

Mika János – Csabai Edina – Kovács Attila – Rázi András – Wantuchné Dobi Ildikó

Nap- és szélenergia potenciál becslés Eger térségében

A CarpatClim adatbázis- és az ennek elkészítésében fel nem használt, független egri állomás adatai alapján vizsgáljuk a vízszintes felületre érkező napsugárzást és a 10 m-es szint szélesebségének köbét. Az első cél a rácsponti adatok verifikálása, aminek tapasztalata egyértelműen pozitív a globálsugárzás terén, de negatív a szélenergia vonatkozásában. Az első tapasztalat annak ellenére öröndetes, hogy a rácsponti adatok a napfénytartamból kerültek megállapításra. A szélenergia jelentős felülbecslésének valószínű oka, hogy a rácsponti adatok kényszerűen a nappali három mérésből származnak. Bemutatjuk a havonkénti átlagok és szórások éves menetét. Emellett végeztünk térségi és állomási eloszlásvizsgálatokat, a két mutatóra egyenként, valamint együttösen is. Ez utóbbi vizsgálat tanulsága, hogy általában nem igaz a két energiaforrás kiegészítő jellege, sőt télen kimondottan pozitív korreláció mutatkozik. Végül, elemezzük a rácsponti adatok időbeli trendjeit és megállapítjuk azok statisztikai kapcsolatát az 1976-2005 közötti, monoton melegedő földi klímájú időszakban is.

Kulcsszavak: napenergia, megújuló energiaforrások,
Jel-kód: Q42, Q20

Bevezetés

Egy térség társadalmi és gazdasági fejlődését többek között olyan természetföldrajzi tényezők is meghatározzák, mint az éghajlat, a domborzat és a víz rendelkezésre állása. E kapcsolatok állnak a középpontjában azon kutatásoknak, melyet az Egri Energia Régió 23 településére és ezek környezetére nézve 2012-ben megkezdtünk a TÁMOP-4.2.2.A-11/1/KONV-2012-0016. projekt keretében. Az OMSZ-szal és az MTA CSFK Földrajtudományi Kutatóintézetével közösen kutattott terület nagysága 718 km², népessége 2009-ben 92483 fő volt.

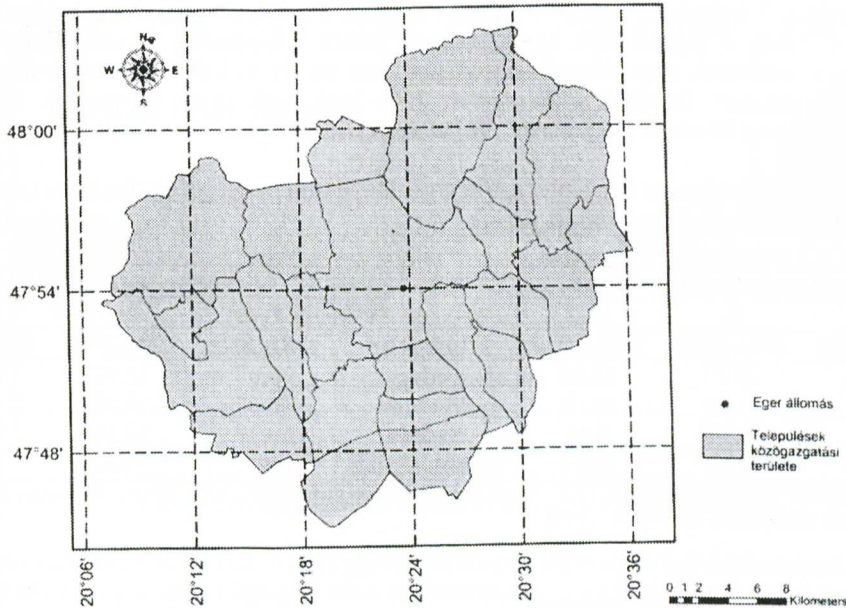
A térség nap- és szélenergia készletét első közelítésben Mika et al. (2014) mutatja be a közelmúlt éghajlati feltételei között. A jelen közlemény ennek kiegészítése két vonatkozásban. Egyrészt számszerűsítjük, hogy mennyiben helytálló az a gyakran hallott feltételezés, hogy a nap- és a szélenergia jól kiegészíti egymást, azaz negatív korrelációt mutat. Ehhez 1961 és 2010 közötti fél évszázad hosszúságú rácsponti adatokat használunk fel.

A második részben pedig a megfigyelt adatokban tapasztalt tendenciák és a félgömbi hőmérséklet közötti statisztikai kapcsolatokat vizsgáljuk. Ehhez az 1976-2005 közötti, az északi féltekén monoton növekedő átlaghőmérséklet és a helyi globálsugárzás (vízszintes felületre eső napenergia) illetve a szélesebség köbe (10 m magasságban mért szélenergiával arányos mennyiség) közötti regressziós kapcsolatokat állapítjuk meg.

Módszertan

Az alábbiakban az Egri Energia Régiót (*1. ábra*) tartalmazó, kb. 50x50 km² területű négyzetre vonatkozó számításokat végeztük el. A vizsgált területet a 47,6 and 48,1 fok északi szélességgel és a 20,0 és 20,7 fok keleti hosszúsággal jellemezhető sarokpontok határolják. A terület mérete 6x8 rácspont. Az adatokat (www.carpatclim-eu.org) adatbázisból töltöttük le.

Az interpolációt a teljes ország, sőt néhány határon túli, hosszú idősorú állomásai alapján végezték az OMSZ kutatói. A rácsponti adatok 1961 és 2010 között készültek el, de a vizsgálat céljára az 1976-2005 közötti, monoton globális melegedést mutató időszakot használtuk fel, amely az IPCC (2013) Jelentés szerint is emelkedő tendenciát mutat.



1. ábra: Az Egri Energia Régió elhelyezkedése a 0.1x0.1 fokos földrajzi hálózatban. A fekete pont Eger középontja, míg a vonalak a 23 település igazgatási határait jelölik.

A számításokat változatos domborzatú területre végeztük el. A terület átlagos tengerszint feletti magassága 205 m, de a 48 rácspont magasságának szórása 150 m. A legmagasabban fekvő rácspont 866 méterrel emelkedik a tengerszint fölé, míg a legalacsonyabb rácspont csupán 86 méterrel. A 100 méternél is mélyebben fekvő rácspontok száma 12 (25 %), míg ugyanennyi rácspont 300 méternél is magasabban van. Ezeket a sajátosságokat az interpolációs eljárás figyelembe veszi.

Az állomási adatokat még az interpoláció előtt homogenizálásnak vetették alá (MASH, SZENTIMREY T., 1999). Az alkalmazott interpoláció (MISH, SzentimreyésBihari, 2006)sajátossága, hogy a térbeli korrelációk mellett figyelembe veszi az időbeli kapcsolatokat is. Mindkét eljárás megismerhető a <http://www.carpatclim-eu.org/docs/mashmish/mashmish.pdf>.

Az adatbázisban a globálsugárzást a sugárzási állomások kis száma miatt az Angström formulával (Angström, 1924) számolták, amit Prescott (1940) módosított:

$$R_{CC} = \left(0,25 + 0,50 \frac{n}{N} \right) R_a, \quad (1)$$

ahol: R_{CC} a globálsugárzás [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$],
 n/N relatív napfénytartam [-],
 n aktuális napfénytartam [óra],
 N maximálisan lehetséges napfénytartam (nappal hossza) [óra],
 R_a légkör külső határára érkező sugárzás [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$].

Mika et al. (2014) elvégezte az így kapott globálsugárzás adatok verifikációját Eger állomás adataival a tőle 1 km-nél kisebb távolságra eső rácspontra vonatkozóan 2001 és 2010 között. Az eredmény mind az átlagok, mind a magasabb statisztikai momentumok esetében – erre az egy pontra – kiváló eredményt adott úgy, hogy a rácsponti adatok előállításakor Eger adatait nem vették figyelembe sem a napfénytartam, sem a globálsugárzás vonatkozásában.

A szélesség adatokat ugyancsak országos és határon túli adatokból állították elő az OMSz szakértői. A fentihez hasonló verifikáció Mika et al. (2014) azonban azt mutatta ki, hogy a szomszédos rácspont szélesség-köb adatai jelentősen fölé becslik a tényleges

szélsőséget. A különbség oka az lehet, hogy a rácsponti adatok – a terület egységes kezelése érdekében – csak a nappali órák három mérését tudták felhasználni. A szélsőséges éjszaka kihagyása a szélköbök napi átlagai tekintetében már bő 25 %-kal túlbecslik a ténylegesen megfigyelt értékeket. Emellett, a megfigyelt 2001-2010 évek és az itt vizsgált 1981-2010 szélsőségek-köbe között is számottevő a különbség (lásd később a változás elemzését).

1. táblázat: A rácsponti (CC index) és az Eger állomáson megfigyelt (Obs index) statisztikai mutatók a jelzett időszakokban a globálsugárzás (S: MJ/m²/nap) és a szélsőségek köbe (F:m³/s³) mennyiségekre.

Globálsugárzás(MJ/m ² /nap)			Időszak	Szélsőségek köbe (m ³ /s ³)		
S _{CC}	S _C	S _{Obs}		F _{CC}	F _{CC}	F _{Obs}
1981-2010	2001-2010	2001-2010	1981-2010	2001-2010	2001-2010	
12,00	12,27	12,06	Átlag	30,07	25,07	19,94
10,67	11,00	10,61	Medián	10,65	10,22	9,26
7,59	8,36	8,44	Szórás	69,29	52,18	34,38
10957	3652	3652	Napok száma	10957	5479	5479

Az egyezés a globálsugárzás esetében megfelelő, viszont a szélsőségek köbe erősen túlbecsült, az éjszakai mérések hiányamiatt. (Mika et al., 2014)

Az instrumentális változók módszere

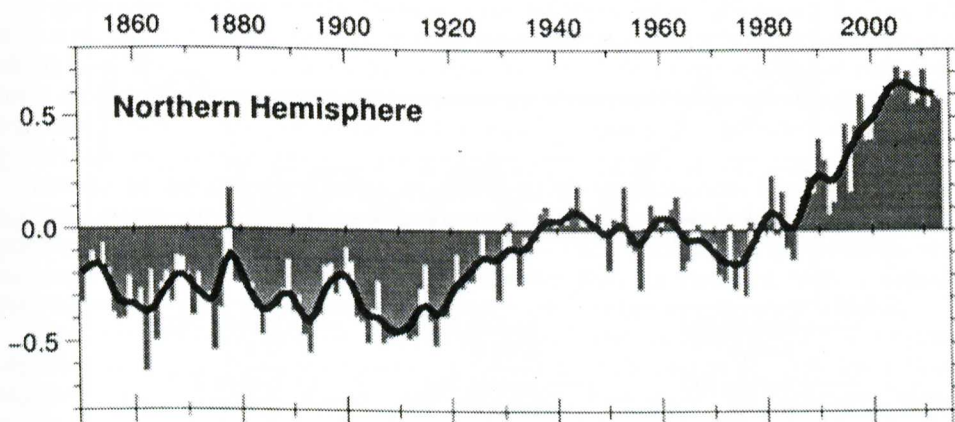
A módszer segítségével egy viszonylag rövid, globálisan melegező időszakban számszerűsítjük a félgömbi átlaghőmérsékleti sorok és valamely helyi adatsor közötti lineáris regressziós kapcsolatot. A vizsgált időszak az 1976 és 2005 közötti 30 év, amikor a félgömbi hőmérséklet erősen melegező (+0,36 K/évtized) trendet mutatott (2. ábra). Az alábbi módszer a szeletelés módszerének (Mika, 1988) egyszerűsített változata, amely ugyan nem igényel százéves hosszúságú idősorokat, de nincs mód az egyszerű szignifikancia vizsgálatra.

Az egyik lehetséges módja egy lineáris sztochasztikus kapcsolat ($Y = Y_0 + bx$) regressziós együtthatója becslésére, az ún. instrumentális változók módszere, amit Groisman és kollégái (Vinnikov, 1986) alkalmaztak először a klimatológiában. Ez az eljárás olyankor ajánlható, amikor korreláció feltételezhető a független változó értékei és a függő változó reziduális értékei között (Körösi et al., 1990). Egy instrumentális változó kritériumai a következők:

- nem-zéró korreláció a független változó megfigyelt értékeivel,
- a korreláció hiánya a független változó hibáival,
- a korreláció hiánya a regresszió maradékaival (hibáival) a független változóban.

Egy Z instrumentális változó esetében a lineáris regressziós együtthatót az alábbi kovarianciák hányadosaként számítjuk ki:

$$b = \frac{Cov(Y, Z)}{Cov(X, Z)} \quad (2)$$



2. ábra: Az északi félgömb átlaghőmérséklete a Kelet-Angliai Egyetem számításai szerint
 Forrás: (<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/#sciref>).
 (A közölt számítások ezeket az adatokat 1976 és 2005 között használták fel.)

A mi megközelítésünkben az X független változó a félgömbi átlaghőmérsékletek sorozata (Jones et al., 2012), Y helyi éghajlati elem (esetünkben pl. a globálsugárzás), a Z instrumentális változó pedig egy 30 elemű vektor, amelynek komponensei 1976, 1977, ..., 2005. Az alkalmazott módszer lehetővé teszi a regressziós együttható torzítatlan, pontszerű becslését. Ugyanakkor nehéz szignifikancia kritériumot megadni ezekhez a pontszerű becslésekhez (Vinnikov, 1986), ami hátrányt jelent a hagyományos regressziós közelítésekkel szemben, melyek azonban hosszabb idősorokat követelnek.

A globálsugárzás és a napi szélsősebesség adatok korrelációja

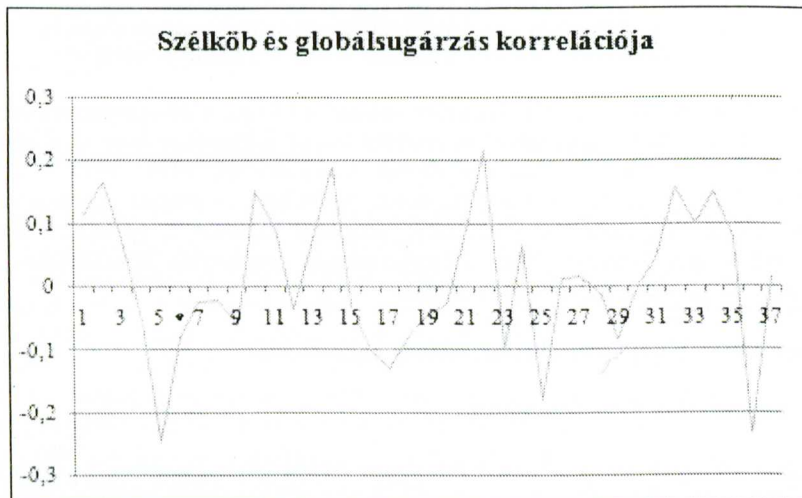
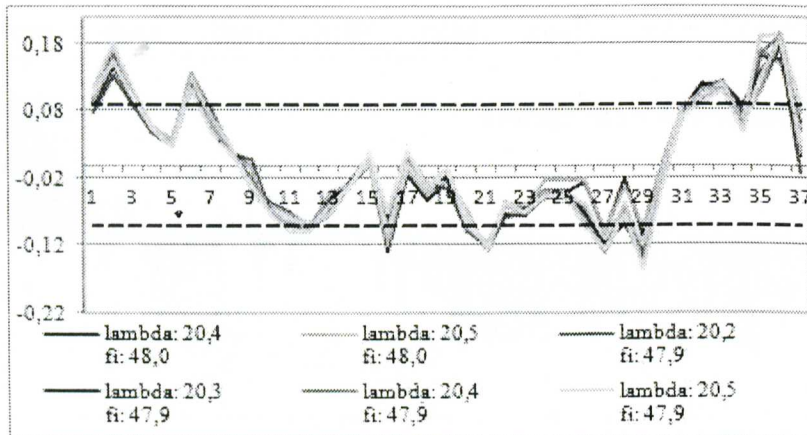
Megfigyelt kapcsolatok Eger térségében

A vizsgálathoz a Carpatclim adatbázis 1961 január 01-től 2010 december 31-ig tartó, 50 éves, napi adatsort használtuk fel. Először az adatokat dekádokra bontottuk, így harminchat dekád, és egy fél (pentád), egyenként 500 ötszáz (a végén 250) nap adatait tartalmazó időszak állt rendelkezésünkre. Az előállt adatokkal dekádonként korrelációs számítását végeztünk, amelynek a régió belül található rácspontjaira vonatkozó végeredményét a 3. ábra mutatja meg.

Ha igaz lenne az állítás, hogy a hibrid rendszerek egyenletesebb ellátást tudnak biztosítani, akkor a dekádonként számított korrelációk jelentős részének negatív szignifikáns eltérést kellene biztosítani, de ahogy a 2. táblázatban és a 3. ábrán (felül) is látható, erős negatív összefüggés sehol sincs, sőt gyenge negatív kapcsolatot is csak az esetek alig 10%-ában találunk. Összességében, a vizsgált adatok alapján nincs egyirányú összefüggés az adatok között, viszont az évek téli időszakaiban pont a pozitív összefüggés dominál.

2. táblázat: Szignifikáns eltérések száma az összes rácspontra vonatkoztatva

Gyenge pozitív összefüggés	63
Gyenge negatív összefüggés	38
Nincs szignifikáns összefüggés	195



3. ábra: A dekádokra vonatkoztatott korrelációs számítások éves menete az egrí kísérleti régióra vonatkoztatva (felül) rácspontként és (alul) az egrí pontszerű mérések alapján

Rátérve az egrí állomás méréseire, negatív korrelációs együttható ezekben sem jellemzi az adatokat. Mindenesetre, azt leszögezhetjük, hogy a negatív korreláció hiánya nem csak az interpolált széladatokat hibás voltának a következménye.

Szinoptikus magyarázat

Magyarország szélviszonyainak alakításában két fő tényező kölcsönhatása ismerhető fel. Az egyik tényező az általános légköri körzés által meghatározott alapáramlás, a másik a helyi domborzati viszonyok módosító hatása. Ezekhez járulnak hozzá a helyi szelek, melyek a földfelszín anyagában, a sugárzásnak kitettségében rejlő különbségek folytán eltérő nappali felmelegedés és éjszakai lehűlés miatt elinduló sűrűségkiegyenlítődés révén alakulnak ki.

A vizsgált térség domborzata változatos, a szél iránya és sebessége erősen módosul a tengerszint feletti magassággal és a lejtők égtáj szerinti irányultságával. A terület kívül esik az országra jellemző két fő szélesatonrán, az északnyugati-és az északkeleti szélmaximum általi kirajzolt „V” alak közepén, azaz kevésbé széles területen fekszik (Mersich, 2001.).

A gyenge téli pozitív korreláció magyarázata. Ahhoz, hogy megértsük a téli hónapokban a szél és a napsugárzás kapcsolatát, az inverzió témakörét kell először körüljárjunk. Az inverzió fordított hőmérsékleti rétegződést jelent a légkörben, és ilyenkor a magassággal nem csökken, hanem nő a hőmérséklet. Az inverzió jelentősége abban áll, hogy egy ilyen hőmérsékleti rétegződés ebben a rétegben a függőleges irányú légmozgásokat kizárja. Ilyen időjárási helyzetekben alig van légmozgás.

Inverzió ezen kívül melegadvekcio esetén is gyakran előfordul a Kárpát-medencében. A magasban érkező egyre enyhébb levegő nem tudja kiszorítani a felszín közelében télen legtöbbször meglévő hideg légréteget, hanem fölé csúszik, stabilizálja az inverziót, mintegy termikus falat képezve a légáramlás megindulása előtt. Ilyenkor előfordul, hogy a magasban, a Kékes-tetőn is viharos szél fúj, a hegyek lábainál ezzel szemben meg se rezdül a levegő.

A téli félév gyakori jelensége, az inverzió gyakori látványos jelensége a köd. Legtöbbször az éjszakai kisugárzás hatására alakul ki. Az éjszaka képződő köd az őszi, téli időszakban szél hiányában sokszor nagyon nehezen, vagy egyáltalán nem oszlik föl napközben sem, akár napokig is képes megmaradni. Ilyenkor az egymást követő éjszakákon a ködréteg annyira megvastagodhat, hogy az a felszínről kiinduló sugárzást nem engedi teljes mennyiségben a világűr felé eltávozni. Ezáltal a felszín további lehülése megszűnik, sőt a talaj mélyebb rétegeiből lassan fölfelé érkező hő hatására kissé melegszik is. A kisugárzás döntő része eközben áthelyeződik a ködréteg tetejére, a további lehülés ott folytatódik.

A hőmérsékleti rétegződést ekkor úgy képzelhetjük el, hogy a magassággal fölfelé haladva pár száz méterig csökken a hőmérséklet. A ködréteg fölött kb. 50 m-re van a leghidegebb rész, efölött hőmérsékleti ugrás következik be, néhány 10 m-en belül akár 5-10 fokot is emelkedhet a hőmérséklet. Hazánkban 600-1100 m körül alakul ez a szint. A Kárpát-medence sajátossága, hogy a hegyektől körülvett és medence alján könnyen fölhalmozódik ez a hideg, ködös, párás levegő. Az ilyen helyzetet nevezzük *hidegpárnának* (Kovács, 2011).

Anticiklonális időjárási helyzetben a téli félévben néhány nap alatt kialakul a hidegpárna a térségben. Ilyen időjárási helyzetben gyenge szelek, és borús, ködös idő a jellemző. Vizsgálatunkban ez pozitív összefüggést mutat a szél és a napsütés között, hiszen legtöbbször egyik elem sincs. A hidegpárnát csak erős hidegfront tudja fölszakítani. Ezt követően a napos és szélcsendes időjárás 1-2 napig szokott előfordulni egy-egy hidegfront átvonulását követően. A légtömeg nyugalomba kerülése után 1-2 nap alatt kialakul a ködös hidegpárna. Vastagabb hóréteggel borított felszín fölött tartósabban is kialakulhat napos, szélcsendes időjárás, de ez a szituáció meglehetősen ritka a vizsgált térségben.

Borús és szeles időjárás frontos helyzetben alakulhat ki. Leginkább mediterrán ciklon átvonulásakor. Ez a szinoptikus helyzet rendkívül változatos gyakorisággal fordul elő: akár hónapokig is elkerülhetnek bennünket, de egyes időszakokban akár 2-3 naponta válthatják egymást a mediterrán ciklonok, de ez utóbbi lényegesebben ritkábban fordul elő.

A nyári negatív korreláció és véletlent meg nem haladó korreláció lehetséges okai. A nyár a nagy térségű cirkuláció gyengülésének és a kisebb méretű, rövid ideig jelentős szelet okozó, konvektív képződmények időszaka. Bár frontok és ciklonok ebben az időszakban is elérhetik a Kárpát-medencét, jóval ritkábban, mint télen és tavasszal.

Nyáron az erős besugárzás hatására a felszínről származó nedvesség nem tud annyira fölhalmozódni a legalsó légrétegben, mint a téli időszakban, hiszen a fölszálló légáramlások nyomán az elkeveredik a magasabb rétegekben. E miatt nyáron jóval kisebb az átlagos felhőborítottság. Borult időszakokban általában front, vagy ciklon található a térségben, amihez többnyire erős szél párosul. Ez negatív korrelációt eredményez a két paraméter között.

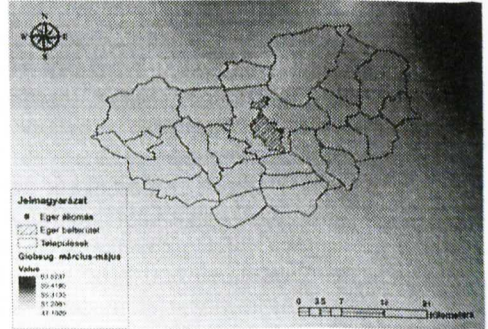
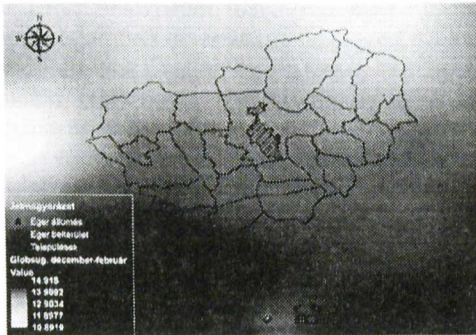
Prefrontális és posztfrontális időjárási helyzetben is jellemzően napos az időjárás, viszont erős (40-60 km/h), akár viharos (60 km/h fölött) lehet a szél, ami pozitív korrelációt okoz a két paraméter között. E helyzetet bonyolítja a konvekcióhoz kapcsolódó légmozgás. Ezek a nap viszonylag rövid időszakában okoznak jelentős szelet (pl. egy zivatar kifutószele).

Frontmentes (napos) időben legfeljebb csak élénk a légmozgás, ez a legjellemzőbb nyári időjárási helyzet. A domborzat hatására eltérő felmelegedés okozta kiegyenlítődő légmozgás a jellemző, ami szintén negatív korrelációt eredményez a két paraméter között.

Az őszi időszakra jellemző leginkább a szeles, borongós időjárás, ami együtt jár az országra jellemző második legcsapadékosabb időszakkal. Nem véletlen, hogy ebben az időszakban fordul elő a legnagyobb negatív korreláció a napsütés és a szélsébség között.

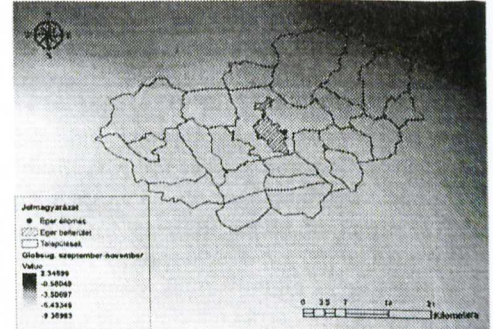
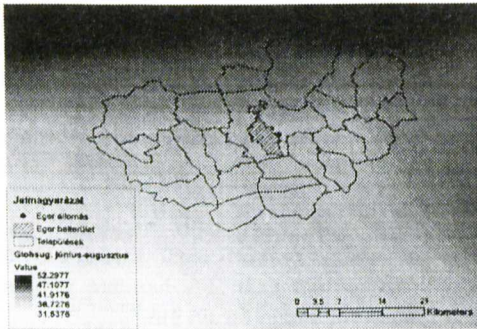
Változások a globálsugárzásban

Amint ez a 4. ábrán látható, a globálsugárzás az év folyamán túlnyomó többségben pozitív előjelű kapcsolatot mutatott a félgömbi átlaghőmérséklettel. Csak az őszi évszakban csökkenti a felhőzet tapasztalt növekedése ezeket az értékeket. A téli, tavaszi, nyári illetve őszi értékeke rendre +3,3; +3,9; +2,3 illetve -0,5 %-os változást jelent. Az évi összes változás +2,4%.



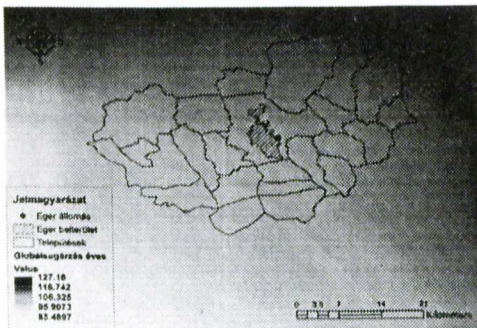
Tél

Tavaszi



Nyár

Ősz



Év

4. ábra: A globálsugárzás megváltozása (MJ/m^2) a vizsgált térségben, $0,5^\circ\text{C}$ -os félgömbi melegedés esetén az 1976–2005 közötti empirikus regressziós kapcsolat alapján. Évszakos és éves összegek.

Számottevő az ingás a területen belül, nemcsak az abszolút, de relatív arányok terén is. Ugyancsak a fenti évszakok illetve évi összegek terén a legnagyobb és legkisebb változások rendre a következők: télen +1,6 – 3,7 %; tavasszal +3,3 – 4,8 %; nyáron 1,6 – 3,9 illetve ősszel -1,2 – +0,3; évi összeként +1,9 és 3,4 % között.

A különbségeknek határozott területi rendje van, amint ezt az 5. ábra bal oldalán be is mutatjuk. Ezen a százalékos változásokat kiátlagoltuk a 8-8 rácspontra és így hat-hat övezetes átlagot kaptunk. Három évszakban a változás relatív értéke növekszik (pozitív irányba tolódik) a földrajzi szélességgel, míg télen csökken.

Természetesen a kapott regressziós együtthatók szigorúan csak a vizsgált 30 évre érvényesek. Extrapolációjuk a jövőre nézve nem biztos, illetve független fizikai igazolást kíván, hiszen a fenti egyezés is csak kb. ennek az időszaknak az érvényességét erősíti, kiterjeszhetőségét nem. Erre az IPCC (2013) Jelentés 12.17 ábrája utal, ahol a legenyhébb kibocsátás-növekedés szerint is pár százalékos felhőzetcsökkenés várható 2081-2100-ra az 1986-2005 évekhez képest.

Változások a szélesebbség köében

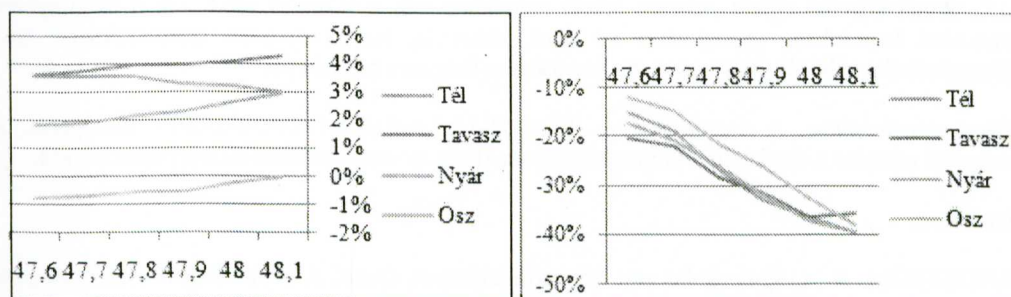
A szélesebbség napi értékeit harmadik hatványra emelve, majd ezeket a napi értékeket összegezve egy szélenergia szerű mennyiséget állítottunk elő. Itt elsősorban a relatív változás az érdekes, azaz a teljes 30 év (1976-2005) átlagához viszonyított eltérés. Valójában a szélenergia arányos a levegő sűrűségével is, de az ideális gáz állapotegyenletéből ($p/\rho = RT$) kiindulva, 1 K hőmérsékletváltozás is csak 0,3 %-os változást okoz, állandó nyomás mellett.

Folytatva a globálsugárzás ismertetését, először e megváltozások övezeten belüli értékeit elemezzük. Az 5. ábra jobb oldalán nagyon erős változást és annak is valószínűtlenül meredek övezeten belüli csökkenését látjuk a földrajzi szélesség mentén mindössze 0,5 fokkal északabbra húzódva. E változás nagysága, még inkább annak erős zonalitása gyanút keltő jelenség, ami nem erősíti a rácsponti széladatok megbízhatóságába vetett hitünket.

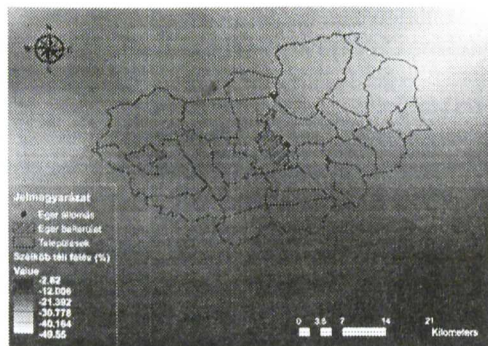
Végül, a 6. ábrán bemutatjuk a félévi változások relatív értékeit. A terület átlagában a téli félévben a -22,6%-os, míg a nyári félévben -33,6%-os csökkenés adódik a regressziós eljárásból 0,5 °C félgömbi melegedésre átszámítva.

Ekkora változások aligha hihetőek, bár közvetlenül nem vezethetők le abból a tényből (Mika et al., 2014), hogy a napi szélesebbséget az éjszakai órák kihagyása túlbecsüli. Az évi összes energia relatív megváltozása -27,8%.

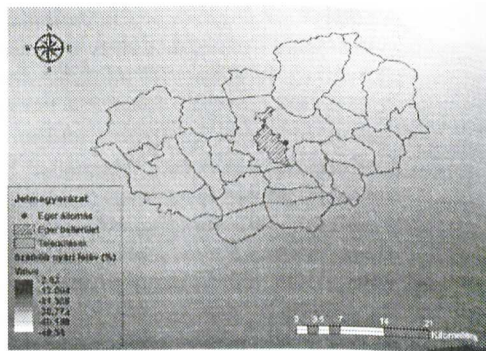
A szélesebbség köében erős változásai összhangban vannak a havi átlag szélre elvégzett ugyanilyen vizsgálatokkal. A szélesebbség csökkenései a téli és a nyári félévben valamint évi összegben rendre -5,1%, -9,4% ill. -7,3%. Ha e számokat megszorozzuk 3-mal, (vö. hatványfüggvény deriválása) akkor hozzávetőleg megkapjuk a szélköbök megváltozásait.



5. ábra: A relatív változások övezetes rendje 0,5 K félgömbi melegedésre átszámítva a négy évszakban a térség kb. 50x50 km-es területén. Balra a globálsugárzás, jobbra a napi szélesebbség köében relatív változásai láthatók.



Télifélév



Nyárfélév

6. ábra: A szélsőbesség köbének relatív változásai(%) a vizsgált térségben, 0,5 °C-os félgömbi melegedésre átszámítva az 1976-2005 közötti kapcsolat alapján. Féléves változások. A szürke színnel arra utalunk, hogy a széladatok bizonyított túlbecsülése (Mika et al., 2014) miatt a megváltozás konkrét számértékei kevésbé bizonyosak.

Megvitatás

Egy korábbi tanulmányunkban (Mika et al., 2006) az időnek instrumentális változóként szerepeltetéséhez szükséges, monoton globális melegedésnek szintén megfelelő 1973-1996 időszakban megvizsgáltuk a felhőzet alakulásának kapcsolatát a félgömbi átlaghőmérséklettel. Ehhez felhasználtuk a felszínről történt vizuális felhő-fedettségi idősorok adatsorait (Hahn és Warren, 1999). Az állomási adatokat először 2,5x2,5 fokos gömbi négyzetekbe rendeztük, amelyekbe mindig jutott 4–23 darab állomás. A mi térségünket tartalmazó nagyobb terület átlagában a téli félévben -4%-os, míg a nyári félévben -5%-os felhőzetcsökkenés tartozott. Figyelembe véve az Angström formula együtthatóit ez egybecseng a fentebb kapott, 2-3 %-os globálsugárzás-növekedéssel.

Természetesen a kapott regressziós együtthatók szigorúan csak a vizsgált 30 évre érvényesek. Extrapolációjuk a jövőre nézve egyáltalán nem biztos, illetve független fizikai igazolást kíván, hiszen a fenti egyezés is csak kb. ennek az időszaknak az érvényességét erősíti, kiterjesztheségét nem. Erre az IPCC (2013) Jelentés 12.17 ábrája utal, ahol a legenyhébb kibocsátás-növekedés szerint is pár százalékos felhőzetcsökkenés várható 2081-2100-ra az 1986-2005 évekhez képest.

Előjelét és nagyságrendjét tekintve tehát helytálló, független becslést kaptunk a globálsugárzás változására, ami nagy valószínűséggel nem csak a vizsgált 30 év véletlen velejárója. Ugyanakkor, a szélenergiát közelítő eljárás nehezen hihető mértékben erős csökkenést adott, ami a megfigyelési adatokkal kapcsolatos gyanakvásra ad okot, akkor is, ha az éjszakai szélsőségekből a változás irreálisan gyors felerősödése még nem következik.

Köszönetnyilvánítás: A kutatásokat a TÁMOP-4.2.2.A-11/1/KONV-2012-0016 támogatta. A rácsponyi adatokat a CarpatClim Project biztosította (<http://www.carpatclim-eu.org/pages/home/>).

Irodalom

- ANGSTRÖM, A., (1924): Solar and terrestrial radiation. Quart. J. of the Royal Meteorological Society. 50:121-125.
- HAHN, C. J. - WARREN, S.G. (1999): Extended Edited Synoptic Cloud Reports from Ships and Land Stations Over the Globe 1952-1996. Internet publication and data <http://cdiac.esd.ornl.gov/epubs/ndp/ndp026c/ndp026c.html>

- IPCC, (2013): ClimateChange 2013. The Physical Science Basis. (Final version, downloadable from <http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/>) 2260 pp.
- JONES, P.D., LISTER, D.H., OSBORN, T.J., HARPHAM, C., SALMON, M. AND MORICE, C.P., (2012): Hemispheric and large-scale land surface air temperature variations: an extensive revision and an update to 2010. *Journal of Geophysical Research* **117**, D05127, doi:10.1029/2011JD017139.
- KOVÁCS A. (2011): Novemberi szmog-helyzetek Miskolcon: Letölthető az OMSZ honlapjáról: http://met.hu/ismerettar/erdekessegek_tanulmanyok/index.php?id=100&hir=2011_novemberi_szmog-helyzetek_Miskolcon
- KÖRÖSI G.– MÁTYÁS L.–SZÉKELY I., (1990): Gyakorlati ökonometria. KJK, Budapest 481 p.
- MERSICH I. ET AL. (SZERK) (2001): Magyarország éghajlata, Országos Meteorológiai Szolgálat
- MIKA J., 1988: A globális felmelegedés regionális sajátosságai a Kárpát-medencében. *Időjárás* **92**, 178-189
- MIKA J., BÁLINT G., CSÍK A., GULYÁS M., BARTÓK B., BORSOS E. AND SCHLANGER V., (2006): Precipitation and cloud coverage tendencies in the Upper Danube Catchment with respect to global warming. 23 Conference of the Danube Countries, Beograd, 2006
- MIKA J., CSABAI E.K., DOBI I., MOLNÁRZS., NAGY Z., RÁZSI A., TÓTH-TARJÁNYI ZS., PAJTÓK-TARI, I., 2014: Mapping solar and wind energy resources, including their long-term tendencies. *Hungarian Geographical Bulletin*, vol.63, 17-27 (http://www.mtafk.hu/konyvtar/hungeobull_63_1_2.html)
- PÉCZELY, GY., (1979): Éghajlattan, Tankönyvkiadó, Budapest
- PRESCOTT, J.A., (1940): Evaporation from a water surface in relation to solar radiation. *Transactions of the Royal Society of South Australia*. **64**:114-118.
- RÁZSIA., CSABAI E.K., KOVÁCS A., (2014): A nap- és szélenergia együttes eloszlása Eger térségében. In: *Környezettudatos Energiatermelés és – Felhasználás III.*, (Szabó Valéria és Fazekas István, szerk.) 90-95 pp.
- SZENTIMREY T., (1999): Multiple Analysis of Series for Homogenization (MASH). *Proc. of the 2nd Seminar for Homogenization of Surface Climatological Data*. Budapest; WMO. WCDMP-No. 41. pp. 27-46
- SZENTIMREY T., BIHARI Z., (2006): MISH (Meteorological Interpolation based on Surface Homogenized Data Basis). COST-719. *The use of GIS in climatology and meteorology*. (O.E. Tveito. et al. ed.) 54-56
- VINNIKOV, K. YA., (1986): Sensitivity of climate Gidrometeoizdat. 219 p. (In Russian)