünk van a szubmarin vulkánosság vonatkozásában - azok is f ként az óceánközépi hátságok Repedés(vagy Hasadék)völgy-rendszerének lemezszegélyi (divergens) bázikus, "csendes" vulkanizmusához kapcsolódnak. Az explozív kitérések közvetlen - tehát már a hidroszférában történ - megfigyeléséhez szükséges, speciális technikai háttér ismereteim szerint még hiányzik. Messze nincs képünk a légkörbe kilép , már a tengeraljzaton er sen differenciálódó, vulkáni eredet gáztömegek mennyiségér l és összetételér l, valamint a víz alatti mozgáspályájukról sem. Ezek kutatása szintén a közeljöv feladata kell, legyen.

A globális felmelegedés során számítani kell az óceáni áramlások földrajzi eltolódására és a vulkáni aktivitás élénkülésére is, miután a kéregterhelési viszonyok megváltoznak. Amennyiben a Bermuda-jelenség legalább részben a szubmarin vulkánosság következménye, a vele kapcsolatba hozható események, balesetek (elt nések) földrajzi el fordulása is várhatóan eltolódást mutat majd. A vulkáni anyag-és energiaáramok mozgáspályájából adódóan, a közvetlen megfigyelésen/méréseken kívül a vulkanizmusnak a Bermuda-jelenségben játszott szerepére adható választ részben a tengeralatti kutatásoktól (régészet, ásványkutatás, óceanológia, óceanográfia ↓ a tengeralatti vulkánok és a mélytengeri/felszíni áramlások kapcsolata, stb.) remélhetjük, ahol a geoszférikus mozgássebességek a légkörben jellemz khöz képest nagyságrendekkel kisebbek.

* * *

KÖSZÖNÖM *Némedi Varga Zoltán, Hevesi Attila, Alan Robock és Melissa P. Free*, a Marylandi Egyetem Meteorológiai Tanszéke kutatói, *Mika János és Rác Lajos* éghajlatkutatók, *Ludmány András, Nekovetics Oszkár és Balázs Éva* önzetlen segítségét. Hálával gondolok *Hédervári Péter* planetológusra (+1984) is, akinek - bár a Pinatubo kitérését már nem érthette meg -, a természet iránti rajongása máig lelkesít. Valószínű leg a másik magyar Kármán Tódoron kívül, akir l két bolygón is krátert neveztek el, Marx György könyvének névsorából (A marslakók érkezése, Akadémiai Kiadó, 2000, pp.127-129.) azonban kimaradt.

12. Summary

The effects of volcanism on weather, with special respect to the Carpathian Basin

*

The recent great explosive volcanic eruptions have been regarded as possible cause of short-lived (transient) climatic changes. In the periods following the eruptions temperature of the troposphere, the quantity of precipitation and the sunshine duration - generally (but not always) - is temporarily decreasing, although the climatic consequences of the volcanic events are really more complex than the abovementioned simplified principle.

In Chapter 1, 2, 4 and 5 the latest results of the international research work concerning the volcano-climatic interactions are assumed, while a cylinder-shaped model of the volcanic ash cloud, ejected from highly explosive eruptions to the atmosphere, is used in Chapter 3, to calculate the heat radiation deficit, caused in the Earth's surface. The model - developed by the author - is represented as a horizontally expanding disk with vertical axis of rotation, while its height and the concentration of particles is simultaneously decreasing. The concentration of solid particles within the ash cloud is supposed homogeneous and the time of deposition is accepted two years. The atmospheric circulation, the liquid aerosols and the volcanic gases are not considered in the model. The function - referred as A in the text - allows the temporal distribution of the heat deficit caused by volcanic ash cloud in the Earth's surface at vertical solar radiation.

It has been concluded, that the function in question shows a maximum between 90 and 555 days after the eruption, depending on the value of the so-called "k-factor". Consequently, the most intensive period of the heat radiation deficit extends roughly from 200 to 555 days. The beginning of the largest decrease in the heat radiation is mainly associated with the value of the k-factor, while the recovery period is independent of it.

According to the investigations on the volcano-climate interactions, revealed in the long-term temperature records of northern hemisphere, the k-factor of greater value applied in the calculations shows - presumably - closer affinity to real cases.

The superposed epoch analysis method (SEAM) is employed in Chapter 7, to aid the search for evidence of a drop in the annual mean temperature and precipitation trend of the Carpathian Basin due to largest volcanic eruptions, occurred in the last two centuries. The longest time-period (represented as temperature records) for which data were available is from 1775 to 1990 (Wien) and from 1780 to 1998 (Budapest). Various groupings of the "key dates" (the eruption years) were used as data bases and the strength of the "volcanic signal" was determined in different cases. A significant (0.22-0.57 °C) dip in temperature of the Carpathian Basin was found within a few years after the major eruption dates. The time-interval of the volcanic signal extends altogether 4 or 5 years, including the eruption (key-)year, as well. In order to assess the statistical significance of the results "t-test" (based on the Student-distribution) has been applied. Results corroborate the existence of supposed volcano-climatic interactions.

Using the homogeneous temperature records of Wien and Budapest in the SEAM calculations, the dip of the accurate volcanic signal is 0.60 °C being in the eruption year, as well. The recovery time extends up to 4 year, including the eruption year, as well.

In the case of the annual precipitation records, no clear (reliable) correlation has been revealed by SEAM for the Carpathian Basin as a whole, except some cases of eruption grouping, using homogeneous data of Budapest. In the late case a 80 mm decrease of annual precipitation quantity can be found in the eruption year, in good agreement with the results given by using precipitation data of Hungary, elaborated formerly by the author.

In Chapter 8 the direct consequences, caused presumably by greatest volcanic eruptions are investigated in detail, using all available temperature, precipitation and sunshine duration data, except the circulation and air pressure ones. Based on these results, it has been concluded, that the weather anomalies of (presumably) volcanic origin can be related first of all to the Laki-eruptions in Iceland (1783-84), the Cosiguina (1835), the active period from 1881 to 1890 (including the Krakatau), the active period from 1902 to 1912 (the Katmai eruption is the most important here), the Quizapu (1932) and the Mt. Spurr (1953). The temporary warming experienced in the Carpathian Basin in some years following the El Chichón (1982) and Pinatubo (1991) eruptions is probably generated partly by volcanism, as well.

A significant decrease in the tree ring-width variation can be identified in the eruption year or in the following years according to the results of the author, using temporal records of tree ring width of some Hungarian species, because the volcanic eruptions can change the temperature and the precipitation. Results given formerly by the author are summarized in Chapter 9, emphasizing, that the volcanic signal (that is, the volcanically generated remarkable minima of the tree ring-width record) may help to state the absolute age of them, applying the method of overlapping. So the research of correlation between the climatic factors, the volcanic eruptions and tree ring records is very significant from the point of view of archeology, too.

Finally, a correlation is suspected between the cumulative values of VEI (Volcanic Explosivity Index) and the annual mean temperature of Hungary. It is treated in Chapter 10.

IRODALOMJEGYZÉK

A KÖNYVEKET VASTAG BETŰK, AZ 1990 UTÁNI IRODALMAT PEDIG *KURZÍV SZEDÉS* KÜLÖNÍTI EL.

- [1] *A TUNGUZ METEOR REJTÉLYE. Nature, 1993. január 7. - Magyar Tudomány, 1993. 11. szám, pp. 1385-1386.*
- [2] ABBOT, C.G. - FOWLE, F.E. 1913. Volcanoes and Climate. - Smithsonian Miscellaneous Collections, 60, no.29, pp. 1-24.
- [3] **APRODOV, V.A. 1982. Vulkánü. - Moszkva, "Müszl". p. 366.**
- [4] BABOS K. - FILLÓ Z. 1972. Egy 345 éves Larix Sibirica Ledeb. törzs évgy r szélességeinek összehasonlítása a napfolttevékenység ciklusával. - Bot. Közl. 59, pp. 23-27.
- [5] BABOS K. 1983. Néhány fafaj évgy r szélességének összehasonlítása a napfolttevékenység ciklusával. - Botanikai Közlemények, 70, 1-2., pp. 83-90.
- [6] **BACSÓ N. 1959. Magyarország éghajlata. - Akadémiai Kiadó, Budapest.**
- [7] BALDWIN, B. - POLLACK, J.B. - SUMMERS, A. - TOON, O.B. - SAGAN, C. - VAN CAMP, W. 1976. Stratospheric aerosols and climatic change. - Nature, 263, pp. 551-555.
- [8] **BÁLDI T. 1993. Általános (elemz) földtan I-II. - Egyetemi jegyzet, ELTE, Budapest.**
- [9] BATTEN, E.S. 1974. The atmospheric response to a stratospheric dust cloud as simulated by a general circulation model. - Rep. R - 1324 - ARPA, Rand Corp., Santa Monica, California.
- [10] BEMMELEN, VAN, R.W. 1969. Four Volcanic Outbursts That Influenced Human History - Toba, Sunda, Merapi and Thera. - Acta of the 1st International Scientific Congress on the Volcano of Thera, Athens, pp. 5-50.
- [11] BOWDEN, D.O. ET AL. 1976. Tree-ring Chronologies for Dendroclimatic Analysis; An Expanded Western North American Grid. - Chronology Series II, Editor: Drew, L.G. Univ. of Arizona. p. 64.
- [12] BRYSON, R.A. - GOODMAN, B.M. 1980. Volcanic Activity and Climatic Changes. - Science, 207, pp. 1041-1044.
- [13] BULLARD, F.M. 1968. Volcanoes in History, in Theory, in Eruption. - Austin: 70,75.
- [14] CADLE, R.D. - KIANG, C.S. - LOUIS, J.F. 1976. The Global Scale Dispersion of the Eruption Clouds from Major Volcanic Eruptions. - Journ. of Geophys. Res., 81, no. 18, pp. 3125-3132.
- [15] CADLE, R.D. ET AL. 1979. Atmospheric Implications of Studies of Central American Volcanic Eruption Clouds. - Journal of Geophys. Res., 84, No. CII, pp. 6961-6968.

- [16] *CLIMATE CHANGE 1994. Radiative Forcing of Climate Change and An Evaluation of the IPCC IS92 Emission Scenarios (Edited by J.T. Houghton, et al.) - Cambridge Univ. Press.*
- [17] *CLIMATE CHANGE 1995. The Science of Climate Change. (Edited by J.T. Houghton, et al.).*
- [18] **CZELNAI R., SZEPESI DEZS NÉ. 1986. Meteorológia.** - M szaki értelmező szótár 56. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- [19] FRANCEY, R.J. - FARQUHAR, G.D. 1982. An explanation of C^{13}/C^{12} variation in tree rings. - *Nature*, 297, pp. 28-31.
- [20] FRANCIS, P. 1975. Fire and Ice. - *New Scientist*, 67, no. 956, p. 19-22.
- [21] **FRANCIS, P. 1981. Vulkánok.** - Gondolat, Budapest. p. 408.
- [22] FRITTS, H.C. 1966. Growth-Rings of Trees: Their Correlation with Climate. - *Science*, 154, pp. 973-979.
- [23] FRITTS, H.C. 1972. Tree Rings and Climate. - *Scientific American*, Vol. 226, No. 5. pp. 93-100.
- [24] GENTILI, J. 1948. Present-Day Volcanicity and Climate Change. - *Geol. Magazine*, 85, pp. 172-175.
- [25] **GORSKOV, G.SZ. - BOGOJAVLENSZKAJA, G.E. 1965. Vulkan Bezimjannij i oszóbennosztyi jivó poszlédnyeva izverzsényija (1955-1956 gg.).** - Moszkva, "Nyedra". p. 171.
- [26] *GRYNAEUS A. 1996. Progress of Dendrochronological Research in Hungary. - Estratto da "Dendrochronologia" Volume 14 - 1996. pp. 223-226.*
- [27] *GRYNAEUS A. 1997. Dendrokronológiai kutatások Magyarországon. Kandidátusi értekezés tézisei, Budapest.*
- [28] HAMMER, C.U. - CLAUSEN, H.B. - DANSGAARD, W. 1980. Greenland ice sheet evidence of post-glacial volcanism and its climatic impact. - *Nature*, Vol. 288, pp. 230-235.
- [29] HANSEN, J.E. - WANG, W.C. - LACIS, A.A. 1978. Mount Agung eruption provides test of a global climatic perturbation. - *Science* 199, pp. 1065-1068.
- [30] **HÉDERVÁRI P. 1963. Erők és energiák a Föld életében.** - Gondolat, Budapest. p. 391.
- [31] HÉDERVÁRI P. 1971. System of Volcanic Activity. - Part I., *Annali di Geofisica*, XXIV, 3. pp. 397-435.
- [32] **HÉDERVÁRI P. 1977. A Föld különös jelenségei.** - Gondolat, Budapest. p. 128.
- [33] **HÉDERVÁRI P. 1980. Mi újság a Földön?** - Móra Könyvkiadó, Budapest. p. 243.
- [34] **HÉDERVÁRI P. 1981. Évezredek, vulkánok, emberek.** - Kossuth Könyvkiadó, Budapest. p. 315.

- [35] HELLER Á. 1888. Az id járás. (XXXIII. Budapest, K.M. Természettudományi Társulat kiadása). pp. 167-168.
- [36] HORVÁTH E. 1979. Dendroklimatologische Untersuchungen an Holzstämmen aus Ungarn. - Savaria, A Vas megyei Múzeumok Értesít je, 7-8, pp. 11-53.
- [37] HOUTERMANS, J. - SUESS, H.E. - MUNK, W. 1967. Effect of Industrial Fuel Combustion on the Carbon-14 Level of Atmospheric CO₂. - Radioactive Dating and Methods of Low-level Counting, I.A.E.A., Vienna, pp. 37-68.
- [38] **HUMÁNÖKOLÓGIA** - *A természetvédelem, a környezetvédelem és az embervédelem tudományos alapjai és módszerei. Szerkesztette: Nánási Irén. - Medicina Könyvkiadó, Budapest, 1999. p. 514.*
- [39] HUMPHREYS, W.J. 1940. Physics of the Air. - McGraw-Hill, New York.
- [40] JONES, P.D. - WIGLEY, T.M.L. 1980. Northern hemisphere temperatures. - Climate Monitor, 9, pp. 43-47.
- [41] KALITYIN, N.N. 1944. Koszmiczeszkaja pül po aktinometriczeszkim izmerenyijam. - "DAN CCP", T. 45. No. 3. pp. 395-398.
- [42] KALITYIN, N.N. 1947. Ob oszlablénijji szolnyecsnoj radiáciji vodjánümi párami i aeroszoljami. - Meteorológija i gidrológija, No. 1. pp. 3-11.
- [43] KING, J.W. 1973. Solar Radiation Changes and the Weather. - Nature, 245, pp. 443-446.
- [44] KONDRATYEV, K.JA. - NIKOLSKY, G.A. 1970. Variáciji szolnecsnoj posztojjannoj po aerosztatnim isszledovanyijam v 1962-1968. gg. - Izv. AH CCCP. Fizika atmoszferi i okeana. T/, No.3, pp. 227-238.
- [45] KÖPPEN, W. 1914. Lufttemperatur, Sonnenflecken und Vulkanausbrüche. - Met.Z., 31, pp. 305-328.
- [46] KUTZBACH, J.E. 1976. The Nature of Climate and Climatic Variations. - Quaternary Research, 6, pp. 471-480.
- [47] **LACROIX, A. 1904. La Montagne Pelée et Ses Eruptions.** Paris. p. 662.
- [48] LAMARCHE, V.C. 1969. Rates of Slope Degradation as Determined from Botanical Evidence White Mountains California. - Geological Survey Professional Paper 352 - I., Washington, pp. 341-377.
- [49] LAMARCHE, V.C. - WALLACE, R.E. 1972. Evaluation of Effects on Trees of Past Movements on the San Andreas Fault, Northern California. - Geological Soc. of America Bulletin, 83, pp. 2665-2676.
- [50] LAMB, H.H. 1970. Volcanic Dust in the Atmosphere; With Its Chronology and Assessment of Its Meteorological Significance. - Philos. Trans. R. Soc. London, 266, pp. 425-533.

- [51] LAMB, H.H. 1977. Supplementary Volcanic Dust Veil Assessments. - *Clim. Monitor*, 6, pp. 57-67.
- [52] LAMB, H.H. 1983. Update of the chronology of assessments of the volcanic dust veil index. - *Climat. Monitor*, Vol. 12, pp. 89-90.
- [53] LOUGH, J.M. - FRITTS, H.C. 1987. An assessment of the possible effects of volcanic eruptions on North American climate using tree-ring data, 1602 to 1900 A.D. - *Climatic Change* 10, pp. 219-239.
- [54] LUKOVSKI J. 1993. *Vulkánkitörésekre visszavezethet anomáliák Magyarország h mérsékleti, csapadék és cirkulációs adatsoraiban.* - *ELTE TTK Meteorológiai Tanszék, kézirat.*
- [55] MAGYARORSZÁG ÉGHAJLATI ATLASZA. 1967. II. kötet, Adattár. - Akadémiai Kiadó, Budapest. p. 263.
- [56] MAO, J. - ROBOCK, A. 1998. *Surface Air Temperature Simulations by AMIP General Circulation Models: Volcanic and ENSO Signals and Systematic Errors.* - *Journal of Climate*, Vol. 11., pp. 1538-1552.
- [57] MASS, C. - SCHNEIDER, S.H. 1977. Statistical Evidence on the Influence of Sunspots and Volcanic Dust on Long-Term Temperature Records. - *Journal of the Atmospheric Sciences*, 34, pp. 1995-2004.
- [58] **METHODS OF DENDROCHRONOLOGY.** 1992. *Applications in the Environmental Sciences.* - Edited by Cook, E.R. and Kairiukstis, L.A. - *Kluwer Academic Publishers*.p.394.
- [59] MIKA J. - KOVÁCS E. - NÉMETH P. - RIMÓCZI-PAÁL A. 1991. *Parameterization for regional energy balance climate modelling over Hungary.* - *Advances in Space Research* 11, pp. (3)101-(3)104.
- [60] MIKA J. - HORVÁTH SZ. - FOGARASI J. - MAKRA L. 1998. *Simulation of Climate Forcing Mechanisms on the Energy and Water Balance of a Watershed.* - *XIXth Conference of the Danube Countries on Hydrological Forecasting and Hydrological Bases of Water Management.* (Paper No. 3.03.)
- [61] MILES, M.K. 1978. Predicting temperature trend in the Northern Hemisphere to the year 2000. - *Nature (London)* 276, pp. 356-359.
- [62] MITCHELL, J.M. 1970. A Preliminary Evaluation of Atmospheric Pollution as a Cause of the Global Temperature Fluctuation of the Past Century. *Global Effects of Environmental Pollution.* - New York, Ed.: Singer, pp. 139-155.
- [63] NEWHALL, C.G. - SELF, S. 1982. The Volcanic Explosivity Index VEI: An Estimate of Explosive Magnitude for Historical Volcanism. - *Journ. of Geophys. Res.*, 87, pp. 1231-1238.
- [64] PANOFSKY, H.A. - BRIER, G.W. 1965. *Some applications of statistics to meteorology.* - 1st edition, The Pennsylvania State University, pp. 159-161.
- [65] PAPP Z. 1983. Investigations on the Climatic Effects of Great Volcanic Eruptions by the Method of Tree-Ring Analysis. - *Bulletin Volcanologique*, 46-2, pp. 89-102.

- [66] PAPP Z. 1983. On the geometry of primary magma chamber of volcano Krakatau. - Berita, n.9., Indonesia, pp. 79-83.
- [67] PAPP Z. 1984. A vulkáni tevékenység klimatikus hatásainak vizsgálata Magyarországon az évgy r -analízis tükrében. - MTA Botanikai Közlemények, 71, pp. 109-121.
- [68] PAPP Z. 1985. Vulkanákitörésekre visszavezethet anomáliák Magyarország id járásában. - Egyetemi doktori értekezés, kézirat. NME Földtan-Teleptan Tanszék, Miskolc, p.63.
- [69] PAPP Z. 1986. Vulkanákitörésekre visszavezethet anomáliák Magyarország h mérséklet-változásaiban. - MTA Földrajzi Közlemények, 4.sz., pp. 324-345.
- [70] PAPP Z. 1986. A h mérséklet, a csapadék és az évgy r szélességek id beli változásának összehasonlítása a naptevékenység ciklusával. - MTA Botanikai Közlemények, 73. kötet, 1-2. füzet. pp. 113-122.
- [71] PAPP Z. 1987. A naptevékenység és az id járás összefüggésér l. - Vízügyi Közlemények, LXIX. évf. 4. füzet, pp. 619-628.
- [72] PAPP Z. 1988. Vulkanákitörésekre visszavezethet anomáliák Magyarország csapadék-mennyiségének id beli eloszlásában. - Hidrológiai Közlöny, 68. évf. 3. szám, pp. 144-152.
- [73] PAPP Z. 1990. A vulkáni hamufelh által a Föld felszínén okozott sugárzási h veszteség számítási modellje. - Földrajzi Értesít , XXXIX. évf. 1-4. füzet, pp. 81-88.
- [74] POLLACK, J.B. - TOON, O.B. - SAGAN, C. - SUMMERS, A. - BALDWIN, B. - CAMP, W. 1976. Volcanic Explosions and Climatic Change: A Theoretical Assessment. - Journ. of Geophys. Res., 81, pp. 1071-1083.
- [75] **RÁCZ L. 1999. Climate History of Hungary Since 16th Century; Past, Present and Future. - Discussion Paper, No. 28., Centre for Regional Studies of Hungarian Academy of Sciences, Pécs. p.160.**
- [76] RÁCZ L. 1999. Magyarország éghajlattörténete a 16. századtól napjainkig. - Magyar Tudomány, 9. szám (Kutatás és környezet).pp.1127-1139.
- [77] RAMPINO, M.R. - SELF, S. - FAIRBRIDGE, R.W., 1979. Can Rapid Climatic Change Cause Volcanic Eruptions? - Science, 206, pp. 826-829.
- [78] RAMPINO, M.R. - SELF, S. 1982. Historic Eruptions of Tambora (1815), Krakatau (1883), and Agung (1963), Their Stratospheric Aerosols, and Climatic Impact. - Quaternary Res., 18, pp. 127-143.
- [79] RECLUS, E. 1891. Nouvelle Geographic Universelle, (Paris), 17, pp. 488-489.
- [80] **RENFREW, C. - BAHN, P. 1999. Régészet - Elmélet, módszer, gyakorlat. - Osiris Kiadó, Budapest. (Id rendi összefüggések vizsgálata ↓ Világméret események: 152-156. o. A thériai vulkánkitörés keltezése: 154-155. oldal), p. 643.**
- [81] **RÉTHLY A. 1962. Id járási események és elemi csapások Magyarországon 1700-ig. - Akadémiai Kiadó, Budapest. p. 450.**
- [82] **RÉTHLY A. 1970. Id járási események és elemi csapások Magyarországon 1701-1800-ig. - Akadémiai Kiadó, Budapest. p. 622.**

- [83] **RÉTHLY A. 1998.** *Id járási események és elemi csapások Magyarországon 1801-1900-ig.* - I-II. kötet, OMSZ, Budapest. p. 1369.
- [84] **RITTMANN, A. 1962.** **Volcanoes and their activity.** - Interscience Publishers, a Division of John Wiley & Sons, Inc. New York. p. 305.
- [85] **ROBOCK, A. 1981.** A latitudinally dependent volcanic dust veil index, and its effect on climate simulations. - *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 11, pp. 67-80.
- [86] **ROBOCK, A. - MAO, J. 1992.** *Winter Warming from Large Volcanic Eruptions.* - *Geophys. Res. Letters*, Vol. 12., No. 24, pp. 2405-2408.
- [87] **ROBOCK, A. - FREE, M.P. 1995.** *Ice cores as an index of global volcanism from 1850 to the present.* - *Journ. of Geophys. Res.*, Vol. 100., No. D6, pp. 11,549-11,567.
- [88] **ROBOCK, A. - MAO, J. 1995.** *The Volcanic Signal in Surface Temperature Observations.* - *Journal of Climate*, Vol. 8., No. 5. pp. 1086-1103.
- [89] **ROBOCK, A. - FREE, M.P. 1996.** *The volcanic record in ice cores for the past 2000 years.* - *NATO ASI Series, Vol. 141. Climatic variations and Forcing Mechanisms of the Last 2000 Years.* (Ed. by Philip D.J. et al., Springer-Verlag Berlin Heidelberg).
- [90] **RÓNA ZS. 1907.** Éghajlat. - Királyi Magyar Természettudományi Társulat, p. 265.
- [91] **SCHEIDEGGER, A.E. 1975.** **Physical Aspects of Natural Catastrophes.** Elsevier, 1975. (Oroszul I.Sz. Komarov szerkesztésében, 1981, Moszkva, "Nyedra" Kiadó). p. 232.
- [92] **SCHENZL G. 1884 (?)**. A Krakatóa vulkán kitöréseinek befolyása a budapesti légnyomásra. - *Mathematikai és Természettudományi Értesít* (különnyomat a II. kötet 6. füzetéb 1) p. 6.
- [93] **SCHNEIDER, S.H. - MASS, C. 1975.** Volcanic Dust, Sunspots, and Temperature Trends. - *Science*, 190, pp. 741-746.
- [94] **SCHOVE, D.J. 1955.** The Sunspot Cycle, 649 B.C. to A.D. 2000. - *Journ. of Geophys. Res.*, 60, pp. 127-146.
- [95] **Schönwiese, C.D. - Cress, A. 1988.** An improved northern hemisphere volcanic activity parameter based on Smithsonian chronology. - *Meteorol.Res.*, Vol. 41, pp.89-92.
- [96] **SCHWARZBACH, V.M. 1974.** *Das Klima der Vorzeit.* - Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart. p. 380.
- [97] **SELF, S. - RAMPINO, M.R. - BARBERA, J.J. 1981.** The Possible Effects of Large 19th and 20th Century Volcanic Eruptions on Zonal and Hemispheric Surface Temperatures. - *Journ. of Volcanol. and Geotherm. Res.*, 11, pp. 41-60.
- [98] **SELF, S. - RAMPINO, M.R. 1981.** The 1883 eruption of Krakatau. - *Nature*, 294, pp. 669-704.
- [99] **SLAUGHTER, M. - HAMIL, M. 1970.** Model for deposition of volcanic ash and resulting bentonite. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, pp. 961-968.

- [100] STEINER L. 1912. Az ég homályossága az 1912. év nyarán. - Küönlenyomat a "Természettudományi Közlöny" 567. füzetéb I.
- [101] STENCHIKOV, G.L. ET AL. 1998. Radiative forcing from the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption. - *Journ. of Geophys. Res.*, 103, No. D12, pp. 13,387-13,857.
- [102] SYMONS, G.J. 1988. The Eruption of Krakatau and Subsequent Phenomena: Report of the Krakatau Committee of the Royal Society of London. - Trubner, London.
- [103] SZERGIN, V.JA. - SZERGIN, C.JA. 1978. Szisztemnij analiz problemi bolsih kolebanyij klimata i olegyenija Zemli. - Leningrád, Gidrometeoizdat. p. 279.
- [104] SZILY K. 1887. Régi magyar megfigyelések. - Természettudományi Közlöny, 1887. szeptember, 217. füzet. pp. 354-359.
- [105] TAYLOR, B.L. - GAL-CHEN, T. - SCHNEIDER, S.H. 1980. Volcanic Eruptions and long-term temperature records: an empirical search for cause and effect. - *Quart.J.R. Met.Soc.*, 106, pp. 175-199.
- [106] TOON, O.B., POLLACK, J.B. 1980. Atmospheric aerosols and climate. - *American Scientist* 68, p. 268-278.
- [107] TÓTH P. 1997. Energieeinsparungserfolge im universitären Bereich. - *Facility Internationale Kongreßmesse für Technische Gebäudeausrüstung und Gebäudemanagement, Wien, 23-25. April (kézirat).*
- [108] TUNGUSKA METEORITE PARADOX (1908-1998). - *The Tunguska Catastrophe Event (Internet: http://www.orc.ru/~azorcord/page_sob.htm).*
- [109] VERBEEK, R.D.M. 1884. The Krakatau Eruption. - *Nature*, London, 30, pp. 10-15.
- [110] VERBEEK, R.D.M. 1886. "Krakatau". - Imprimerie de l'Etat, Batavia, Indonesia.
- [111] VOLZ, F.E. 1975. Distribution of turbidity after the 1912 Katmai eruption in Alaska. - *Journ. of Geophys. Res.*, 80, No. 18, pp. 2543-2748.
- [112] WEXLER, H. 1951(a). On the Effects of Volcanic Dust on Insolation and Weather (I). - *Bull. Am. Met. Soc.*, 32, no.1, pp. 10-15.
- [113] WEXLER, H. 1951(b). Spread of the Krakatau Volcanic Dust Cloud as Related to the High-Level Circulation. - *Bull. of the Am. Met. Soc.*, 32, pp. 48-51.
- [114] WEXLER, H. 1952. Volcanoes and World Climate. - *Sci. American*, 186, p. 74-80.
- [115] WEXLER, H. 1956. Variations in insolation, general circulation and climate. - *Tellus*, 8, p. 480.
- [116] ZEUNER, F.E. 1952. **Dating the Past. An Introduction to Geochronology.** - Methuen and Co. Ltd., London, p. 495.

(Vélhetően) a vulkanizmusnak a hidroszférával és a légkörrel kapcsolatba hozható szokatlan, különleges következményeire utaló könyvek esetleírásai, szemelvényei:

BARLAY, S. 1990. Légikatasztrófák. - K.u.K. Kiadó, Széchenyi Nyomda Kft., Győr 98. K-1217

NEKOVETICS O. 1995. A Bermuda-háromszög láthatatlan gyilkosa. - Alexandra Kiadó.

BERLITZ, C. 1991. A Bermuda-háromszög. - Új Vénusz Lap- és Könyvkiadó, Budapest.

BERLITZ, C. (Magyar kiadás: 1991). Nyomtalanul. - Új Vénusz Lap- és Könyvkiadó, Budapest.

BERLITZ, C. (Magyar kiadás: 1992). Sárkány-háromszög. - Édesvíz Kiadó, Budapest.

HARRIS, J. (Magyar kiadás: 1990). Nyomtalanul - Hajókatasztrófák. - Gondolat Kiadó, Budapest.

A Tunguz-katasztrófával kapcsolatos eseménysorozat szemelvényt is tartalmaz, de szemtanúkra is hivatkozó, esetenként fényképfelvételeket is közlő, töredékes leírásai (pl.) a következő könyvekben olvashatók:

POPOVICS, M. 1992. UFO az égből I. - Pannon Könyvkiadó, Budapest.

WELFARE, S. - FAIRLEY, J. (Magyar kiadás: 1993). Arthur C. Clarke titokzatos világa. - Fabula Könyvkiadó Kft.

DÄNIKEN, E. (Magyar kiadás: 1994). A jövő emlékei. - Háttér Kiadó, Budapest.

Az értekezés bevezetőjébe előtti szöveges Krakatau- mellékletek (*facsimilék*) forrásai a közlés sorrendjében:

1. kép: Bolygónk születése - a Föld enciklopédiája. Helikon Kiadó, 1991. (p.28.)

2-3. kép: A Világegyetem - A Föld és a csillagvilág fizikai tünetjeinek ismertetése. (Írták: Chólnoky Jenő és Kövesligethy Radó). Athenaeum Rt., Budapest, 1908. 26. (p.276.) és 11. (p.120.) számú *melléklet*

*

A nyitókép (forrása): Teremtő erők, pusztító elemek. Reader's Digest válogatás címlapja.- Reader's Digest Kiadó Kft., Budapest 1998.

Zárókép: A Pinatubo 1991-es kitörési felhője (Forrás: Teremtő erők, pusztító elemek.- Reader's Digest válogatás, Reader's Digest Kiadó Kft., Bp. 1998. p. 59.)

FÜGGELÉK

10. táblázat

A 8. fejezet ábráin feltüntetett, a statisztikai számításokban azonban figyelmen kívül hagyott kisebb vulkánkitörések jegyzéke

Név	Id pont	Földrajzi szélesség/hosszúság (fokban)	DVI	VEI
Nasu	1881.07.01.	+37.1/+140.0	-	4
Augustine	1883.10.06.	+59.4/-153.4	70	4
Falcon Is.	1885.10.(?)	-20.0/-175.0	300	-
Niafu	1886.(?)	-16.0/-175.5	300	-
Tungurahua	1886.06.11.	-1.5/-78.5	-	4
Ritter Is.	1888.03.(?)	-5.5/+148.0	250	4
Suwanose-Zima	1889.10.02.	+29.5/+129.7	-	4
Thordarhyrna	1903.05.28.	+64.3/-17.6	-	4
Tarumai	1909.04.12.	+42.7/+141.4	-	4
Taal	1911.06.27.	+14.0/+121.0	30	4
Colima	1913.06.20.	+19.4/-103.7	10	4
Sakurazima	1914.06.12.	+31.6/+130.7	40	4
Agrigan	1917.04.09.	+18.8/+145.7	-	4
Klucsevszkaja	1931.03.25.	+56.2/+160.8	5	4
Fuégo	1932.01.21.	+14.5/-90.9	-	4
Nilahue	1955.07.26.	-40.4/-72.1	-	4

A DVI értékei Lamb [50], a VEI pedig Newhall-Self [63] után. Keleti hosszúság - északi szélesség: pozitív el jellel ; nyugati hosszúság - déli szélesség: negatív.

1783 (p. 302-303)

május 24—szeptember. KOPPENHÁGA. „Az 1783. évi aszáraz v. magas köd» [égbolt homályossága] Muncke²⁶⁰ szerint legkorábban jelentkezett május 24-ikén Koppennágában; jún. 6 és 7-en Franciaországban La Rochelle vidékén lépett fel, de csakhamar ismét elmúlt. Június 18-án néhány napig tartó zivataros idő és hideg szelek után sokkal erősebben jelent meg. Június 19-én Hollandiában Franekerben. 23-án a Szent-Gotthárdon és Budán, a Várpalotán lévő csillagvizsgáló tornyon észlelték; június 24-én Moszkvában és a hó utoisó napjain már Kisázsziában is érezhető [látható] volt. A norvég és holland partok között az egész tengert elborította; egész Angliában, sőt messzire ki az Atlanti-óceánon mindenütt megfigyelték. Voltak a kik jelenlétét Szibériában és Éjszak-Amerikában is észre akarták venni. A köd [a légköri szennyezettség] erőssége és magassága helyenként igen változott; némely helyen időközönként teljesen megszűnt, de voltaképen csak szeptember 26-ikán tűnt el végkép . . . A hol alkalom nyílt a köd keletkezésének tanulmányozására, ott feltűnt, hogy a köd a légkör magasabb rétegeiből száll le, így a Szent-Gotthárdon, a Salève-n és a Ventoux-on a hol tenger fölött 1800 méter magasságig ereszkedett le . . .” (Heller, Ij., 167.)

1783 (p. 303)

május 31.—augusztus. VESZPRÉM. „A ködökhöz tartoznak az úgy nevezett száraz ködök is, a mi néműek uralkodtak 1783-dik esztendőben, nemcsak itt Magyarországon, hanem egész Európában s egyebütt is, a mikor májusnak utóljától fogva szinte augusztus végéig többnyire mindig homályban volt a levegő, és úgy látszott mintha valami füsttel volna öszve elegyedve: a nap mind mikor felkölt, mind mikor lement, olyan volt mint a vér, halavány, úgy hogy minden baj nélkül bele lehetett nézni az embernek, és gyakran egy néhány óráig nem is látszott mikor felkölt. Míg a köd tartott, nem voltak fellegek az égen, mindig csendes volt az idő, meleg és száraz: éjtszakánkint pedig hidegek jártanak . . . okozták ezt a száraz és vastag gőzök mellyek az akkor sok helyeken uralkodó nagy földindulások, ujjonnan kezdődő tűzokádó hegyek és rendkívül való nagy szárazság alkalmatosságával *feljöttek a földből.*” (Fábián J., Természettudomány, 124.)

1783 (p. 304)

június, július. PÁSZTÓ. Junius és július hava igen meleg volt és nappal nem teljesen világos u.n. félszetét, s a levegő oly sűrű, hogy szabad szemmel bátran be lehetett nézni a Napba. *A Mátrát alig lehetett látni.* A legöregebb emberek sem emlékeznek ilyenre . . . [HEKLA kitörése]. (Zeke Elek.)

1783 (p. 304)

július 14. NAGYSZEBEN. Hosszantartó szárazság után nagy hőség lépett fel, amely kb. 8 napig tartott. Ezen idő alatt a nap minden este *vérvörösen nyugodott le* a sűrűpárás levegőben. Ezek a párák egész éjjel át megmaradtak a *magasabb légrétegben.* A Nap reggel ugyancsak *vérvörösen kelt* s sugarainak minden reggel úgy kellett magát átküzdenie az erős párás rétegen. KÖLOZSVÁR vidékén a jelenséget hasoulóan megfigyelték. Egyesek a ködöt bűdös kénzagúnak mondták. A most kitört erős zivatar s gyakori záporosók a népben kialakult babonás félelmet csökkentették. (P. Z., júl. 30.)

1783 (p. 305)

augusztus 28. DEBRECEN. „A napnak homályossága csak éppen nem akar megszűnni, melly tiszta időben leg-inkább meg-tetszik, homályban-is mégyen le, és akkor gyakran lineára nyuló vékony felhők-is látszanak.” (M. H., szept. 24.)

1783 (p. 306)

szeptember. TEMESVÁR. Nagy és jó gyümölcsstermés, de a legtöbb embernél a gyümölcs evése után láz lépett fel. Itt is a *ködös nyárt* okolják ezért. (P. Z., 1783. szept. 24.)

1783 (p. 309)

— DEBRECEN. „Említésre méltó hiradásul, hogy ezen a nyáron nagyon kevés volt az eső. *Állandó szürkület* olyanná tette a levegőt, mintha mindig köd lett volna. A Nap úgy jött fel és úgy ment le vörösen, mintha ködből szállna fel, *nagyon kevészer volt a Nap az égen* tisztán látható. Egyáltalán nem volt nagy meleg, sőt többnyire este és reggel igen hűvös volt. Ezen a télen igen sok eső esett.” (Balogh—Auer. Ij. LVI. 1952 : 119.)

1785 (p. 323-324)

március 30., április 25—28., május. MISKOLC. „... . térden felül ért a hó és Miskolczon a *Szinva* vize. április 25—28. napjain általfagyott. A havas zivatarok [hófergeteg] sok barmot elöltek, egész májusban a fagyos alkalmatlan idők miatt csak tíz nap lehetett dolgozni. Barmaikkal a tsatéből²⁸¹ tüzött ólak tetejeit, gátokat sa't megétették az emberek. Sok helyen a juhokat mind levagdalták, nem lévén nekik mit enni adni.”
MÁRAMAROSBAN semmi sem termett, 16 750 embernél több meghalt miatta éhen. (H. M., 1822 : I. 397.)

1785 (p. 324)

március. POZSONY. A tél nagyobb része nem volt erős, azonban február 28-án és március 1-én igen szigorú, hideg lépett fel, s a *Duna* 1-én du. 3-órákor befagyott, egy „parókás gyerek” [kis zsidó fiú] már 5 óra előtt átment a jégen s vissza is jött. A hőmérséklet -26 C° volt. A jég a múlt évben éppen ezen a napon indult meg, amikor az idén megállott. Március 9-én már kellemes meleg idő, a hó hirtelen olvad, nagy a sár és a víz „igen hajos Karmasin sellyen [selyem] Tzipellővel sétálni;” A Duna jége még áll. (M. H., márc. 9.)

1785 (p. 325)

április. MAGYARORSZAG. A hó elején kegyetlen télies időjárás; oly nagy a széna hiánya, hogy sok helyen „az Istállókról szedegetik-le a' fedelet éhes marháknak táplálásokra.” (M. H., máj. 4.)

1812 (p. 96)

december 10. EGER. Ettől kezdve egész télen szokatlanul erős hideg. Emlékezet óta nem volt ilyen tartós nagy hideg. (Historia, Eger.)

1812-1813 (p. 99)

tél. TOKAJ. "Ebben az esztendőben azonban igen kemény tél következett. A történelem két furcsaságot jegyzett fel róla: hogy a rákövetkező évben kétszer szüreteltek TOKAJ-ban, ami úgy értendő, hogy már október elején leesett a nagy hó a HEGYALJÁN, mikor a termés tökélen volt, s a fehér hóbunda csak márciusban olvadt le róla, úgy hogy a termést tavasszal szedték le, ősszel aztán a második termést." (Mikszáth K. Különös II. 119.)

tél. EGER. "De amit a történelem nem jegyez fel, csak amit a krónika író fönntartott, EGERben is nagy tél volt, mely elpusztította a város összes öreg emberét úgy hogy az érsek az akkori szokás szerint minden husvétkor (hv. ápr. 18.) asztalhoz híván a város aggastyánait, az u.n. "fehér asztal"hoz, nem találta a városban elegendő számú fehér hajú embereket, a szomszéd falvakból hozata magának közönséges renden lévő vén matyókat és bukókat." (Uo.)

1813 (p. 100)

január 25. PEST-BUDA. "az 1801-1825 évi ciklusban a legkeményebb tél volt 1813-dik esztendőben. Ekkor a legnagyobb hideg volt 25-dik Januáriusban Reomür Hévmerője, s fagypont alatt 20 1/2 garádiban (-25,6°C) állott. A legszeszélyesebb hévség is ebben az esztendőben volt." (Hasznos M. 1826.I.122 old.)

január 25, 26. PEST-BUDA. "Valamint nálunk a' hideg állhatatosan tart, úgy az ide érkezők is minden felől azt bizonyítják, hogy a' nagy hideg olly soká tartott volna Tegnap (26) és tegnapelőtt a' Hévmerőn a' Kényeső 16-20 grádus (-22°, -25°C) között, hol fellebb, hol alább látszott." (Hazai és Külf. Tud. Jan. 27.)

1813 (p. 114)

– KOMÁROM. "Ez az elmúlt 1813. egész esztendő egészen különös volt, és megérdemli a feljegyzést. Ugyanis a tavasza száraz, még pedig felettrébb, a nyara, ősze, tele szüntelen tartó esős, Augusztusban, Septemiberben iszonyu nagy árvizek voltak, mellyek sok helységeket elpusztítottak." (Jókay J. 50.)

1816 (p. 157)

A XIX. század évei között három katasztrófa emelkedik ki és marad minden időkre emlékezetes hazánk történetében. Mindhárom elemi csapás legsúlyabban ért területé, azaz magva a mai területén (e kötet megjelenése idejében lévő területén) volt. Ezek: az 1816 év január hónapjának utolsó napjaiban dúlt hófergeteg, majd 1838 évben volt március közepi jeges árvíz és végül az 1863. évi aszály, amely tízezrek kezébe nyomott vándorbotot.¹

1816 (p. 162)

"Az 1816-ban Januáriusnak 29-ik és 30-ik napján történetíróztató fergetenek egy szemmel látott tanu által készített leírása.
Irta GÖROVE LÁSZLÓ (Gattája, TEMES M.)

Heves szellő kezdte már Vasárnap az az 28-ik Januáriusban alkonyadáskor fújdogálni, melly egész éjszaka meg nem szünt. Még 29-ikben az az hétfőn reggeli 8-órákor valamely rend kívül való tüneményről annyival inkább nem gondolhatott senki, mivel PÁL-fordulás (jan.25.) óta a' tavaszhoz hasonló, igen engedelmes, hó nélkül való időök jártak; ugyan azért noha a' szél hova'tovább, mind inkább serénykedett, és hidegedett, még-is az al-földön a' szabad ég alatt telni szokott barmoknak bátorságba való helyhezteséről a' gazdák nem gondoskodtak; mivel még senki se összeítől nem hallotta, sem írásban nem találta, hogy ilyen rend kívül való, itélethez hasonló, hideg és havas fuvatag az al-földet ostromolta volna.

Reggeli nyóltz, és kilentz óra között szörnyű zugással, és sebességgel meg indult az éjszakai szél, melly az állatokat szünet nélkül ugy rezzengette, mint valamely menydörgés. – A' legsűrűbb homál (a' minőt nappal még soha nem láttunk) borította el a' földet, annyira, hogy a' leg nagyobb tárgyakat se lehetett már 10 lépésnyire látni, mellyből ki lehet hozni, milyen sűrűséggel kellett az apró hónak – is hullani, melly a' porrá tört üveghez hasonló lévén szörnyűen szurt, és fagyalt, A' szél azon kívül kavargós lévén néhány petzentések alatt be-tapasztotta nem csak a' kívül járni merészelő embereknek, hanem a' marháknak is szemeiket, füleiket, és szájokat. A' szegény páráknak a' feje tsupa jég-tsapokkal alá körülaggatva – Szél alá, vagy szél után sem lehetett menni, mivel a' szélvész öszve-viszsa sodrotta a' havat minden oldalul, tsak a' fedelek és torony tetők le-omlásáról lehetett tudni, hogy a' szél oldaljában éjszakai, légyen. Valahol pedig a' havat garmadába hordotta, már fél óra mulva a' három lábnyi hó (=92 cm) halmokon a' legterhebb hat ökrös szekér által mehetett volna, annyira meg vala az keményedve. Az így öszve fagyott hó, (melynek maradványait helyel még Májusban látni lehetett), nem volt fejtér, mint szokott a' közönséges hó lenni, hanem fakó, vagy test színű, a' honnan talán nem egészen helytelen egy tudósnak azon vélekedése, hogy Szaharai homok, nem meteor: por, a' test színű hó valami metrummal volt öszve keverve: e' mellett olyan különös finomságu volt, hogy az ablakokon, és ajtó hasadékokon által halmokat tsinált a' szobákban. Bizonyos helyen az ujj vájog falon keresztül megtöltötte az ágyak alját, ugy hogy tekenyökkel hordanák ki azt; de ez egy részben jó téteménynek tekén-töndhetik, mert vizért, és fáért ki nem mehetvén az emberek főképpen a' kívül lakók a' behordott havat olvasztották fel, és azt itták, a' házi bujtorokat pedig a' tűzre fel vagdalták, a' mit az én főzőném is tselekedett. (GATTÁJAN, Temes m.)

1816 (p. 166)

** Itt a szerző tévedett, mert BONAPARTE 1812. okt.12-én kezdte meg MOSZKVBól vissza vonulását és a korai szigorú tél tizedelte meg a francia sereget, s így egy töredéke tért vissza FRANCIAORSZÁGba. NAPOLEON maga már dec. 19-én PÁRISban volt, hogy az éghajlatot – mint fontos hadviselési tényezőt – figyelmen kívül hagyta. Az atlanti-óceáni enyhébb éghajlathoz szokott franciák az ősz végével korán beállott nagy, a -20°C hideget meghaladva s hozzá az időnként erős széllel, majd viharral lépett fel, nem bírták elviselni. Az 1812/13-i tél az évszázad legszigorúbb teleinek egyike volt. E két tényező együttes hatása a zordság fogalmával határozható meg: minél mélyebb a hőmérséklet és minél nagyobb a szél annál nagyobb a zordság. Hazánkban rendszeres hőmérsékleti megfigyelések már 1780 óta BUDÁN a kis. Várpalotában elhelyezett Egyetemi Csillagvizsgálón történtek, 1818. ápr. 13-a óta azonban a GELLÉRTHEGYen felépült új egyetemi Csillagvizsgálón észlelték. "BUDA alatt közlöm a megfigyeléseket 1816. jan.27.-31-e közötti 5 napról; ebből kitűnik, hogy a nagy hóvihár fellépte előtt a január enyhe volt, annyira enyhe, hogy a havi középhőmérséklet +0,9 volt és így több mint +2°-kal haladta meg 165 év januárjainak középhőmérsékletét. A hóvihár alatt a legnagyobb hideg az Alföldön -10°C körül lehetett. Budán a Várban csak -8,1 volt január 31-én, amikor a hófergeteg már megszünt.

1816 (p. 177)

augusztus. BUDA. kir. VÁRPALOTA. "A' Nap a' dél: Lineán általmenvén 3 óra tájban vékony felhőkbe (Cirrus) borult, mellyek SW, délest (délnyugat) felől közelitének. Mihent ezen felhőkre jutott, mindjárt két nagy kerék, circulus, kezdett látszatni, mellyek közül egyik a' Nappal egy küllőjű (concentrikus) volt, 's Szivárvány színeket mutatván a' Naptól mindenütt 30 grádusnyira állott. E' között látszott egy szivárvány színű lapult kerék, Ellipsis, mellynek hosszabb tengelye a' circulus hasítójára, diameter (átmérő) esett. A' másik circulus sokkal nagyobb volt, melly az előbbibe bele vágott, és a' Nap felé terjedvén ottan, 's éjszak felé megtsonkult. A'hol ezen nagyobb circulus az elsőbe vágott, ottan két felől két fattyu (vak) Nap. Parhelion (melléknep) tünt szembe: harmadik fattyu Nap látszott, a' keleti oldalról, negyedik pedig a' nyugoti oldalról, mint a kettő azon circulus karimáján, melly a' Nappal egy küllőjű való, hanem az alsóbbaktól 90 grádusnyira. Ezen kívül a' fejpont, Zenith, felől volt még egy nagy iv, arcus, melly a' kerék karimáját érintette. Ez is Szivárvány színeket mutatott, valamint a fattyu Napokban is ezen színek, de hasonlóképpen az aranyos szín látszatos volt. Midőn a' Nap nyugovóra jutott, a' fattyu Napok egyen kívül mind elenyésztek, az egyik csak a' Nappal tünt el."

"Hasonló tünemény látszott estve a' Holddal, mellynek két fattyu Holdjai voltak: a' világoknak elevenségére nézve sokkal gyengébbek. Ezen jelenéseket az tette szembetűnővé, hogy dél felől az ég felhős volt, 's a' felhőkből villámlások látszottak, az ég közepe tiszta, a' keleti része pedig sötétes felhőkkel volt ellepve." (Hazai és Külf. Tud. szept. 7., M.K. szept. 13.)

nyár. ERDÉLY (szept. 6.) "Nállunk az egész nyár 3 hetet kivévén, homályos, hűvös és szeles volt; annyira, hogy a' köpönyeget, mikor nem esett is, el lehetett szenvedni. Ezért borunk az idén se lessz, se jó, se sok. A szőlőszemek aprón maradtak és még most is kemények. A tavaji savanyu bornak vedre 3-4 fit." (N.G. I. 326.)

1823 (p. 237-238)

január. PEST-BUDA. "A' téli kemény hideg nem csak folyvást tart, hanem annyira nevedett is, kivált 8 nap óta, hogy a' napokban 15-18 (°R) grádusnyira (18,8-22,5°C.) mutat a' fagyaló pont alatt a' Hév mérő. Amint a' minap jelentettük a' városon alul tisztán maradt DUNÁN ladikokkal és kompokkal Jan. 9-ikéig jártak: de tegnapi az is befagyván, most a' hid állásának mind alább, mind fellyebb nem csak gyalog emberek járnak a' jégen, hanem nagyobb terheket is bátorságosan visznek által." (I.h. jan. 11.)

1823 (p. 238)

január 30. POZSONY. Az öt hete tartó szigorú hideg végre január 30-án megtört. Erősen olvad, liszt ára is enyhült, s a malmok üzemképesek. A DUNA jege még áll s azon kocsin átjáznak. (P.Z. febr. 3.)

1836 (p. 356)

május 11. DEBRECEN. "Május 11-én esett hó, olyan hideg volt, hogy a szőlőt, a gyümölcsöst, tengerit elvette." (Ismeretlen naplójegyzete. Balogh J. közl.)

május 8-12. JÁSZBERÉNY. E hónap 8-ától egy egész héten át nagy fagy volt, amely csaknem az egész országban elpusztította a kerti veteményeket és szőlőket. (Ferenccsek, Meri T.)

1836 (p. 356-357)

május 8-11. EGER. "... szőlőhegyeink, valamint kerteink is teremes kárt szenvedtek az e' hónapban több éjen és reggelen uralkodott elrontó hideg miatt. 's különösen a' szőlőkről mondhatjuk, hogy a' májusi tél nagy részben már eleve leszűretett." (Erd. Hír.máj.28.)

1836 (p. 357)

május 8-11. KEVERMES (Csanád m.). "Tájunkon az időjárásban igazi ellentétben áll évünk e' szakával. A' már régóta tartó szelek annyira kiszáritották földünket, hogy barmaink pedig, melyeket a' zordon télnek ereje is igen igen kifagyasztott, bus sárga színt kezdnek öltetni, 's látszatjuk bussá és elesüggedté teszi a' szegény fáradozó természetűt; annál is inkább, hogy tavaszi vetései sem állanak csak középszerűen is. Midőn ily szomorú helyzetünk, semmit nem reménylénk, inkább, mint egy mindent élesztendő esőt; vajmi csapás ért bennünket a' várva várt öröm helyett. Ugyanis május 8, 9 és 10-én dér sőt fagy is volt. Május igazi november derekára, 12-nek reggelre pedig egészen télre virasztott fel, mert már reggeli 6 órakor egy lábnyra (32 cm) magas hó fedte földünket. Az ily vastagságu magas hó alatt búsan nyögtek veteményeink, konyultak, sőt töredezték gyümölcsrel rakott fáink ágai, gyengéded virágjaink mint egy halva tiprattak a' szokatlan vendég nyomasztó súlya alatt, és csak 11 óra tájon takarodott el, a' tán egy század alatt egyszer ilykor látogatást tett vendég bő nedvét áldásul hagyva a' szonjas földnek emlékül, melytől is veteményeink életet és mí most vigasztalást várunk.

Dinnye, ugorka, bab, kolompér, tök, sőt kukoricza veteményeink így dohány palántáink is nagy részben leforrástattak. Tavaszi repcénk nem igen szenvedett. Ami szerencse, mert az őszi megrongálva lévén már már az esős tél által az úgy nevezett szípoj bogár (Anisoplia) által annyira lepáskáltatott, hogy sok helyt több száz holdak kiszántattak, ahol pedig ez nem történt, ott nyereség helyett csak silányul fizetendi meg a' föld árát is. A' buza ára egy hét alatt majd egy forinttal ment feljebb." (H.K.T.máj.21.)

május 8. 11-12. KOLOZSVÁR....Május 11-re virradó éjjel oly nagy hó esett, hogy reggel lehetett volna szánkázni, sok gyümölcsfák letörték a nagy hó terhétől, ezen havazás még másnap is tartott. Ezen hónap 8-án volt hóharmat a szőlőket megrontotta. (Erd.Hír.máj.14.)

1836 (p. 360)

július 17. NAGYBECSKERÉK. "A' tartós szárazság már majd kipörzsöl bennünket. A' különben kerti báju TORONTÁL kórómezőiről.....hasonlít. Szőlőinket a' jég verte el, 's a' fagy dermeszté őt több ízben. Széna úgy szőlván semmi. A' kukoricza lekókad, bár reménységgel kecsegteté, ezt a' hőség már meghiúsítá. Gyümölcs igen kevés. Levegőnk oly sűrű, hogy a' 4 mérföldnyire eső reti lángok füstje szinte megfojt bennünket reggelenként." (Erd.Hír.júl.30.)

július 19. JÁNOSI (Baranya m.). "... patakmalmaink szoros értelemben száraz malmokká váltak. Élőink rég elsültek agyagos határokbán 2-3 (hüvelyk, 5-8 cm és 1-2 lábnyi 32-64 cm) mélységű nyílásokat vagy repedéseket szemlélhetni; az üszög a' búzában kárt tett, az árpa jó, a' zab erőszakosan ért, 's így könnyű szemű, 's "léhás" lesz." (Erd.Hír.júl.30.)

nyár. GYÖNGYÖS. "Ugyancsak az 1836-iki évben történt a' város összes birtokainak térképezése, 's felmérés mi annál könnyebben volt eszközölhető, mert ezen év kétségbeesetten száraz volt, úgy, hogy a' kutak mind kiszáradtak, 's utoljára kénytelenek voltunk a' nagy patak medrében agyag gödröket ásni, 's a' szivárgó vizet úgy fel-fogni." (Ethei Sebők, Gyöngyös, 258.)

1836 (p. 360)

nyár. SARKAD (Bihar m.). A nagy aszály okozott károkat. (Márki S., 27.)

július 5. SZATHMÁRNÉMETHI. "A szárazság nagy, szőlőink nagy részét májusban a hideg elvitte; szónánk felette kevés; bár a mocsarak kiszáradása, ezeknek sással benőtt helyét is kaszálják." (H. K. T. júl. 16.)

július. SZATHMÁR M. "... Századokig víz alá zárt nádtermő lápjaink kiszáradván járható, 's használható rétekké, legrégebb tavaink szántóföldekké változtak át, mit is lelkes alispánjaiknak a' megye Rendjeivel egyesített népünk erejével az ECSEDI nagy területű LÁPon ez idő engedelmével létesíthetett mértföldeken huzatott víz csapoló csatornák minél inkább elősegítették, Megyénk homok téerein gabonáinkat a' májusi hideg helyenként fehér színbe ölté, majd a' júniusi kemény szelek el fuvák, mi által szálkáitól megfosztatván a' még benne maradt szemek könnyen kihullóvá lettek, ezek szerint a' középnél is alábbi a' termésünk."

Majd felsorolja a különböző mezőgazdasági növényeket, a szénát, gyümölcsféléket és a szőlőt, hogy igen rossz vagy semmi termést nem adott. Hasonló a helyzet SZABOLCS-ban. (I. h. júl. 30.)

1836 (p. 361)

július. TORONTÁL. A nagy szárazság leírásából: "Elmellőzvéj júniusban itt ott permetezett, de a' kiaszott földet csak beharmatozott esőcskéket a' szárazság általányosan oly irtóztató, milyekre a' legvénebb emberek sem emlékeznek."

"Ott hol árkot vagy kutat ásnak, a' TISZÁNTULI agyag 3 ásó nyomnyira szokatlan penészes és fejt salétrom. A' legelők már áprilisban és májusban leperzselődtek, a' barom a' tavalyi szalmát ette. Egyes helyeken a' barmok részére lekaszálták a csekély vetést, de ahol kaszálni sem lehetett ott rá engedé a ludakat és sertéseket, "... csak maga a' nyomorúság termékeny." (I. h. júl. 16.)

augusztus. GYÖNGYÖS. "A nagy szárazság után megnyihült már két izben araszos hasadózó földünket az áldott eső, s elcsüggedt reményünket a jövőhöz feléleszté. Nyarunk kivéve a tavasz elejét egészen porló száraz volt, s így kerti veteményünk tönkre téve mi megmaradt, s felemészté bizonyos sáska faj (itt szecsakónek neveztetik), mely oly nagy számmal dúlt leginkább keleti környékünkön, hogy nő cselédeink mezőn csak férfi öltönyegesen dolgozhatának. Szemes életünk gazdagon termelt, sőt állithatom, gazdagabban, mint a múlt évben. Említhető, hogy a NAGYLAKI szekerek jönnek hozzánk gabonáért." (H. K. T. aug. 31.)

augusztus. CSOMAKÖZ (Szathmár m. aug. 14.). Tartós szárazság, a marha már a tarlóra visszaszorult, a szárazság már a tengerit is elpusztította. Sarjú sem remélhető. (Erd. Hir. szept. 3.)

augusztus 16. JÁSZBERÉNY. Négy havi szárazság után, (melynek következtében majdnem minden elszáradott) ma végre megnyíltak az ég csatornái és csaknem egy teljes napon át bőséges esővel öntözték meg a földet. (Ferencesek, Merk T.)

1840 (p. 422)

december 14. BAKONYBÉL. "Tegnap egy különös ritka, 's gyönyörű nimenémnyek voltunk szemtanúi. Ugyanis reggel a' napkelte előtt mintegy öt negyeddel (háromnegyed hétre), keletre egy irányos távolságban a' kelő nap pontjától, 's balról egy-egy háromszögű, de utóbb ívdomra változott sötét lángszínű oszlop emelkedék, mellynek fénye perezenként növekedék; 's mielőtt a' nap hegyeink közül sugarait kitarná, vakító világosságot árasztá hófedte vidéküinkre; a' nap keltével magasodik az ívdomú oszlop, melly már valamennyire elhalványula, de közepén a' naphoz hasonló tűzgomollyt tára ki, 's mi a' legszebb álnapokat (melléknep) láttuk olly átható fény és világossággal, hogy ezeket alig tudók a' valódi naptól megkülönböztetni. E' gyönyörű, 's meglepő tünemény a' legnagyobb fenségben mutatkozék, fénye 's világosságának hanyatlása nélkül 8 órától egy ferrály 10-ig, amidőn az oszlop tűzgomolyával halványulni 's enyészni kezdé, még tizenegyed fél (1/2 12) tájban végképp megszűnt, 's láthatárunkról eltűnt. Az ég délnyugat 's éjszakra borult 's ködös volt, csupán keletre vala tiszta 's csillagos, 's egy vékony ködfátyolt nem annyira látnunk, mint inkább sejtünk lehetett. Éjszaki szél lengedezett. Időjárásunk nov. végétől téli, 's szigorú hideggel párosult; a' hőmérő 0 alatt 9-18 fok között változik, napjaink egy hét óta ködösek 's kellemetlenek; 's csak tegnap (dec. 14.) örülhetünk a' nap szelid, de hideg sugarainak, ha már estvefelé ismét felfűsödni kezdett. Vidékünk ugyan hóval van fődve, mind emellett a' szánkázás gyönyörét nem élvezhetjük eddig csekélysege miatt. Gazdáink a' takarmány szűke miatt méltán aggódnak, mint fogják szarvasmarháikat kitélelni. Kútjaink szárazak, sőt mi több, 's mire itt a' legértesebb emberek is alig emlíkeznek, esavaró GERENCZE folyónkon több helyt száraz lábbal lehet átmenni; 's ha e' példátlan szárazság így tart, aggodalmasan kérdezhetjük, mi leend belőlünk? 's várhatunk-e jobb jövődöt?" (B. F., Hírnök, dec. 21.)

