

FÖLDRAJZI DOLGOZATOK

HATÁROK NÉLKÜL

napjaink magyar
természet-, társadalom- és gazdaságföldrajzi írásaiból

I. kötet

2010

MTA Regionális Kutatások Központja (Pécs) Térségfejlesztési Kutatások Osztálya
(Budapest) / Maďarská Akadémia Vied, Centrum Regionálnych Výskumov (Pécs)
Oddelenie výskumov územného rozvoja (Budapešť)

Univerzita Pavla Jozefa Šafárika v Košiciach / P. J. Šafárik Egyetem, Kassa

FÖLDRAJZI DOLGOZATOK HATÁROK NÉLKÜL

napjaink magyar
természet-, társadalom- és gazdaságföldrajzi írásaiból

A szerkesztőbizottság tagjai:

Magyarország

Mezei István (főszerkesztő)
Hardi Tamás
Koós Bálint

Szlovákia

Dušan Barabas (főszerkesztő)
Michal Gallay
Viktória Kandráčová

2010

A kötet internetes címe:

<http://rkk.hu>

<http://www.upjs.sk>

© MTA Regionális Kutatások Központja

7621 Pécs, Papnövelde utca 22.

Kiadja: MTA Regionális Kutatások Központja

Minden jog fenntartva. A mű szerzői jogilag védett.



Magyarország-Szlovákia
Határon Átnyúló Együttműködési
Program 2007-2013

Európai Unió
Európai Regionális Fejlesztési Alap



Partnerséget építünk

A kiadvány a

Magyarország–Szlovákia Határon Átnyúló Együttműködési Program 2007–2013

www.husk-cbc.eu

HUSK 0801/1.6.1/0003.

Tanuljunk egymástól! / Učme sa jeden od druhého!

című pályázat keretében készült

The content of this publication does not necessarily represent the official position of the
European Union

Tartalomjegyzék

I. TERMÉSZETI KÖRNYEZET

Geológia – kormeghatározás

Fábián Szabolcs Ákos – Kovács János – Varga Gábor

Újabb szempontok a Pannon-medence felszínfejlődéséhez a messinai sókrízis idején5

Bozsó Gábor – Dezső József – Horváth Zsolt – Kiss Tímea – Koroknai Levente – Nyári Diána – Schubert Gábor – Sipos György

Fotolumineszcens kormeghatározás (OSL).....22

Természetföldrajz

Lóki József

Az Alföld.....31

Novák Tibor József

A Hortobágy tájfeldrajza.....48

Kormány Gyula

A Rétköz földrajza60

Geomorfológia

Veress Márton

Magyarország karsztjai126

Hevesi Attila

Töbör szavunkról, mint szakszóról.....134

Éghajlat

Rakonczai János

Klímaváltozás, szárazodás, átalakuló talajok, megváltozó tájak148

Berki Imre – Móricz Norbert – Rasztovits Ervin

A klímaváltozás hatása Magyarország erdeire155

Tar Károly

Becslési módszerek a magyarországi szélenergia-potenciál meghatározására.....161

A szerzők névsora

Újabb szempontok a Pannon-medence felszínfejlődéséhez a messinai sókrízis idején

1. BEVEZETÉS

A Kárpát-medence felszínfejlődésének vizsgálata során az egyik legtöbb vitára okot adó kérdést, a Pannon-tó visszahúzódásának, majd megszűnésének időszaka adja, amely egybe esik a *Congeriac-Unio* faunaváltás időszakával és a messinai sókrízis idejével. A korábbi kutatások során Lóczy L. (1913) és Cholnoky J. (1918) főként a Tapolcai-medence tanúhegyeinek kialakulása alapján, félsivatagi-sivatagi környezetként értelmezte az adott időszakot. Ezzel ellentétben Bulla B. (1962) – középhegységeink vizsgálata alapján – trópusi tönkösödéssel számolt ebben az időszakban, melynek bizonyítékát a vörösgyagokban látta.

A vizsgálati eredmények így szöges ellentétet képviseltek, mert a felszínalakulás szempontjából nem mindegy, hogy az éghajlat jellege arid (meleg-száraz), vagy humid (meleg-nedves) volt-e. A problémát csak tovább növelte, hogy sokáig a földtani kutatásokban sem volt egyértelmű a Pannon-tó feltöltődésének és kiszáradásának a kérdése (cf. Juhász, Gy. et al. 2007, Magyar, I. – Sztanó, O. 2008).

Az újabb kutatási eredmények – hegyláb felszínek formálódása, fénymázás sivatagi kérgék kialakulása, meddő homokok képződése stb. – ismét meleg-száraz klímaszakaszra utalnak a miocén végén¹ és a pliocén elején (Schweitzer, F. 1993, 1997, 2004, Varga G. et al. 2003, Kovács J. 2004), ám ennek paleoklimatológiai jellege még koránt sem tisztázott.

Az általunk vizsgált feltárások (Atkár, Bozsok, Cserdi, Cserszegtomaj, Diszel, Hegyesd, Mogyoród, Rezi, Szent-György-hegy, Szulimán, Zalaszentő, Várvölgy) további adatokat szolgáltatnak a miocén végének (Bérbaltavárium) és a pliocén elejének (Ruscinium) szemi-arid-arid klímaszakaszáról.

2. CÉLKITŰZÉS

Munkánk célja, hogy újabb bizonyítékokat szolgáltatasson a Pannon-medence késő-miocén–kora-pliocén elsivatagosodásának értelmezéséhez. Ehhez eddig még nem, vagy alig vizsgált feltárásokból gyűjtöttünk sivatagi fénymázás kavicsokat és kérgeket.

A korábban Mogyoródról előkerült és ásványtanilag (DTA/DTG) értelmezett kérgék mellett, ma már az ország több pontjáról, illetve a Tapolcai-medence környékéről gyűjtött sivatagi kérgeket (Fábián Sz. Á. et al. 2002) hasonlítottuk össze fő-, és nyomelem értékeik alapján (XRF).

¹ A miocén és pliocén kor határának a nemzetközi ajánlásoknak megfelelően a messinai és zancalai korszakok közötti 5,332 millió évet tekintjük (Van Couvering, J. A. et al. 2000).

3. ANYAG ÉS MÓDSZER

3.1. Terepi adatgyűjtés és elemzés

Terepi munkánk során a fent említett feltárások leírását, szelvényrajzait és makroszkópos megfigyeléseket végeztünk. Mintákat vettünk az egyes szintekből, rétegekből és anyagokból. Fotódokumentációt (digitális és papír) készítettünk.

3.2. Geokémiai vizsgálatok

Röntgenfluoreszcens spektrometria (XRF) a fő- és nyomelemek meghatározásának céljából. A mérések elvégzésére Fisons Instruments ARL 8410 szekvenciális spektrométert használtunk. A gerjesztőforrás egy 3 kW-os Rh-anódú röntgencső. Kilenc darab felbontókristály és kettő darab detektor helyezkedik el a goniométeren. A gerjesztősugárzás szűrésére Cu, Fe és Al primer szűrő állt rendelkezésre. A mérések vákuumban történtek.

Atomabszorpciós spektrometria (AAS) egyes nyomelemek pontosabb analitikai értékelése céljából. A mérések elvégzésére egy Perkin Elmer AAnalyst 600 spektrofotométert használtunk, amely egyszerre végez lángatomizálást, illetve grafitkemencés atomizálást.

TIC és TOC módszer. A módszer lehetőséget ad az üledékminták szerves formában kötött (TOC: Total Organic Carbon) és szervetlen vegyületként jelen lévő (TIC: Total Inorganic Carbon) szén koncentrációjának meghatározására. A minta hevítésekor a mintából kilépő CO₂ gázt és a vízgőzt az infravörös elnyelésük alapján detektáltuk. A mérésekhez LECO RC412 berendezést használtunk.

3.3. Ásványtani vizsgálatok

Vékonycsiszolatok készítése, közettani mikroszkópia alkalmazása. A vizsgálatokhoz Nikon Eclipse E600pol polarizációs mikroszkópot használtunk.

4. ELŐZMÉNYEK

A Kárpát-medence egykori elsivatagosodása több mint száz éve vitatott kérdés a kutatók körében. A témával id. Lóczy L. (1890, 1913) és Cholnoky J. (1918) foglalkozott behatóan. Nevükhöz fűződik, az un. „pannoniai-pontusi sivatagi elmélet” kidolgozása. Elméletüket abban látták megalapozottnak, hogy jó néhány hazánkban is előforduló forma, formaegyüttes, nagymértékben hasonlít a mai szemi-arid-arid klímaterületeken található formakincsre. Hangsúlyozták a Tapolcai-medence deflációs eredetét. A merev futású zalai és somogyi meridionális völgyeket deflációs szélbarázdáknak, a közöttük húzódó hátakat pedig maradékgerinceknek tekintették.

Cholnoky J. (1918) deflációs elméletét a formai bizonyítékokon kívül, a dreikanterekre alapozta. Hazánkban az első ilyen kavicsok, a Csömör melletti, 280 méter tszf-i magasságú, kavicsbányából kerültek elő 1887-ben (Papp K. 1899). Korábbi elméletek szerint ezeket a kavicsokat folyóvíz, mégpedig a gleccserek olvadékvize formálta ki. Ezzel ellentétben Lóczy L. (1890), már helyesen a homok csiszolómunkájával magyarázta keletkezésüket. Bár pontos képződési korukat nehéz meghatározni, mert többnyire a felszínen fordulnak elő néhányan csak a pleisztocén periglaciális klímán tartják elképzelhetőnek kialakulásukat (Jámbor Á. 2002).

Treitz P. (1904) szerint a felső-pannóniai (mai értelmezés szerint felső-miocén) üledékek fedőjében megfigyelt CaCO_3 -ot tartalmazó mészkőpadok, mésszel összecementált homokkövek és márgalencsék, a száraz sivatagi éghajlaton kiszáradó meszes-sós tavak üledékei. Pávai Vajna F. (1941) szerint, ezek a meszes bepárlódások a Pannóniai-tenger, illetve beltő visszahúzódásának beszáradási termékei. Bár Szádeczky-Kardoss E. (1938) inkább a folyóvízi eróziós tevékenységet hangsúlyozta ki ebben az időszakban.

Bulla B. (1943) elismerte a Cholnoky-Lóczy-féle deflációs elméletet, de a tevékenység idejét a pleisztocénre tette, és nem tartotta kizárólagos folyamatnak. Sőt, miután folyamatos trópusi, illetve szubtrópusi tönkösödéssel számolt a kréta végétől egészen a pleisztocénig, a pannon-pontusi emelet végi sivatagi klímaszakasz létezését kizárta (Bulla B. 1956, 1962). Véleménye tükrében a későbbiek folyamán kevesen foglalkoztak ezzel a tudományos témával.

Az újabb paleontológiai, üledékföldtani, geomorfológiai és geokémiai vizsgálatok eredményei, ismét előtérbe helyezték a felső-pannon, illetve a pannont követő pliocén kor éghajlatának kérdését. Fontos volt a baltavári homokban talált fauna (Pethő Gy. 1885) értékelése (Kretzoi M. 1983), ugyanis felmerült annak a valószínűsége, hogy a homok lerakódása idején száraz klíma uralkodott a területen. A keresztrétegzett homokok képződésével kapcsolatban, Kretzoi M. (1969, 1983) és Kretzoi, M. – Pécsi, M. (1979) vizsgálataiból Pécsi M. (1986) egy olyan lehetséges következtetésre is utal, hogy a Pannon-tó beszáradását követően sivatagos, félsivatagos éghajlati viszonyok lehettek. Véleménye szerint a keresztrétegződés helyenként buckaszerkezetet mutat, vagyis részben szél általi felhalmozódás. A beltavi állapot megszűntével a kialakult vízrendszert jelző „*Unio wetzleri*”-s szintben, Kretzoi M (1983) szerint a szárazpusztai jelleg a gyors kontinentalizálódás következtében megszűnt. Ezt jelzi a *Hipparion* fauna megváltozása, valamint a gazellák (a Kárpátokon kívül a teve és a strucc) megjelenése.

Ezek a folyamatok mutatják azt az ökológiai változást, melynek során a pannon-pontusi korszak végén félsivatagi, sivatagi jelleget vesz fel a klíma. Ezt az időszakot lehet korrelálni a Földközi-tenger messinai sókrízis szakaszával (Schweitzer F. 1993, 1997), amit a mélyfúrásai eredmények igazolnak.

Az újabb kutatási eredmények – sivatagi fénymázás kavicsok és kérgék geokémiai elemzése – tükrében Lóczy L. és Cholnoky J. sivatagi elmélete ismét realitást nyert (Schweitzer F. – Szöör Gy. 1992, Fábián, Sz. Á. et al. 2004).

5. SZEMIARID, ARID KLÍMACIKLUSOK A NEOGÉN MÁSODIK FELÉBEN

A Szarmata vége (12 millió év). A kárpáti-bádeni szakaszt a korábbiaknál sokkal nagyobb méretű beszáradás a peremeken rétegsor-megszakadás, a medence belseji szakaszokon szapropéles besűrűsödés és a szarmata tengeri-brakk faunájának gyakorlatilag teljes kihalása zárta (szarmata mészkő).

Sümegium (8–7 millió év). A hegyláb felszín képződés lehetséges kezdete. Faunaegyüttesében megjelenik a sivatagi ugróegér (*Meriones sp.*), a tapír (*Tapirus sp.*) kivételével pedig egyetlen vízi és erdőhöz kötött alak sem fordul elő. A faunaváltozás során valamennyi faunaelem kicserélődik az európai déli faunaelemekkel, tehát a korábban itt élt faj déli alfajával helyettesítődik a faunában (Kretzoi M. 1987). Közvetve a száraz-meleg klímát bizonyítja az erőteljes tavi-mocsári típusú édesvízi mészkőképződés is (Schweitzer F. 1993).

Bérbaltavárium (6,3–5,3 millió év). A forró száraz időszak kezdetét, hazánkban a polgárdi leletek bizonyítják. Az állatok közül a *Hipparion* maradványok a leggyakoribbak a már szélsőséges sztyeppi elemeket képviselő gazellákkal együtt. A leletanyagban található páncélos gyíkok (*Ophisaurus sp.*) is a meleg-száraz ökológiai viszonyokat támasztják alá. A lelőhely faunája Kormos T. (1911/a, 1911/b), Kretzoi M. (1952) és Kordos L. (1992) szerint a Pannon-tó záródását igazolja a Dunántúlon, illetve a Dunántúlnak ezen a részén.

Az időben későbbi baltavári leletek is *Hipparion* és gazella dominanciájúak. A sivatagi ugróegér (*Meriones sp.*, *Epimeriones sp.*) jelenléte (Egyházasdengeleg) szintén a száraz éghajlatot igazolja a Pannon-medence területén (Hír J. 1989).

A bértaltavári faunaszakasz meleg sztyeppuralma Spanyolországtól Belső-Ázsiáig követhető, ami klímaöv eltolódásra utal (Kretzoi M. 1983). Vastag szürke, szürkéssárga, magas csillámtartalmú homokösszletek képződtek ebben az időszakban, melyek a jelentős mértékű szárazság hatására mésszel összementálódtak. A klíma egyre szárazabbá válását mutatják a nagy vastagságú, szinte meddő (faunamentes) homokösszletek kialakulása. Tulajdonképpen ez az időszak korrelálható a mediterráneumi „Messinian Salinity Crisis” szakaszával (Schweitzer F. 1993). Ennek során szinte teljesen kiszáradt a Földközi-tenger és a Fekete-tenger medencéje. Ezt jelzik a vastag só és gipsztelepek, valamint a hosszan követhető tenger alatti kanyonvölgyek (Ruggieri, G. – Sprovieri, R. 1976, Rögl, F. – Steininger, F. F. 1978).

A klíma jellegénél fogva, ekkor volt a legjellemzőbb a pedimentáció, melynek során kialakultak a hegyláb felszínek. Talán ezek a legmarkánsabb geomorfológiai formák, geomorfológiai felszínek, amelyek a Bértaltaváriumban képződtek a legintenzívebben.

További érv a száraz időszak mellett, hogy mészkőhegységeink ezen korú felszínein, épp a beszivárgó csapadék hiánya miatt, nem találunk édesvízi mészkőösszleteket (Scheuer Gy. – Schweitzer F. 1988).

A mélyfúrási adatok is szolgáltatnak bizonyítékot a forró-száraz klímáról. A 930 m mélységet elérő Jászladány 1 sz. fúrás 432–740 m-es szelvényében találunk erre utaló nyomokat a pollenvizsgálatok alapján (Rónai A. 1985).

A Mogyoród mellől előkerült evaporitok, sivatagi kérgek vizsgálata alapján szintén a félsivatagba, sőt sivatagba hajló klímaviszonyokra következtethetünk ebben az időszakban (Schweitzer F. – Szőőr Gy. 1992).

Villányium (3–1,8 millió év). A megelőző meleg-humid időszakot (Csarnótánium) jellemző magas emlősfajszám, a felső-pliocénre a Kárpát-medence belsejében jelentősen lecsökken (Kretzoi M. 1954, Jánossy D. 1979, Kordos L. 1988). Jellemző a hordalékkúp-képződés, az idősebb hegyláb felszínek lealacsonyodása és újabb, alacsonyabb hegyláb felszínek képződése. Ezek a hegyláb felszínek teraszos hordalékkúpokban végződnek el. A hordalékkúpok, törmelékkúpok tevés, struccos leletanyaga a meleg-száraz klímaidőszakot igazolja.

Ezek a száraz időszakok jól illeszkednek Haq, B.U. et al. (1987) által szerkesztett euszatikus tengerszint-változási görbe minimum értékeihez. A görbe alapján négy jelentős vízszintcsökkenés mutatható ki a világtengerek szintjében. Ezek kora megközelítően 10,9; 7,8; 6,3; 5,3 millió év.

5.1. Szemiarid, arid klímát jelző felszínformák és kialakulásuk kora

Hegyláb felszínek. A felszín-elegyengetésnek a féligszáraz területeken lejátszódó módja a pedimentáció. Klasszikus értelemben meleg, féligszáraz területeken a lejtők lassú hátrálását jelenti. Az inszolációs aprózódás hatására keletkező közettörmelék, a gravitáció és az időnként jelentkező heves záporok leöblítő hatásának segítségével mozog a lejtőn lefelé, miközben koptatja a felszínt, így a lejtők fokozatosan hátrálnak. Ennek következtében kifelé lejtő, lenyesett félsíkok keletkeznek, melyeket pedimentnek neveztek el (1. ábra). A fogalom csak lassan vált általánossá, elterjedésében a francia és német kutatók észak-afrikai vizsgálatai játszottak nagy szerepet. A pedimentáció fogalmát később a periglaciális területekre, sőt a nyáron nedves trópusokra, de még a mérsékelt övre is kiterjesztették. Ennek ellenére a kutatók többsége szerint a meleg-száraz és féligszáraz klímafeltételek legkedvezőbbek a pedimentképződésre. Jelenleg is a félig száraz és száraz klímazónák hegységeiben jellemzők.

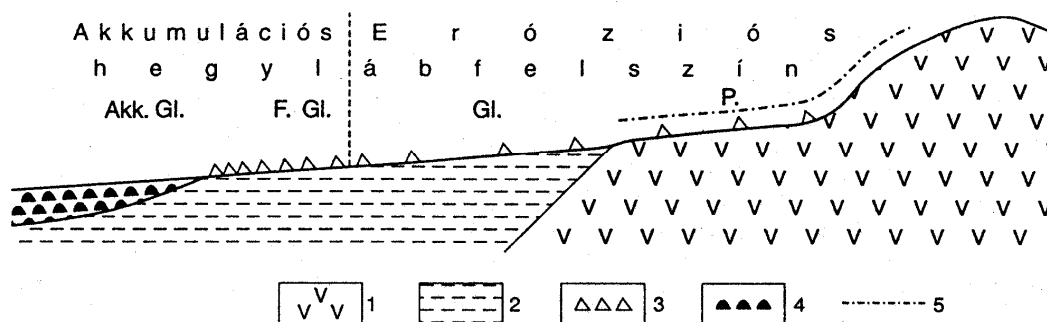
Ennek megfelelően a Kárpát-medencében a szárazabb, melegebb periódusokban volt igen tevékeny felszínformáló tényező, melynek során kiterjedt hegyláb felszínek képződtek (Pécsi M. 1964).

Hazánkban a hegyláb felszínek képződése a Sümegiumtól indulhatott (innen származnak az első *Meriones* sp., *Epimeriones* sp. leletek) és csaknem folyamatosan – kivéve a pliocén vörösiszap-képződési időszakát – a pliocén-pleisztocén határáig tartott. Fejlődésük legintenzívebb szakasza a Bérbaltaváriumra tehető és képződésük a homoklerakódásokkal is kapcsolatba hozható (Pécsi M. 1963, Schweitzer F. 1993).

A hegyláb felszínek képződésének korát, bizonyos időhatárral, geomorfológiai helyzetük is jól tükrözi: idősebbek a legmagasabb folyóvízi teraszoknál, viszont fiatalabbak, mint a felső-pannóniai rétegek, melyeket enyhe lejtővel elnyesnek (Pécsi M. 1963). Ezek a tipikus hegyláb felszínek nem egységesek, mivel hegyláb lépcsőkkel elkülönülő hegyláb felszín generációk alakultak ki.

Középhegységeinkben az idősebb hegyláb felszínek két geomorfológiai szintet képviselnek. A magasabb szint 370–340 méter, az alacsonyabb 300–250 méter tszf-i magasságban helyezkedik el. Nem szabad megfeledkeznünk a pleisztocén kori periglaciális pedimentációról, a krioplanációról sem, bár ennek hatására nem képződtek olyan kiterjedt formák, mint a száraz időszakokban, enyhe lejtőkkel mégis igen jellemzőek (Pécsi M. 1961, Pinczés Z. 1977, Székely A. 1977). A krioplanációs folyamatok az idősebb hegyláb felszíneket jelentősen lealacsonyították, párhuzamos völgyekkel széles, lapos hátakra tagolták, s ezzel a hegylábi felszínt újra megosztották. A magasabb hátak a valódi hegyláb felszín képviselik, míg az alacsonyabb hátak a pleisztocén során lealacsonyított maradványuk. A középhegységeinket övező hegyláb felszínek különböző szélességűek. Ahol a hegységekhez dombsági előterek kapcsolódnak, ott szélességük eléri, sőt meg is haladhatja a 10 kilométert. Ilyen esetekben a hegylábi felszín lejtése csupán néhány fok (2–5°).

1. ábra: A hegyláb felszínek főbb típusai (Székely A. 1993)



1 – szilárd kőzet, 2 – fiatalabb üledék, 3 – gravitáció hatására lefelé mozgó durva törmelék, nagyrészt tömbök, 4 – koptatott törmelék, főleg időszakos patakhordalék, 5 – feltételezett abráziós színő és fal, P = pediment, Gl = glaciális, F.Gl = fedett glaciális, Akk.Gl = akkumulációs glaciális

Deflációs völgyek, tanúhegyek. A szél deflációs tevékenységének jelentőségét a hosszanti völgyek kimélyítésében Lóczy L. (1913) és Cholnoky J. (1918) hangsúlyozták először hazánkban. Erre a megállapításra belső-ázsiai kutatási tapasztalataikra támaszkodva jutottak. A zalai meridionális völgyeket nagyméretű szélbarázdáknak, a köztes völgyközi hátakat pedig maradvékgerinceknek (tanúhegyeknek) tekintették. Folyóvízi eróziós tevékenységgel is számoltak, de csak alárendelt szerepben.

Sivatagi elméletük egyik bizonyítékának tekintették a Tapolcai-medence és a Kisalföld bazaltsapkás tanúhegyeit, melyek kialakulásában szintén a defláció elsődlegességét hangsúlyozták. A Zala-típusú és a bazaltsapkás tanúhegyek alapján, arra a következtetésre jutottak, hogy más exogén folyamatok mellett főleg a defláció, kb. 100–200 méter vastag üledéket pusztított le a felső-pannon rétegekből.

Ha el is fogadjuk a defláció döntő szerepét, a keletkezési kor kérdése még nem egyértelmű, mert a pleisztocén hideg-száraz glaciálisaiban is számottevő lehetett a deflációs tevékenység. Azonban a zalai meridionális völgyek keletkezési korával kapcsolatban Pécsi M. (1986) vizsgálataira támaszkodva azt mondhatjuk el, hogy a völgyek a pleisztocénnél korábban mélyültek ki, mert az Unio-s (bérbaltavári) kereszttrétegzett homok, a már korábban, főleg deflációs úton kipreparálódott völgyekben, és azok oldalában is megtalálható. Ezen kívül hangsúlyozza, hogy a kereszttrétegződés nem mindig folyóvízi eredetet tükröz, hanem buckaszerkezetre utal, tehát a homok felhalmozódásában a szélnek is szerepe volt.

5.2. A felszínformákhoz kapcsolódó feltárások és azok bizonyítékai

Az atkári homokfejtő. Atkár a Mátrától délre, annak egykori hegylábfelszínének maradványán fekszik. A művelés alatt álló bányagödör kb. 20–25 méterrel mélyül ebbe a felszínbe. A feltároló rétegek jó tájékoztatást nyújtanak a miocén végi, pliocén eleji földtörténeti eseményekről, a felszín fejlődéséről.

A bánya alsó szintjétől számítva kb. 5–10 m-es vastagságban szürkéssárga, magas csillámtartalmú kereszttrétegzett homokot figyelhetünk meg. A homokösszlet alsó része több rétegben tartalmaz – helyenként homokkőpadok között – különböző ősmaradványokat, melyek között növényi és állati maradványok is előfordulnak. Különösen sok barna színű, egykori csigaházakat kitöltő kőbél került elő. A számos csontmaradvány (fog, állkapocs, borda, stb.) között fellelhetők *Hipparion sp.*, *Mastodon sp.* és *Rhinoceros sp.* maradványok is (ex verbis Kordos L.)². A homokrég felső részében, több fosszilis torrens vízmosás nyoma ismerhető fel. Ezekben a torrens vízmosásokban áttelepítve találunk olyan agyaggörgetegeket, agyaggumókat, melyeket 1–3 mm vastag vörösesbarna színű kemény vasas mangános kéreg von be. Ezen kívül a kereszttrétegzett homokban lapos, 0,5–1,0 cm vastag barna, fekete színű, kemény konkréciószerű képződmények találhatók. Bár konkrét anyagvizsgálat még nem folyt, deszikkatív folyamat termékeként értelmezzük ezeket a képződményeket.

A kereszttrétegzett homokösszletre, mintegy 2–4 m vastagságú típusos vörösayagrég települ. Azért fontos ez a vörösayag, mert regionálisan elterjedt és jó korjelző. A típusos, vagy valódi vörösayag-képződmények korát a Bérbaltaváriumot követő Ruscinium-Csarnótánium időszakával azonosítjuk. A kormeghatározások alapján a képződés fő időszaka 3–4 millió év közé tehető (Kretzoi M. 1962, 1969, Kretzoi, M. – Pécsi, M. 1979, Pécsi, M. 1985, Schweitzer F. 1993, Kovács J. 2007). A vörösayagra 2–3 méteres vastagságban vályogos lösz és a recens talajtakaró települ.

A leletek kora 6 millió évre tehető, ami fontos információ a hegylábfelszín-képződés szempontjából is, mivel a hazai hegységelőterekben képződött hegylábi félsíkok formálódásának fő időszakát a felső-pannon végére és a pliocén kor elejére, 7–4,5 millió év közé tehetjük.

² Köszönetet mondunk Dr. Kordos László Professzor Úrnak a leletek meghatározásáért.

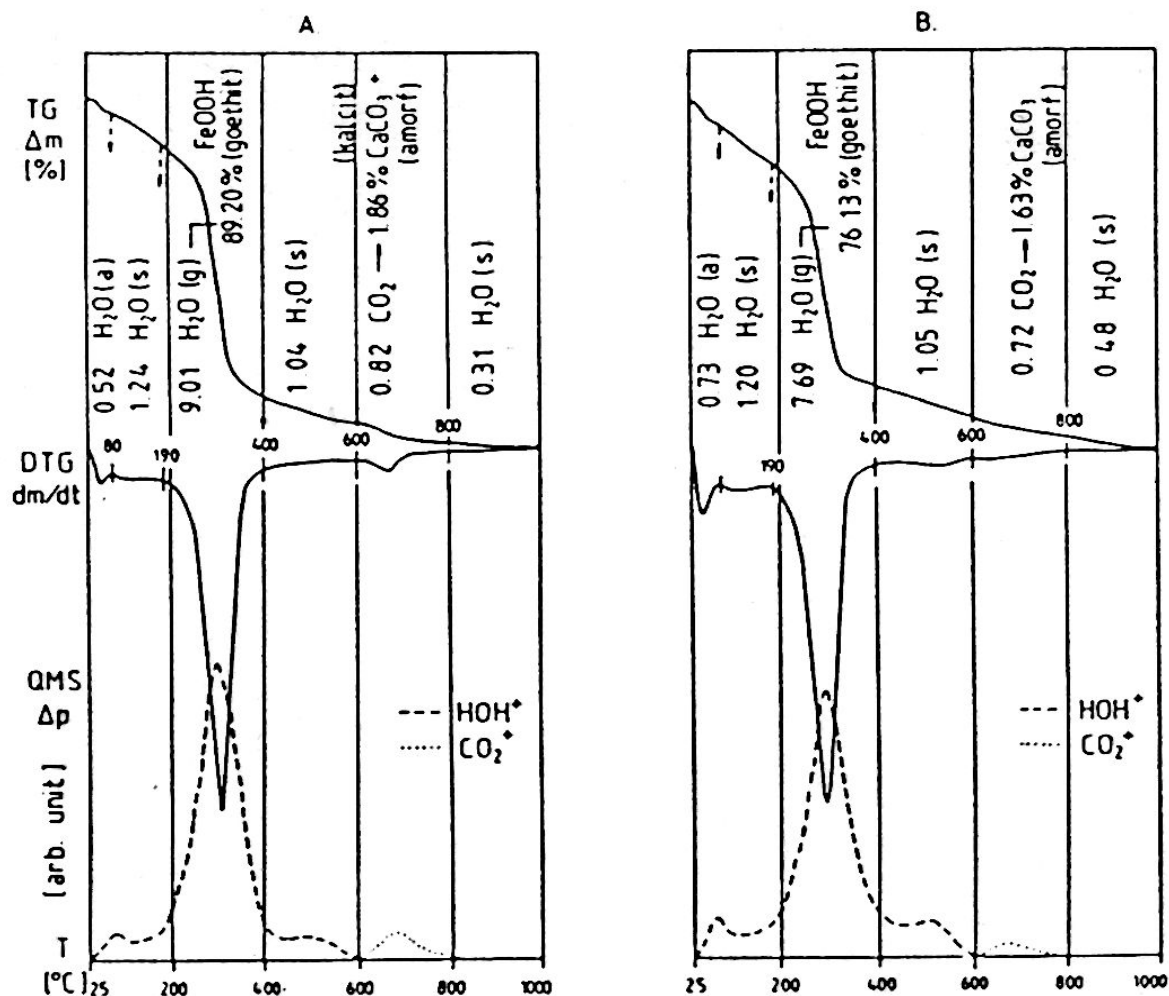
A felső-pannon hegyláb felszín-képződés korrelatív üledékei pedig a nagy vastagságú kereszttrétegzett homokösszletek (Mottl M. 1941), melyek például az egész Mátraalján jellemzőek. A 6 millió éve itt élt állatok ökológiai igényei és a hegyláb felszín-képződés folyamata jól összeegyeztethetőek, hiszen mindkét tényező szemiárid klímaviszonyokat feltételez.

Mogyoród a Pesti-sík és a Gödöllői-dombság találkozásánál, Budapesttől északkeletre található. A településtől délre érdekes formaegyüttes tárul elénk. Ennek egyik része az ÉNy-DK irányban elnyúló völgy, amelyben jelenleg a Mogyoródi-patak folyik. A völgy részben növényzettel fedett, homokbuckákkal lezárt délkeleti végében építették meg a Hungaroringet. A völgyet, két oldalán vele párhuzamosan futó lapos háta kísérik. A forma tehát egy szélbarázda-maradékgerinc-garmadabucka együttesét vetíti elénk. A völgy északkeleti oldalán húzódó hát legmagasabb kiemelkedése, a 326 méter magas Gyertyános. Ha a völgy ellenkező oldaláról tekintünk a Gyertyánosra, akkor feltűnik annak tanúhegyre emlékeztető formai hasonlósága.

A számunkra érdekes és fontos támpontokat a völgyben találjuk, ahol többek között vörösiszap is található. Innen a mogyoródi versenypálya melletti, ma már betemetett homokbányából (a vörösiszap alatti homokból) kerültek elő vöröses-barnás, csiszolt felületű, sivatagi fénymázzal borított konkréciószerű képződmények. Ezek a képződmények Schweitzer F. észrevétele alapján hasonlítanak a szemiárid-arid területeken képződő sivatagi kérgerekre. Hogy a mogyoródi konkréciók keletkezésének körülményeit, genetikáját feltárják, különböző szempontok szerint megvizsgálták összetételét, és összehasonlították a Gábris Gy. által Algériában (Hassi Zegdou környékén) gyűjtött sivatagi kérgerek egyikével. Megvizsgálták a minták ásványtani, kémiai összetételét és szöveti felépítését. Az összehasonlító értékelés azt bizonyítja, hogy a két minta amorf kovaanyagból ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), kriptokristályos goethitből (FeOOH) és karbonátból (CaCO_3) áll, tehát a minták vasas-kovás-karbonátos diagenetikus konkréciók (2. ábra). A kérgerek tartalmazzak magnéziumot, káliumot, kalciumot, ként, foszfort és klórt is. Ez azért fontos, mert a belső sivatagokban az időszakos tavak, deflációs mélyedések üledékeinek beszáradása útján keletkezett kérgerek is tartalmazzak ilyen elemeket, ezek pedig oldásos-kicsapódásos, diagenetikus eredetre utalnak (Schweitzer F. – Szöör Gy. 1992).

Keletkezés szempontjából fontos jellemző, hogy a szilíciumos sivatagi kérgerek 130 mm-nél kevesebb csapadékú és 16–24 °C évi középhőmérsékletű területeken figyelhetők meg. Ha elfogadjuk az eddigi megfigyeléseket és következtetéseket, akkor a mogyoródi kérgereknek is, egy szinte sivatagba hajló klímát kell jelölniük.

2. ábra: A mogyoródi (A) és algériai (B) karbonátos-vasas-kovás konkréciók termoanalízise (Schweitzer F.–Szöör Gy. 1992)



H₂O (a) = tapadó nedvességtartalom, H₂O (s) = struktúrához kötött víztartalmak, H₂O (g) = goethit víztartalma

Mogyoródi terepbejárásaink során, számos alkalommal gyűjtöttünk kérgeket. A több száz kéreg nagyobbik hányada polírozatlan, matt felületű, kisebbik hányada pedig a polírozottság különböző mértékét jelzi. A polírozott kérgeken jól látszik a szél által szállított homok, illetve kvarcsezemcsék felületet csiszoló nyoma. A képződmények alakj sokféleségén (pálcika, henger, cső, korong) kívül 1–5 cm-es átmérővel jellemezhetők. Ennél nagyobbak is találhatóak, de csak kis százalékban. Az általunk gyűjtött kérgek némelyikén csiga és kagylólenyomatokat találtunk, sőt kéreg köbelek is előkerültek. A homokból kipreparálódó kérgek környezetében gyökér pseudomorfózákat is láthatunk.

A völgy délnyugati oldalán húzódó hát, maradékgerinc (Juhállás) kavicsanyaga, amely Pécsi M. (1959) szerint a Pesti-sík magasabb V. teraszához tartozik, szintén tartalmaz szemiarid, arid éghajlathoz kötődő bizonyítékokat. Ilyenek a kavicsfalból jól kirajzolódó torrens medrek. Főleg ezeknek a torrens medreknek a kavicsanyaga vörös, barna, sárga színű fényes felületű, szélkoptatás nyomait viselő kavicsokat tartalmaz. A kavicsok a sivatagok fénymázos kavicsaival azonosíthatók. A fénymáz a sivatagi defláció egyik legjellemzőbb terméke. A Mogyoród melletti sérült, törött fénymázos kavicsokon jól látszik, hogy a vörös, barna illetve sárga szín csak a felületen és a nagyobb repedések mentén figyelhető meg leginkább.

A szulimáni feltárás. Szigetvártól északra, Szulimán község mellett találunk településviszonyaiban az atkári szelvényhez hasonló kelet-nyugati irányú feltárást. A közel vízszintesen települő felső-pannon agyagos-homokos rétegösszletbe, meddő homokkal kitöltött fosszilis torrens vízmosás mélyül, melynek alján és tetején, beszáradást jelző vékony vas-, és mangán-hártyával borított agyagköveket figyelhetünk meg. Az agyagköveket helyenként száradási repedésekkel elválasztott 1–3 mm vastag barna színű kéregréteg borítja. A torrens meder feletti agyagköves rétegre több méter vastagságban valódi vörösayag települ. Ennek megfelelően a középső-pliocén vörösayag alatti torrens medret tartalmazó rétegeket, száraz klíma termékeként értelmezzük.

Cserdi. A Mecsek nyugati peremén Boda és Cserdi között található kelet-nyugati irányú bányafal (160 méter tszf.) szintén felső-pannon és attól fiatalabb rétegeket tár fel. A feltárás érdekessége egy 20–25 méter széles, 5 méter mély, kettős fosszilis meder. A meder alatti felső-pannon rétegek között vízszintesen települve egy 20–30 cm vastag, erősen összecementált, limonitos homokkőréteg húzódik. A medertől keletre a pannon homokos összletben 1–10 mm vastag vörösesbarna kéreggel burkolt, tiszta fehér színű, vízszintesen települő mészevaporit-lencse látható. A pannon rétegekbe ágyazódó meder oldalain, a meder középső része felé kiékelődve, valódi vörösayag települ. Ez a vörösayag amely az egész medret kitölthette, egy későbbi eróziós tevékenység során nagyrészt lepusztult, csak a peremeken maradt meg. Tulajdonképpen egy újabb meder mélyült az előzőbe (kettős meder). Ebben az újabb mederben, vízszintesen egymásra települve, homokos, bentonitos, aprókavicsos, meszes rétegek váltogatják egymást több szintben.

A szemi-arid-árid klímához kapcsolódó üledékeket ebben a feltárásban is megfigyelhetjük. Az erősen összecementált limonitos homokkőréteg, valamint a limonitkéreggel borított evaporitlencse is ennek a klímának a terméke. A fedőüledék ebben az esetben is középső-pliocén valódi vörösayag.

Bozsoki homokbánya. A feltárás Kőszeghegyalján, a falutól 2,5 km-re délre, az osztrák-magyar határtól pár száz méterre található egy időszakosan művelt homokbányában, a Balti-tenger szintjétől számított 300 m magasságban. A táj egy enyhén délies lejtésű kiterjedt hegyláb felszín (3. ábra).

A bányában 8–10 méter vastagságban meddő keresztarétegzett homok bukkan elő, néhol – főleg az északi, északkeleti falon – fosszilis torrens medrek kitöltéseivel. A medrekben, többek közt a Kőszegi-hegység metamorf kőzeteinek törmeléke is megtalálható. A torrensek kitöltéseiben áthalmozva találtunk sivatagi kérgeket, melyek többsége a felszín alatt válhatott ki, hiszen kevés rendelkezik sivatagi fénymázzal.

Rezi. A Keszthelyi-hegység tetőrégiójához tartozó Rezi-tető (431,1 m tszf.) és Meleg-hegy (424,5 m tszf.) vonalától Nyugatra, két jól elkülönülő felszínnel és három lépcsővel ereszkedik le a hegység pereme a Gyöngyös-patak völgyére. A részben felszabdalt hegylábi félsíkok 250–320 és 180–220 méter tszf. helyezkednek el. A vizsgált terület vastag homoküledékekkel megemelt térszín a két hegyláb felszín-generáció alatt (4. ábra). Az összletbe mélyített (Rezi településéhez közeli) homokbányák keresztarétegzett szürke homokanyagot tárnak fel.

A szürke keresztarétegzett homokösszlet felső részében, közvetlenül a recens talaj alatt vörös színű, durva szemcseösszetételű, 5–15 cm vastag homokrétegek találhatók. Ezekben a vörös színű homokokban és környezetükben találhatók olyan képződmények, melyek makroszkópos ismérvek alapján, a Mogyoródon előkerült vas-mangán-karbonátos sivatagi kérgekhez hasonlítanak. A begyűjtött képződmények általában gumós kifejlődésűek, sötétbarna, fekete színűek, szél által polírozottak és fénymázzal borítottak.

Hegyesd. A Tapolcai-medence peremén, a Veszprém és Tapolca közti műút és a hegyesdi bekötőút által határolt területen, az Eger-víz völgyében található, az előzőekben ismertetett feltárások profiljához hasonlító, kisebb méretű homokfejtő. A magas csillámtartalmú keresztrétegzett sárga és szürke homokzsínókkal tagolt összleten áthalmozott bazalttörmelékkel kitöltött torrensek települnek. A bazaltmurvában egy 4–8 cm vastag fehér színű mészevaporit lencse és a bazalttal együtt áttelepített vörösbarna színű konkréciók figyelhetők meg. A konkréciókon, melyek leginkább a bozsoki kéregre hasonlítanak nincs fénymáz.

6. SIVATAGI FÉNYMÁZAS KÉRGEK VÉKONYCSISZOLATA ÉS A KÖZETTAN MIKROSZKOPIA EREDMÉNYEI

A kérgeket szinte egyöntetűen vasoxidos-hidroxidos-limonitos cementbe ágyazott koptatatlan kvarc, muszkovitcsillám és kevés plagioklász szemcse alkotja. A kvarc többségében koptatatlan, néhol enyhén koptatott szemcsékből áll, helyenként erősen mállott vasoxidos kéregben, ritkán mikrokristályos előfordulásban is megtalálható. A muszkovitcsillám szegélye erősen mállott helyenként az egész ásványon látható. A plagioklászból csak pár szemcse határozható meg, azok is erősen mállottak. A mátrix mikrokristályos limonitos, helyenként hematitos-geothites góccal. A törmelékes szemcséket utólag cementálta össze a vasoxidos kéreg, erős hatást gyakorolva az eredeti ásványokra. A szemcsék helyben áthalmozottak, vagy kis távolságról származnak.

7. GEOKÉMIAI VIZSGÁLATOK

A kiválasztott mintákon a dunaújvárosi Qualitest Lab. Anyagvizsgálati és Környezetvédelmi Kft. Spektroszkópiai Osztálya végzett röntgen fluoreszcenciás (XRF) és szerveszén és szerves széntartalomra, valamint víztartalomra vonatkozóan TIC-TOC érték vizsgálatokat. A tunéziai kontroll minta és a magyarországi minták korrelációjából megállapítható, hogy a kérgék elemi szintre lebontott összetétele több ponton (Hegyesd, Zalasántó $r^2=0,8$) jó egyezést mutat (1. és 2. táblázat). Viszont azt is el kell ismerni, hogy nem minden esetben meggyőző az egyezés (Rezi, Várvölgy $r^2=0,5$). A kvarc ($s=11,9$) és a vas-oxid ($s=11,4$) esetében jelentős a minták szórása. Ennek oka a kérgék eltérő földrajzi helyen és környezetben, valamint eltérő időben történő kialakulásában keresendő.

A Föld kérgének összetételéhez (UCC) mérten egyértelmű a vas (657%) és a mangán (500%) feldúsulása a tunéziai kéregben. A magyarországi minták esetében dominánsabb a vas (850–1100%), és kevésbé jellemző a mangán (37–250%) feldúsulása.

1. táblázat: A magyarországi és tunéziai sivatagi kéreg fő elemeinek összetétele (wt %)

minták	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	LOI
Szent-György-hegy	20,4	4,45	62,9	0,170	0,42	0,55	0,150	0,71	0,470	0,130	9,21
Zalaszántó	24,0	5,30	57,1	0,190	0,32	0,72	0,101	0,86	0,470	0,560	9,71
Mogyoród	16,3	4,05	65,0	0,200	0,79	1,39	0,043	0,75	0,170	0,460	9,99
Várvölgy	6,0	1,48	80,3	0,111	0,26	0,58	0,037	0,32	0,015	0,071	10,1
Rezi	8,6	3,02	76,2	0,127	0,15	0,42	0,050	0,26	0,009	0,220	10,6
Szekszárd	15,6	4,80	66,0	0,210	0,31	0,87	0,180	0,63	0,064	0,250	10,7
Hegyesd	24,2	5,40	57,5	0,230	0,68	0,95	0,072	0,89	0,440	0,170	9,07
Bozsok	9,7	2,28	75,0	0,127	0,64	0,49	0,250	0,40	0,074	0,260	10,1
Tunesia	45,4	2,15	43,4	0,280	0,34	0,45	0,500	0,65	0,084	0,280	5,71
UCC	59,1	15,8	6,6	0,700	6,40	4,40	0,100	1,88	3,200	0,200	—

UCC = kontinentális felső kéreg, adatok forrása Taylor and McLennan (1995)

2. táblázat: A magyarországi és tunéziai sivatagi kéreg nyomelemeinek összetétele (ppm)

minták	V	Cr	Co	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Ba	Pb
Szent-György-hegy	0,7	9,1	19	4	2,4	3,3	0,4	4,4	6	7
Zalaszántó	16,0	36,0	21	9	1,9	2,5	1,7	4,0	3	17
Mogyoród	76,0	66,0	14	20	1,7	4,6	8,5	4,2	22	14
Várvölgy	1,0	19,0	14	42	1,3	1,1	0,7	1,0	7	7
Rezi	5,9	7,5	16	21	0,7	1,1	0,5	2,1	4	6
Szekszárd	33,0	41,0	16	9	1,0	3,2	2,8	5,0	7	18
Hegyesd	14,0	27,0	19	4	2,8	4,3	1,5	8,4	9	4
Bozsok	34,0	62,0	18	10	1,4	3,8	3,9	2,4	13	8
Tunesia	39,0	47,0	13	35	1,3	6,2	1,4	50,0	51	12
UCC	60,0	35,0	10	71	112,0	350,0	22,0	190,0	550	20

UCC = kontinentális felső kéreg, adatok forrása Taylor and McLennan (1995)

1. kép: Sivatagi kéreg dolomitos törmelékben a Várvölgyi-medencében (foto: Varga G.)



2. kép: Nagy vastagságú turzáshomok, tetején homkkőpadokkal és limonitos kérgekkel a diszeli homokbányában (foto: Kovács J.)



A megtalált sivatagi kérgék és a medencében és környékén előforduló geomorfológiai formák és homokösszletek alapján jogosan feltételezhető a Tapolcai-medence deflációs úton történő kipucolódása. A kérgék relatív kora és morfológiai helyzete bizonyítja, hogy a medence kipucolódása már a miocén végén és a pliocén elején megindulhatott a Cholnoky-Lóczy féle sivatagi időszak alatt, ami jól párhuzamosítható a Földközi-tenger kiszáradásával.

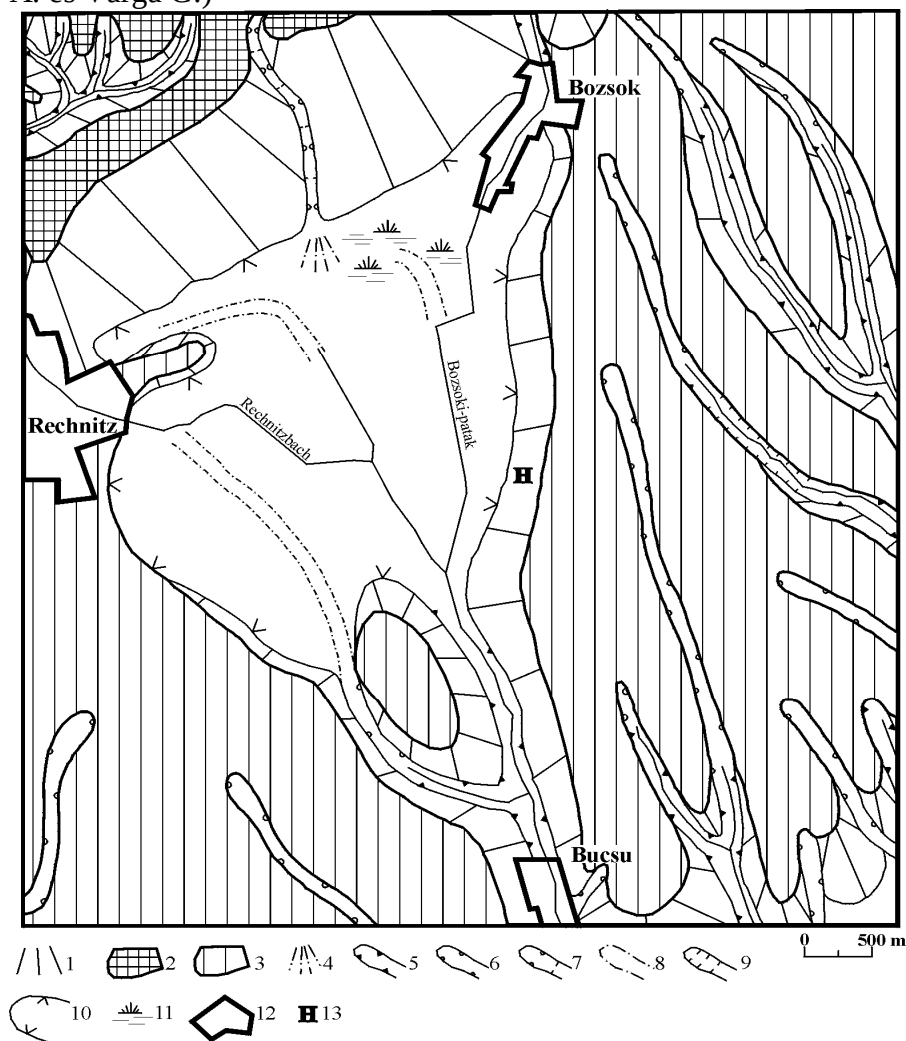
A szakirodalomban több helyen előforduló folyóvízi eróziót bizonyító kavicsok kérdésében (Billegei-erdő) újabb adatokat találtunk. Ezeket a kavicsokat 300 m tszf magasságban több helyen fedi vékony vörösgyag, melynek feltételezhető kora a szakirodalmi és saját vizsgálataink alapján pliocén közepére tehető (Kovács J. 2003, 2007). A kavicsok több helyen mutatnak deltarétegződést, tehát tóban vagy tengerben rakódtak le, emellett feltételezhetően posztvulkáni hévforrások által cementált.

8. KÖVETKEZTETÉSEK

A messinai szemi-arid-arid klímaszakaszának egyre több helyről, és egyre több bizonyítéka kerül elő Magyarország területén. Ennek ellenére a száraz klíma jellegét, még ma sem tudjuk pontosan meghatározni (cf. Kretzoi M. 1983, 1987). Az eddig feltárt és közzétett bizonyítékok alapján azt feltételezzük, hogy a késő-miocénben és az azt követő kora-pliocén bizonyos szakaszaiban arid, sivatagi jelleget vett fel a klíma.

A szemi-arid-arid klímaszakaszok, ezen belül pedig a bérbaltavári szakasz alatt képződött formák és felszínek, a mai domborzatnak is markáns elemeit képviselik. Ennek megfelelően fontosnak tartjuk ezen időszak sokoldalúbb vizsgálatát és pontosabb megismerését, mert csak így tudjuk a mai domborzat illetve felszín kialakulásának folyamatát teljesebb mértékben megérteni.

3. ábra: A bozsoki homokbánya környékének geomorfológiai térképvázlata (szerk. Fábián Sz. Á. és Varga G.)



1 = lejtő, 2 = hegygerinc, 3 = hegyláb felszín, 4 = medencetalpi törmelékkúp, 5 = eróziós völgy, 6 = deráziós völgy, 7 = eróziós-deráziós völgy, 8 = kisebb vízfolyások elhagyott medrei, 9 = meredek partú patakmeder, 10 = denudációs medence, 11 = vizenyős terület, 12 = település, 13 = homokbánya

4. ábra: A Keszthelyi-hegység nyugati peremének geomorfológiai térképvázlata (szerk. Varga G.).



Irodalomjegyzék

- Bulla B 1943. Geomorfológiai megfigyelések a Balatonfelvidéken. – *Földrajzi Közlemények* 71. pp. 18–45.
- Bulla B 1956. A magyar föld domborzata fejlődésének ritmusai az újharmadkor óta a korszerű geomorfológiai szemlélet megvilágításában. – *MTA Társadalmi-Történeti Tudományok Osztályának Közleményei* 7. Budapest
- Bulla B. 1962. *Magyarország természeti földrajza*. – Tankönyvkiadó, Budapest, 423 p.
- Cholnoky J. 1918. *A Balaton hidrográfiája*. A Balaton Tudományos Tanulmányozásának Eredményei I/II – Magyar Földrajzi Társaság Balaton Bizottsága, Budapest, 316 p.
- Fábián Sz. Á. – Kovács J. – Varga G. 2002. Újabb sivatagi fénymázás kérégek Magyarországról. – *Földrajzi Értesítő* 51. (3–4.) pp. 407–412.
- Fábián, Sz. Á. – Kovács, J. – Nagyvárad, L. – Varga G. 2004. Was There Desert Climate in the Carpathian Basin, or Not? – *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 38. pp. 49–58.
- Haq, B.U. – Hardenbol, J. – Vail, P.R. 1987. Cronology of fluctuating Sea Levels since Triassic. – *Science* 235. pp. 1156–1167.
- Hir J. 1989. Pliocén aprógerinces leletek az egyházasdengelegi homokbányából. – *Nógrád-megyei Múz. Évk.* pp. 389–400.
- Jámbor Á. 2002. A magyarországi pleisztocén éleskavics előfordulások és földtani jelentőségük. – *Földtani Közöny* 132. (különszám) pp. 101–116.
- Jánossy D. 1979. A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján. – *Akadémiai Kiadó, Budapest*, 207 p.
- Juhász, Gy. – Pogácsás, Gy. – Magyar, I. – Vakarcs, G. 2007. Tectonic versus climatic control on the evolution of fluvio-deltaic systems in a lake basin, Eastern Pannonian Basin. – *Sedimentary Geology* 202. (1–2.) pp. 72–95.
- Kordos L. 1988. A spalax nemzetség (Rodentia) európai megjelenése és a plio-pleisztocén határkérdés. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1986-ról, pp. 469–491.
- Kordos L. 1992. Magyarország harmad- és negyedidőszaki emlősfaunájának fejlődése és biokronológiája. – *akadémiai doktori értekezés (kézirat)* Budapest, 103 p.
- Kormos T. 1911/a. A polgárdi pliocén csontlelet. – *Földtani Közöny*, pp. 48–64.
- Kormos T. 1911/b. A polgárdi szubtrópusi oázis. – *Földtani Közöny*, pp. 88–89.
- Kovács J. 2003. Vörösayagok geomorfológiai helyzete és kora a Kárpát-medencében. – *Közlemények a PTE Földrajzi Intézet Természetföldrajzi Tanszékéről* 24., Pécs, 18 p.
- Kovács J. 2007. Chemical Weathering Intensity of The Late Cenozoic “red Clay” Deposits in The Carpathian Basin. – *Geochemistry International* 45. (10) pp. 1056–1063.
- Kovács, J. 2004. Terrestrial red clays: A paleoenvironmental and geomorphological approach. – *Geomorphologia Slovaca* III. (2) pp. 86–88.
- Kretzoi M. 1952. A polgárdi Hipparion-fauna ragadozói. – *Földt. Int. Évk.* 40. pp. 1–35.
- Kretzoi M. 1954. Jelentés a kislángi kalábriai (Villafrankai) fauna feltárájáról. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1953-ról I. pp. 213–264.
- Kretzoi M. 1962. A csarnótai fauna és faunaszint. – *MÁFI Évi Jel.* 1959-ről pp. 297–382.
- Kretzoi M. 1969. A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi sztratigráfiájának vázlata. – *Földrajzi Közlemények* 93/3. pp. 197–204.
- Kretzoi M. 1983. Kontinentstörténet és biosztratigráfia a felső harmadkor és a negyedidőszak folyamán a Kárpát-medencében és korrelációi. – *Földrajzi Közlemények* 107. (3.) pp. 230–240.
- Kretzoi M. 1987. *A Kárpát-medence pannóniai (s.l.) teresztrikus gerinces biokronológiája*. – *Földt. Int. Évk.* LXIX., MÁFI, Budapest pp. 393–422.

- Kretzoi, M. – Pécsi, M. 1979. Pliocene and Pleistocene development and chronology of the Pannonian Basin. – *Acta Geol. Hungarica* 22. 1–4. pp. 3–33.
- Lóczy L. 1890. Geológiai megfigyelések és eredmények Kelet-Ázsiában. Gróf Széchenyi Béla kelet-ázsiai útjának (1877–1880) tudományos eredményei I. – Budapest
- Lóczy L. 1913. A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. A Balaton Tudományos Tanulmányozásának Eredményei I/I/1 – Magyar Földrajzi Társaság Balaton Bizottsága, Budapest, 617 p.
- Magyar, I. – Sztanó, O. 2008. Is there a Messinian unconformity in the Central Paratethys? – *Stratigraphy* 5. (3–4.) pp. 245–255.
- Mottl M. 1941. Pliocén problémák és a plio-pleisztocén határkérdés. – *Földtani Int. Évi Jelentése 1940-ről*, pp. 43–63.
- Papp K. 1899. Éles kavicsok (Dreikanterek) Magyarország hajdani pusztáin (steppéin). – *Földtani Közlöny* pp. 193–198.
- Pávai-Vajna F. 1941. Az 1938. évi Budapest környéki kiegészítő geológiai felvételek. – *Földtani Int. Évi Jelentése 1936–1938. évekről*, Budapest, pp. 399–438.
- Pécsi M. 1959. A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana. – *Földrajzi Monográfiák* 3. Akadémiai Kiadó, Budapest, 346 p.
- Pécsi M. 1961. A periglaciális talajfagy-jelenségek főbb típusai Magyarországon. – *Földrajzi Közlemények* 9. (1.) pp. 1–24.
- Pécsi M. 1963. Hegylábi (pediment) felszínek a magyarországi középhegységekben. – *Földrajzi Közlemények* 87. (3.) pp. 195–212.
- Pécsi M. 1964. A magyar középhegységek geomorfológiai kutatásának újabb kérdései. – *Földrajzi Értesítő* 13. (1.) pp. 1–30.
- Pécsi M. 1986. A zalai meridionális völgyek, dombhátak. – *Földrajzi Közlemények* 110/1. pp. 3–12
- Pécsi, M. 1985. The Neogen red clays of the Carpathian Basin. – *Studies in Geography in Hungary* 19. Akadémiai Kiadó Budapest, pp. 46–60.
- Pethő Gy. 1885. Baltavár ősemlőseiről. – *Földtani Közlöny* pp. 273–283.
- Pinczés Z. 1977. Hazai középhegységeink periglaciális planációs felszínei és üledékei. – *Földrajzi Közlemények* 101. (1–3). pp. 29–41.
- Rónai A. 1985. Az Alföld negyedidőszaki földtana – *Geologica Hungarica* 21. Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 445 p.
- Rögl, F. – Steininger, F. F. 1978. Middle Miocene salinity crisis and paleogeography of the Paratethys (Middle and Eastern Europe). In: *Initial Reports of the Deepsea Drilling Project – Washington*, 42. pp. 985–990.
- Ruggieri, G. – Sprovieri, R. 1976. Messinian salinity crisis and its paleogeographical implications. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 20. (1–2) pp. 13–21.
- Scheuer Gy. – Schweitzer F. 1988. A Gerecse- és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 129 p.
- Schweitzer F. – Szöör Gy. 1992. Adatok a Magyar-medence száraz-meleg klímájához a mogyoródi „sivatagi kéreg” alapján. – *Földrajzi Közlemények* 116. (2.) pp. 105–123.
- Schweitzer F. 1993. Domborzatformálódás a Pannóniai-medence belsejében a fiatal újkorban és a negyedidőszak határán. – Akadémiai doktori értekezés, Budapest, MTA FKI 125 p. (kézirat)
- Schweitzer, F. 1997. On late Miocene – early Pliocene desert climate in the Carpathian Basin. – *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband* 110. pp. 37–43.
- Schweitzer, F. 2004. On the possibility of cyclic recurrence of ice ages during the Neogen. – *Földrajzi Értesítő* 53. (1–2.) pp. 5–11.
- Szádeczky-Kardoss E. 1938. Geologie der rumpfungarischen Kleinen Tiefebene. – József Nádor Műszaki Egyetem Közleményei 10., Sopron, 444 p.

- Székely A. 1977. Periglaciális domborzatátalakulás a magyar középhegységekben. – *Földrajzi Közlemények* 101. (1–3.) pp. 55–59.
- Székely A. 1993. Geomorfológiai szintézis. – In: Általános természetföldrajz (szerk.: Borsy Z.) – Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, pp. 615–641.
- Taylor, S. R. – McLennan, S. M. 1995. The geochemical evolution of the continental crust. – *Review of Geophysics* 33. pp. 241–265.
- Treitz P. 1904. Jelentés az 1904. évben végzett agrogeológiai felvételezésről. – Földtani Int. Jelentése az 1904. évről, pp. 39–47.
- Van Couvering, J. A. – Castradori, D. – Cita, M. B. – Hilgen, F. J. – Rio, D. 2000. The base of the Zanclean Stage and of the Pliocene Series. – *Episodes* 23. (3.) pp. 179–187.
- Varga G. – Fábián Sz. Á. – Kovács J. 2003. Szempontok a Pannon-medence felszínfejlődéséhez a messinai sókrízis idején. – *Közlemények a PTE Földrajzi Intézet Természetföldrajzi Tanszékéről* 23. 20 p.

BOZSÓ GÁBOR – DEZSŐ JÓZSEF – HORVÁTH ZSOLT – KISS TÍMEA
– KOROKNAI LEVENTE – NYÁRI DIÁNA – SCHUBERT GÁBOR –
SIPOS GYÖRGY

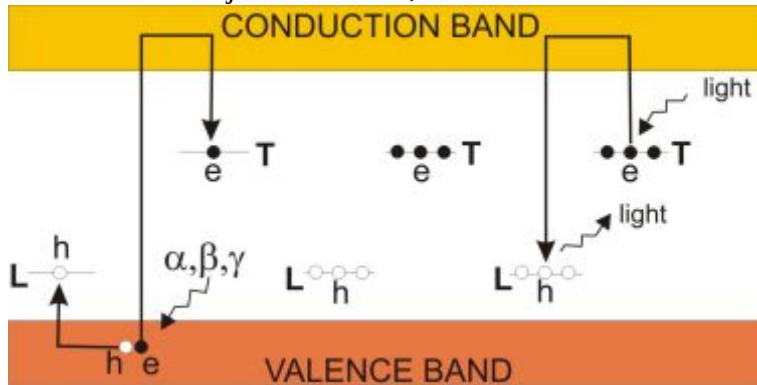
Fotolumineszcens kormeghatározás (OSL)

1. KORMEGHATÁROZÁS KVARC ÉS FÖLDPÁT KRISTÁLYOK SEGÍTSÉGÉVEL

A lumineszcencia (hideg fény) jelensége egyes anyagok azon tulajdonságához köthető, hogy az izzáshoz szükségesnél számottevően kisebb energia hatására – legyen az fény, hő, radioaktív, kémiai vagy biológiai energia – fényt bocsátanak ki. A folyamat során a magasabb energia szintre kerülő elektronok eredeti állapotukba történő visszatérése közben fotonok leadása játszódik le. A fotolumineszcencia (OSL) így például egy olyan fényjelenség, amelyet külső megvilágítás segítségével stimulálunk különböző kristályos szerkezetű anyagokban. A lumineszcens kormeghatározásban természetbeni gyakoriságuk miatt elsősorban a kvarc és földpát kristályok ilyen irányú tulajdonságait használjuk fel. A kérdés már csak az, hogy hogyan?

A félvezető földpát és kvarc kristályokban a környezet radioaktív sugárzásának hatására a vegyérték pályákon elhelyezkedő elektronok gerjesztődnek, néhányan elhagyják helyüket és elektron-lyuk párokat hoznak létre (1. ábra). Ezt követően a gerjesztett elektronok egy része a félvezető kristályrács hibáihoz (pl.: hiányzó negatív ion, pozitív töltésű szennyeződés) kötődve csapdázódik. A csapdázódás üteme a természetben előforduló radioaktív elemek (^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{87}Rb , ^{40}K) kis koncentrációja miatt igen lassú, azonban minél több idő telik el, annál több elektron jut erre a sorsra (1. ábra). A csapdákból megbúvó elektronok ezután már csak arra várnak, hogy adott hullámhosszú fény hatására újra szabaddá váljanak, ekkor ugyanis visszaesve a vegyérték pályákra a hátrahagyott lyukakkal egyesülhetnek, úgymond rekombináldhatnak (1. ábra). Mivel az elektronok a folyamat során alacsonyabb energiaszintre kerülnek foton leadás játszódik le, azaz kialakul a fotolumineszcens fény. Könnyű belátni, hogy minél nagyobb intenzitású lumineszcens fényt mérünk, annál több elektron rekombináldódik, azaz azt megelőzően annál több elektron csapdázódott, vagyis a csapdázódás folyamata annál hosszabb ideig tartott. Végeredményben tehát a földpát és kvarc kristályok amolyan radioaktív detektorként működnek, és az őket érő radioaktív sugárzás intenzitásával és időtartamával arányosan nő a bennük raktározott TL/OSL jel nagysága. Ez a jelenség a lumineszcens kormeghatározás alapja.

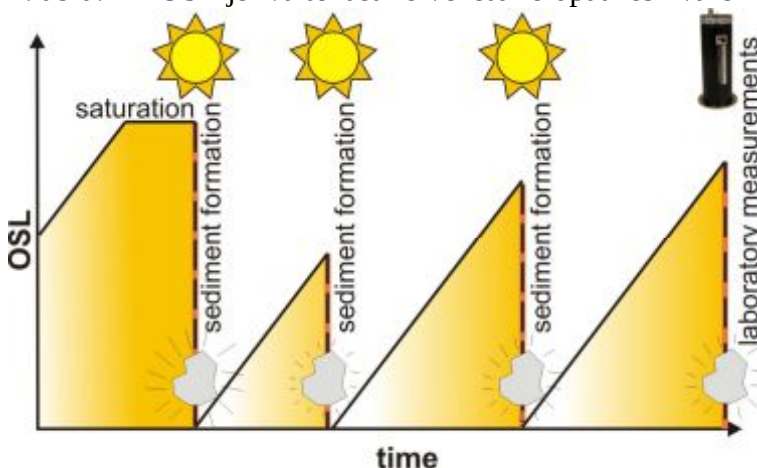
1. ábra: Az OSL jel kialakulása, felhalmozódása és nullázódása.



A radioaktív ionizáció hatására elektron/lyuk párok képződnek, melynek tagjai a kristályrács hibáihoz kötődve külön-külön csapdázódnak. A nullázódás során fény általi gerjesztés hatására az elektronok kiszabadulnak csapdáikból, és a vezetési sávon keresztül rekombinálnak az ellentétes töltésű lyukakkal. (e: elektron, h: lyuk, T: csapda, L: lumineszcens központ; valence band: vegyérték sáv, conduction band: vezetési sáv) (Aitken 1998 és Boetter-Jensen et al. 2003 alapján).

Végül csak annyit kell tisztáznunk, hogy mi az az esemény, melynek idejét, illetve korát természetes detektoraink segítségével mérni tudjuk. Elviekben a lumineszcens óra a magma kőzetté szilárdulásával és a kristályok kialakulásával egy időben elkezd ketyegni. Sok esetben néhány százezer évet követően leáll, mert a kristályhibák telítődnek a gerjesztett elektronok szüntelen áradatában. Ám ha a kőzet lepusztul, s a szemcsék napfényre kerülnek, a fény hatására kioltódik a kristályokban tárolt lumineszcens jel (OSL), és a lumineszcens óra a szemcsék eltemetődését (üledékképződés) követően újraindulhat (2. ábra). A lepusztulás és üledékképződés többször is megismétlődhet, ám méréseinkkel mindig a legutolsó üledékképződési fázis idejére következtethetünk, az OSL kioltódásához ugyanis néhány percnyi napsugárzás is elegendő.

2. ábra: Az OSL jel változása félvezető földpát- és kvarckristályokban.



Eltemetődött állapotban a jel felhalmozódása a kristályhibák telítődéséig folyamatos. Az újabb és újabb üledékképződési fázisok során a lumineszcens jel törlődik. A laboratóriumi mérések során a lumineszcens jel nagysága alapján meghatározható a legutóbbi üledékképződés óta eltelt idő hossza.

2. MÉRÉSEK A LABORATÓRIUMBAN

A vizsgálatok során egyrészt az elemzett minta szemcséiben rögzített összes dózis, másrészt a szemcsékben egységnyi idő alatt elnyelt dózis nagyságát kell meghatároznunk. Előbbit paleodózisnak, utóbbit dózisteljesítménynek nevezzük, segítségükkel az üledék képződési kora az alábbi egyenlet alapján adható meg:

$$\text{Kor (ka)} = \frac{\text{paleodózis (Gy)}}{\text{dózisteljesítmény (Gy/ka)}}$$

(ka: ezer év, Gy: a radioaktív sugárzás hatására az anyag egységnyi tömegében elnyelt energia mennyisége)

Az egyenlet egyszerűnek tűnik, de lássuk milyen összetett mérések állnak az egyes tényezők megadásának hátterében. A paleodózis meghatározása az, ahol tulajdonképpen segítségül kell hívnunk a lumineszcens méréseket. Célunk annak meghatározása, hogy a minta megvilágításával távozó lumineszcens fénytöbblet kialakulását mekkora radioaktív dózis idézhette elő. Másként szólva megpróbáljuk megállapítani a vizsgált mintában ketyegő lumineszcens óra által mutatott „radioaktív időt”, melyet Gray-ben (Gy) fejezünk ki.

Mivel szinte minden minta összetétele egyedi, ezért bár a meghatározás főbb alapelvei legtöbbször hasonlóak, számos tesztet és előzetes mérést igényel a megfelelő mérési módszer kiválasztása és a mérési paraméterek beállítása. Elöljáróban meg kell jegyezni, hogy minden esetben arra törekszünk, hogy a lehetőségekhez mérten pontos összefüggést állítsunk fel a mintába általunk besugárzott mesterséges dózisok és az így előidézett lumineszcens jelek között. Ennek alapján ugyanis számítható, hogy a mintából kinyert természetes lumineszcens jel mekkora természetes dózis, azaz paleodózis hatására épült föl.

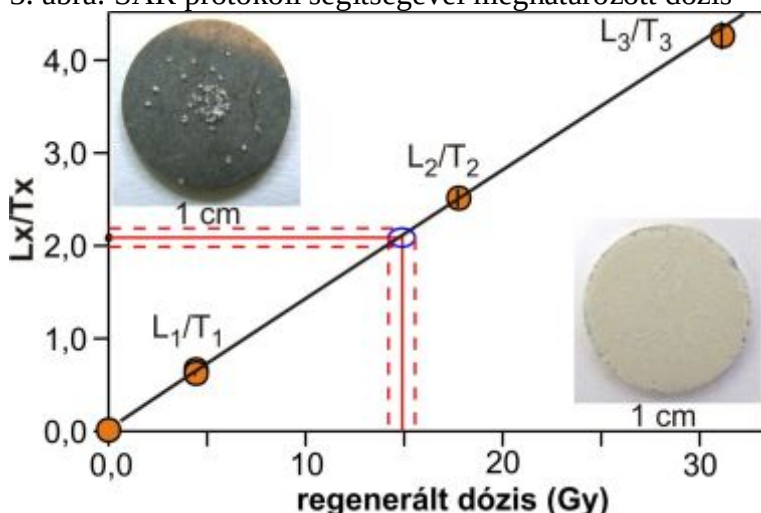
Hogy milyen laboratóriumi feltárást igényel a vizsgált minta, illetve melyik mérési eljárást, vagyis protokollt célszerű alkalmazni az attól függ, hogy a minta kvarc vagy földpát komponensét, esetleg a finomabb vályogos vagy a durvább homokos frakcióját kell vizsgálnunk. A különböző mintafeltárási technikákat részletesebben Aitken (1985, 1998) mutatja be, az idők során a paleodózis meghatározására kidolgozott eljárásokról Aitken mellett Boetter-Jensen et al. (2003) és Wintle (2008) adja a legrészletesebb áttekintést.

Terjedelmi okok miatt ehelyütt csak a leggyakrabban alkalmazott protokoll érintőlegesen bemutatására nyílik mód. Ez az ún. egy mintás regenerációs protokoll (Single Aliquot Regeneration protocol – SAR) melyet Wintle és Murray (2000) fejlesztett ki. A regenerációs eljárások első lépése a mintában a paleodózis által kialakított természetes lumineszcens jel szintjének meghatározása. Ezt követően a minta többszöri mesterséges besugárzásával (pl. $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ β sugárforrás) összefüggés állítható fel a laboratóriumi regenerációs dózisok, és az erre adott lumineszcens válaszok között (dózis – lumineszcens válasz görbe). Ez alapján számítható, hogy a vizsgálatok legelején mért természetes lumineszcens jel mekkora paleodózis hatására alakulhatott ki (3. ábra).

Mindenegy OSL mérés előtt szükség van a minta előhevítésére, hogy a sekélyebb, instabil csapdákhoz kötődő lumineszcens jelet töröljük. Ez ugyanis spontán is ürülhet így méréseink során a valós paleodózisnál jelentősen kisebb értéket kapnánk. Mindazonáltal a többszöri előmelegítésnek is megvan a maga hátránya, hiszen hatására változik a kristályok érzékenysége, azaz az egységnyi dózistra adott lumineszcens válaszaik nagysága. A Murray és Wintle által kidolgozott SAR protokoll hatalmas előnye, hogy lehetőséget nyújt az érzékenység változásból adódó hibák kiküszöbölésére. Az eljárás keretében ugyanis minden egyes regenerációs ciklust követően egy ellenőrző vagy teszt dózist is kap a minta, melynek nagysága a mérések során állandó, az általa előidézett lumineszcens válasz viszont az

érzékenység változásának megfelelően változik. A SAR protokoll esetében a besugárzott regenerációs dózisok lumineszcens válaszait így korrigálni lehet a soron következő teszt dózis által felépített lumineszcens válaszokkal. Megfelelő paraméter beállítások mellett az OSL SAR protokoll sokrétű alkalmazhatósága vitathatatlan, így az üledékek kormeghatározásában néhány év alatt vezető szerepre tett szert.

3. ábra: SAR protokoll segítségével meghatározott dózis – lumineszcens válasz görbe.



Az egyre növekvő regenerált dózisok által előidézett lumineszcens fényintenzitásokat (L_x) a soron következő, mindig azonos nagyságú teszt dózisok által előidézett fényintenzitásokkal (T_x) lehet korrigálni. A görbe alapján a természetes lumineszcens jelhez tartozó paleodózis számítható (lásd piros vetítő vonalak). A mintákat a mérések előtt 1 cm átmérőjű acél vagy alumínium korongra kell felvinni. A vizsgált minta lehet durva szemcsés (100-200 μm , bal felső sarok) vagy finom szemcsés (4-11 μm , jobb alsó sarok).

3. A LUMINESZCENS ÓRA SEBESSÉGÉNEK MEGHATÁROZÁSA

Tekintsünk ismét a koregyenletre, és nézzük meg miként mérhető a nevezőben található dózisteljesítmény, amely a tulajdonképpen a lumineszcens óra ketyegésének ütemét adja meg. A dózisteljesítmény a régészeti tárgyban, illetve az üledékben természetes úton fellépő radioaktív sugárzás intenzitása alapján számítható, mértékegysége Gy/ka, azaz Gray/ezer év. Mértékét nagyrészt a mintában található radioaktív elemek bomlásából származó alfa-, béta- és gamma-sugárzás, kisebb részt a kozmikus sugárzás nagysága határozza meg. A legfontosabb természetes radioaktív elemek az urán, tórium és leányelemeik, valamint a kálium-40-es izotópja. Folyamatos és egyenletes bomlásuk jelenti a lumineszcens óra motorját.

Mennyiségük, koncentrációjuk meghatározása történhet kémiai úton, gerjesztéssel (K: láng fotometria, röntgen fluoreszcencia; U, Th: induktív csatlakozású plazma-tömegspektrometria), vagy a minta aktivitásának közvetlen mérésével (gamma spektroszkópia, béta számlálás, alfa számlálás). Az üledékminták esetében még egy további fontos tényezőt is mérlegelni kell, ez pedig a minta környezetének nedvesség tartalma. A víz részarányához viszonyítva ugyanis nagyobb mértékben nyeli el a radioaktív sugárzást, mint az üledék szemcséi. A nedvességtartalom 1 %-os eltérése akár 3-4%-os különbséget is eredményezhet a számított korban. Az aktuális nedvességtartalom azonban nem feltétlenül terjeszthető ki a földben töltött idő egészére. Mindezt mindig mérlegelni kell, az esetleges bizonytalanságot pedig konzekvensen be kell építeni a számított kor hibájába. A dózisteljesítmény meghatározásának további vonatkozásait Aitken (1998) tárgyalja részletesen.

4. A FOTOLUMINESZCENS KORMEGHATÁROZÁS ALKALMAZÁSA

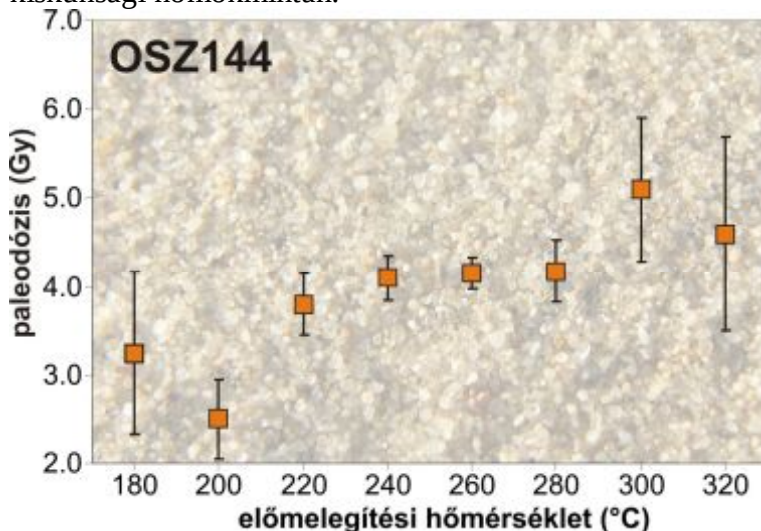
A nemzetközi szakirodalmat áttekintve kitűnik, hogy milyen széles körűen használható a lumineszcens kormeghatározás a paleoklimatológiai kutatásoktól kezdve múltbéli környezet rekonstrukcióján át a geomorfológiai folyamatok sebességének meghatározásáig. A magyarországi lumineszcens kormeghatározást alkalmazó kutatások esetében elsősorban a hazai löszfeltárások datálása, a korábban felállított kronológiák ellenőrzése (Borsy et al. 1979, Frechen et al. 1997, Novothny et al. 2002), illetve a pleisztocén végi, holocén futóhomokmozgások és fluviális tevékenység vizsgálata került előtérbe (Újházy et al. 2003, Kiss et al. 2006, Thamó-Bozsó et al. 2007, Sipos et al. 2009). A következőkben a szegedi lumineszcens laboratórium utóbbi két-három évben elvégzett munkáiból válogatva mutatjuk be a módszer sokrétűségét.

4.1 Emberi hatáshoz köthető homokmozgások a történeti időkben

A mai ember tájformáló szerepéhez nem fér kétség, azonban a régmúlt időkben zajló táji folyamatokról igen kevés adat áll rendelkezésünkre. A Duna-Tisza köze homokvidékein számtalan lumineszcens mérést végeztünk futóhomokokra vonatkozóan. Amennyiben a homokmozgás olyan időszakhoz köthető amikor a klimatikus hatások nem, vagy csak részlegesen idézhettek elő ilyen folyamatokat, és az intenzív emberi jelenlét a régészeti leletek alapján feltételezhető, akkor szinte biztos, hogy a homok megindulásában emberi tevékenység is közrejátszott.

Vizsgálataink során – homokos üledékről lévén szó – kézenfekvő volt az általában stabil lumineszcens tulajdonságokkal rendelkező durva kvarc frakció (100-150 μm) OSL SAR protokollal történő mérése. Az eljárás megfelelő beállításához elengedhetetlen néhány próba elvégzése, melyek közül az egyik legfontosabb az ún. előmelegítési teszt (5. ábra), melynek során a megfelelő előmelegítési hőmérséklet beállítása a cél. A túl alacsony előmelegítési hőmérséklet ugyanis nem törli a OSL jel sekély csapdákhoz kötődő instabil részét, míg a túl magas hőmérséklet hatására töltés vándorlás indulhat meg az egyébként stabilan viselkedő, jól használható OSL csapdák felé. Ezt szemlélteti az 5. ábra is, ahol látható, hogy az alacsony előmelegítési hőmérséklet jelentős hibákat eredményez, a túlságosan magas pedig a lumineszcens válaszok és a mért dózisok növekedését idézi elő.

4. ábra. A mért paleodózis alakulása az előmelegítési hőmérséklet függvényében egy kiskunsági homokmintán.



Jól megfigyelhető, hogy 240 °C és 280 °C között az eredmények meglepően hasonlóak és kis hibával rendelkeznek. Ezért a további mérésekhez célszerű 260 °C-os előmelegítést alkalmazni, mely törli az instabil csapdákat, de nem idéz még elő termális töltésátmenetet. Az egyes értékek három rész minta mérési átlagából a hibák az adatok szórásából adódnak.

Csengelén, Kiskunhalason, Kecelen, Fülöpházán és Apostagon elvégzett mintegy 40 mérésünk alapján a Duna-Tisza közén számos homokmozgási fázist különítettünk el (Kiss et al. 2008, Sipos et al. 2009). A feltárások talpszintjében általában 10-11 ezer évvel ezelőtti eolikus tevékenységek nyomait találtuk, melyek háttérében az átmeneti, jégkorszak végi klíma állt. Legközelebb 3-4 ezer évvel ezelőtt, a bronzkorban indulhatott meg a homok, mégpedig valószínűleg igen sok helyen. Hasonló, kiterjedt homokmozgási periódus azonosítható 1500-2000 évvel ezelőtt a szarmaták idejében. Ezeken túl avar kori, később a kun betelepülés idejére datálható, szórványosabb, de intenzív homokveréseket is azonosítottunk. Összességében így megállapítható, hogy a történelmi időkben lejátszódó futóhomokmozgás egyértelműen köthető a területet legeltetéssel hasznosító népcsoportokhoz.

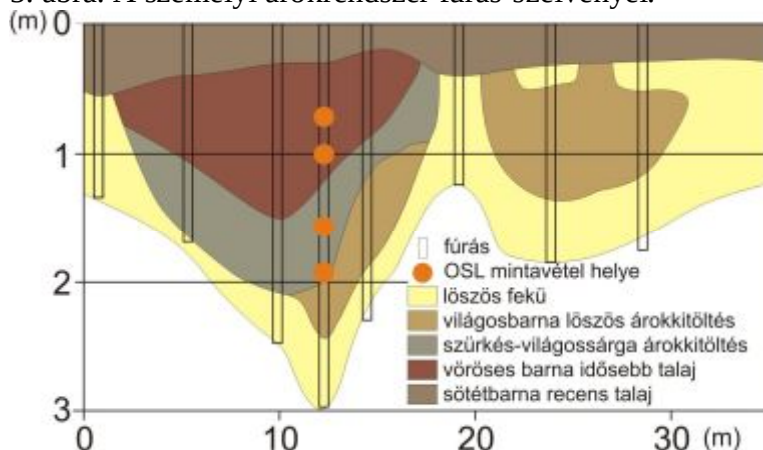
4.2. Egy árokrendszer betemetődési ütemének meghatározása

Baranya megye déli részén, Szemely mellett található az a 450 m átmérőjű, löszbe mélyített későneolitikus körárok-rendszer, melynek betemetődési fázisait OSL segítségével határoztuk meg (Dezső et al. 2010). Az árokkitöltés szedimentológiai elemzése egyértelműen arra utalt, hogy folyamatos és lassú feltöltődés ment végbe.

A méréseket ezúttal a rendelkezésre álló finomabb frakción kellett elvégeznünk, melynek esetében nem lehetséges a kvarc és földpát alkotók hagyományos módon való elkülönítése. Elkülönített mérésekre azonban kínálkozik egy méréstechnikai megoldás: az ún. kettős regenerációs protokoll (DSAR) melyet Roberts és Wintle (2001) alkalmazott először. Az eljárás azt a törvényszerűséget használja ki, hogy a földpátszemcséket leginkább infravörös fénnel (IRSL), míg a kvarcot kék fénnel (OSL) lehet rábírní a lumineszcens jel leadására. Méréseink során ezért a regenerációs dózisokat követően a részmintákat először 870 nm-es, majd pedig 470 nm-es hullámhosszúságú fénnel stimuláltuk, így mód nyílt a kvarcszemcsékben tárolt lumineszcens jel elkülönített mérésére.

Vizsgálataink alapján a 3-3,5 m mély árok első ismert, a Lengyeli kultúra időszaka utáni visszatemetődési fázisa egy 2 m mélyről származó minta alapján $4,91 \pm 0,51$ ezer évre tehető (6. ábra). A betemetődés folytatódott a rézkorban is: a következő, 1,6 m mélyről vett minta kora $4,11 \pm 0,45$ ezer évnél adódott. Ezután is folyamatos volt a feltöltődés, 1 m-es és 70 cm-es mélységből $2,60 \pm 0,25$, illetve $1,77 \pm 0,18$ ezer éve lerakódott üledékek kerültek elő (6. ábra). Az üledéksor kronológiáját radiokarbon mérésekkel is sikerült alátámasztani. A kor és mélység adatok összevetésével kiderült, hogy az árok feltöltődési sebessége a kezdeti 5 mm/év-es ütemről 3 mm/évre csökkent, ami a betemetődéssel párhuzamosan csökkenő reliefenergiával hozható egyértelmű összefüggésbe. Az esetleges emberi hatásra felgyorsuló feltöltődés tehát ilyen szempontból is kizárható.

5. ábra. A személyi árokrendszer fúrás-szelvényei.

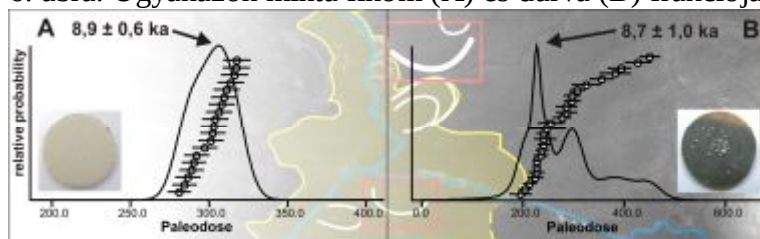


A fúrásanyagok igen részletes szedimentológiai elemzése és az OSL adatok is lassú, egyenletes feltöltődést sugallnak a rézkor óta.

4.3. Elhagyott folyómedrek aktivitási korának meghatározása

Az Alsó-Tisza mentén több hatalmas paleomedér is megfigyelhető, melyek nagysága jelentősen felülmúlja a jelenlegi tiszai vízrendszerhez tartozó vízfolyások méreteit. Ezek a paleomedrek részben az idősebb magasártéren, valamint az 1,0-1,5 m-rel mélyebben húzódó alacsonyártéren találhatóak. Vizsgálatainkhoz két egykori meander maradványt választottunk ki, amelyek a fent említett felszíneken jöttek létre. A kanyarulatok fejlődését az övzátanyokból gyűjtött vályogos-homokos minták segítségével vizsgáltuk (Sipos et al. 2009). A lumineszcens módszer fluviális környezetben történő alkalmazhatóságát nehezítheti, hogy a hordalékszállítás és üledékképződés idején a fényintenzitás nem mindig kellő mértékű, így a minta szemcséiben öröklött lumineszcens jel is maradhat. Vizsgálataink során a gyűjtött minták finom ($4-11 \mu\text{m}$) és durva ($90-150 \mu\text{m}$) kvarc frakcióin is végeztünk méréseket annak vizsgálatára, hogy melyik szemcseméret alkalmazása célszerű a későbbi mérések során (6. ábra).

6. ábra. Ugyanazon minta finom (A) és durva (B) frakcióján elvégzett mérések eloszlásgörbéi.



A durva frakciót hordozó korongokra kapott több módusú görbe jól jelzi a nem megfelelő nullázódás tényét. A finom frakció ennek kimutatására nem alkalmas, hiszen a korongok felületén több ezer szemcse helyezkedik el, és az esetleges eltérések átlagolódnak. Ugyanakkor megfigyeltük, hogy a finom frakcióból nyert átlagos koradatok középértéke jól illeszkedik a durva frakció adataiból számított minimum koradathoz. Ez alapján feltételezhető, hogy a finom frakció nullázódása megfelelő volt az üledékképződés során.

Méréseink alapján az alacsonyártér kialakulása mintegy 10-11 ezer évvel ezelőttre a holocén elejére tehető. Ezt megelőzően a Bölling-Alleröd interstadiális során egy igen nagy vízhozamú vízfolyás egyengette a Dél-Alföld felszínét. Az idősebb meander fejlődési üteme mérsékelt lehetett (1 m/év), ami stabil morfológiai viszonyokat feltételez. A fiatalabb meander ezzel szemben gyorsabb fejlődést (akár 3-4 m/év) mutat, instabilabb morfológiai környezetre utalva. Az alacsonyártér kialakulása valószínűleg összefüggött a Fiatál Dryast követő klimatikus enyhüléssel.

Köszönetnyilvánítás

A fenti kutatások nem jöhettek volna létre az OTKA PD 73379 számú pályázatának támogatása nélkül.

Irodalomjegyzék

- Aitken, M. J. (1985) Thermoluminescence Dating. Academic Press, London.
- Aitken, M. J. (1998) An Introduction to Optical Dating. Oxford University Press. London.
- Boetter-Jensen, L., McKeever, S. W. S., Wintle, A. G. (2003) Optically Stimulated Luminescence Dosimetry. Elsevier Science, Amsterdam.
- Borsy, Z., Fészertfalvi, J., Szabó, P.P. (1979): Thermoluminescence dating of several layers of the loess sequence at Paks and Mende (Hungary). – *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* 1979, 451-459.
- Dezső, J., Bertók, G., Bognár, A., Kaposvári, F., Darányi, V., Pethe, M., Csabai, Z., Páll-Gergely, B., Sipos, Gy. (2010) Pedológiai-szedimentológiai vizsgálatok lösszel borított területeken, Szemely-Hegyes későneolitikus körsáncrendszer példáján. *Archeometriai Műhely*, in press.
- French, M., Hortváth, E., Gábris, Gy. (1997): Geochronology of Middle and Upper Pleistocene Loess Sections in Hungary. – *Quaternary Research* 48, 291-312.
- Kiss T, Nyári D, Sipos Gy. 2006. Homokmozgások vizsgálata a történelmi időkben Csengele területén. In *Táj környezet és társadalom, Tanulmányok Keveiné Bárány Ilona professzor asszony tiszteletére*, Kiss A, Mezősi G, Sümeghy Z (szerk). SZTE, Szeged, 373–382.
- Kiss T, Nyári D, Sipos Gy. 2008. Történelmi idők eolikus tevékenységének vizsgálata: a Nyírség és a Duna-Tisza köze összehasonlító elemzése. In *Geographia generalis et specialis, Tanulmányok Kádár László születésének 100. évfordulójára*, Szabó J, Demeter G (szerk). Kossuth Egyetemi Kiadó Debrecen, 99–107.
- Murray, A. S., Wintle, A. G. (2000) Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements* 32, 57–73.
- Novothny, Á., Horváth, E., French, M. (2002): The Loess Profile at Albertirsa, Hungary - Improvements in Loess Stratigraphy by Luminescence Dating. – *Quaternary Science Review* 95-96, 155-163.
- Roberts, H., Wintle, A. G. (2001) Equivalent dose determination for polymineralic fine-grains using the SAR protocol: application to a Holocene sequence of the Chinese Loess Plateau. *Quaternary Science Reviews* 20, 859-863.
- Sipos Gy., Kiss T., Horváth Zs., Koroknai L. (2009): Paleomedrek kialakulási korának meghatározása lumineszcens módszerrel az Alsó-Tiszavidéken. *Klímaváltozás a Kárpát-medencében: Mit üzen a múlt?*- PAGES 2009, Budapest.
- Sipos, Gy., Kiss, T., Nyári, D. (2009) Kormeghatározás optikai lumineszcenciával: homokmozgások vizsgálata a történelmi időkben Csengele területén. In *Környezettörténet*, Kázmér M. (szerk), Hantken Kiadó, Budapest, 410-420.
- Thamó-Bozsó, E., Murray, A. S., Nádor, A., Magyar, Á., Babinszki E. (2007) Investigation of river network evolution using luminescence dating and heavy mineral analysis of Late-Quaternary fluvial sands from the Great Hungarian Plain. *Quaternary Geochronology*, 2/1-4, 168-173.
- Ujházy, K., Gábris, Gy., French, M. (2003): Ages of periods of sand movement in Hungary determined through luminescence measurements. – *Quaternary International* 111, 91-100.
- Wintle, A. G. (2008) Fifty years of luminescence dating. *Archaeometry* 50/2, 276–312.

LÓKI JÓZSEF

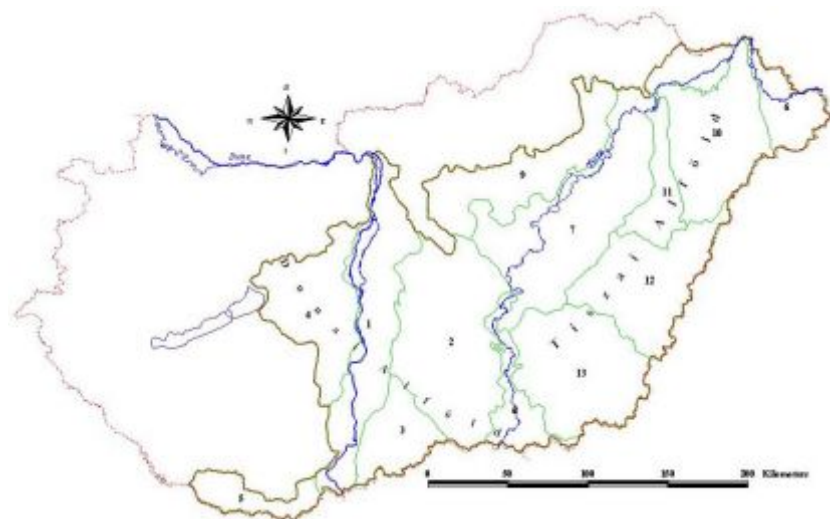
Az Alföld

Az Alpok, a Kárpátok és a Dinaridák által közrefogott medencében a legnagyobb területű táj az Alföld. A környező hegységek, dombságok irányába a felszín fokozatosan emelkedik, ezért határvonala nem éles.

Az Alföld Ny-i határának megvonásában néhány évtizede változások történtek. Cholnoky J. és Prinz Gy. a Mezőföldet nem tekintették az Alföld tartozékának. Az ötvenes évektől végzett kutatási eredményekre támaszkodva a Mezőföldet, a Sárközt és a Dráva menti síkságot az Alföldhöz soroljuk.

Nyugati határa a Sió, a Balaton és a Dunántúli-középhegység. É-on az Északi-középhegység, északkeleten, keleten és délen a Kárpátok, az Erdélyi-szigethegység és a Dinári-hegység előhegyei határolják. A több mint 100000 km² összterületnek mintegy a fele (52000km²) terül el a jelenlegi országhatáron belül (1. ábra).

1. ábra Az Alföld részei



Dunai Alföld: 1. Dunamenti-síkság, 2. Duna-Tisza közti hátság, 3. Bácskai-síkvidék, 4. Mezőföld, 5. Drávamenti-síkság; Tiszai Alföld: 6. Felső-Tiszavidék, 7. Közép-Tiszavidék, 8. Alsó-Tiszavidék, 9. Észak-alföldi hordalékkúp síkság, 10. Nyírség, 11. Hajdúság, 12. Körösvidék, 13. Körös-Maros közti síkság

1. AZ ALFÖLD TERMÉSZETI KÉPE

1.1. A felszín kialakulása és jellemző vonásai

Ahhoz, hogy az Alföld felszínének kialakulását megértsük időben vissza kell mennünk a pannon időszakig, amikor a medence területét még beltenger borította (2. ábra). A pannóniai beltenger a környező hegyekből érkező vízfolyások erózióbázisa volt. A medence és az azt övező hegységek növekvő szintkülönbsége a szárazulati felszínnek nagyfokú lepusztulásának és a folyóvízi feltöltés előnyomulásának kedvezett. A folyók nagy mennyiségű hordalékot szállítottak az egyre jobban feltöltődő, de a részmedencéiben tovább süllyedő beltóba.

2. ábra A Pannon-tenger helyzete



(Forrás: <http://hu.wikipedia.org/wiki/Pannon-tenger>)

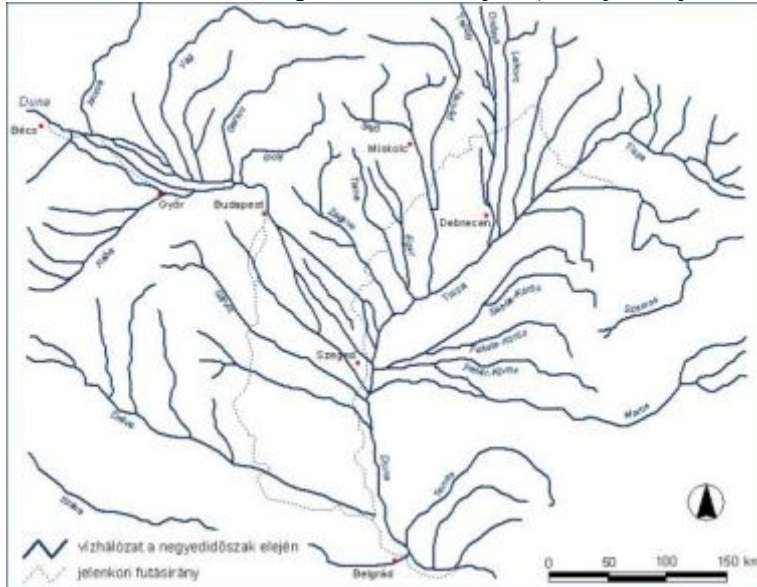
A folyók hordalékkúpépítő tevékenységének hatására a beltenger az Alföld D-i részébe szorult vissza és mint tó ott maradt meg a legtovább. A beltenger visszahúzódásával, a szárazföldi területek növekedésével megindult az új vízhalózat kialakulása.

A pliocén végén a Duna már átfolyt a Visegrádi-szoroson, majd a Pesti síkságra kiérve DK-nek tartott az alföldi pliocén tó irányába. Az Alföld ÉK-i részén az ÉK-i Kárpátokból és az É-Erdély felől érkező vízfolyások (főképpen a Tisza, Szamos), K-en pedig a Körösök és a Maros feltöltő tevékenysége volt a jellemző (3. ábra). Az Északi-középhegységből érkező vízfolyások a hegység előterében, az Alföldre mélyen benyomulva szélesen elterülő hordalékkúp síkságot építettek. (Abban az időben a Tisza a Nyírség irányából a Körösvidéken át Csongrád irányába tartott.) Az Alföld Ny-i szélén az Ős-Sárvíz a Mecsekből érkező vízfolyásokkal egyesülve a bácskai területek irányába nyomuló hordalékúpot épített. A vízfolyások a hordalékkúpépülés törvényszerűségeinek megfelelően gyakran változtatták futásirányukat, így jelentős kiterjedésű területek váltak ármentessé, ahol megindulhatott a talaj képződése. A hordalékkúpok hosszú ideig tartó épülése során a süllyedő alföldi területeken a folyóvízi üledékfelhalmozódás és talajképződés váltogatta egymást. Ezt jól bizonyítják a kutatófúrások, amelyek különösen az erősebben süllyedő alföldi területeken nagy számú fosszilis talajt tártak fel.

A vízfolyások irányváltozását tektonikai okok is előidézték. A würm elején a Nyírség emelkedése miatt a Tisza elhagyta hordalékkúpját és a mai Ér-völgy helyére váltott át. A felső-pleniglaciálisban főleg a Bodrogek és a Beregi-síkság süllyedésének hatására a Tisza mintegy 22–20000 évvel ezelőtt elhagyta az Ér-völgyet és a Huszti-kapu után a Beregszászi hegyeket megkerülve ÉNy-nak fordult a Bodrogek irányába. A Szamos még 3–4000 évig az Ér-völgyben folyt, majd ezt követően csatlakozott a Tiszához. A Tisza a Tokaji-kapun kilépve először nem a mai irányba folyt, hanem D-felé meanderezve formálta a Hajdúhártól Ny-ra fekvő területeket.

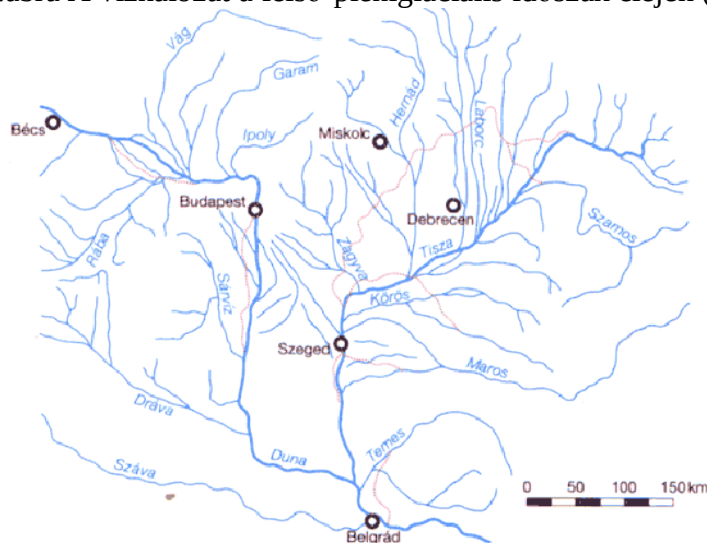
A würm közepén az Északi-középhegység előterében fekvő hordalékkúpsíkság egyes részei süllyedni kezdtek, így a hegységből D–DK-felé tartó egyes vízfolyások futásiránya megváltozott. A Zagyva és a Tarna a Dél-Jászsági süllyedék felé fordult, a Sajó és a Hernád továbbra is DK-i, D-i irányába tartott.

3. ábra A vízhálózat a pleisztocén elején (Borsy Z. nyomán)



A Duna DK-i irányú folyása egyre jobban délebbre tolódott. Először Szeged irányába, majd a kalocsai süllyedés eredményeként Kalocsa–Baja felé talált lefolyást. Ezzel az Ős-Sárvíz hordalékkúp építő tevékenysége befejeződött (4. ábra).

4. ábra A vízhálózat a felső-pleniglaciális időszak elején (Borsy Z. nyomán)



A Maros a würmben tovább építette hordalékkúpját, amelynek csúcsrészébe a hegységperemi területek emelkedése miatt bevágódott. Az Alföldön az egyik legalacsonyabban fekvő terület a Berettyó–Körösök vidéke volt, ahol sokfelé a holocén folyamán is tartott a feltöltődés.

A felső-pleniglaciális időszakban a hideg, száraz éghajlaton a hordalékkúpok ármentes területein megkezdődött a felszín eolikus átformálódása. Az Alföldön főleg a szélbarázda-garmada-maradékgerinc formáit alakította ki a szél. Parabolák a Nyírség D-i felében és szigetszerűen a Duna-Tisza közén képződtek. A szél munkájának hatékony voltát bizonyítja, hogy a Duna–Tisza közén és a Nyírség É-i felében terjedelmes deflációs laposok és mögöttük akkumulációs eredetű homokmezők alakultak ki.

A felső-pleniglaciális első felében (27000–22000 B.P. évek között) képződött buckákon a későglaciálisig lösz, homokos lösz és löszös homoktakaró képződött. A hordalékkúp-síkságok alacsony peremi szegélyén ártéri löszök, lösszerű üledékek keletkeztek.

A későglaciális száraz időszakaiban (az idősebb és fiatalabb Dryas-ban) a védtelen felszíneken többfelé ismét mozgásba lendült a homok és a talajjal, vagy a lösztakaróval fedett felszíneket beborította. Elsősorban a Nyírségben, és a Duna–Tisza közén lehet látni fosszilis talajokkal, vagy löszréteggel tagolt feltárásokat.

A későglaciális után beköszöntő, a korábbinál enyhébb, nedvesebb éghajlat hatására a folyók munkavégző képessége is megnőtt. A Tisza kalandozásai során a Bodroghöz, Taktához és a Hortobágy területét jelentősen átformálta. A Dél-Jászsági és Dél-Hevesi-sík további süllyedésével valószínűleg a szubboreális fázisban került a jelenlegi helyére. A Tisza Szentes–Szeged közötti szakaszán a folyó erózióbázisának mélyebb szintre kerülése miatt bevágódott alluviális síkságába. A Tisza enyhe bevágódását követte a Marosé is, így idő múltán a Maros-hordalékkúpoknak is megszűnt a további épülése. A holocén második felében az alföldi hordalékkúpok épülése teljesen befejeződött, sőt a folyók eróziós tevékenysége miatt csökkent a kiterjedésük.

A holocén folyamán a táj formálásában az ember is tevékenyen részt vett. A régészeti leletek arról tanúskodnak, hogy 4–5000 éve már elkezdődött az Alföld felszínének antropogén átalakítása. A középkorban az Alföld magasabb fekvésű részein már jelentős átalakulásokat hozott a társadalom természetátalakító tevékenysége, amely a XVIII. századtól kezdve egyre gyorsuló ütemben az egész Alföldre kiterjedt.

1.2. Éghajlata

Alföldünk éghajlatának főbb jellemzői a földrajzi helyzetéből következnek. A kevés felhő, a sok napsütés, a gyakori szárazság a medencehelyezettel magyarázható.

Az Alföldön nagyon gyakoriak a derült napok. A felhőzet évi átlaga sehol sem haladja meg az 55%-ot. Az É-i és K-i peremterületek kivételével a napsütéses órák száma mindenütt 2000 óra felett van, sőt a Duna–Tisza közén a Kecskeméttől D-re eső területeken 2100 óránál is többet jeleznek a mért adatok.

A hőmérséklet változásában mutatkozó értékek az enyhén kontinentális éghajlat sajátosságait tükrözik. A januári középhőmérséklet -1.5 és -3.5°C között változik. A legmelegebb hónapnak, a júliusnak a középhőmérséklete 20 – 22°C . Az abszolút évi ingás gyakran meghaladja a 70°C -ot.

A csapadék évi mennyisége általában 500 – 650 mm között változik, de a legszárazabb Közép-Tisza vidékére átlagosan 475 – 500 mm a jellemző. A csapadék mennyisége a medence peremi területei felé nő. Az Alföld D-i DNy-i területein a mediterrán hatás a csapadék őszi másodmaximumában érzékelhető.

Az Alföld hazánk legszárazabb tája. A csapadék időbeli megoszlása nagyon bizonytalan. Nyári zivatarok idején nagy mennyiségű eső áztatja a talajt, de gyakoriak a több hétig tartó csapadék nélküli aszályos időszakok.

A kevés csapadék és a nyári melegben jelentkező nagy párolgás miatt az évi vízhiány gyakran megközelíti a 200 mm-t. A levegő páratartalma elsősorban a száraz homoktalajú területeken (Duna–Tisza közeli hátság) nagyon alacsony.

Az Alföld Ny-i felén az É-i, ÉNy-i, a Tiszántúlon pedig az ÉK-i szél az uralkodó. Az erős szelek elsősorban a tavaszi hónapokban veszélyesek, mert a növényzettel nem, vagy alig védett felszínen a szélrózsió számottevő károkat okozhat.

1.3. Az Alföld vízrajza

A felszínfejlődés során kialakult vízrendszer a Duna vízgyűjtő területéhez tartozik. A Cserhát területéről induló, a Gödöllői-dombságon és a Duna–Tisza közti hátságon D-i irányban húzódó vízválasztó az ország területét a Duna és a Tisza vízterületére bontja. Az Alföld területén a Duna elsősorban a Dunántúli területekről érkező vízfolyásokat gyűjti össze, a Duna–Tisza közéről csak kisebb erek folynak a Dunába. A Tisza a hegyvidéki és az alföldi területekről érkező vizek erózióbázisa. Az ármentesítési munkálatok az Alföld korábbi nagyterjedésű lápos, mocsaras és időszakosan vízzel borított területeit eltüntették.

Az Alföld állóvizei természetes és mesterséges eredetűek. A természetes tavak közül a morotvatavakat (Szelidi-tó, cibakházi morotva, mezőtúri Holt-Körös, stb.), a deflációs mélyedésekben és a homokbuckák által elgátolt laposokon talajvízből és csapadékból táplálkozókat (a nyíregyházi Sóstó, a szegedi Fehér-tó, stb.) valamint a szikes tavakat (Kakasszéki-tó, Gyopáros-tó, stb.) kell megemlítenünk (1. kép).

A mesterségesen kialakított halastavakat és víztározókat gazdasági és üdülési céllal ebben az évszázadban hozták létre. Közülük a hortobágyi halastavak és a kiskörei Tisza-tó a legjelentősebbek.

Az Alföld talajvizének mélysége elsősorban a felszínre érkező csapadék mennyiségétől függ, de antropogén hatásra is jelentősen változik. A duzzasztás szintnövekedést, a csatornázás a talajvízszint csökkenését eredményezte. Állami támogatással nagy területeken végeztek meliorációs munkálatokat. A talajvíz rossz minőségű ezért az ivóvizet a hordalékkúpok mélyebb rétegeiből nyerik. Az Alföld hévizekben gazdag. A hévízfeltárási lehetőségek elsősorban a dél-alföldi területeken (Szeged, Szentés, stb.) a legkedvezőbbek, de Hajdúszoboszló és Debrecen gyógyvize európai viszonylatban is jelentős.

1.4. Az Alföld természetes növényzete, állatvilága és talajai

Az Alföld életföldrajzi képe és talaja a medence kialakulásától kezdődően a felszínfejlődés során állandóan változott. A meleget és a hideget, illetve nedves és száraz klímát kedvelő növény- és állatfajok a területen uralkodó éghajlattól függően változtak. A holocén kezdetétől térhódító, az éghajlatváltozások hatását jól tükröző természetes növénytakaró nagyon változatos volt. A honfoglalás idején a mocsarakban, lápokban, álló- és folyóvizekben gazdag területeket a fűz-, nyír-, nyár- és égererdők, ártéri ligeterdők jellemezték. A környezetüknél magasabbra kiemelkedő homokos, löszös területeket tölgyerdők, illetve erdőssztyepek borították. Faunájukat a víz, vízpartot kedvelők, az ármentes területeket pedig a mezőségi állattársaságok uralták.

1. kép A pusztuló Kakasszéki-tó



A viszonylag száraz, napfényben gazdag enyhén kontinentális éghajlaton főleg a lösszel, löszös üledékekkel fedett területeken mezőségi talajok alakultak ki. A szárazabb homokfelszíneken mezőségi jellegű homoktalajok, a tölgyerdők alatt pedig rozsdabarna, illetve kovárványos barna erdőtalajok képződtek. A mélyebben fekvő nedves területeken lág, kótos- és réti talajok, a szárazzá vált ártereken a szolonyeces és szoloncsákos szikesek lettek jellemzőek.

Az ember természetalkító tevékenysége – különösen az utóbbi másfél évszázadban – jelentősen megváltoztatta az Alföld növény és állatvilágát, talajtakaróját. Az eredeti növénytakaró csak foltszerűen, többnyire védett területeken maradt meg (2. kép). A vízvilágot kedvelő állatfajok száma is jelentősen csökkent. Az ármentesítések hatására a szikes talajú területek kiterjedése megnőtt. A homokterületeken és helyenként még a mezőségi talajokon is fokozódott a talajerózió.

2. A DUNAI ALFÖLD

A Duna vízgyűjtőjéhez közvetlenül tartozó, az Alföld hazai területének mintegy 2/5 részét kitevő dunai Alföldhöz soroljuk a Váctól Mohácsig húzódó Dunamenti-síkságot, a Duna–Tisza közti Hátságot, a Bácskai löszös hátat, a Mezőföldet és a Drávamenti-síkság területét.

A dunai Alföld morfológiai képe változatos. A Duna- és a Dráva-menti síksági területeket övzatonok, elhagyott folyómedrek és a szikes ártéri szintek teszik változatossá. A Duna–Tisza közti hátságon főleg a szélbarázda, garmada, maradványgerinc komplexum formái az uralkodók. Jellemzőek a területre a nagyterjedésű deflációs laposok, akkumulációs eredetű homokmezők és a terjedelmes lepelhomok takarók. Napjainkban az egykori tavaknak már csak a kiszáradt medrét lehet látni. Az É-Bácskai löszhát buckáit löszös képződmények borítják. A lösszel fedett Mezőföldön a táj képét a löszös háta, eróziós-, deráziós völgyek és a futóhomok területek formái élénkítik.

2. kép A csarodai lág



2.1. Dunamenti-síkság

A közel 240 km hosszú, 20–30 km szélességű középtáj É-i elkeskenyedő része a Budai-hegység és a Gödöllői-dombság közé ékelődő hordalékkúp-teraszokkal tagolt élénkebb felszínű Pesti-síkság. A Pesti-síksághoz D-en kapcsolódó Alföldi Duna-völgy néven emlegetett terület a Csepel-Solti-síkságot, a Kalocsai-síkságot a Sárközt és a Mohácsi-szigetet foglalja magába.

A Pesti-síkság felszínét, a bizonytalan lefolyású alacsony ártéri területek kivételével, főként kavicsos, homokos képződmények borítják. A magasabb ármentes teraszfelszíneket futóhomok és löszös homok fedi. A kavicsrétegek mindenütt a felszín közelében húzódnak. Az alacsony ártéri területeket fiatal öntésképződmények borítják.

A változatos felszínű Pesti-síkság a Duna–Tisza csatornától D-re hosszan elnyúló tökéletes síkságban folytatódik. A többségében meredek peremekkel határolt Alföldi Duna-völgyet ártéri üledékek borítják. Az alacsony árteret vizet át nem eresztő iszapos-agyagos képződmény, a magas árteret öntésiszap, öntéshomok és kisebb foltokban a folyóvízi homokból képződött futóhomok fedi. A hordalékkal elgátolt lefolyástalan területeken szikes tavak alakultak ki. Az öntésképződmények alatt a pannon rétegekre 10–20 m vastag folyóvízi homok és kavicsréteg települt.

A múlt században végrehajtott ármentesítő munkálatokig a Duna állandóan formálta a Dunamenti-síkság területét. Az ártéri területek felszínét a Landsat űrfelvételeken is jól látható elhagyott folyómedrek és övzátonyok teszik változatossá. A magas ártéri területeken az egykori Duna-ágak között alacsony futóhomokbuckák sorakoznak. A Csepel-Solti-síkságból kiemelkedő két tanúhegyet (Solti-halom, Tétel-halom) a Duna vágta le a Mezőföld pereméről. A Dunamenti-síkság a Sárközben a Duna mindkét partjára áthúzódik. Az egykori árterületeket magas töltések védik az elöntéstől. Az ármentesített területek magasabb részeit bevonták a mezőgazdasági művelésbe, az alacsonyabb felszíneken rétek, ártéri erdők és terméketlen szikesek a jellemzők.

2.2. Duna–Tisza közti hátság (Kiskunság)

A Gödöllői-dombságtól a Bácskai löszös hátig húzódó, a Duna és a Tisza ártere fölé magasodó, korábban Kiskunsági-törmelékkúp néven emlegetett terület az Alföld legnagyobb kiterjedésű (7400 km²), egyik legszebb, legváltozatosabb középtája. Észak–Dél irányú metszete nyeregyszerű képet mutat, ugyanis a gerincvonalában a felszín 140–150 m tengerszintfeletti magasságról 115–120 m-re csökken, majd 170 m-re emelkedik.

Felszínét többségében futóhomok, lösz és ezek átmenetei borítják. A holocén folyamán a mélyebb fekvésű semlyékekben réti- és lápi agyag, meszes iszap, iszapos lösz, tőzeg, réti mészkő alakult ki.

A hátság területén a nagy kiterjedésű lapos, vagy enyhén hullámos területekből szigetszerűen emelkednek ki a nagyobb reliefenergiájú homokbuckás felszínek. A szabálytalan alakú és változatos felszínű akkumulációs mezők kiterjedése nagyon különböző. Általában csak néhány km szélességűek, de akad közöttük olyan is, melyiknek az átmérője a 10 km-t is meghaladja.

A hátság futóhomok területére a szélbarázdák, garmadák, maradékgerincek a jellemzőek, de szigetszerűen előfordulnak parabolabuckák is (3. kép). Feltűnő, hogy hazánk legnagyobb kiterjedésű homokterületén milyen sok a kis reliefenergiájú, illetve majdnem teljesen sík felszín (4. kép). A hátság K-i, ÉK-i felén nagy területeket borít lepelhomok. Lajosmizse–Kecskemét–Kiskunfélegyháza között nagy kiterjedésű löszös homokkal, illetve homokos lösszel fedett futóhomok területek húzódnak, amelyek általában kis, vagy közepes reliefenergiájúak.

3. kép Futóhomokbuckák Fülöpháza határában



4. kép Kiskunsági táj Fülöpszállástól ÉK-re



A Duna–Tisza közéről az ármentesítések előtt készült térképeket szemlélve szembetűnőek a környezetüknél mélyebb, vízzel borított laposok. Elsősorban a terület vízrendezésének, továbbá az utóbbi évtized kevés csapadékának köszönhető, hogy a tavak helyén kiszáradt mélyedéseket lehet látni. A nagyobb kiterjedésű, mélyebb tavak területe is jelentősen csökkent.

A Duna–Tisza közti hátság területén található mélyebb és lapos területrészek három fő csoportba sorolhatók attól függően, hogy a víz, a szél, vagy azok együttes munkájának eredményeként jöttek létre. A hátság Ny-i felén szembetűnőek azok az ívesen futó mélyedéssorok, amelyek az egykori Duna-ágak irányát jelzik. Ezekbe a würm végétől csak időnként rakott le üledéket élő vízfolyás, általában csak a Duna áradásaikor töltődtek finomabb szemcseösszetételű hordalékkal. A másik csoportba a szél által kialakított nagy lapos deflációs felszíneket, továbbá az akkumulációs területek buckái által közrezárt mélyedéseket sorolhatjuk. Végül olyan mélyedések is előfordulnak, amelyek rétegsora a vízi és eolikus feltöltés változására utal.

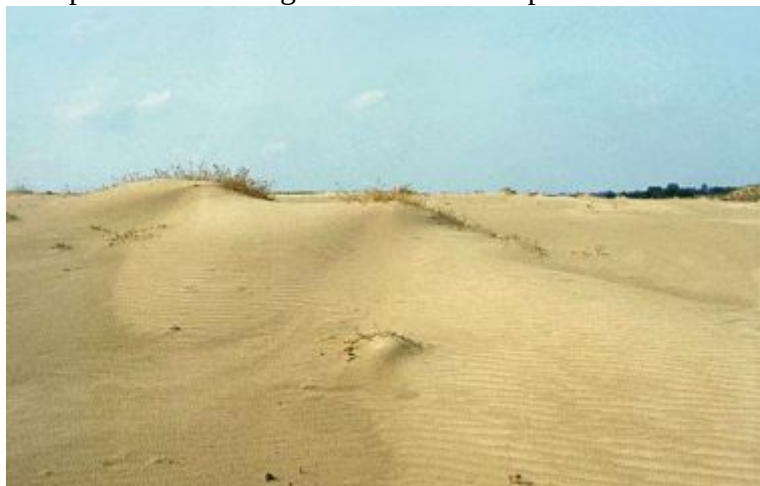
A hátság területén a mélyedések és laposok rétegei között nem ritka a 20–30 cm vastagságú mészkőpad, amely mezőgazdasági szempontból nagyon káros, de az elmúlt században többfelé kitermelték és építkezéseknél felhasználták.

A Duna–Tisza közti hátság napfényes órákban gazdag. Ennek kedvező a hatása a szőlő, gyümölcs és zöldségfélék termesztésénél. A terület éghajlatának egyik sajátos vonása a levegő alacsony páratartalma, ami a nagykiterjedésű homokfelszínekkel magyarázható. A csapadék évi összege nem éri el a 600 mm-t. Az uralkodó ÉNy-i szélirányt a homokformák is jelzik. Elsősorban a tavaszi hónapokban a növényzettel nem védett felszíneken jelentős a szélrózsió. A mezőgazdasági területeken jelentkező károk (homokverés, talajerózió, stb.) mellett meg kell jegyezni a levegő magas portartalmának egészségre káros hatását is.

A környezete fölé emelkedő hátság felszíni vizekben nagyon szegény. Területéről az időszakos vízfolyások DK-i irányba a Tisza felé tartanak. A hátsági területek vízrendezése során sok csatornát építettek, amelyek többsége, az éghajlati és antropogén hatásra végbement talajvízszint-csökkenés miatt, kiszáradt.

A hátság ősi növényzete, a pusztai erdők és homokpusztai gyepek már csak foltokban fordulnak elő. A Kiskunsági Nemzeti Park nagy gonddal őrzi a Duna–Tisza közti hátság és a környező alluviális síkság természeti értékeit. A Kolon-tó óriási nádfelületével, láp- és mocsárrétjeivel, láperdeivel, a fülöpházi buckavidék homokformáival, ahol még napjainkban is csodálhatjuk a szél felszínalakító tevékenységét (5. kép), az orgoványi körzet növényzettel jobban védett buckáival (6. kép), melyekhez mocsarak és üde rétek csatlakoznak, a bugaci pusztá változatos felszínével, a csévharaszi borókás, valamint a Töserdő és a lakitelki Holt-Tisza joggal sorolható az Alföld legszebb természeti értékeit megőrző területei közé.

5. kép Szabadon mozgó futóhomok Fülöpháza határában



6. kép A védett orgoványi borókás



2.3. Bácskai-síkvidék

A Duna—ista köze D-i, DNy-i részén a Baja–Kiskunhalas–Kelebia vonaltól déli irányba húzódó, az országhatáron túl a Telecskai-löszplatóban folytatódó terület Ny-i irányban a Duna völgsíkjára meredek peremmel szakad le.

A Bácskai-síkvidék felszínét az utolsó glaciálisig az Ős-Sárvíz építette és formálta. Miután megszűnt a hordalékkúp épülése, a szárazon maradt felszín formálásában az elsődleges szerep az eolikus folyamatoknak jutott. A hordalékkúp változatos futóhomokformáit nagyobb (1,5–5m) vastagságú típusos löszhomokos lösz takarja (7.kép). A Bácskai-síkság É-i részén az Illancs homokja jelent átmenetet a Duna–Tisza közti hátság irányába.

A löszön, homokos löszön kiváló, tápanyagokban gazdag mészlepedékes csernozjom talaj képződött. Kedvező éghajlata és kitűnő talaja kedvező feltételeket biztosít a mezőgazdálkodás számára.

7. kép Lösszel fedett szélbarázdás felszín a Bácskai-síkvidéken



2.4. Mezőföld

A Dunántúli-középhegység DK-i előterében az Érd-sóskúti-platótól a Sió-csatornáig és a Balaton K-i partvidékéig terjedő terület az Alföld legnyugatibb és egyben legmagasabbra kiemelt középtája. Felszíne DK-i irányban fokozatosan lejt, majd a Duna partján 50–60 m-es meredek peremmel szakad le a Dunamenti-síkságra (8. kép).

A pliocén végén végbement szerkezeti mozgások hatására felszíne ÉNy–DK-felé lejtésű lett, és formálásában elsősorban a víz munkája játszott a legnagyobb szerepet. A magasabbra kiemelt felületeiről nagy mennyiségű üledék halmozódott át a süllyedő délkeletebbre fekvő alföldi területekre.

A negyedkor elején végbement szerkezeti mozgások a pannon táblát ÉNy–DK-i és arra merőleges irányban feldarabolták. A terület egyes részei kiemelkedtek, mások lesüllyedtek. A kiemelt részeket az erózió, a mélyebbeket az akkumuláció jellemezte. A szerkezeti mozgásoknak köszönhető, hogy a Mezőföld domborzata nem egységes. A morfológiai kép az É-i legmagasabbra kiemelt területeken a legváltozatosabb, ahol a reliefenergia km²-enként több helyen meghaladja a 100 m-t. A Közép-Mezőföld morfológiai képe más arcú. A pleisztocén során lerakódott vastag (10–60 m) löszfelhalmozódás- és lepusztulásformák jellemzik. A gyenge reliefenergiájú hullámos felszínt völgyekkel tagolt löszhátak, hordalékkúpok és kisebb süllyedékterületek teszik változatossá.

8. kép A Mezőföld meredek pereme Pakson



A Dél-Mezőföldet az Ős-Sárvíz hordalékkúp-maradványának tekinthetjük. A hordalékkúp homokos felszínén futóhomokformák képződtek.

A pleisztocénban kialakult vízhálózat a szerkezeti vonalakat követi. A patakok többségét a vízügyi munkálatok során csatornázták.

A Mezőföldet hajdan cseres-tölgyes erdők, lösz- és homokpuszták jellemezték. Az alacsonyabb területeken ártéri és mocsárrétek voltak. Az ártéri ligeterdők emlékét ma már csak a martonvásári park őrzi.

A vastag lösztakarón kitűnő mészlepedékes csernozjom, a pannon agyagfelszíneken réti csernozjom képződött. A homokfelszíneket barna erdőtalaj borítja.

2.5. Drávamenti-síkság

A Zselic, a Baranyai-dombság és a Villányi-hegység D-i előterében a Dráva mentén Ny-ra elkeskenyedő alföldi táj kis része esik hazai területre. Területén a pannoniai rétegekre folyóvízi üledék települt. Ezen két szintet lehet megkülönböztetni, az alacsony és magas árteret. A Dráva és a Fekete-víz által közrezárt árvízjárta Ormánság magasabb térszínein futóhomok képződött.

A Dráva melléke az Alföld legcsapadékosabb (700 mm) területe. Az enyhe tél, a meleg nyár és a csapadék őszi maximuma a mediterrán hatást jelzi.

Az alacsonyabb felületei lápos, mocsaras területek voltak. A folyóvízi hordalékon fiatal öntéstalajok, réti talajok képződtek. A homokkal fedett területekre a kovárányos barna erdőtalaj a jellemző.

3. A TISZAI ALFÖLD

A Tisza vízvidékéhez tartozó, az Alföld hazai területének mintegy 3/5 részét kitevő tiszai Alföldhöz soroljuk a Felső-, Közép- és Alsó-Tiszavidéket, az Észak-alföldi hordalékkúp síkságot, a Nyírséget, Hajdúságot, a Körös-vidéket és a Körös–Maros közti síkságot.

A legalacsonyabb és legmagasabb pontja közötti különbség alig haladja meg a 100 m-t. Az ármentesítő munkálatokig az alacsonyan fekvő területeket időszakos és állandó vízborítás jellemezte. Felszínének jelentős részét folyóvízi üledékek borítják.

A tiszai Alföldön rossz minőségű szikesek és kiváló mezőszégi talajok egyaránt előfordulnak. A táj képét a kis reliefenergiájú felszínekből kiemelkedő futóhomok területek és löszös háta teszik változatossá. A termál- és ásványvíz, valamint a földgáz és kőolaj fontos természeti kincse a tiszai Alföldnek.

3.1. Felső-Tiszavidék

A Nyírség É-i, ÉK-i előterében a pleisztocén végén kialakult alföldperemi süllyedékeket Felső-Tiszavidéknek nevezzük. A Bereg-szatmári-síkságot, a Rétközt és a Bodroghözt, mint kistájakat magába foglaló terület egy része átnyúlik a szomszédos országokba.

A Felső-Tiszavidék és a Nyírség fejlődéstörténete a süllyedékek kialakulásáig azonos volt. Ez azzal magyarázható, hogy mindkét terület része volt az Északkeleti-Kárpátokból és az É-Erdély irányából lefutó vízfolyások által épített hatalmas, összefüggő hordalékkúpoknak. A würm második felében végbement szerkezeti mozgások hatására a Nyírség központi része emelkedett, és az É-i, ÉK-i peremterületek süllyedni kezdtek. Emiatt a vízfolyások a süllyedő területek felé irányultak és azok felszínét fokozatosan átformálták. A süllyedés nem volt egységes. A hordalékkúp magasabban maradt szintjein a száraz időszakokban futóhomok képződött.

A mély fekvésű felszíneket rendszeresen előtű víz-folyások jelentős eróziós-akkumulációs tevékenységet folytattak. Folyásirányukat állandóan változtatták miközben holtágakat, morotvákat hagytak hátra (9. kép). Így a táj képét az élő- és holtmedrek, folyóhátak, és a megmaradt homokszigetek teszik változatossá. A Bereg-szatmári-síkságból a környezete fölé kiemelkedő szarmata vulkáni kúpok (a barabási Típet és a tarpai Nagy-hegy) a Felső-Tiszavidék érdekes színfoltjai. A riolitból és dácitból felépített vulkáni képződmények felszínén a pleisztocén végén lösz alakult ki.

Az ármentesítések előtti gazdag vízi világ jelentősen megváltozott. A hajdani lápok, mocsaras és vízzel borított területek eltűntek. A táj felszínét fiatal öntésképződmények, réti agyagok, lápos–kötös üledékek borítják.

3.2. Közép-Tiszavidék

A Tokaji-kaputól Tiszaföldvár-ig terjedő területen a Taktaköz, a Borsodi-ártér, a Hevesi-ártér, a Hortobágy, a Jászság (Alsó-Zagyva síkság) és a Nagykunság (Szolnoki-löszöshát) résztájak együttesét Közép-Tiszavidéknek nevezzük.

A Közép-Tiszavidék területét az Északi-középhegységből a Körös-vidék irányába tartó vízfolyások töltögették. A Tokaji-kapuban az utolsó glaciálisban megjelent Tisza felszínformáló tevékenysége kezdetben csak a Hortobágy területére terjedt ki. Amikor a Tisza már elfoglalta a jelenlegi futásirányát, a terület helyi vízrendszere megváltozott. A korábban D, DK-i irányba tartó vízfolyások már nem jutottak el a tiszántúli területekre. A hatalmas kanyarulatokat leíró Tisza a korábbi hordalékkúp felszínét oldalazó erózióval jelentősen átalakította és a nagy területekre kiterjedő áradási során jelentős mennyiségű üledéket halmozott fel. Ez a folyamat a múlt századi folyószabályozásig tartott. Így alakult ki az Alföld legtokéletesebb síksági tája, az alföldi nagy rónaság (10. kép). Felszínét a pleisztocén hordalékkúpsíkságon kialakult kisebb-nagyobb homokbuckás területek, alacsony löszös háta, morotvák és az antropogén formák teszik változatossá.

9. kép Vízzel borított elhagyott folyómeder a Bodroghözben



10. kép Hortobágyi táj gémeskúttal



3.3. Alsó-Tiszavidék

A Tiszaföldvár alatt fokozatosan kiszélesedő, az országhatárig terjedő, a Duna–Tisza közti hátság és a Körös–Maros közötti síkság által közrefogott terület Alsó-Tiszavidék néven vált ismertté. Az alacsony (80–85 m) tszf-i magasságú terület K-felé fokozatosan emelkedik, ezért a határvonalának a megrajzolása ott nem teljesen egyértelmű. Ny-on a Duna–Tisza közti hátság pereme éles határként jelentkezik.

A táj kialakulását a miocéntől napjainkig tartó süllyedés és feltöltődés jellemezte. A közel 4000 m mélységig süllyedt alaphegységet beltengeri, tavi és folyóvízi üledék takarja. Felszínének jelentős részét holocén üledékek borítják. A holocén alluviális síkságot a holtágak, morotvák, eróziós peremmel kiemelkedő eolikus felhalmozódások teszik változatossá.

Az algyői kőolaj- és földgázmező, az ásvány- és hévizek fontos természeti kincsei a tájnak (11. kép). Az Alsó-Tiszavidék az ország napfényben leggazdagabb tája, a napsütéses órák magas száma kedvez a hőigényes kultúráknak (szegedi paprika).

A Tisza- és a Maros mentén a ligeterdők, valamint a lakiteleki Tőserdő fűz-nyár-tölgyes ligetei védettek.

11. kép Paprikatermesztés a termálvízzel fűtött szentesi üvegház



3.4. Észak-alföldi hordalékkúp síkság

Az Északi-középhegység előterében a Közép-Tiszavidék irányába lejtő terület, amely a Gödöllői-dombságtól KÉK-i irányba a Szerencs-patak völgyéig húzódik. A hordalékkúpsíkságot az Északi-középhegységből az Alföldre érkező folyók építették. A közép-alföldi területek erőteljes süllyedése miatt legyezőszerűen kiszélesedő, vastag hordalékkúprendszer alakult ki. A vízfolyások a hordalékkúp-fejlődés törvényszerűségeinek megfelelően gyakran változtatták futásirányukat, közben vertikálisan és horizontálisan is változatos szemcseösszetételű üledéket halmoztak fel. A hordalékkúpok épülése a pleisztocén végéig tartott. Akkor a szerkezeti mozgások következtében a Tisza a járszági süllyedék irányába fordult és kettészelte a D-i, DK-i irányba nyúló hordalékkúpokat.

A hordalékkúp-síkság felszínére – a felszínfejlődésből adódóan – a folyóvízi formák (holtágak, morotvák) a jellemzőek. A hordalékkúpsíkság magasabb, szárazabb részein a pleisztocén végén futóhomokformák képződtek, amelyeket többnyire löszös köpeny borította. Az antropogén formák közül a Csörsz-árok, a kunhalmok, agyag- és vályog-gödrök, valamint a kavicsbányák tavai a legjellemzőbbek. A hajdani erdős-sztyepp tájat az ember teljesen átalakította.

3.5. Nyírség

A környezete fölé 20–50 m magasra kiemelkedő Nyírség hazánk második legnagyobb (5100 km²) hordalékkúpsíksága. A hordalékkúp anyagát az Északkeleti-Kárpátokból és az Észak-Erdélyből érkező vízfolyások halmozták fel. A Körös-vidék irányába hosszan elnyúló, szétterülő hordalékkúp épülését a würmben lezajlott szerkezeti mozgások szakították meg. A hordalékkúp középső részének emelkedése, valamint az É-i, ÉK-i területeken a peremsüllyedések kialakulása után a Nyírség élő vízfolyás nélkül maradt. A környezeténél magasabban elhelyezkedő száraz hordalékkúp felszínén megindult az eolikus felszínformálás. A munkaképes pleisztocén végi szelek a felszín folyóvízi homoktakaróját többször áthalmozták.

Így a legelterjedtebb földtani képződmény a futóhomok, melynek a vastagsága helyenként a 30 m-t is meghaladja.

Radiokarbon adatokkal sikerült kimutatni, hogy a felső-pleniglaciálistól kezdődően a felszín képe többször jelentősen átalakult. A pleisztocén végén – elsősorban a Nyírség Ny-i részén – löszös homok is képződött, amelynek a vastagsága a 2 m-t nem haladja meg. 2-3 m vastag homokos lösztakaró több helyen előfordul, de K-felé fokozatosan elvékonyodik. Típusos lösz csak a táj ÉNy-i keskeny sávját fedi. Feltárásokban a futóhomok rétegek közé települt löszös üledéket is megfigyelhetünk.

A víz és a szél felszínformáló tevékenységének köszönhetően a Nyírség az Alföld egyik legváltozatosabb, legszebb tája. Az egykori hordalékkúp emlékét őrzik az É–D-i irányú részben feltöltött folyóvölgyek maradványai, melyek futóhomokkal elgátolt szakaszaiban helyenként kisebb tavak, máshol nedves felszínű laposok alakultak ki. A táj morfológiai képében a futóhomokformák az uralkodók. Az egyes területek között jelentős eltérések vannak.

A Nyírség ÉNy-i részén löszös üledékekkel fedett szélbarázdák, garmadák és maradékgerincek fordulnak elő (12. kép). Feltűnő, hogy ezen a területen nagyobb reliefenergiájú buckás felszín csak kevés helyen látható.

A Nyírség középső részén Hajdúböszörmény–Vásárosnamény vonalában húzódik a vízválasztó, amelytől É-ra, ÉK-re a nagyobb méretű deflációs eredetű laposok és akkumulációs homokmezők váltakozása a jellemző. Nyírgelse határában egy ilyen homokmezőn található a Nyírség legmagasabb pontja (Hoportyó, 183 m). A Kisvárdá–Vásárosnamény vonaltól É-ra lehet látni a legszebb homokbuckákat, melyek magassága a 15–20 m-t is eléri. A Nyírség középső részén is a szélbarázdák, garmadák és maradékgerincek a legjellemzőbb formák.

A Nyírség DK-i részén a futóhomok az uralkodó. Erre a területre az aszimmetrikus parabolabuckák (13. kép) és az ÉÉK–DDNy-i irányú ősi medermaradványok (nyírvízlaposok) a jellemzőek. A belvízszabályozásokig a nyírvízlaposok megőrizték az Alföld ősi növényvilágát. A belső-alföldi területeknél kissé hűvösebb, csapadékosabb éghajlatú Nyírseget É-on gyöngyvirágos tölgyesek, D-en pusztai tölgyesek jellemezték. Napjainkig az eredeti növénytakaró csak kevés helyen maradt meg.

12. kép Szélbarázdás felszín Nyíregyházától Ny-ra



13. kép Aszimmetrikus buckák Bagamér határában



3.6. Hajdúság

Az ÉK-alföldi nagy hordalékkúp nyugati peremén É–D-i irányban hosszan elnyúló középtáj. A Nyírséghez hasonlóan a középső részei a legmagasabbak. Innen É-ra a Tisza és D-re a Körösök irányába fokozatosan lejt a terület. Ny-on a Hortobágy síkjából feltűnően emelkedik ki.

Középső legmagasabb részén a pannon képződmények 40–50 m-re megközelítik a felszínt. Ezeken a helyeken már a gүнз második felében megindulhatott az eolikus rétegek képződése. A táj egyéb részein a würm közepéig illetve a végéig tartott a folyóvízi üledék lerakódása.

Hajdúböszörmény szélességétől É-ra fekvő területeken a würm utolsó glaciálisában futóhomok buckákat alakított ki a szél, amelyeket vékonyabb-vastagabb löszös köpeny fed be. A déli mélyebb fekvésű területein ártéri löszök, lösszerű üledékek váltak jellemzővé. A táj magasabb részeire jellemzőek az ÉNy–Ny, DNy-i irányban lefutó eróziós-deráziós völgyek.

A Hajdúság termálvize és földgáza fontos természeti erőforrások.

3.7. Körös-vidék

A Nyírség, Hajdúság, Hortobágy és a Maros hordalékkúpja által övezett, az Erdélyi-középhegység alföldi pereméig átnyúló tökéletes síkság magába foglalja a Nagy- és Kis-Sárrét, a Bihari-sík és a Kettős-Körös lapályának területét.

A Körös-vidék a pleisztocénban és a holocénban az Alföld nagy víz- és üledékgyűjtője volt. A folyó- és belvз-szabályozási munkálatok előtt a felszínét mocsarak, lápok és vízzel borított területek jellemezték. Az ember letelepedésére a vízi világból a környezetük fölé 1–3 m-el kiemelkedő folyóhátak, mint ármentes területek váltak alkalmassá. A honfoglalás előtti időkben a kunhalmokat is ezekre építették. A vízrendezés után teljesen megváltozott a táj képe. A kultúrtájat a morotvák és folyóhátak mellett az antropogén formák jellemzik.

3.8. Körös–Maros közі síkság

A Körös, Maros és a Tisza által közrefogott síkság az Ős-Maros hordalékkúpépítő tevékenységének az eredménye. A legyezőszerűen elterülő hordalékkúpon a pleisztocén végén ártéri és száraztérzini lösz képződött. A kissé magasabban fekvő ármentessé vált felszíneken a folyóvízi homokot a szél buckákba halmozta. A táj felszínét, a néhány helyen előforduló homokbuckák mellett, az elhagyott folyómedrek teszik változatossá. A Békés-Csanádi hát néven is emlegetett síksági területen kiváló minőségű mezősgéi talajok alakultak ki. A területen feltárt kőolaj- és földgázmezők, valamint a termálkutak országos viszonylatban is jelentősek.

Irodalomjegyzék

Borsy Z. (1989): Az Alföld hordalékkúpjainak negyedidőszaki fejlődéstörténete. *Földrajzi Értesítő* XXXVIII. 3-4. pp. 211–224.

Borsy Z.–Félegyházi E. (1983). A vízhálózat alakulása az Alföld É-i részében a pleisztocén végétől napjainkig. *Szabolcs-Szatmári Szemle*, 3. pp. 23–32.

Lóki J. (1997): Az Alföld általános képe. A dunai Alföld. A tiszai Alföld. in: *Pannon Enciklopédia Magyarország földje*. Szerk.: Karátson Dávid Budapest. Kertek 2000. pp. 296–301.

Sümeghy J. (1944): *A Tiszántúl, Magyar tájak földtani leírása* 6. A Magyar Királyi Földtani Intézet Kiadása, Attila-nyomda Rt., Budapest, 99–135.

<http://hu.wikipedia.org/wiki/Pannon-tenger>

NOVÁK TIBOR JÓZSEF

A Hortobágy tájföldrajza

1. A TÁJ HATÁRAI

A Hortobágy kistáj a Közép-Tiszavidéki középtáj részeként a környező löszös, kissé magasabban fekvő és ezért többnyire ármentes kistájaktól mélyebb fekvésű, túlnyomóan szikes talajokkal borított legelőtájként különül el. Határai azonban nem élesek, hiszen a Hortobágy területén is akadnak magasabb fekvésű, szántóként is hasznosítható térszínek, ugyanakkor a környező kistájak mindegyikén előfordulnak a Hortobágyhoz hasonlóan belvizes, mocsaras, és szikes területek is. Döntő inkább ezek egymáshoz viszonyított aránya, hiszen míg a környező kistájakon a szikesek, mocsarak a felszín mélyedéseihez köthetők, és a táj átlagos magasságú felszíneit mezőgazdasági területek borítják, addig a Hortobágyon a legjellemzőbb 87-92 méter közötti tengerszint feletti magasságban elterülő térszínen a szikes puszták a meghatározók. Felszíne észak-északkeletről dél-délnyugati irányba nagyon enyhén lejt. Északi és déli határai között mintegy 60 km-es távolságon belül 5-6 méteres szintkülönbség adódik. Legmagasabb pontja: a Fürj-halom Hajdúnánás határában (106 m), legmélyebben a Hortobágy folyó levágott révzugi kanyarulatának medre, az Ágotai hídtól délkeletre 84,5 méteren fekszik a tengerszint felett.

A Hortobágy, mint kistáj kelet felé a Hajdúhát löszös hátságával, délkeleten a Dél-Hajdúsággal, délen a Nagy-Sárréttel, délnyugaton és nyugaton a két nagykunsági kistájjal: a Szolnok-Túri-síkkal és a Tiszafüred-Kunhegyesi-síkkal, míg északnyugaton a Közép-Tiszai ártérhez tartozó Borsodi-ártérrel és a Taktaközzel határos (Marosi – Somogyi 1990). Kiterjedése mintegy 1700 km². Legmarkánsabban a kelet felé kiemelkedő, löszös Hajdúháttól válik el, amely kis távolságon belül 10-15 méterrel emelkedik a Hortobágy síkja fölé. Ez a magasságkülönbség a Dél-Hajdúság felé mérséklődik, 2-3 méterre csökken. Legbizonytalanabb határa déli irányban a Sárrét felé. A Berettyó felé tartó Hortobágy folyó itt medrét vesztette, kiterjedt mocsárvidék nyelte el. A kistáj határa erre többé-kevésbé a vízszabályozáskor kialakított mesterséges Hortobágy-Berettyó csatorna medre közelében vonható meg. A nagykunsági kistájak a Hortobágy felszíne fölé emelkednek, de éppen a határos területeken számos mocsarakkal kitöltött, kiterjedt mélyedés, illetve szikes lapos váltakozik egymással. Ezeken a területeken inkább a Nagy-kunság jellemzően élénkebb és fiatalabb, elhagyott medrek és magasabb löszhátak által tagolt domborzata és a Hortobágy viszonylagosan formaszegény, egyhangúbb, és idősebb felszíne között húzható képzeletbeli választóvonal. A Borsodi-ártér és a Taktaköz felé a Tisza árterét határoló, a Hortobágy szintje fölé magasodó folyóhátak, illetve a Tisza megjelenését megelőző időszakból származó, lösszel borított homokbuckák vonulata jelenti a táj határát. A határ erre sem éles, hiszen a folyóhátakat fokok, természetes árvízkitörési helyek szaggatják meg, ahol a tájak elkülönítése bizonytalanná válik.

A nemzeti park és a táj határai nem esnek egybe. A Hortobágy kistáj jelentős része nem tartozik a nemzeti parkhoz, viszont a nemzeti parkon belül számos olyan terület található, amelyek a Hortobágy kistáj határain kívül vannak. A nemzeti park a kistáj területének déli kétharmadán található, az északi Hortobágy egykori kiterjedt mocsárvidékeinek (Veres-nád) lecsapolását követően létrejött mezőgazdasági területekre nem terjed ki.

Ezzel szemben a szomszédos tájak közül jelentős részt foglal el a Tiszafüred-Kunhegyesi síkból. A Borsodi-ártér területére nyúlnak át az Ohati- az Újszentmargitai erdő védett területei. A Tiszafüredi madárrezervátum egy része pedig a Hortobágyal már nem is szomszédos kistáj, a Hevesi-ártér területén található.

2. FÖLDTÖRTÉNET, FELSZÍNFELJÖDÉS

A harmadidőszakban a Kárpát-medence mélyebb fekvésű területeinek túlnyomó részét kitöltő tenger a hegységkeretből lefutó folyók, patakok üledékével folyamatosan feltöltődött. A feltöltődő tengerág egyre sekélyebbé vált, a világtengertől való elszigeteltsége folytán tóvá édesedett, majd a pannon időszak végére (mintegy 5 millió éve) teljesen kiszáradt. Az ebből az időszakból származó üledékek több száz, néhol több mint ezer méter vastagságban találhatók meg az Alföld mélyebb fekvésű területei, így a Hortobágy alatt is. Bár a harmadidőszaki rétegeket még több mint 100 méter vastagságú pleisztocén képződmények borítják (Borsy 1969), jelentőségük mégis óriási. A Hortobágyon és környékén feltárt földgáz- és termásvíz-készletek túlnyomó többsége ugyanis ezekhez a laza, trópusi sekélytengeri homokrétegekhez köthető. Pórusokban gazdag, víztartó jellegűknél fogva a rétegvizek többsége is ezekben tárolódik (Sümeghy 1944). A jelentős vastagságban felhalmozott harmadidőszaki medencekitöltésekben tárolódó víz, illetve gáz kitermelését megkönnyíti, hogy egymásba fogazódó rétegeik felboltozódása, illetve a medenceperem felől rájuk nehezedő nyomás következtében a víz illetve a szénhidrogének ún. csapdák területén felfelé vándorolnak. Amint az ilyen csapdákat fúrásokkal ütik meg, a ránehezedő nyomás következtében a víz, illetve a felette felhalmozódott szénhidrogének szivattyúzás nélkül törhetnek a felszínre. Közismert jelenség például, hogy a Hortobágy környéki fúrt kutak egy jelentős része, még a 1970-es évek derekán is „gázos” volt: azaz a vízzel együtt felszínre törő földgázt akár meg is lehetett gyűjtani, így az a csőből kiáramló víz felett kékes lánggal égett. A régebben fúrt kutak többségéből azóta nem csak a gáz szökött el, de a nyomáscsökkenés következtében már a víz sem emelkedik a felszín fölé, így vagy szivattyúzni kell, vagy egyre mélyebb fúrásokat létesíteni.

A mélyben felhalmozódott vízkészletek nem csak fúráskor, de a geológiai rétegek törései, repedései és pórusai mentén a rájuk nehezedő nyomás következtében, természetes úton is felfelé áramolhatnak. Így helyenként szerepük lehet a felszínhez közelebbi réteg-, és talajvízkészletek pótlásában is.

A harmadidőszak végére a pannon beltő feltöltődött, a szárazra került felszínen a folyóvízi felszínformálás vált uralkodóvá. A hegységkeret felől érkező vízfolyások változatos üledéksorokat raktak le a területen. Az akkori vízhalózatot alkotó folyók természetesen csak igen nehezen, feltételeken köthetők a mai vízfolyásokhoz, hiszen sem vízjárásuk, sem medrük méretei nem hasonlítottak mai utódaikéhoz. A folyóvölgyek iránya és a folyóvízi rétegsorok vastagságának, anyagának térbeli változásai alapján a geológusok elsősorban a Sajó, a Hernád, és a Bükkből érkező patakok (Eger, Laskó) vízgyűjtő területéről származó vízfolyások szerepét emelik ki a Hortobágy harmadidőszak végi üledékeinek felhalmozásában (Franyó 1966, Sümeget al. 2000).

A negyedidőszak kezdete (mintegy 2,5 millió éve) jelentős lehűléssel és szárazodással köszöntött az alföldi területekre. A pleisztocén teljes időtartamát legalább hat hideg (jégkorszakok, interstadiálisok) és öt enyhe, esetenként a mainál is melegebb (interglaciális) időszakra tagolják. A folyók vízjárása a jégkorszakok során szélsőségesebbé vált, vízhozamuk csökkent. A fagyaprózódás a hegységekben jelentős lehetett, de a vízhiány következtében a törmelék nem tudott elszállítódni.

A korábbi folyóvízi üledékből a száraz, hideg szelek jelentős mennyiségű port fújtak ki, amely a hordalékkúpok peremén löszréteggént rakódott le (Borsy 1969, 1989). A meleg, csapadékos interglaciálisokban az előző jégkorszakok löszrétegeit a csapadék és a folyók erodálták, áthalmozták, ugyanakkor a hegységekből lehordott törmeléket a megnövekedett vízhozamú folyók a medence központi területei felé szállították el. A Hortobágy északi és központi területein a Sajó és a Hernád hordalékkúpja terül el a mélyben. Üledékeinek összvastagsága helyenként eléri a 100-160 métert, anyagát a hegységtől távolodva egyre finomabb üledékek jelentik, így az 50-75 méter mélységben elhelyezkedő kavicsos rétegek csak Máta - Balmazújváros vonaláig hatolnak (Franyó 1966). Ettől délre a Sajó-Hernád hortobágyi hordalékkúpja már csak homokból és iszapból épül fel. A hordalékkúp felszínén az interglaciálisok aktív folyóvízi felszínformálásának időszakaiban meanderek, elhagyott folyómedrek és folyóhátak jelentettek változatosságot. Az ezeket követő interstadiálisok hideg, száraz időszakaiban a vízfolyások felszínformálása lelassult. A korábbi ártéri formákra helyenként hullóporos üledék, lösz rakódhatott, amit azonban az újabb interglaciálisok csapadékból időszakaiban az áradások részben elmostak, erodáltak, agyag és iszaprétegekkel keverték át.

A felszínfejlődés fenti menetébe jelentős fordulópontot hozott a Tisza nagy mederáthelyeződése a felső pleniglaciális időszakban (mintegy 22–25 000 éve). A korábbi nyírségi hordalékkúpját addig délről – a mai Ér-völgy, Berettyó vonalán – megkerülő folyó a beregi, bodrogi területek süllyedése folytán a Nyírséget immár északról kerülte meg. A Tisza Tokaj alatti szakaszának egyidejű futásvonaláról megoszlanak a nézetek.

A Tisza mederváltozása a Hortobágy további fejlődésére nézve döntő változásokat hozott magával. Az eddigi felszín alakítását irányító ősi vízfolyásokat (Eger és más bükki patakok, Sajó, Hernád, Szerencs-patak) a Tisza elvágta egykori árterüktől (Sümei 2000, Félegyházi – Tóth 2003). Az élő vízfolyás nélkül maradt ártér felszínfejlődése az eddigitől gyökeresen eltérő irányt vett. A kiszáradó ártéri üledékeket száraz hideg szelek formálták tovább, csak a hajdani folyómedrekben maradhettek fenn lápok, mocsarak. A Hortobágy északi és nyugati szegélyén, a hegységekhez közelebb lerakódott folyóvízi homokból futóhomokformák jöttek létre. A táj nagyobb részén az ártéri üledékekre az abból kifújt porból vékony, változó vastagságú löszlepel települt. A korábban kialakult homokbuckákat a Kunsággal szomszédos és a Tisza menti területeken is vékony löszréteg fedte be, amely a buckák magasabb, ármentes helyzete miatt máig megmaradhatott. A mélyebb fekvésű területeken a lösztakarót a későbbi nedvesebb klímaperiodusok árvizei áthalmozták és ártéri iszappal keverték el.

A táj észak-nyugati határán a Tisza árterét kísérő folyóhátat áttörő fokok sorozatán keresztül a nagyobb áradások vize eljutott a Hortobágy területére. Ezek az árvizek azonban az élő vízfolyástól távol kerültek, energiájuk csekély volt, így folyóvízi formák kialakulására a továbbiakban nem volt mód. Sőt, az ártéren pangó víz a lebegtetett hordalékot hátrahagyva a mélyedéseket fokozatosan feltöltötte, míg a korábbi időszakban épült folyóhátakat, övzátányokat erodálva egyre inkább elegyengette. Ezáltal a korábban kialakult ártéri, folyóvízi formák magasságkülönbségei jelentős mértékben lecsökkentek.

A korábban elhagyott Tisza-mederként elkönyvelt hortobágyi Halas-fenéken mélyített fúrásokból származó, kormeghatározásra alkalmas üledékek (faszén, karbonátok) vizsgálatából kiderült, hogy annak lefűződése és lassú feltöltődése már mintegy 20–30 000 évvel ezelőtt megkezdődött.

Akár a Tisza, akár más folyó alakította tehát ki, annyi bizonyos, hogy meglehetősen hosszú idő állt rendelkezésre a medermaradvány feltöltődésére. Ennek ellenére a felszín többé-kevésbé őrzi az egykori meder vonalait. Feltételezhető tehát, hogy a meder elhagyottá válását követően jelentősebb felszínátalakulásra már nem került sor, ez pedig nagyon könnyen elképzelhető egy folyóitól megfosztott ártéren. Sokkal kevésbé valószínű, viszont, ha a holocén elejéig a Tisza aktív felszínformálásával kell számolnunk.

3. FELSZÍNI GEOLÓGIAI KÉPZŐDMÉNYEK

A tájegység legjellegzetesebb kőzetei a felszínen 10-12 méteres vastagságban található pleisztocén kori ártéri löszös üledékek, ún. ártéri löszök. A hullóporos üledékek e nedves térszínen kifejlődött változatai helyről helyre eltérő agyag, illetve iszap részaránnal jelennek meg. Az ártéri löszös üledékeket az alacsonyabb térszíneken helyenként saját anyagukból származó, de az ár- és belvizek által áthalmazott holocén iszapréteg borítja be. Ugyancsak holocén képződmények a Hortobágyon foltokban, elsősorban vízállásos laposokban és elhagyott medrekben a felszínen mintegy 0,2 -2 méteres vastagságban megjelenő réti agyagok (Sümeghy 1944). A név voltaképpen félrevezető, hiszen ezeknek az üledékeknek a tényleges agyagtartalma (0,002 mm-nél kisebb átmérőjű részecskék) csak ritkán haladja meg a 60%-ot. Sajátos jellemzőjük magas szervesanyag-tartalmukból fakadó szürkés színük, amely a felhalmozódás igen lassú, biogén jelenségekkel kísért folyamatának következménye. A táj északi és nyugati peremén előforduló buckák anyaga futóhomok, amit többnyire vékony (20-150 cm) lösztakaró fed be.

4. FELSZÍNI FORMÁK

A Hortobágy geomorfológiailag legjellegzetesebb, legismertebb képe, az asztallap-simaságú síkság. Alaposabban szemlélve ez a sík hátakra tagolódik, hajdani folyómedrek maradványai szabdalják fel, kunhalmok és padkás szikformák tarkítják. Ennek ellenére tény, hogy a nagyformák tekintetében elsősorban azok hiánya a szembeötlő.

A tökéletes simaságú hortobágyi táj kialakulását a korábbi felszínfejlődési modell alapján a Tisza oldalazó eróziójával magyarázták. Eszerint a folyó az egész Hortobágyot bekalandozta, miközben a korábbi ártéri, folyóvízi formákat elegyengette. A jelenlegi formakincs ebben az esetben a Tisza késő glaciálistól a holocén szubboreálisig tartó elegyengető tevékenységének eredménye lenne.

Amennyiben azonban – ahogyan azt az újabb kutatások valószínűsítik (Szöör et al. 1992, Sümegei 2000) – a Tisza legkésőbb a pleisztocén végén (25 000–15 000 éve) mai helyére került, akkor a Hortobágy korábbi ártéri formáinak elsimításában a Tiszának nem, csak a Hortobágyon szétterülő árvizeinek jutott szerep. Ennek értelmében a Sajó, a Hernád és a bükk patakok által kialakított medrek, folyóhátak, övzátonyok elsimításában a nagyon lassan mozgó, sokáig időző és csekély mennyiségű finom hordalékot szállító árvizek eróziója, valamint a szikesedés előrehaladtával a padkás erózió volt a két legfontosabb tényező.

A felszínfejlődés tisztázatlan kérdéseinek ellenére elmondható, hogy a Hortobágy formakincse alapvetően egykori folyóvízi felszínfejlődés nyomait őrző formák későbbi folyamatok által nivellált maradványaiból áll. Az ártéri formakincs ellapulásában a térségen szétterülő ár- és belvizek elegyengető hatása, a negatív formák részben biogén feltöltődése és a padkásodás játszottak főszerepet.

4.1. Medermaradványok

A Hortobágy legszembetűnőbb felszínalakítási képződményei a táj jelentős részét behálózó, gyakran egymásba fonódó medermaradványok. Eredetük, koruk és az őket kialakító folyó éppen a felszínfejlődéssel kapcsolatos vitás kérdések miatt a legtöbb esetben nem állapítható meg egyértelműen. A kanyarulatok ívhossza, futásfejlettsége, a medrek mélysége, illetve feltöltöttségének mértéke alapján számos, rendkívül különböző medergenerációval találkozhatunk a tájon. A legnagyobbak a Halasfenék, Papere, az egykori Csécs-mocsár és Kun György-tó, a Hortobágy folyótól nyugatra, valamint a Kadarcs kanyarulatai a táj keleti peremén. Ezeknek a hajdani kanyarulatoknak az átmérője olykor több kilométer, a medermaradványok szélessége is megközelíti, vagy meghaladja a 100 métert. Mélységük azonban a hosszan tartó feltöltődés következtében már igen csekély: az egykori mederfenék általában csak 1,5-2 méterrel van mélyebben a környező térszíntől. Ha a medret folyóhát is kíséri, akkor a hát teteje és az egykori mederfenék között ez a különbség valamivel nagyobb.

4.2. Folyóhátak

A jelentősebb medreket általában a kanyarulatok külső ívén, de néhol mindkét oldalról kísérő háts kiemelkedések. A geomorfológiai szakirodalomban természetes gátaknak is nevezik, hiszen a legtöbb síkvidéki folyó mentén valóban gátként magasodnak közvetlenül az élő vízfolyás medre mentén. Kialakulásuk oka az áradások dinamikájában keresendő. A hevesen áradó vízfolyás jelentős mennyiségű hordalékot hoz magával, amelynek mozgásban tartásához energiára van szükség. A mederből az ártérre kilépő víz azonban lelassul, mozgási energiája hirtelen lecsökken, ennek következtében a legdurvább üledéket, amelynek mozgatásához már nem marad elegendő energiája, rögtön a parton lerakja.

A folyóhátakat felépítő üledék anyaga ezért mindig kissé durvább, mint a mögötte elterülő ártér üledékei. Ez a különbség a Hortobágyon nem jelentős. A hátak anyagában az iszap és a finomhomok-frakció arányának növekedése csak néhány % a környező üledékekhez képest. A folyóhátak az őket felépítő medrek inaktívvá válásával pusztulásnak indulnak. A csapadékvíz, belvíz és az árvizek folyamatosan erodálják, miközben a szomszédos medermaradvány feltöltődik. A nagyon régen elhagyottá vált medrek és folyóhátak közötti szintkülönbség ezért minimálisra csökken.

A folyóhátak maradványainak jelentős szerepe van a táj későbbi fejlődésében is. Mint ármentes térszínek ezek jelentették az első megtelepedésre alkalmas helyeket. A legtöbb folyóháton ezért kunhalmok sorakoznak. Szintén ármentes helyzetükből fakadóan talajuk nem, vagy csak kevésbé szikes, így ezek a területek a Hortobágyon egyébként nem jellemző mezőgazdasági művelés számára is megfelelőek.

4.3. Övzátonyok

A folyókanyarulatok belső oldalán a durvább mederüledék lerakódásából keletkező zátonyok. Megjelenésük a folyóhátakhoz hasonló. Azoktól azonban alacsonyabbak, mindig a kanyarulat belső oldalán helyezkednek el, és több párhuzamos vonulatba rendeződve, a zátonyok ívét követő, mélyebb fekvésű sarlólaposokat zárnak közre. Az övzátonyok anyagára jellemző, hogy még a folyóhátaknál is durvább üledékből állnak, hiszen mindig a mederüledék leglassabban mozgatott frakciójából halmozódnak fel.

A hortobágyi idős, erodált és elegyengetett övzátony-maradványok esetében ez a különbség a homok- vagy iszaptartalom néhány százalékos növekedésben nyilvánul meg. A köztük levő sarlólaposok peremén a talaj lazább szerkezete, jobb vízvezető képessége következtében gyakran sófelhalmozódásos, szoloncsákos szikeseket figyelhetünk meg, amelyek a Hortobágy szolonyec szikesei között nem tekinthetők általánosnak.

4.4. Fokok

A folyó áradásakor az árvíz ártérre történő kiáramlásának, illetve apadáskor a víz folyómederbe való visszahúzódásának a helyei. Létrejöttük egy-egy hevesebb áradás következménye, amikor a hirtelen áradó folyó a folyóhátak magaslatait átszakítva áramlik ki az ártérre. Általában rövid életű képződmények az ártéri üledékek átrendeződése folytán hamar feliszapolódnak, vagy éppen a meder áthelyeződése folytán funkciójukat veszítik. Az egykori folyóvizi formákhoz kötődő fokoknak a Hortobágyon már csak roncsai figyelhetők meg. Gyakori eset, hogy a természetes fokokat folyamatosan kimélyítve, karbantartva az áradás szabályozására, vagy a víz levezetésére használták. Történeti források mesterségesen létesített fokokról is megemlékeznek. A Hortobágyon a fok földrajzi fogalmától árnyalatnyi eltéréssel általában a kiáradt vizek levezetésére szolgáló fokokat nevezték csak foknak. Jobbára azokat, amelyek a Hortobágy folyóba vezették a vizeket (Zámi-fok, Malomházi-fok, Fecske-fok stb.).

4.5. Laposok

A puszta nagyobb kiterjedésű, mélyebb fekvésű belvizes, mocsaras területeit laposnak, gyakrabban fenéknek nevezik. Geomorfológiai szempontból nem egységesek, hiszen vannak közöttük olyanok, amelyek széles övzátonyok által körülvett mélyedések, azaz sarlólaposok (Zám: Kondás-fenék), mások egyszerűen a háttól elgátolt, gyér lefolyású mélyedésekben alakultak ki (Pentezug: Kincses-fenék), megint mások óriási folyómeder-maradványok teljesen még fel nem töltődött mély fekvésű részei (Zám: Halas-fenék, Ágota-pusztá: Kanászlapos).

4.6. A padkásszik

Amilyen egyhangú a Hortobágy felszíne a nagyformák tekintetében, olyan változatosak a szikes talajú területeken a feltalaj eróziója következtében kialakult szikes kisformák. A fizikai és kémiai tulajdonságok alapján egymástól élesen elkülönülő réti szolonyec talajú területeken a laza, elporosodó, kilúgzott feltalaj nagyon gyakran, és könnyen válik az erózió áldozatává. Ezt a folyamatot a legelő állatok taposása ugyanúgy kiválthatja, mint a járművek kereknyomai. Ugyanakkor nagyobb reliefű területeken, például folyóhátak peremén, természetes módon is bekövetkezik a tavaszi belvizek parti zónájában. A feltalaj lehordódását követően a szikes altalaj kerül a felszínre, amely a felhalmozott sók zömét tartalmazza, agyagban gazdagabb, a vizet nehezen átvesztő: egyszerűen a növényzet számára igen kedvezőtlen tulajdonságokkal rendelkezik. A padkás szikes területeken számtalan zezugos vonal mentén válik el egymástól a még ép, gyeptakaróval fedett magasabb felszínű terület és az erodált, ezért alacsonyabb, gyér, sótűrő növényzettel alig benőtt felszín. A kettőt elválasztó 5-25 (50) cm magas miniatűr tereplépcső a szikpadka. Felette a gyeptakaróval fedett térszín a padkatető, alatta a mélyebb fekvésű a szikfok. Ha a kettő közti átmenet, nem éles, padkaszerű, akkor sziklankát is megkülönböztetnek.

Az erózió erősségétől, a feltalaj erodálhatóságától és vastagságától függően a szikes mikroformák igen változatos megjelenésűek. A szikfokot gyakran beborító világosszürke kovasavas réteg, a padkaperem és az összeropadozott felszínű, vagy éppen esővízzel borított szikfok jellegzetes elemei a hortobágyi tájnak. A pusztai utak felhagyásával, a legeltetés intenzitásának csökkenésével az erózió lassul, a padkás szikesek részben befűvesednek.

4.7. Szikerek

A csekély lejtésű, szikes felszínen a csapadékvíz, hólé bizonyos körülmények között csak igen lassan tud beszivárogni a talajba. Ezért csapadékos időszakokban a sík domborzat ellenére belvíz halmozódik fel. A lejtés irányában lassan mozgó, levonuló víztömeg hosszútávon jelentős eróziós tevékenységet fejt ki. Különösen olyan területeken, ahol a padkásodás következtében már erodált felszínek vannak jelen, a lejtés irányából lassan hátravágódó, csekély mélységű, keskeny erek, szikerek jönnek létre. A belvíz levonulását követően ezek vízutánpótlása megszűnik, így teljesen kiszáradnak. Számos szikér egymásba torkollásával viszonylag szélesebb formák is létrejönnek, amelyek mérete az elhagyott folyómedrekével összevethetők, eltérő képződési körülményeik miatt azonban a hasonlóság pusztán felszínes. A szikes talajok eróziójával létrejött nagy méretű szikerek a Nagyg-ér, és a Csíkos-ér Angyalháza, Szelencs területén, Nádudvar határában.

5. A HORTOBÁGY TALAJA

5.1. Szikes talajok

A mai magyarországi talajosztályozási rendszer, amely genetikai és talajföldrajzi elvekre épül, egyik fő típusát alkotják a szikes talajok. A fő típusba öt talajtípus került besorolásra: ezek közül a szoloncsák és a szoloncsák-szolonyec talajok a Hortobágyon nem fordulnak elő, annál inkább jellemző a réti szolonyec, a sztyeppesedő réti szolonyec, és helyenként a másodlagosan elszikesedett talajok (Szabolcs 1954).

5.1.1. Réti szolonyec talajok

A szikesedés mellett ezeknél a talajoknál is erős vízhatás érvényesül, ezért a hazai szolonyecok „réti szolonyecok”. A talajvíz mintegy 1,5-3,0 mélyen helyezkedik el, így az altalaj ugyan vízhatás alatt áll, a feltalajban azonban a kilúgzás lehetősége is fennáll. Ebből következik, hogy a sófelhalmozódás maximuma is a mélyebb rétegekben található, a B-szint viszont erősen agyagos, oszlopos szerkezetű.

A réti szolonyec talajoknál az A-szintből csapadékvízzel kimosódó, lefelé vándorló anyagok a így a nátriummal komplexet képezve vízzoldhatóvá váló humuszvegyületek és az agyag is a B-szintben halmozódnak fel. A kicserélhető formában jelenlévő nátrium aránya is és az oldható sók koncentrációja is ebben a szintben a legnagyobb. Erre a szintre jellemző, hogy anyagai vízzel érintkezve ragadóssá válnak, mert a nagymennyiségű nátriumot kötő kolloidok megduzzadnak és peptizálódnak. A kiszáradt talaj pedig erősen repedezik. Tápanyagtartalma számottevő, tápanyag-gazdálkodásuk azonban – a talaj szélsőséges sajátosságai miatt – rossz. A réti szolonyecnek több altípusa és változata van, amelyeket az A-szint vastagsága, a vízben oldható sók mennyisége és minősége, a karbonáttartalom eloszlása, valamint a szologyosodás mértéke szerint osztályozunk. A szoloncsákos változatok esetében talajvíz kapilláris zónája eléri a talajfelszínt és ezeken a helyeken száradáskor sóvirágzást okoz. Az így létrejövő sókéreg főként nátrium-szulfátból, nátrium hidrokarbonátból és nátrium-kloridból áll.

Felszíni sókivirágzás kialakulása a Hortobágyon ritka, a kovasavtól fehérülő szikfokokkal nem tévesztendő össze. A réti szolonyec a Hortobágy legelterjedtebb szikes talaja, gyakoriak szologyos és szoloncsákos változatai.

A padkásodás a szolonyeczek jellegzetes eróziós formája (Strömpl 1931), amelynek a következtében az A-szint lehordódása után közvetlenül a kedvezőtlen tulajdonságú B-szint kerül a felszínre. Az A-szinttel még rendelkező („padkatető”) és attól megfosztott felszín („szikfok”) a padkaperemnél miniatűr tereplépcsővel válik el. A padkatető és a szikfok növényzete egymástól markánsan különbözik (Tóth – Rajkai 1994): míg a padkatetőn a kedvezőbb adottságú A-szintben gyökerező fajok zárt gyeptakarót alkotnak, addig a felszínre került B-szintben csak kifejezetten sótűrő sziki növényfajok képesek megmaradni, de zárt gyeptakarót ezek sem alkotnak. A padkásodás folyamatát a reliefenergia megnövekedése, a taposási igénybevétel, valamint a heves csapadékok felgyorsítják, míg csapadékszegény időszakokban, kevésbé intenzív igénybevétel mellett a padkás erózió lelassul, a padkák pereme befüvesedik. A padkatetők és a padkaelőteret borító kovasavtól messze fehérülő szikfokok alkotta mozaik a Hortobágy igen jellegzetes és értékes élőhelytípusa. Talajtani szempontból megemlíthető, hogy míg a padkás térszínek padkatetőinek talaja az esetek túlnyomó többségében szologyos, a szikfokok talaja pedig szinte minden esetben szoloncsákos.

5.1.2. Sztyeppesedő réti szolonyec talajok

A talajvíz szintje ezekben a talajokban mélyebben, 3 m alatt található ezért a kilúgzás jobban érvényesül. Az A-szintjük vastagabb és a szikesedést okozó sók és a szénsavas mész mélyebbre húzódik. A szerves anyagok a talajvíz hatása alól mentesült rétegekben – aerob viszonyok között – átalakulnak, feketés színük megbarnul, a humuszminőség javul. A talajvízszint süllyedése természetes úton vagy emberi beavatkozás révén is bekövetkezhet. A talajszelvény tagolódása hasonló a réti szolonyecékre, de a szintek lényegesen kedvezőbb tulajdonságúak. A feltalaj gyengén savanyú vagy semleges, a „B”-szint gyengén lúgos, az alapkőzet erősen lúgos kémhatású. A talaj vízgazdálkodása jobb, mint a réti szolonyecé. A sztyeppesedett felső szint képes a befogadni vizet, így lehetővé válik a talaj beázása. Kedvezőtlen tulajdonságokat csak a B-szint alsó része mutat. Tápanyag-gazdálkodásuk is jóval kedvezőbb a többi szikes talajéhoz viszonyítva. Ilyen talajokat a Hortobágyon elsősorban magasabb domborzati helyzetben, hátakon találunk, helyenként szántóföldi művelés alatt állnak.

5.1.3. Másodlagosan elszikesedett talajok

Azokat a talajokat soroljuk ide, amelyek szikesedését az emberi tevékenység következtében megváltozott körülmények idézték elő. Elsősorban a szakszerűtlen, körültekintés nélküli öntözés lehet ilyen tevékenység. A túlóntözés hatására emelkedhet a sós talajvíz szintje és megindul a sók felfelé áramlása, ill. felhalmozódása.

A szikes talajok jelentős területi kiterjedése ellenére sem kizárólag szikes talajok borítják a Hortobágy egészét. A táj mélyebb fekvésű, korábban tartósan mocsaras, vízzel borított térszínein, az elhagyott folyómeder-maradványok fenekén, övzátonyok közötti mélyedésekben réti talajokat találunk. A magasabbra kiemelkedő hátakat, a táj peremén előforduló buckás térszíneket csernozjom és réti csernozjom talajok borítják. Réti talajok nagy, összefüggő területen is megjelennek a Hortobágy északi részén, Görbeháza környékén, ahol a lecsapolási, csatornázási munkákat megelőzően egész évben vízjárta, nádas-mocsaras rétségek terültek el (Veresnád-mocsár). A táj egyéb területein az uralkodó réti szolonyec talajok között csak kisebb foltokban, színező elemként jelennek meg a fenti talajtípusok.

5.2. Réti talajok

A táj mélyebb fekvésű területein fordulnak elő a réti talajok főtípusába tartozó talajok. Állandó vízhatás alatt állnak – a talajvíz a felszínhez közel: 0,5-1,5 méter mélységben van. Az év egy részében felszíni vízborítást kaphatnak, ennek időtartama néhány hét, vagy hónap, de a vízrendezéseket megelőzően sokkal jellemzőbb lehetett.

A Hortobágy réti talajainak jelentős része a szikesedés jeleit is magán viseli. Ez azt jelenti, hogy a talaj dinamikáját ugyan a réti talajokra jellemző folyamatok határozzák meg, de egyidejűleg vagy vízben oldható, vagy a kolloidok felületén adszorbeált formában sófelhalmozódás is jelentkezik. Előbbi esetben szoloncsákos, utóbbiban szolonyeces réti talajokról beszélünk. A Hortobágyon különösen a szolonyeces réti talajok kiterjedése jelentős az egykori rétek, mocsarak időszakosan vízzel borított területein. Szintén jellemző, hogy olykor nem Na^+ , hanem Mg^+ ionok felhalmozódása okoz kedvezőtlen talajtulajdonságokat („magnézium-szikesség”). A réti talajok gyakran szolonyeces jellege mindenképpen figyelmeztet arra, hogy a talajképződést befolyásoló tényezők (talajvízszint, felszíni vízellátottság, vegetáció stb.) megváltozásával a szikes talajszint helyzetének elmozdulása, a talajfejlődés irányának megváltozása is együtt jár. Így például a talajvízszint süllyedése gyakran eredményezett másodlagos szikesedését korábbi szolonyeces réti talajokban.

A Hortobágy réti taljai mély humuszos szintű, egészen sötét (szurokfekete) színű, agyagban gazdag, kötött, levegőtlen talajok. A nemzetközi (WRB) talajosztályozásban többségük a „vertisol”-ok típusába sorolható. A sötét szín csak részben a nagy humusztartalom eredménye: létrejöttéhez az is hozzájárul, hogy a humuszvegyületek jelentős része vas- és magnézium ionokhoz kötődik, ami a talajnak fekete színt kölcsönöz.

A feltalajt gyakran borítja az elbomlatlan, vagy gyengén elbomlott növényi maradványokból nedves, levegőtlen körülmények között képződött kotu. Mivel a hortobágyi rétek a gyakori, és hosszan tartó aszályok alkalmával kiszáradtak, ilyenkor megindult a felhalmozott szerves anyag oxidációja, ezért a láposodás és így a tőzegképződés feltételei sem voltak meg a területen.

A levegőtlenség következtében a mélyebb talajszintekben a vas ionjai redukált formában vannak jelen, az így kialakuló kékesszürke vasvegyületek kiválások, vagy foltok formájában jelennek meg, majd a talajvízzel telített rétegben az egész talaj kékesszürke árnyalatba vált át. A kapilláris zónában, ahol a talajvíz magas, vagy alacsony állásától függően felváltva oxidatív, illetve redukatív körülmények uralkodnak, a vas oxidjaival, hidroxidjaival rozsdabarna kiválások formájában találkozunk. Ezek sajátos körülmények között a mangán vegyületeivel együtt borsó méretű és alakú („vasborsó”) kiválásokat képeznek. Az altalaj tarkaságát fokozzák a fehér színű CaCO_3 kiválások: mészsók, mészgöbcsék. A réti talajok altalajában jelenlévő glej, a mészkiválások, az esetleges szikes szint és a levegőtlen körülmények a növények többségének gyökérzetére károsan hatnak.

5.3. Csernozjom talajok

A Hortobágnak inkább csak a peremén, a Hajdúság, Nagykunság felől behúzódó hátság, buckás kiemelkedések tetején találunk csernozjom főtípusba tartozó talajokat. A táj belsejében ritkábban, kisebb foltokban folyóhátak tetején, kunhalmok környékén réti csernozjom talajok fordulnak elő. A Nagykunság felé eső peremeken még homokbuckák tetején is csernozjomokat találunk, amennyiben a homokot a csernozjom kialakulásához elegendő vastagságú (legalább 40-60 cm) löszlepel borítja. Általában magasabb helyzetben alakultak ki, mint a szikesek; ott, ahol a feltalaj fejlődését a kapilláris úton felemelkedő talajvíz már nem befolyásolja.

A talajvíz átlagos szintje 3-5 méteres mélységben található, hatásaként az altalajban esetenként sófelhalmozódás (mélyben sós változatoknál) fordulhat elő. Együttes kiterjedésük a táj területén belül nem haladja meg az 5%-ot.

A csernozjom talajok feltűnően mély (100 cm) humuszos réteggel rendelkeznek. A szelvényben lefelé a humusztartalom fokozatos csökkenése, a sötétbarna szín világosodása figyelhető meg. Az altalajban mészkiválások, mészszerke, löszbabák gyakoriak. Nagyon jellegzetes képződmények a krotovinák: az altalaj világos színű löszében lévő állatjáratokat (ürge, hörcsög, pockok) a feltalajból behulló sötétebb anyag tölti ki.

6. A TALAJOK HASZNOSÍTÁSA

A legeltetés a Hortobágyon bár messzemenően a legjellemzőbb, de korántsem kizárólagos lehetősége a talajok hasznosításának. Különösen a magasabbra emelkedő háta réti csernozjom, vagy sztyeppesedő réti szolonyec talajai, de még a mélyebb A-szintű réti szolonyec talajok is alkalmasak lehetnek szántóföldi művelésre. Ezen talajok művelése jelenleg inkább szórványos, kis kiterjedésű előfordulásuk, jobb talajadottságú termőterületekkel szembeni versenyképtelenségük, illetve természetvédelmi okok miatt szorul háttérbe.

Az erősebben szikes, illetve sekély A-szintű kérges réti szolonyecok, szoloncsák-szolonyecok szinte kizárólag legelőként hasznosíthatóak, utóbbiak még annak is igen soványak. A legszikesebb területek hasznosítására a XX. század folyamán a legkülönbözőbb kísérletek folytak (Arany 1956). Ezek közül leginkább a halastavak, tórendszerek kialakítása bizonyult sikeresnek. Megjegyezhető azonban, hogy éppen a gazdasági szempontból legértéktelebbnek ítélt, erősen szikes területek azok, amelyeket ma természetvédelmi szempontból a legtöbbször értékelünk, hiszen azokhoz ritka élőhelyspecialista növény- és állatfajok, társulások kötődnek. A hasznosításukra irányuló korábbi kísérletek helyszínei jelenleg részben élőhely-rehabilitációra szorulnak.

7. AZ EMBERI TEVÉKENYSÉG HATÁSA A HORTOBÁGY TALAJAIRA

Az emberi tevékenység korán megjelenő hatásaival a Hortobágy esetében a talajok vonatkozásában is számolni kell. Az első települések helyileg a háta kiemelkedésekhez kötődnek, amelyek talaja a sárból, paticsból épülő korai építkezési módok következtében is már jelentős bolygatást szenvedett. A kunhalmok, laponyagok környéke több évezredes építési törmeléket rejt, felszínük olykor komoly földmunkák – sáncok, árkok – emlékét őrzi.

Ugyancsak a háta térszínének talaját módosítja a jószágállásokon, gulyafoltokon felhalmozódó nagy mennyiségű szerves trágya. Ez a gulyafolt területét magasítja, szerves anyagban dúsítja. Bár korábbi időszakokban a felhalmozódott trágyát rendszeresen kitermelték, eltűztették, mégis találkozhatunk olyan jószágállásokkal, ahol ennek hiányában valóságos ráhordott talajsintet képez, mintegy 20-30 cm vastagságban. A tárgyból kioldódó szerves vegyületek a talaj kémiai sajátosságaira is hatással voltak. Korábban a salétromgyártás egyik jellegzetes módszerének számított szikes talajú felszínének trágyalével való folyamatos locsolása. Az ún. „salétrom-permetekben” a szikes talajokban jelenlévő Na^+ ionok a szerves trágyából kimosódó nitrátokkal NaNO_3 -ot (azaz salétromot) képeztek. A jószágállások környékén felhalmozódó trágya hatásaként – ennek megfelelő időjárási körülmények mellett – a folyamat jelenleg is megfigyelhető.

A legjelentősebb, valamilyen módon a Hortobágy egészét érintő talajtani változásokat a XIX. századi vízrendezési munkálatok jelentették. Ezek következtében a Hortobágyra a Tisza árva már nem juthatott el, a talajok felszíni vízborítása a csapadékvízből összegyűlő belvizek hatására korlátozódott. A nagy rétségek lecsapolását követően a talajvíz szintjének süllyedésével, a feltalaj tartós kiszáradásával jelentős kiterjedésű területeket vontak mezőgazdasági művelésbe. Ez a lecsapolt réti talajok megváltozásával járt. A feltalajban felhalmozódott kotu, és egyéb szerves anyagok mennyisége a talaj kiszáradása és az annak következtében lezajló oxidáció folytán töredékére csökkent. Ezt a folyamatot a tarlóégetésekkel járó veszteségek tovább fokozták. Olyan esetekben, ahol a réti talajok elszikesedését a vízrendezést megelőző időszakban az akkori vízbőség és azzal járó kilúgzás akadályozta meg, a lecsapolás másodlagos szikesedéshez vezetett.

Mivel a lecsapolások a talajvízszint általános süllyedését vonták maguk után, így azok hatása nem pusztán a korábban vízjárta réti talajok, hanem a talajvíz által erősen befolyásolt szikes talajok átalakulását is előidézte. A mélyebbre kerülő talajvízszint következtében egy részük a sztyeppesedő réti szolonyecnél jellemzett sztyeppesedő dinamikát vett fel. Megjegyzendő azonban, hogy legtöbb helyen ez a folyamat a talaj nagyon rossz vízáteresztő és vízvezető képessége folytán a talajvízszint süllyedés ellenére sem zajlott le (Szabolcs 1983).

A XX. század első évtizedeitől kezdve számos hasznosítási kísérlet terepe volt a Hortobágy. Ezek közül a tőrendszerek létesítése, a rizsparcellák és legelőöntöző rendszerek csatornahálózata, valamint a kémiai talajjavítási beavatkozások érintették a legjelentősebb kiterjedésben a területet. Így például az egész Hortobágy legerősebben szikes, sókivirágzásos területének számító „Csúnyaföld” területét is halastóvá alakították (Arany 1934).

Megváltozni látszott a Hortobágy jövője, amikor kísérleti körülmények között sikerült számos szikes talajtípus megjavítása kémiai módszerekkel. A meszezés, digózás, és egyéb javító eljárások közös alapelve, hogy Ca^{2+} -ban gazdag javítóanyagok (mésztartalmú altalaj, cukorgyári mésziszap stb.) bedolgozásával a kedvezőtlen tulajdonságokat okozó Na^{+} ionokat leszorítják, és kedvező talajszerkezetet kialakító Ca^{2+} ionokra cserélik. A folyamathoz a javítóanyag mellett a nedvesség beszívargását, talajon történő átáramlását is biztosítani kell: közvetítő közeg hiányában az ioncsere nem megy végbe. A kezdeti kísérletek után hamar kiderült, hogy a Hortobágy területének igen jelentős része még kémiai talajjavítási módszerekkel sem javítható meg gazdaságosan, a termésnövekedés nem ellensúlyozta a ráfordítás tetemes költségeit. Ráadásul a javítás az esetek többségében nem bizonyult tartós hatásúnak: néhány évente újabb és újabb adag javítóanyag bedolgozására volt szükség, a visszaszikesedés csak a talajvízszint és a kapilláris zóna tartós lesüllyesztésével kerülhető el. A vízrendezéssel összekapcsolt kémiai javítás („komplex melioráció”) a későbbiekben inkább csak az egyébként is kedvezőbb adottságú, mély A-szintű réti szolonyec talajok, illetve mélyben sós csernozjom talajok területén volt kifizetődő. A szikesek megjavításával kapcsolatos kísérletek és kutatások azonban a világ élvonalába emelték a magyar talajtan akkori képviselőit és világszerte elismert elméleti és gyakorlati eredményeket hoztak a szikes talajok megismerése terén.

Az utóbbi évek igen jelentős földmunkái a legelőöntöző rendszerek és rizsparcellák csatornahálózatának helyreállítása kapcsán érték a Hortobágyot. Szelencés és Angyalháza pusztán, valamint a Német-szigetben összesen több mint 500 km hosszúságban temették vissza az egykori csatornákat. Az újabb bolygatás a felszíni lefolyásviszonyok helyreállítása érdekében történt, amelyet a töltések és árkok jelentősen módosítottak. A felszínbolygatás után azonban a talajok regenerálódása is igen hosszú időt igénylő folyamat.

Irodalomjegyzék

- Arany S. (1934): A hortobágyi szikes talajok In: Sajó E. – Trummer Á. (szerk.)(1934): *A magyar szikesek*, M. Kir. Földművelésügyi Minisztérium Kiadványai 2., 101.
- Arany S. (1956): *A szikes talaj és javítása*, Mezőgazdasági Kiadó, Budapest 407.
- Borsy Z. (1969): Hortobágy In: Marosi S. – Szilárd J (szerk.)(1969): *A tiszai Alföld*, Akadémiai Kiadó, Budapest, 86–88.
- Borsy Z. (1989): Az Alföld hordalékkúpjainak negyedidőszaki fejlődéstörténete, *Földrajzi Értesítő* 38 (3-4): 211-224.
- Félegyházi E. – Tóth Cs. (2003): Adatok a Hortobágy pleisztocén végi fejlődéstörténetéhez, In: Tóth, A. (szerk.)(2003): *Tisza-völgyi tájváltozások*, Kisújszállás, 65–74.
- Franyó F. (1966): A Sajó-Hernád hordalékkúpja a negyedkori földtani események tükrében, *Földrajzi Értesítő* 15 (2): 153 – 178.
- Marosi S. – Somogyi S. (szerk.)(1990): *Magyarország kistájainak katasztere*, MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, Budapest, 207 p.
- Strömpl G. (1931): A szik geomorfológiája, *Földrajzi Közlemények* 59: 62-74.
- Sümeghy J. (1944): *A Tiszántúl, Magyar tájak földtani leírása* 6. A Magyar Királyi Földtani Intézet Kiadása, Attila-nyomda Rt., Budapest, 99-135.
- Sümegi P. – Molnár A. – Szilágyi G. (2000): Szikesedés a Hortobágyon, *Természet Világa (Természettudományi Közlöny)* 131 (5): 213-216.
- Szabolcs I. (1954): *Hortobágy talajai*, Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, 144.
- Szabolcs I. (1954): Tiszántúli szikes talajaink szologyosodása (degradációja), *Agrokémia és Talajtan* 3 (4): 361-368.
- Szabolcs I. (1983): A másodlagos szikesedés és a talajok környezetvédelme, *Agrokémia és Talajtan* 32 (3-4): 344 –346.
- Szőör Gy. – Sümegi P. – Balázs É. (1992): A Hajdúság területén feltárt felső pleisztocén talajok szedimentológiai és geokémiai fácieselemzése In: Szőör Gy. (szerk.)(1992): *Fáciesanalitikai, paleobiogeokémiai és paleoökológiai kutatások*, MTA DAB, Debrecen, 81-92.

KORMÁNY GYULA

A Rétköz földrajza

1. A RÉTKÖZ TERMÉSZETI FÖLDRAJZÁNAK VÁZLATA

1.1. Földrajzi helyzete, felszínének mai képe

A Rétköz a Felső-Tiszavidék 560 km² kiterjedésű kistája. É-on a Bodrogtól a Tisza választja el, K-en, ÉK-en az ÉK-i Nyírség magas futóhomokformáival, D-en és Ny-on a Középső-Nyírség löszös és futóhomokos területeivel határos. A Nyírségtől Tuzsér-Kisvárdá-Ajak-Demecser vonalában haladó vasútvonal, illetve a megsüllyedt peremterületen futó Lónyay-főcsatorna mentén lehet elválasztani. Részben, vagy egészben 30 település (3 város, 27 község) határát foglalja magába (1. ábra).

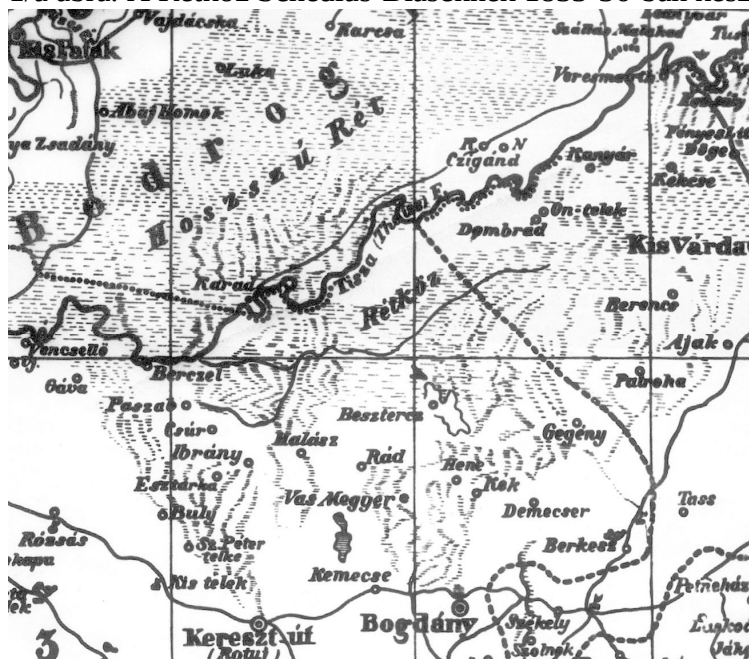
1. ábra. A Rétköz területe, települései



A XIX. század második felében végrehajtott ármentesítési, folyószabályozási, belvízrendezési munkálatok előtt a Tisza árvizeitől évről-évre látogatott, kisebb-nagyobb *mocsarakkal, lápokkal tarkított táj volt*. Itt mindenütt egymásba átmenő rétek, mocsarak, lápok, több helyen nyílt víztükrök uralták a táj képét. A felszín ármentesítés előtti állapotára napjainkban már csak a nagy területet elfoglaló kotu, öntésagyag, öntésiszap és a helyenként előforduló vizenyős rétek, szikes talajok emlékeztetnek.

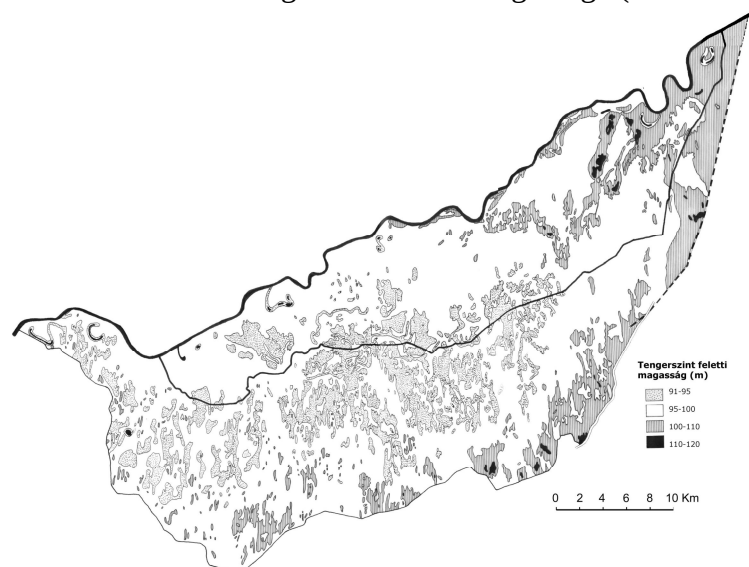
A Rétköz tszf-i magassága általában 94-103 m között változik, de a legmagasabb pontja Szabolcsveresmartnál a Messzelátó-hegy 127,8 m. 100 m fölé csak a K-i, D-i határvonalak mentén emelkedik a homokos felszín (2. ábra). A Tisza mentén fekvő területek alacsonyabbak, a D-i, de különösen az ÉK-i részben magasabbak az értékek (3/a., 3/b. ábra). Itt a változatosságot a helyenként 5-10 m relatív magasságot is elérő futóhomokformák jelentik.

1/a ábra. A Rétköz Schedius-Blaschnek 1833-36-ban készült térképén



Az őszi állapotokra emlékeztető rétközi táj

2. ábra. A Rétköz tengerszint feletti magassága (szerk. Kormány Gy.)

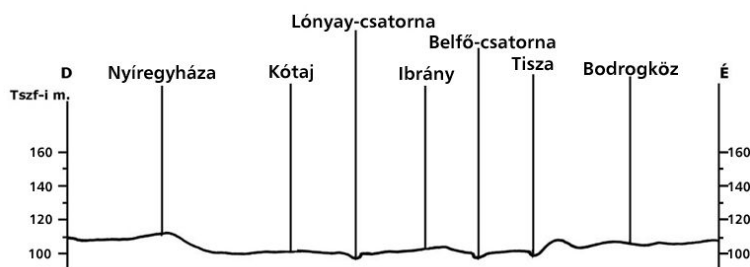


Területének nagyobb része (kb. 75-80%-a) mentesített ártéri síkság (holtmedrekkel, öntésföldekkel, réti talajjal, tőzeges síkláppal), kisebb arányban (kb. 20-25%) a D-i és a K-i peremterületi medencebéli löszös síkság (löszös homokháttakkal), illetve futóhomokos hordalékkúp-síkság (csernozjomos- és kötött homokterületekkel) tájtípusba sorolható (Pécsi M. 1989.). *(A gyengén tagolt kistáj formái eolikus és folyóvízi eredetűek.)*

3.a. ábra: A Rétköz Ny–K irányú metszete



3.b. ábra: A Rétköz É–D irányú metszete



1.1.2. A Rétköz fejlődéstörténete

A Felső-Tiszavidék és a Nyírség átfogó vizsgálatát. Borsy Z. végezte több évtizeden át. Az általa kutatott területekről korszerű tudományos megállapításokra, eredményekre jutott, amelyek mások számára is alapvetőek, iránymutatóak. A Rétköz fejlődéstörténetének, geológiai, felszíni viszonyainak értékelésekor sem tekinthetünk el Borsy Z. e kistájra vonatkozó kutatási eredményeiről, hiszen azok értékes, nélkülözhetetlen támpontokat nyújtanak (Borsy Z. 1961).

A Rétköz fejlődéstörténetének és geológiai viszonyainak értékelése során a miocén időszakig kell visszatekintnünk (1. táblázat). A miocén közepéig (19 millió évvel ezelőtt) az Alföld túlnyomó részén ó- és középidőszaki árkokkal szabdalva, tönkösödött röghegységek húzódtak. A Magyarország Vízföldrajzi Atlasza területünkön Kótaj-Pátroha-Ajak vonalától É-ra triász, attól D-re paleozoos medencealjazatot tüntet fel (Simon L. 1963). A Rétköz területén a kristályos és átalakult (metamorf) kőzetekből álló röghegységet a miocén kori heves vulkáni kitörések 1000-2000 m vastag láva és tufatakaróval fedték be. A miocén második felében a Kárpátok kiemelkedésével egyidőben az Alföld területén a röghegység mélybe süllyedt (500-2500 m). Az eltérő intenzitású süllyedéssel különböző mélységbe kerültek az ó- és középidőszaki rögök a rajtuk levő miocén kori takaróval (4. ábra). Területünkön az alaphegységet a feltáró mélyfúrások Komoró határában 3446 m mélységben érték el (4/a. ábra).

1. táblázat: A harmad- és negyedidőszak kronológiai beosztása

Időszak	Kor (millió év)		Emelet
Negyed-időszak	-0,01	Pleisztocén	Holocén
	-0,3		Felső-pleisztocén
	-0,8		Középső-pleisztocén
	-1,8		Alsó-pleisztocén
	-2,4		Legalsó-pleisztocén
Harmad-időszak	-5,5	Pliocén	Felső-pannóniai
	-11,5		Alsó-pannóniai
	-14	Miocén	Szarmata
	-16		Bádeni
	-19		Kárpáti
	-24		Ottnangi
			Eggenburgi

A würm és a holocén kronológiai beosztása

		Év
Holocén	Szubatlantikus fázis és jelen	2.500-
	Szubboreális fázis	5.000-2.500
	Atlantikus fázis	8.000-5.000
	Boreális fázis	9.000-3.000
	Preboreális fázis	10.200-9.000
Későglaciális	Fiatalabb Dryas	10.800-10.200
	Alleröd interstadiális	11.800-10.800
	Idősebb Dryas	12.400-11.800
	Bölling interstadiális	13.300-12.400
Würm	Felső-pleniglaciális	28.000-13.300
	Interpleniglaciális	49.000-28.000
	Alsó-pleniglaciális	56.000-49.000
	Koraglaciális	70.000-56.000
Eem interglaciális		

Forrás: Borsy Z. nyomán (1988)

A harmadkorban (miocénban) megkezdődött süllyedés eredményeként a Kárpát-medence nagy részére benyomult a tenger, s ebből fakadóan a különböző eredetű szerkezeti alapokra az alsó- és felső pannóniai emeletben (mintegy 8-9 mó év alatt) 500-2000 m-t is meghaladó vastag tengeri, *beltavi üledék* (agyag, márga, homok, homokkő, kavics stb.) halmozódott fel. A tengeri üledéket gyarapították a környező magasabb térségekről érkező folyók is. A Rétköz-Bodrogek süllyedése kisebb mértékű volt, mint az Alföld belső területein. Ennek hatására a Rétközben 500-600 méternél sehol sem képződött vastagabb pannon üledék.

A *felső-pannoniai emelet utolsó stádiumában* a Pannon-beltő elsekélyesedett és az Alföld ÉK-i részében megkezdődött a *hordalékkúp síkság kialakulása*. A szárazzá vált területeken a pleisztocén és a holocén korban a folyóvizeknek, az erős szeleknek, illetve a szerkezeti mozgásoknak volt meghatározó felszínformáló szerepe.

A Felső-Tiszavidék kistájainak, de még a szomszédos Nyírségnek is a fejlődéstörténetében sok a közös vonás (Borsy Z. 1953, 1954, 1961, 1969, Kádár L. 1960, 1964, Sümeghy J. 1955, Urbancsek 1965). Ez azzal magyarázható, hogy a Felső-Tiszavidék és a Nyírség része annak a nagy kiterjedésű hordalékkúpnak, amelyet az ÉK-i, K-i Kárpátok és az Erdélyi-Szigethegység felől érkező folyók építettek fel.

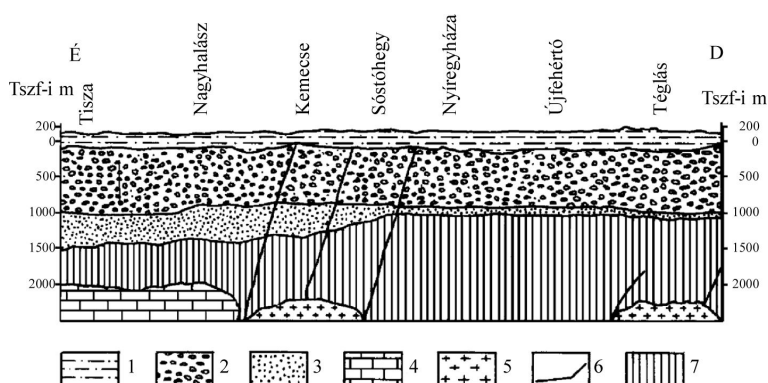
A *Felső-Tiszavidék az újpleisztocénig* a Nyírséggel megközelítőleg azonos magasságban (kb. 125-145 m tszf-i) helyezkedett el, és az Alföld ÉK-i részének folyói a hordalék-kúpon folytak keresztül a Körösök-medencéje felé. A rétközi részen főképpen a Tapoly, Ondava, Laborc és az Ung folyók munkája volt jelentős (5. ábra). A hordalékkúpot építő *folyók* a pleisztocén folyamán a Rétköz nagyobb részében, elsősorban K-en és D-en 100-150 m vastag *rétegsort halmoztak fel* (Sümeghy J. 1944), (Urbancsek J. 1963).

A *Rétköz pleisztocén végi felszínének kialakításában a folyóvíz mellett a szélróziónak is jelentős szerepe volt* (Borsy Z. 1961). Az élő- és elhagyott folyómedrek között felhalmozott folyami hordalékanyagot a pleisztocén kori erős északias szelek megbontották, és homokot fújtak ki belőle. A Rétköz K-i felében a munkaképes szelek többnyire szélbarázdákat, hosszanti garadákat, maradékgerinceket alakítottak ki. Dombrád-Pátroha vonalától Ny-ra eső területeken gyengébb volt a homokmozgás, így csak mérsékelt magasságú homokformák képződtek. Az újpleisztocén második felében a mélyebb fekvésű laposokat és az alacsonyabb szélbarázdás területeket eltérő *vastag löszös homok fedte be*. Ahol megfelelő vastagságú (40-70 cm) löszös homok alakult ki, ott a későbbiek során a szélrózsiótól meg tudta védeni a felszínt, és a pleisztocén végi formákat napjainkig konzerválta (pl. Dombrád, Nagyhalász, Ibrány, Buj határában).

A pleisztocén végén mintegy 50000-45000 évvel ezelőtt az Alföld ÉK-i részén végbement szerkezeti mozgások hatására olyan változások kezdődtek el, amelyek a vízrajz és a domborzat jelentékeny átalakulásához vezettek. A felsőpleniglaciálisban történt tektonikus mozgások következtében a Felső-Tiszavidék kistái (Szatmár-Beregi-síkság, Bodrogló, Rétköz) süllyedni kezdtek, ugyanakkor a Nyírség DK-i része és az Ér-mellék emelkedett.

A Tisza ebben az időben a Nyírség DK-i részén, az Ér-völgyén keresztül folyt a Berettyó-Körös-vidék irányába. A süllyedés azonban olyan tekintélyes méreteket öltött a Felső-Tiszavidék területein, hogy a Huszti-kapun át az Alföldre kilépő Tisza nem a magasabban maradt Ér-völgye felé folyt, hanem az új lejtésvizonyoknak megfelelően Beregszászi-hegyeket megkerülve ÉNy-nak fordult, Záhony irányába. Hozzávetőleg 20000 évvel ezelőtt a Tisza ÉK-DNy irányú továbbjutását ugyancsak a fiatal bodroglói-rétközi süllyedés tette lehetővé, amelyen keresztül a tokaji kapun való áttörés után megnyílt az út az Alföld belseje felé. (Borsy Z. 1961, 1988)

4. ábra: Földtani szelvény Tisza és Téglás között (Csiki G. nyomán)



Jelmagyarázat: 1. negyedkori üledék, 2. felsőpannon üledék, 3. alsópannon üledék, 4. középkori képződmények, 5. kristályospala medencealjzat, 6. törésvonal, 7. neogén vulkánosság

4/a. ábra: Mélyfúrás szelvénye Komorónál (1978)

Földtörténeti kor			Rétegoszlop	Mélység m	Megnevezés
Időszak	Kor	Emelet			
Negyed- kor	Holocén		o o o o o o	0-180	termőtalaj
	Pleistocén		- - - - -		homok kavics
Újhármadkor (neogén)	Pliocén	Felső pliocén	- - - - -	180-460	termőtalaj homok kavics
		Felső pannon	- - - - -	460-750	homokkő agyag lignit
		Alsó pannon	- - - - -	750-1362	homokkő aleurolit
	Miocén		v v v v v v + + + + +	1362- 3227	tufa, tufit zöldesszürke andezit agyagmárga tufa, tufit
			- - - - -		
Középkor (mezozo- ikum)			- - - - -	3227- 3290	Mészkő agyagmárga tufa
Ókor (paleozo- ikum)			- - - - -	3290- 3446	gneisz átalakult kőzetek

Forrás: Geofizikai és mélyfúrásos kutatások alapján

5. ábra: Az Alföld vízhálózata a negyedidőszak elején (Borsy Z. nyomán)



A szerkezeti mozgások a Rétköz felszínét mintegy 15-25 m-rel szállították lejjebb. A süllyedés mértéke a Rétköz egyes részein nagyobb volt, mint a szomszédos Bodroghözben, emiatt a mélyebbre került részei elvizenyősödtek, megindult rajtuk a lápképződés.

A Tiszának a Bodroghözben-Rétközben való megjelenése a korábbi vízhálózat teljes átalakulását eredményezte. A Nyírségen átfutó folyókat (Tapoly, Ondava, Laborc, Ung) a Bodroghözben kanyargó Tisza befogadta, így a Nyírség élő vízfolyások nélkül maradt. Ugyanakkor a Tisza először a Bodroghözben (20000-10200 év között), majd a Rétköz területén (9000-5000 év között) kezdte meg a felszín nagyarányú átalakítását (Borsy Z. 1988). Oldalazó eróziójával pusztította a pleisztocén végi felszíneket, nagy területeket borítva be saját üledékével. A folyó a holocén végére a homokfelszínek (lössös homokkal fedett szélbarázdák, garmadák, maradékgerincek) nagy részét elpusztította, illetve szigetekre tagolta. A Tisza medre kevésbé volt állandó, a folyó gyakran feltöltötte medrét, s emiatt szeszélyesen változtatta futási irányát. Erről az elhagyott folyómedrek tanuskodnak. Területünkön jelentős számú elhagyott mederszakaszt figyelhetünk meg. Ezeknek nagy része a Tisza elhagyott kanyarulatai, morotvái.

Az É-felől érkező folyók (Ondava, Tapoly, Laborc) medrének csak kisebb részletei maradtak meg, mert a Tisza meanderező munkája nyomán ezeknek az ősi-mederszakaszoknak nagyobb részét feltöltötte, elegyengette. Elhagyott kisebb-nagyobb kiterjedésű mederrészleteket, morotvákat találunk Tizsakanyár-Paszab közötti területeken a Tisza medrétől 1–9 km-es sávban. Jól megfigyelhetők É-D irányú (ősi) mederszakaszok Dombrád, Pátroha, Beszterec, Nagyhalász határában.

A medrét szeszélyesen változtató Tisza a mai futási vonalát csak a holocén szubboreális fázisában kb. 5000-2500 év között foglalta el. A Tiszát ÉK-DNy irányba a fiatal holocén-kori süllyedések kényszerítették. Ez a folyamat elsősorban a Bodroghöz D-i és a Rétköz É-i részére hatott, amely nem volt nagy mértékű (3-4 m), de elegendő volt ahhoz, hogy a folyót a jelenlegi helyére terelje (Borsy Z. 1988). Itt említjük meg, hogy a szabályozási munkák a folyó futásirányát alapvetően nem változtatta meg.

A Tisza elfoglalta ugyan az új medrét, de árvizeivel évről évre hatalmas víztömeget juttatott a Rétköz területére, nagy mennyiségű iszapot, agyagot és homokot rakott le. A Tisza árvizeit csak növelte a Nyírség vízválasztójától É-ra eső területekről származó víz is.

A vízgyűjtő medencévé alakult Rétköznek csaknem 70%-a elmocsarasodott, elláposodott. A süllyedésen kívül a láposodásához az is hozzájárult, hogy a Tisza mellett fokozatosan épülő folyóhát megakadályozta az áradások után a vizek visszafolyását a mederbe. Ennek következményeképpen az ismétlődő áradások, a rossz lefolyási viszonyok csak növelték és állandósították a vízzel borított területeket. Az elöntések alól csak a homokszigetek mentesültek, amelyeken az ember ősidők óta megtelepedett. A népesség földművelést is csak ezeken az ármentes, környezetükből 2-5 m-re kiemelkedő homokháton folytathatott. Ezt a képet a XIX. század második felében végrehajtott ármentesítési munkálatok teljesen megváltoztatták. Az egykori mocsarak, lápok helyét mindenfelé szántóföldek, rétek, legelők foglalják el.



Rétközi tájrészlet Dombrád-Pátroha között a Belfő-csatornával

A *würm* elején felsőpleniglaciálisban (28000-13300 év között) a korábbiakhoz képest a *klimatikus viszonyok is megváltoztak*. Az éghajlat jóval hidegebb és szárazabb lett. A legnagyobb lehülés idején az évi középhőmérséklet $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$, az évi csapadékmennyiség 180–250 mm lehetett. Ilyen hőmérsékleti és csapadékviszonyoknál csak gyér, a hideg *erdős sztyeppre jellemző növényzet* alakulhatott ki. Ez a növényzet nem tudott kellő védelmet nyújtani az erős északias szelekkel szemben, így a gyér növényzetű, védtelen laza felépítésű felszíneken *megindult a különböző futóhomokformák képződése*. *Legjelentősebb homokmozgás a felsőpleniglaciális időszak első hideg maximuma idején* (kb. 27000-22000 évvel ezelőtt) *ment végbe* (Borsy Z. 1988). Nagy gyakorisággal érkező erős szelek tekintélyes mennyiségű homokot mozgattak meg, változatos buckás felszíneket, kisebb-nagyobb deflációs mélyedéseket alakítottak ki. Ezáltal jelentősen átalakították, megváltoztatták a Rétköz felszínét. A felső-pleniglaciális időszak első hideg periódusa után, *közel 1000-1500 évig melegebbre és csapadékosabbra fordult az éghajlat*. Ennek következtében a vegetáció dúsabb lett, így a buckás felszíneket jobban védte a sztyepp növényzet, ami mérsékelte a homokmozgást.

A felsőpleniglaciális időszak második szakaszában (20000-15000 év között) a hidegebb, szárazabb éghajlat ismét erőteljesebbé vált, de a mozgó homok területeit ekkor már erőteljesebben a meanderező Tisza csökkentette. Ez egyúttal azt is jelentette, hogy a sík alluviális felszín kiterjedése folyamatosan növekedett, melyeket csak az elhagyott medrek, morotvák tettek valamennyire változatosabbá. A medermaradványok, morotvák közötti mélyedéseket a Tisza áradásai idején hordalékával mindjobban feltöltötte. Így a Rétköz egyre tagolatlanabb ártéri síksággá vált.

1.1.3. A Rétköz geológiai képződményei és formatípusai

A Rétközben a holocén üledékek (kotu, tőzeg, öntéshomok, öntésiszap) foglalnak el legnagyobb területet (kb. 75 %-ban). A *pleisztocéni futóhomokformák* vagy szigetszerűen *emelkednek ki* a holocén üledékből, vagy pedig a Nyírség felől félszigetszerűen nyomulnak be a Rétköz területére (6. ábra).

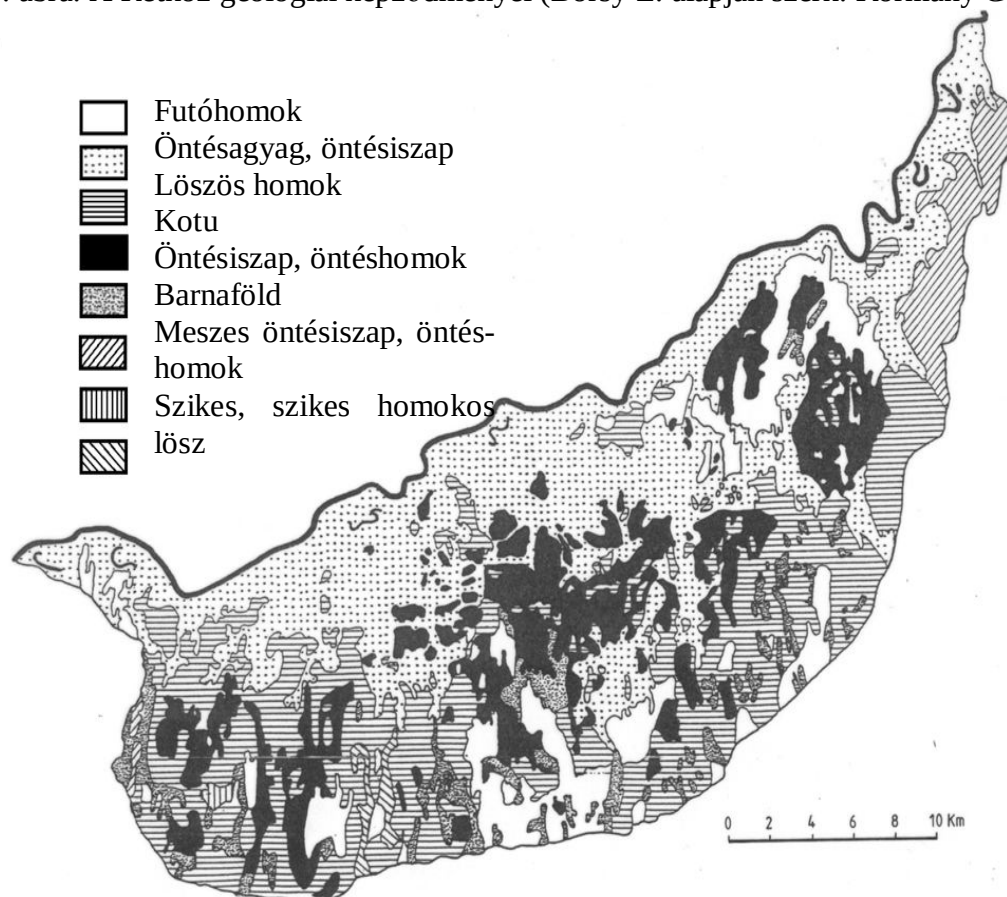
Az egykor lefolyástalan, állandóan vízzel borított területeinek, helyenként az elhagyott folyóvölgyeknek *legjellemzőbb képződménye a kotus, tőzeges üledék*. A kotu megközelítően 20% szervesanyagot - elhalt vizinövények maradványai - tartalmazó agyagból, iszapból, homokból álló kőzet. A tőzeg is hasonló ásványi anyagokból tevődik össze, de a szervesanyagtartalma több mint 20% fölött van. Vastagságuk 30-60 cm között változik, legnagyobb vastagságot (50-65 cm) a Rétköz középső részein érik el. A típusos tőzeges, kotus réteg nagy része mára már eltűnt, mert kiszáritással, víztelenítéssel, égetéssel művelés alá vonták. A tőzeges felszínnek helyenként még ma is ingoványosak, gyenge minőségű kaszálókkal, legelőkkel.

A Tisza mentén 0,5–4 km széles sávban az *öntésképződmények*, (az öntésagyag, öntésiszap, öntéshomok) az uralkodók, melyek a Tisza áradásai során halmozódtak fel. *Kialakulásuk a holocén végétől szinte az ármentesítésig tartott*, mára már a felső rétegük elhumuszosodott, sőt helyenként réti agyag kialakulása figyelhető meg rajtuk.

Kisebb foltokban (20–50 ha nagyságú), mélyebb fekvésű, rossz lefolyású részeken *szikes agyag, szikes iszap* figyelhető meg. Nagyobb szikes felületek Tiszarád, Vasmegyer, Nagyhalász, Ibrány, Búj határában található.

A Rétköz legidősebb felszínén lévő képződménye a felsőpleniglaciális korú futóhomok, amely a jégkorszak végén a táj nagyobb részét beborította (Borsy Z. 1988). Miután a Tisza megjelent a Rétközben, *oldalozó eróziós munkájával* elhordta, elpusztította, letarolta, elegyengette a pleisztocéni futóhomokformák jelentős részét. Napjainkban a felszínnek mindössze 15–20%-án fordul elő. Vastagsága néhány cm-től akár 20 m-ig is változhat. Legösszefüggőbb és legnagyobb kiterjedésű futóhomok a kistáj ÉK-i, D-i részében látható. A középső részen csak foltokban fordul elő.

6. ábra. A Rétköz geológiai képződményei (Borsy Z. alapján szerk. Kormány Gy.)



A Rétközben a futóhomok nagyobb kiterjedésben és változatos formában az ÉK-i (Döge-Szabolcsveresmart-Dombrád térségében), illetve a D-i (Kék-Kemecse-Vasmegyer-Tiszarád között) részében figyelhető meg. Legváltozatosabb az ÉK-i területeit borító buckás felszínek, itt a futóhomokformák helyenként 120 m-nél is nagyobb tszf-i magasságúak. Itt található területünk legmagasabb pontja is a Messzelátó-hegy (127,8 m). A futóhomokformák általában nagyméretűek, többnyire 5-6 m-nél is magasabbak a maradékgerincek, a garmadák. A hosszan elnyúló, keskeny szélbarázdák mélysége 1-2 métert is elérheti. A buckák csapásiránya É-ÉNy-i.



Maradékgerincek, deflációs mélyedések Dombrád határában

A Rétköz D-i peremén a futóhomokformák kisebb méretűek, mint az ÉK-i részben. A szélbarázdák mélysége, a maradékgerincek, garmadák magassága 4-8 m-nél nem nagyobb. A buckák csapása É-D-i irányú. Kék-Kemecse-Vasmegyer-Tiszarád közötti területen a futóhomok mellett kisebb-nagyobb kiterjedésben gyengén tagolt löszös homokkal fedett felszínek találhatók. Ahol löszös homok borítja a szélbarázdákat, garmadákat és maradékgerinceket, ott a buckák 4 m-nél csak elvétve magasabbak. A *kistáj középső részein* csupán kisebb löszös homokfoltok fordulnak elő, melyek néhány méterrel (2-5 m) magasabbak környezetüknél.

A Rétközben az *eolikus akkumulációs homokformák mellett jelentős területeket foglalnak el a deflációs mélyedések*. Ezekből fújta ki a szél a futóhomokot, halmozta fel különböző alakú, és méretű akkumulációs mezőkbe. Megfigyelhető, hogy a vastagabb futóhomokkal fedett és változatosabb homokfelszínű területektől É-ra mindig egy deflációs mélyedés, lapos helyezkedik el. Minél nagyobb az akkkumulációs mező, annál terjedelmesebb a tőle É-ra fekvő deflációs terület (Borsy Z. 1988). Különösen figyelmet érdemel Szabolcsveresmart és Kékcse között lévő mintegy 4 km hosszú, minden oldalról zárt deflációs mélyedés. Ezek a képződmények főképpen a Rétköz Ny-i részein, Tiszabercel-Buj között, illetve Gávavencsellő határában fordulnak elő. A legnagyobb deflációs mélyedés hossza 4-5 km, szélessége 2 km-t is meghaladja, mélységük 1,5-2 m között változik.



Garmadák, szélbarázdák Szabolcsveresmart térségében

Annak ellenére, hogy a Rétköz alluviális képződményein a szintkülönbség általában nem több 5-6 m-nél, a felszín nem mindenütt tűnik egyhangúnak. A változatosságot az elhagyott folyómedrek, medermaradványok okozzák.

A Rétköz területén főképpen a középső részén jól megfigyelhetők az Ős-folyóvölgy maradványok. Ezeket az É-i irányból D-felé tartó Ős-Tapoly-Ondava hagyhatta hátra (Borsy Z. 1988). Ma már nagyon keveset láthatunk belőlük, mivel ezt a területet a felsőpleniglaciális időszakban elhagyták a hordalékkúpot építő folyók. Az élővíz nélkül maradt felszínt a pleisztocén végén az eolikus folyamatok átalakították, a kis mélységű elhagyott medreket rövid idő alatt feltöltötték. Viszonylag legépebb állapotban lévő elhagyott mederszakaszt Beszterec-Vasmegyer-Kemecse-Nagyhalász-Kótaj között figyelhetünk meg.



Szikes felület a kiszáradt nagyhalási Fertő-tó medrében (2000-ben)



Szélbarázdás felszín Ibrány K-i határában

Az ősfolyók maradványai mellett többfelé láthatunk a Tisza által elhagyott medermaradványokat, morotvákat. Legnagyobb számban Tuzsér-Döge-Rétközberencs-Gégény-Beszterec-Nagyhalász-Tiszabercel vonalában fordulnak elő. Ezeknek a medermaradványoknak a feltöltődése nagyon különböző stádiumban vannak, legépebb állapotban Dombrád, Nagyhalász, Tiszakanyár határában látható. Az ősfolyók mederrészletei helyenként már annyira feltöltődtek, hogy alig lehet észrevenni. Az elhagyott folyómedreket, morotvákat a Tisza árvizei által lerakott iszapos-agyagos üledék tölti ki. A rétegsort legfelül réti agyag, vagy kotu zárja. A *feltöltött folyómedrek* nagyobb hányadán ma már *mezőgazdasági termelés folyik*.



Rétközi tájrészlet Kemece körzetében

1.2. A Rétköz éghajlati viszonyai

Hazánk éghajlati körzetbeosztásában *a Rétköz a mérsékelt meleg, mérsékelt száraz, hideg telű területek közé tartozik*. Éghajlatának alakításában a napsugárzáson kívül az óceáni hatások vannak túlsúlyban, a szárazföldi légtömegek határfoka alárendelt szerepet játszik. Az óceáni és a szárazföldi légtömegek állandó harcot vívnak itt is csakúgy, mint hazánk más részei felett. Ennek következtében időszakonként óceáni, máskor pedig a szárazföldi éghajlati hatás jut uralomra. Az atlanti és a szárazföldi légtömegek harcában a *sarkvidéki és a melegebb földközi-tengeri (mediterrán) légtömegek is beavatkoznak, idéznek elő időjárási változásokat*. A Rétköz felszínének jelentéktelen magasságkülönbségei a terület éghajlatára nincsenek hatással, viszont az *Északkeleti-Kárpátok közelsége módosító tényezőként hat* az itteni időjárási folyamatok alakulására.

Az éghajlati sajátosság és a környező tájaktól való eltérés megrajzolását megnehezíti az, hogy a területen mindössze csak egy hosszú megfigyeléssorozatú *meteorológiai állomás van Kisvárdán*. A Rétközben ugyan több helyen végeztek és végeznek hőmérséklet- és csapadékméréseket, amelyek közül a régebbi adatok hiánytalanul felhasználhatók, de az újabb észlelési adatok hézagosak. Ez egyszersmind azt is jelenti, hogy területünk klimatikus sajátosságainak értékelése csak azoknak a jelenségeknek a regisztrálására terjedhet ki, amelyek az Alföld, illetve a Felső-Tiszavidék és a Nyírség területére már tisztázottak, vagy abból egyenesen következnek, kiegészítve helyi adatokkal, megfigyelésekkel. A klimatikus értékek összehasonlítása és valószínűsítése érdekében a kisvárdai Meteorológiai Állomás adatai mellett a Rétköz területén működő megfigyelő állomások észleléseit is feltüntettem a lehetőségeknek megfelelően. Így az egyes éghajlati elemek értékeinek térbeli eltérései jól kimutathatók. A továbbiakban az éghajlati elemeket fontosságuk sorrendjében tárgyaljuk (napsugárzás, hőmérséklet, légáramlás, felhőzet, csapadék stb.), és azok alapján jellemezzük a terület éghajlatát.

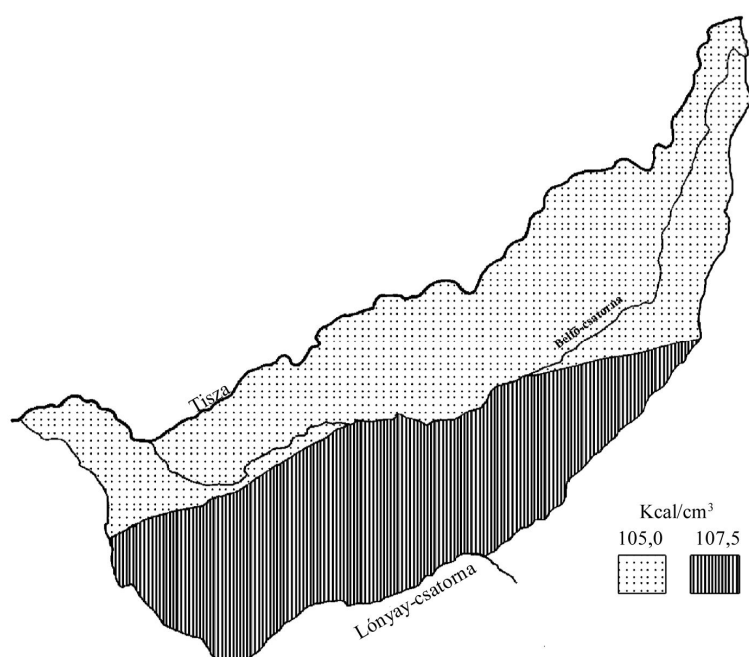
1.2.1. Az éghajlati elemek idő- és térbeli eloszlása

1.2.1.1. A napsugárzás

Az éghajlat kialakításánál alapvető az a sugárzó energia, amely a Naptól a földfelszínre jut. Számszerű jellemzésére a globális sugárzás szolgál. A globális sugárzás az az energiamennyiség, amely a teljes sugárzásból a vízszintes sík felületegységre időegység alatt érkezik. A Rétköz globális sugárzás évi összege - 15 év (1958-1972) átlagai alapján - 4300-4500 MJ m⁻². A legtöbb besugárzás a Rétköz D-i peremében, egy keskeny sávban tapasztalható (4400-4500 MJ m⁻²). Hasonló ez a Közép- az ÉK-i - Nyírség, illetve a Szatmár-Beregi Síkság globálisugárzási értékeihez. Legkevesebb besugárzásban (4300-4000 MJ m⁻²) részesül a Tisza vonalától D-re eső 20–35 km szélességű terület, amely a Bodrogi és az Északi-középhegység évi besugárzásával azonos mértékű (7. ábra). A besugárzás ezen eloszlását döntően a felhőzet, illetve a borultság mértéke idézi elő.

A *sugárzási viszonyok a nyári félévben* a legkedvezőbbek, ekkor a sugárösszeg havonta 590-697 MJ m⁻² között változik. *Legtöbb* besugárzást *júliusban* észlelünk, annak ellenére, hogy ebben a hónapban a nappalok már valamivel rövidebbek, s a Nap delelési magassága kisebb, mint júniusban, viszont a felhőzet mennyisége csekélyebb mint nyár elején. *Legkevesebb* a besugárzás *decemberben* (77 MJ m⁻²) a nagy borultság és a rövid nappalok miatt. Vannak azonban olyan évek is, amikor december-január hónapban verőfényes, kellemes meleget árasztó napsütés örvendeztet meg bennünket. Visszatérően is sokszor jelentkezhetnek rövidebb időszakok, amikor gyakori a felhőképződés, melynek következtében viszonylag kevés napsugár jut hozzánk.

7. ábra: A globálisugárzás évi átlaga a Rétközben 1959-1972 között (OMSZ adatai alapján)



A besugárzás energiahozama mellett lényeges annak az ismerete is, hogy milyen hosszú időn át érkezik ez az energia területünk felszínére. Erről a *napfénytartam adatai* tájékoztatnak. A napfénytartam a nappalok hosszával változik egyértelműen, másodsorban szoros összefüggésben van a borultság mértékével. A Rétköz É-i területén átlagban 1966 óra az évi napfénytartam (2. táblázat). A sokévi átlagtól azonban jelentős eltérések lehetnek. Voltak olyan évek, amikor jóval több volt a napsütéses órák összege az átlagnál. Pl. 1934-ben 2200 óra, 1946-ban 2280 óra. Előfordult azonban olyan év is, amikor összesen csak 1620 órát sütött a Nap (1970-ben). A napfénytartam óráösszegei mintegy 20-130 órával maradnak el Békéscsaba, Kecskemét, Szeged hasonló adatai mögött és 30-70 órával haladják meg Sátoraljaújhely, Miskolc, Ózd évi napfénytartamát. Ha az egyes hónapok napsütéses viszonyait elemezzük (2. táblázat), azt tapasztaljuk, hogy a *napsütéses órák száma júliusban és augusztusban a legtöbb* (263-296 óra), *decemberben és januárban pedig a legkevesebb* (45-62 óra).

A *legnapfényesebb napszakok* átlagban *májusban és augusztusban* vannak. Májusban 10-12 óra, augusztusban 10-15 óra, a lehetséges időtartamnak 75-80 %-ában van napsütés. *Legszegényebb* napfényes napszak (napi 1-2 óra) *decemberben* tapasztalható. A napfényes órák számának területi alakulásában lényeges különbségek nincsenek. A Rétköz egész területére elmondható, hogy a sugárzási viszonyai kedvezőek. Ezt bizonyítja néhány hő- és fényigényesebb kultúrnövény elterjedése is, mint pl. a gyümölcs, dohány, napraforgó, paprika, paradicsom, stb. A napsütés időtartamát *felhős napok évi átlaga 50-55% körül van* (3. táblázat). Hasonló értékeket a Bodroghözben, a Szatmár-Beregi és az évi menetét igen erősen befolyásolja a felhőzet. A -síkságon, az Észak-alföldi-hordalékkúp síkságon találunk. Az év *legderültebb hónapja augusztus*, ekkor a Rétköz területén az átlagos borultság 38 %-os, míg a gyakori ködképződés miatt *decemberben* észlelhetjük a *felhőzet* mennyiségének *maximális* értékeit 68 %-os átlaggal. A felhőzet mértékében nincsenek jelentős területi különbségek. Kisebb a borultság a terület középső és a Ny-i részén (48-49 %), míg a K-i peremén az átlagos évi felhőzetmennyiség meghaladja az 50 %-ot.

2. táblázat: A napfénytartam haviösszegei órákban 1901-1996-ig

Hónapok	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Évi
Megfigyelőállomás													
Kisvárdá	62	72	136	184	238	248	295	263	201	147	73	46	1966
Dombrád	62	72	136	184	238	248	296	263	201	147	73	45	1965
Gégény	62	73	137	186	242	252	291	263	198	144	71	46	1965
Rétközberencs	62	72	136	184	238	248	296	263	201	147	73	46	1966
Nyíregyháza	62	75	139	189	251	259	281	262	191	138	67	46	1960
Debrecen (Pallagpuszta)	68	86	130	190	258	273	293	271	189	142	74	51	2025

Forrás: OMSZ adatai alapján

3. táblázat: A felhős napok számának havi és évi középértékei 95 évi (1901-1996) átlag %-ában

Hónapok	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Évi közép érték	Tenyész-időszak átlaga
Megfigyelő-állomás														
Kisvárdá	59	58	49	49	47	46	38	38	44	52	61	68	51	44
Nyíregyháza	70	65	56	55	52	53	47	43	45	53	68	74	37	49

Forrás: OMSZ adatai alapján

1.2.1.2. A levegő hőmérséklete

A Rétköz léghőmérsékletének alakításában a sugárzási viszonyoknak és a légáramlatoknak van meghatározó szerepe. A harmadik fontos tényező a tengerszint feletti magasság, amely itt elhanyagolható, mivel számottevő magasságkülönbségek nincsenek (átlagosan 96-103 m a tszf-i magasság). A területünkre áramló légtömegek térben és időben eltérő hatást váltanak ki. Az óceáni légtömegek egész évben változó intenzitással éreztetik hatásukat. A Földközi-tenger felől érkező légáramlatok nagyobb gyakorisággal ősszel és tél elején jelentkeznek, s hosszan tartó esőzéseket, tartós ködöket eredményeznek. A szárazföldi eredetű légtömegek hatása leginkább télen és nyáron érvényesül, amelyeknek viszonylag meleg nyár és hideg tél a következménye.

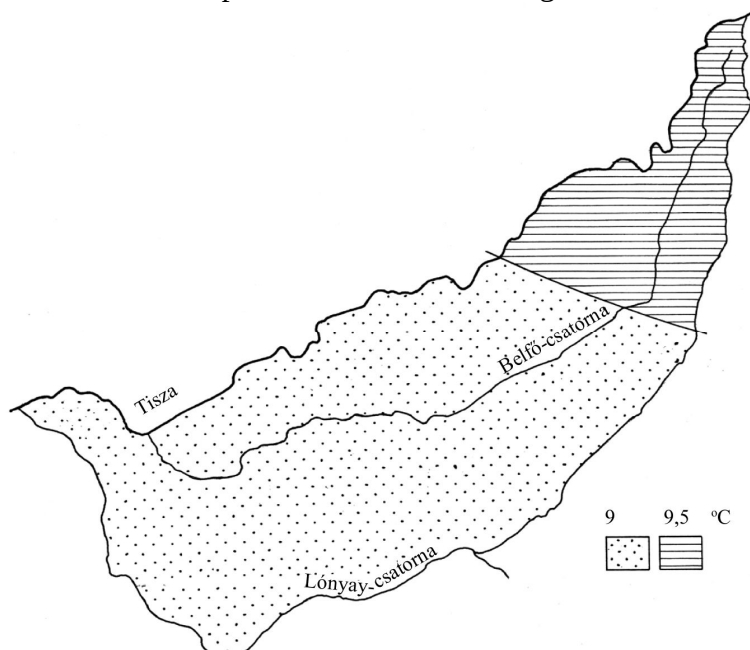
A hőmérséklet évi járása lényegében ugyanazt a képet mutatja, mint általában az Alföldön. A legalacsonyabb hőmérséklet januárban ($-3,4 - -3,7$ °C), a legmagasabb júliusban ($20,5 - 20,8$ °C) van. A leghidegebb és a legmelegebb hónapok közötti átlag hőmérsékleti különbség meghaladja a 24 °C-ot. Az elmúlt 95 év alatt Kisvárdán a leghidegebbet 1954. január 28-án $-27,6$ °C-ot, legmelegebbet 1952. augusztus 16-án $40,2$ °C-ot mértek. A Rétköz területén lényeges hőmérsékleti különbségek nincsenek, ezt bizonyítják a 4. táblázat és a 8. ábra adatai is. Az évi középhőmérséklet $9,6$ °C, amely $0,6$ °C-kal kevesebb Debrecen, és $1,6$ °C-kal Szeged évi középhőmérsékleténél.

A hőmérséklet évi menetében a januári minimumtól a júliusi maximumig, illetve a júliusi maximumtól a januári minimumig kisebb-nagyobb hőmérsékleti ingadozások jelentkeznek. Legjelentősebb a június elején bekövetkező hőcsökkenés, amit az atlanti hűvös csapadékot szállító légtömegek érkezése okoz. Kisebb hőmérsékletű visszaesések közül a február első felében és május 10-e, 20-a körüliek (májusi fagyok) jelentősek, amelyek jelentkezését a sarkvidéki hideg légtömegek beáramlásával magyarázhatunk. A februári hőcsökkenést fokozhatja a hótakaró kisugárzása is. Felismerhető még a hőmérséklet évi menetében szeptember második felében jelentkező felmelegedés, ez különösen kedvező

feltételeket nyújt a gyümölcs és a szőlő éréséhez. November vége felé a Földközi-tenger felől áramló enyhébb levegő okoz felmelegedést, amely az őszi vetésű gabonafélék fejlődését segíti. Az első nagyobb lehülés augusztus végén és október 10-e, 20-a között figyelhető meg, amit a sarkvidéki eredetű hideg betörések hatása idéz elő. Az egyes hónapok középhőmérsékleteit (4. táblázat) összehasonlítva kitűnik, hogy amíg a nyári és a téli hónapok között 1-2 °C-os a hőmérséklet-különbség, addig tavasszal és ősszel 5-6 °C-kal emelkedik, illetve süllyed a havi középhőmérséklet egyik hónapról a másikra.

A téli hónapok középhőmérséklete a legbizonytalanabb. A sokévi megfigyelési adatsorokból kitűnik, hogy az előfordult legenyhébb (3,6 °C) és leghidegebb (-11,6 °C) januári középhőmérséklete 15,2 °C-kal különbözött egymástól. A téli hőmérséklet erőteljes csökkenését az ÉK-ről érkező szárazföldi hideg légtömegek uralomra jutása okozza. A januári, illetve a téli hónapok átmeneti enyhülése akkor következik be, amikor az Adriai-tenger felől egy-egy ciklon halad át a Kárpát-medence fölött. Ez esetben a ciklon előoldalán délies áramlással enyhe, szubtrópusi légtömegek haladnak a Tiszántúlon É-felé, amely a Rétköz egész területén is érvényesül.

8. ábra: Évi középhőmérséklet területi megoszlása



Forrás: Magyarország Tervezési- Gazdasági Körzetei: III. alapján

A kitavaszkodás a Rétköz területén későn indul meg. A napi középhőmérséklet csak április 15-20 között emelkedik 10 °C fölé. Az Alföld D-i felén egységesen április 5-10 között éri el a léghőmérséklet a 10 °C-ot.

Az utolsó fagy általában április 20-25 között jelentkezik, de még májusban is néhány esetben – átlag minden harmadik, negyedik évben – fagypont alá süllyed az éjszakai hőmérséklet. A késő tavaszi fagyveszély leginkább a mélyebb fekvésű laposokban, elhagyott folyóvölgyekben mutatkozik. Az ilyen helyeken nedvesebb, hidegebb a talaj, így kevésbé melegszik fel a levegő. Az alacsony hőmérsékletet csak fokozza a magasabban fekvő buckákról, maradékgerincekről leszálló hideg levegő, amely a mélyedésekben felhalmozódik, és kialakul a fagyveszély. A tavaszi hónapokban nagyobb fagyot csak ritkán észlelnek. Gyakori az átmenet nélküli nagy meleg, amely a mezőgazdaságra inkább jelent hátrányt, mint előnyt. A gyümölcsösökben idéz elő rüggyakadást, virágzást, aminek közismerten káros következményei lehetnek.

A Rétközben a nyár mérsékelten meleg. A legmelegebb hónapnak, júliusnak a középhőmérséklete 20,5-20,8 °C között változik. Ez az érték 1-2,5 °C-kal kevesebb mint az Alföld középső és D-i részein, ami a nagyobb borultságból fakad. A nyári felmelegedés szélsőségei azonban csak kevésbé maradnak el Alföldünk forró nyarú D-i, DK-i részei mögött. A nyári napok száma 65-70, a hőségnapoké 15-20.

A tenyészidőszak középhőmérséklete 16,6-16,9 °C, a hőösszege 3000-3380 °C között változik (5. táblázat), ami közepes hőigényű növényfajták termesztésére optimálisan elegendő. Abban, hogy a Rétközben sikeresen termesztethetnek nagyobb hőigényű növényeket, mint pl. a szőlő, gyümölcs (téli alma), dohány, paprika, paradicsom, nagy szerepet játszanak a mikroklimatikus tényezők (a homokbuckák, a homoktalajok hőtani tulajdonságai stb.).

4. táblázat: A léghőmérséklet havi és évi középértékei °C -okban 1901-1996-ig

Hónapok	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Év	Évi ingás
Megfigyelő-állomás														
Dombrád	-3,7	-1,6	4,2	10,2	15,8	18,5	20,6	19,7	15,6	10,1	3,8	-0,9	9,4	24,5
Kisvárd	-3,7	-1,6	4,1	10,1	15,7	18,4	20,5	19,6	15,5	10,0	3,8	0,9	9,8	24,2
Gégény	-3,4	-1,5	4,4	10,5	16,0	18,7	20,8	19,8	15,7	10,1	4,0	-0,5	9,6	24,2
Nyíregyháza	-2,3	-0,9	4,7	10,4	16,2	19,1	21,1	20,0	15,8	10,1	4,3	0,2	9,8	23,9
Debrecen	-1,7	-0,4	5,2	10,5	16,1	19,4	21,3	20,4	15,9	10,4	4,5	0,7	10,2	23,0
Egyetem														

Forrás: OMSZ adatai alapján

5. táblázat: A tenyészidőszak hőösszegei és átlagai 1901-1996-ig

Megfigyelőállomás	Gégény	Rétközberencs	Dombrád	Kisvárd
Hőösszeg	3.100	3.051	3.381	3.091
Középátlagai °C	16,9	16,6	16,7	16,6

Forrás: OMSZ adatai alapján

A hűvösebb évszaknak megfelelően *ősszel a napi középhőmérséklet október 10-15 között 10 °C alá süllyed*, az első fagy a legnagyobb gyakorisággal ebben az időben jelentkezik (pl. 1997. október 12-én -4 °C-ot mértek). Előfordul, hogy korábban mutatkozik az első fagy pl. Kisvárdán 1920. szeptember végén -3,4 °C-ot mértek. A fagyveszélyes területeken (buckák közötti mélyedések, nagyobb laposok, elhagyott folyóvölgyek) *rövidebb tenyészidejű*, vagy *kevésbé melegigényes növények* (burgonya, káposzta, petrezselyem, sárgarépa, hagyma, dohány, napraforgó stb.) termesztésével mérsékelhető a kora őszi fagy káros hatása.

1.2.1.3. A légáramlás

A szél fontos klimatikus tényező, az éghajlati elemek (hőmérséklet, felhőzet, csapadék, légnyomás) alakulásában lényeges szerepet játszik. Két fő tulajdonságát, irányát és erősségét vizsgáljuk meg. *A Rétköz talajközeli légrétegében a leggyakoribb szélirány az É-i, ÉK-i, valamint a DNy-i*, a többi égtáj felől fújó szél alig vehető számításba (6. táblázat).

6. táblázat: A szélirányok gyakorisága %-ban 1951-1970 évek átlagában

Égtáj									
Megfigyelő-állomás	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	C
Kisvárdá	23,2	19,0	7,1	4,5	7,3	10,8	3,1	3,3	21,7
Nyíregyháza	18,1	16,7	5,2	3,0	9,7	11,5	4,7	2,6	28,1
Debrecen (Pallag)	12,1	17,4	10,9	5,6	15,1	11,4	4,8	6,0	13,4

Forrás: OMI adatai alapján

Az É-i, ÉK-i szélirány kialakulása azzal magyarázható, hogy az Alföld É-nak, ÉK-nek tartó része az Északi-középhegység és az Erdélyi-szigethegység által összeszűkülő csatornát alkot, amely arra kényszeríti az Északkeleti-Kárpátokon átjutó, Ukrajna felől érkező ÉK-i légáramlatokat, hogy a csatorna tengelyébe fújjanak. A csatornából az Alföld sík területére kilépő légtömegek szétterjednek és ÉK-i, illetve É-i irányúvá válnak.

A DNy-i szelek nagyobb gyakorisága onnan származik, hogy a Dévényi-kapun át nagy sebességgel behatoló ÉNy-i áramlás az országban szétterülve, az Alföld K-i részén DNy-i irányból fúvó szélként jelentkezik (Péczely Gy. 1957), (9. ábra).

Az évi szélcsend gyakoriságának viszonylag alacsony %-a arra utal, hogy a Rétköz területe az ország széles tájaihoz tartozik, mint például Bodrogek, Kisalföld.

A szélirányok gyakoriságának arányszámai az egyes évszakokban jelentékeny változást mutatnak (7. táblázat).

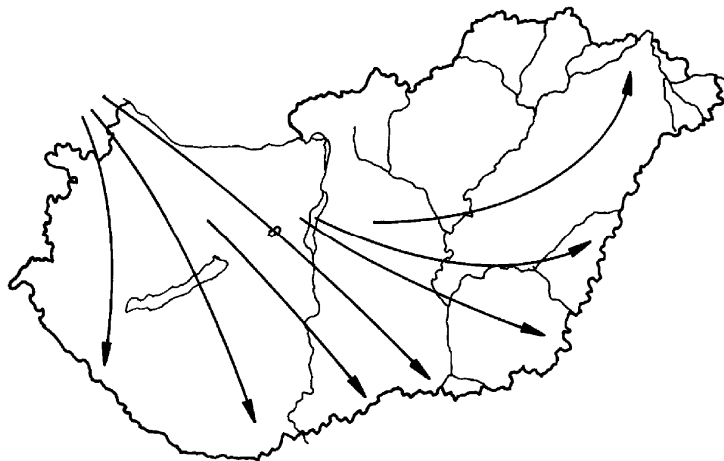
7. táblázat: A szélirány-gyakoriság évszakos változása 45 év (1951-1996) átlagában Kisvárdán (%)

Égtáj	É	ÉK	K	DK	D	DNy	Ny	ÉNy	Szél- csend
Évszak									
Tél	14,3	15,7	4,0	5,2	10,2	14,9	3,5	2,6	29,6
Tavaszi	22,3	20,7	5,2	5,6	5,8	13,1	2,9	4,8	19,6
Nyár	18,7	16,6	3,9	4,4	5,8	11,0	6,0	5,8	27,4
Ősz	14,7	15,1	2,9	4,2	6,4	13,0	2,9	3,5	37,3
Évi	17,7	17,025	4,0	4,8	7,0	13,75	3,1	4,2	28,5

Forrás: OMSZ adatai alapján

A táblázatból kitűnik, hogy minden évszakban legnagyobb gyakorisággal az É-i, az ÉK-i szél fúj. Ugyancsak minden évszakban gyakori a DNy-i szél is. A D-i irányból fújó szelek gyakoriságának arányszáma télen és ősszel jelentősen megnő.

9. ábra. Az ÉNy-i áramlás szétterülése hazánkban



Forrás: Péczeli Gy. alapján

Meg kell még jegyeznünk, hogy az É-i, ÉK-i szelek leginkább száraz szelek, míg a DNy-i irányból jövők általában esőt hozók. Az évszakok közül szélgyakoriságával, szélerősségével különösen kiemelkedik a tavasz (március, április). Ilyenkor az É-i, ÉK-i szelek a leggyakrabbak, ugyanakkor a szélcsendek arányszáma nagymértékben visszaesik. A tavasz tehát a *legszelesebb* évszak. A szélgyakoriság évi menetében figyelmet érdemel a szélcsendnek az őszi tetőzése. A kora ősz leginkább szélcsendes évszak. Ilyenkor derült, kissé nyáriás időjárás jut uralomra, s erre az időszakra esik a „vénasszonyok nyara”.

8. táblázat: A szél erősség középértékei Beaufort-fokokban Kisvárdán 1968-1975 között

Égtáj	É	ÉK	K	DK	D	DNy	Ny	ÉNy	Szél-csend
Évszak									
Tél	14,3	15,7	4,0	5,2	10,2	14,9	3,5	2,6	29,6
Tavaszi	22,3	20,7	5,2	5,6	5,8	13,1	2,9	4,8	19,6
Nyár	18,7	16,6	3,9	4,4	5,8	11,0	6,0	5,8	27,4
Ősz	14,7	15,1	2,9	4,2	6,4	13,0	2,9	3,5	37,3
Évi	17,7	17,025	4,0	4,8	7,0	13,75	3,1	4,2	28,5

Forrás: OMSZ adatai alapján

A szél erősség évi menetét illusztráló 8. táblázat adataiból kitűnik, hogy az egyes hónapok értékei között jelentősebb eltérések nincsenek.

A táblázat átlagértékeiből az is megállapítható, hogy az erősebb szelek (3,2-4,5 Beaufort-fok) leggyakrabban tavasszal, március és április hónapokban jelentkeznek. Átlagsebességük 15–30 km/ó között ingadozik, amelyek száraz időben már kisebb mértékű homokmozgást is előidézhettek.

Figyelmet érdemelnek még a viharos szelek, amelyek 6 Beaufort-foknál erősebbek. Sebességük meghaladja a 15 m/sec értéket, mintegy 50 km/ó. Főként az É-i hidegbetörések alkalmával jelentkeznek. A viharos szelek iránya megegyezik az uralkodó szelek irányával. Kb. 89-90 %-ban É-i, ÉK-i, 5-6 %-ban DNy-i irányból érkeznek. A többi irányból jövő viharos szél mindössze 4-5 %-ban fordul elő. A viharos napok gyakorisága márciusban, áprilisban tetőzik, ebben az időszakban átlagosan 10-15 napon lehet viharos szelekre számítani. Szerencsére az erősebb szelekkel sokkal ritkábban találkozunk, mint a gyengébbekkel. A tavaszi erős szelek a leghatékonyabb felszínformáló tényezők. Tél végén a hótakaró elolvadása után a száraz, tavaszi szelek kiszárítja a felszínt. A lehulló tavaszi néhány mm-es csapadék nem, vagy csak kevésbé tudja ellensúlyozni a szél szárító hatását. Ilyenkor a növényzet is csak itt-ott védi a talajt, így az erős szelek szállítja, áthalmozzák a homokot. Gyakran több cm vastagságú futóhomokot halmoz fel az áprilisi ún. „bőjt szél”. Pl. 1974. április 13-án 8-10 Beaufort erősségű kb. 65–80 km/óra sebességű szél a Rétköz D-i, és az ÉK-i részein 5-10 cm vastag homokréteget halmozott fel. 1992. április 6-7-e között Kemece határában a fedetlen futóhomokos részokról 15 cm vastag homokot elhordott az É-i szél. A nagymérvű homokmozgás az elvetett magvak elszállításával, betakarásával, a bokrosodó gabonafélék fellazításával jelentős károkat okozhat a mezőgazdaságnak. A homokmozgás kellemetlen következménye a homokverés. Ez abban nyilvánul meg, hogy a szél által szállított homokszemcsék nekiütődnek a növényeknek, ezzel felhorzsolják szárukat, levelüket. A homokverés többszöri megismétlődése a fiatal növények kipusztulásához vezethet.

1.2.1.4. Csapadékviszonyok

Az éghajlati elemek közül a mezőgazdaság számára kiemelkedő szerepe van a csapadék idő- és térbeli megoszlásának. A Rétközben az évi csapadékmennyiség sokévi átlaga 550-600 mm között van (9. táblázat), amely megegyezik a Bodrogi- Nyírség É-i, ÉK-i és a Szatmár-Beregi-síkság Ny-i részeinek csapadékmennyiségével. Területünkön a legtöbb csapadékot Kisvárda, Döge vonalától a Tiszaig terjedő részek kapják (10. ábra). Legkevesebb Búj, Gávavencsellő és a Tisza által határolt területen hull.

A csapadék éven belüli eloszlása nagyjából hasonló képet mutat, mint hazánk területének legnagyobb részén. Vagyis a legtöbb csapadék nyáron (194-211 mm), a legkevesebb (81-140 mm) a téli évszakban esik (10. táblázat).

9. táblázat: Havi és évi csapadékmennyiségek 1901-1996-ig (mm)

Hónap	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Év
Megfigyelő állomás													
Gégény	30	29	34	44	57	69	66	68	51	54	57	42	601
Kemecse	27	26	35	41	55	67	63	64	47	51	45	38	559
Kisvárd	32	34	36	44	60	72	66	70	48	54	46	45	607
Nagyhalász	26	24	30	39	53	64	61	61	46	49	43	37	533
Tiszabercel	28	25	33	43	62	74	70	67	52	55	50	41	600
Nyíregyháza	29	31	30	29	56	79	63	67	43	46	47	40	560
Debrecen (Pallag)	31	31	36	47	60	69	59	62	48	56	47	42	588

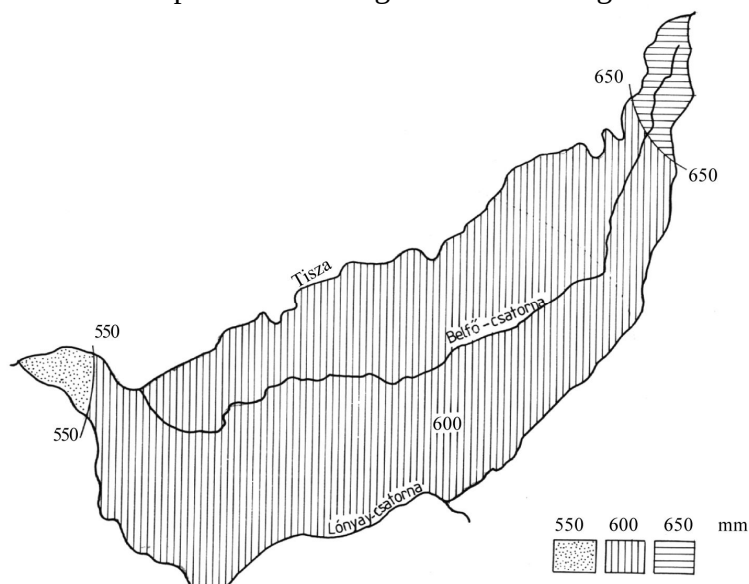
Forrás: OMSZ adatai alapján

10. táblázat: A csapadék évszakos eloszlása 1901-1996-ig (mm)

Hónap	Tél	Tavaszi	Nyár	Ősz	Év	Tenyész-időszak
Megfigyelőállomás						
Gégény	101	135	203	152	591	355
Kisvárd	111	140	208	148	607	360
Kisvárd	91	131	194	143	559	337
Nagyhalász	87	122	185	138	533	324
Tiszabercel	94	138	211	157	600	368
Nyíregyháza	100	115	209	136	560	337
Debrecen (Pallag)	104	143	190	151	588	345

Forrás: OMSZ adatai alapján

10. ábra A csapadék évi összegének területi megoszlása



Forrás: Magyarország Tervezési- Gazdasági Körzetei: III. alapján

A csapadék évi menetére júniusi, az ún. kora nyári csapadékmaximum (61-70 mm) és a téli -január-február- minimum (24-30 mm) jellemző. A koranyári csapadék általában május végén, június elején jelentkezik Medárd-nap körül. Ilyenkor a páratelt, hűvös óceáni

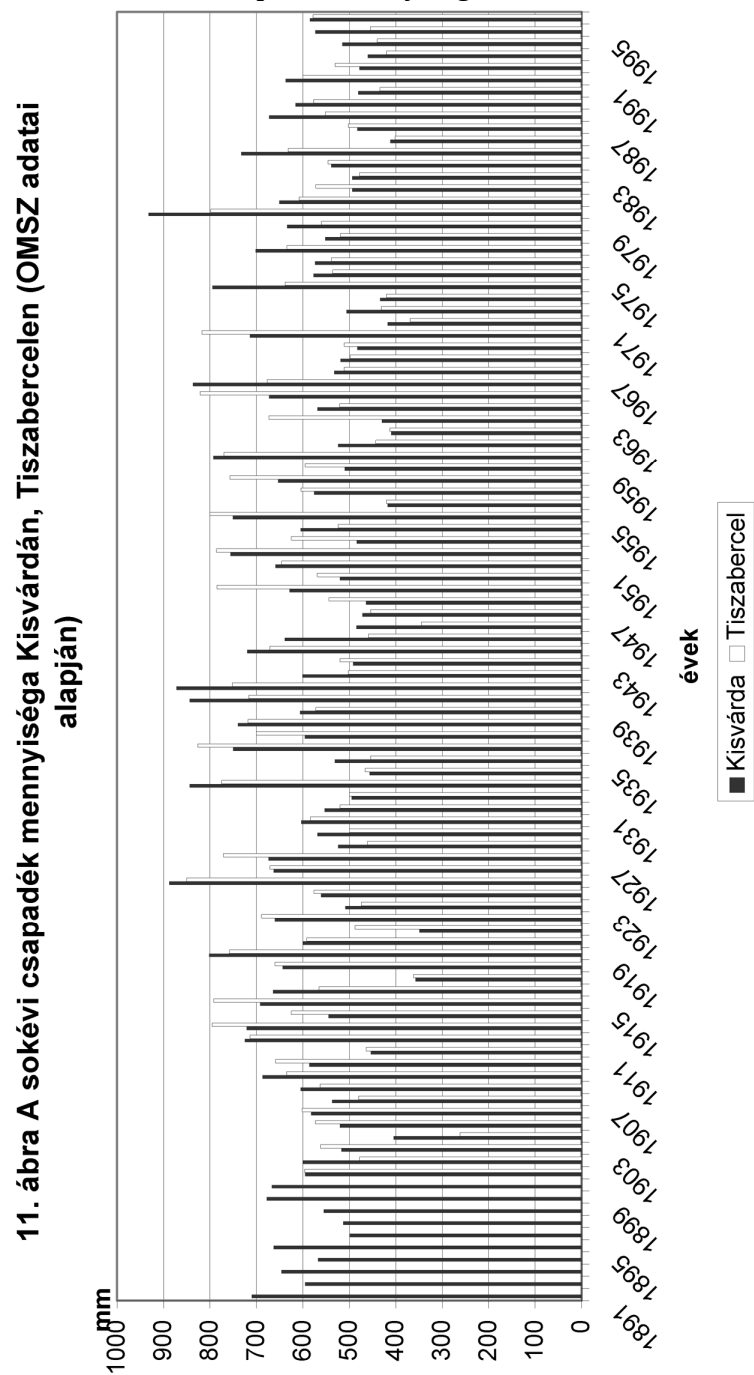
légtömegek sokszor hetekig tartó esőzéseket idézhetnek elő, és a levegő hőmérséklete átlagosan 2-3 °C-kal csökken. Előfordulhat, hogy október és november hónapban is nagyobb mennyiségű csapadék hull, de ez a nyár eleji csapadékmennyiséget már nem éri el. Az őszi időszakban a Földközi-tenger felől beáramló páradús légtömegek a Kárpát-medencében lévő hűvösebb, nehezebb légtömegekre felsiklanak, ez több napig tartó kiadós, csendes, országos esőzéssel jár. Mindkét esőmaximumnak nagy a mezőgazdasági jelentősége. A nyárelői esőmaximum a gabonaféléknek az utolsó vízigényes fejlődési szakaszában, egyúttal a kapásoknak szintén egyik különösen vízigényes periódusában szolgáltat elegendő vizet. Az őszi maximum a gabonafélék erőteljes fejlődéséhez szükséges talajnedvesség zömét adja.

A *tenyészidőszakban* (április 1-től szeptember 31-ig) a Rétköz területe átlagosan 324-368 mm csapadékot kap. A vegetációs időszakban nagyobb csapadékmennyiség tavasz végén (május), nyár elején (június) van. *Csapadékszegény időszak általában nyár közepén, végén, valamint a kora őszi hónapokban alakul ki.* Ekkor nagyfokú csapadékhiány jelentkezik, amely súlyos aszálykárt okozhat. Az év első négy hónapjában területünk gyakran kerül a kelet-európai és a sarkvidéki eredetű hideg légtömegek uralma alá, amelyek alacsony nedvességtartalmúak, és megakadályozzák az atlanti légtömegek behatolását. A második száraz időszak az ősz első hónapjában, szeptemberben köszönt be, de gyakran áthúzódik október elejére is. Ilyenkor a szárazföld felől az óceán felé tartó száraz, magasnyomású légtömegek nem jutnak el az Atlanti-óceánig, hanem Közép-Európa fölött leszállnak, így nálunk is száraz időszak alakul ki. A Rétköz 95 évi csapadékösszege az országos átlagokat (550-600 mm) tekintve közepesnek mondható. Több, és rendszeresebben eloszló csapadékot kap, mint az Alföld középső része. De kevesebbet, mint a Szatmár-Beregi-síkság területe, vagy mint az Északi-Középhegység magasabb részei.

A csapadék nagyon változékony éghajlati elemünk, mennyisége évről-évre szeszélyesen ingadozik. A sokévi átlagoktól egyes években, hónapokban, évszakokban feltűnően nagy eltérések lehetnek (11. táblázat).

A táblázatból kitűnik, hogy voltak évek, amikor az őszi csapadékmaximum időszakában mérhető csapadék nem hullott, más években viszont a 95 éves átlag háromszorosa esett. *A csapadék évi összegei is tág határok között ingadoznak*, ezt bizonyítja Kisvárdai és Tiszabercel évi csapadékmennyiségének ingadozása is (11. ábra).

11. ábra: Az évi csapadékmennyiség változása Kisvárdán és Tiszabercelen 1891-1996 között



11. táblázat: A legnagyobb és legkisebb havi és évi csapadékmennyiség 95 év (1901-1996) átlagában (mm)

Megfigyelő- állomás	Megne- vezés	Hónapok												Évi csapadék menny.
		I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	
Gégény	Max.	92	82	95	99	153	154	178	185	154	134	152	96	835
	Min.	5	3	2	3	17	14	14	11	0	0	0	2	342
Kisvárdá	Max.	82	75	93	116	166	160	181	195	154	126	140	122	888
	Min.	4	4	3	5	17	21	4	11	4	2	0	3	324
Ny.háza	Max.	102	91	111	95	140	184	184	159	129	143	146	120	822
	Min.	4	4	3	3	12	18	9	9	0	0	0	2	359
T.bercel	Max.	114	85	128	97	141	209	209	163	119	125	150	105	850
	Min.	3	1	1	0	10	12	13	8	1	0	0	4	265

Forrás: OMSZ adatai alapján

A vizsgált időszakban Tiszabercelen 10, Kisvárdán 13, Gégényben 16 alkalommal volt 500 mm alatt. Tiszabercelen 2, Kisvárdán 1, Gégényben 1 esetben pedig a 350 mm-t sem érte el az évi csapadékmennyiség. Viszont voltak olyan évek, amikor a csapadék meghaladta a 800 mm-t. A 11. ábra jól illusztrálja, hogy a sokévi átlagtól szép számmal vannak kilengések mindkét irányba. Túl száraz (265 mm 1904, 342 mm 1946), vagy túl csapadékos (888 mm 1925, 892 mm 1960) évek egyaránt előfordulnak.

A csapadékviszonyok ismertetésekor még azt is érdemes megnézni, hogy évente hány csapadékos napot tartanak számon. A Rétköz területén az év folyamán 0,1 mm csapadékot hozó napok száma 120-130. A napi 1 mm-t meghaladó csapadékos napok száma 85-95 között van. *A legtöbb csapadékos nap az ősz végén és a tél elején, a legkevesebb nyár végén fordul elő.* Ez azzal magyarázható, hogy a nyári csapadék kevesebb alkalommal hulló nagyobb, az őszi-téli csapadék pedig több kisebb intenzitású napi hozam halmozódásából ered. *Kora tavasztól késő őszig a csapadékhullást gyakran kísérik zivatarok.* Területünkön leggyakrabban május, június és júliusban jelentkeznek. Télen ritka, de nem rendkívüli jelenség 1-2 zivatar. Évente 20-40 zivatarra számíthatunk. Ez lényegesen kevesebb, mint az ország Ny-i részein, ahol a zivataros napok száma átlagosan 70.

A téli évszakban a csapadék egy része hó alakjában hull, amelynek bizonyos %-a azonnal elolvad, más része azonban hótakaró formájában hosszabb-rövidebb időn át megmarad a felszínen. A havas napok évi száma 95 év átlagában 30-35 között ingadozhat, amely hasonló az Alföld É-i peremvidékeihez. A havas napok száma évről évre rendkívül változó, mivel létrejöttük a két legváltozóbb éghajlati elemtől: a csapadéktól és a hőmérséklettől függ. Előfordult már, hogy elmúlt a tél mérhető hócsapadék nélkül, de voltak olyan évek is, amikor több hónapon keresztül hótakaró borította a felszínt (1940, 1952, 1955, 1998, 1999). *Az első havazás átlagosan november 18-a körül jelentkezik, az utolsó pedig március 23-án (12. táblázat).*

12. táblázat: Az első és az utolsó havazás (csapadék 0,1 mm) átlagos, legkorábbi és legkésőbbi napja Kisvárdán (1901-1996)

Az első havazás időpontja			Az utolsó havazás időpontja		
Átlagos	Legkorábbi	Legkésőbbi	Átlagos	Legkorábbi	Legkésőbbi
XI. 18.	1906. IX. 26.	1911. XII. 28.	III. 23.	1927. II. 17.	1985. VI. 25.

Forrás: OMSZ adatai alapján

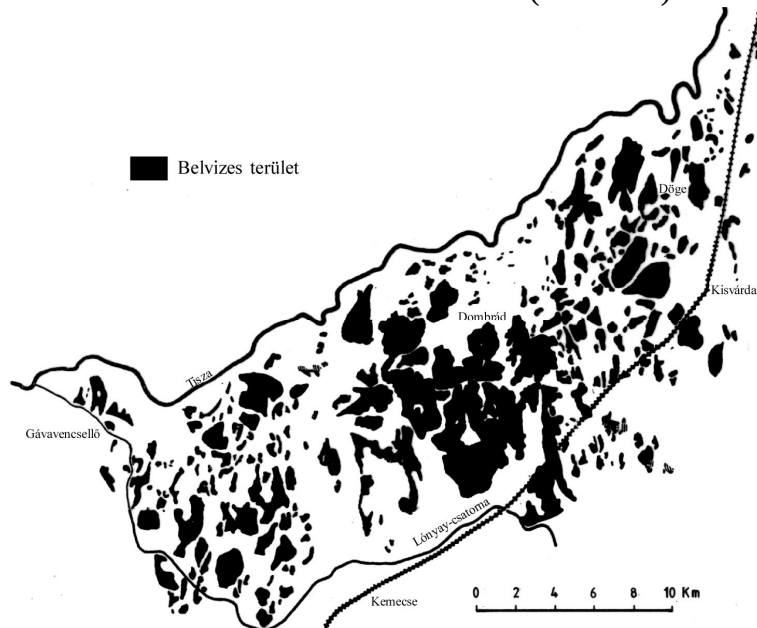
Egyes években azonban ettől nagy eltérések lehetnek. Előfordult, hogy szeptember végén (1906. szeptember 26.) és májusban is (1952. május 2.) havazott. A havas napok számánál nagyobb jelentősége van a hótakarónak mind a mezőgazdaság, a közlekedés, mind a köztisztaság stb. szempontjából. A Rétközben a hótakarós napok átlagos száma 35. *Az első hótakaró általában december elején jelentkezik*, az eltűnése pedig március első felére tehető. Területünkön a hótakarós napok száma több mint az Alföld középső, ill. DK-i részein. Ezt az itteni nagyobb csapadék-gyakoriság, az ÉK-i és a Keleti-Kárpátok közelsége, a szárazföld belsejéből beáramló hideg levegő hatása idézi elő. A hótakaró szinte sohasem tart ki megszakítás nélkül. Gyakori a hórég többszörű eltűnése és újraképződése, amiben nagy szerepet játszik az itt elég gyakori szeles, napsütéses téli időjárás hópusztító hatása. Az igen zord teleken előfordul, hogy a hótakaró hónapokon át megmarad, 1939-40-ben pl. 70 napig borította hó a talajt. A hótakaró átlagos vastagsága 4-5 cm, de egyes években ettől sokkal vastagabb hó halmozódhat fel. (1967 telén 30 cm hórég fedte be a terület nagy részét). 1969 telén a 23, 1998-ban pedig több mint 40 cm-es hótakaró okozott nehézséget a közlekedésben.

Mezőgazdasági és vízgazdálkodási szempontból nem elégedhetünk meg a csapadékkellátottság mennyiségi értékeinek és területi különbségeinek a felvázolásával, ugyanis a növényzet számára a felhasználható csapadékmennyiséget döntően meghatározza az elpárolgás, amely jelentősen csökkentheti a ténylegesen rendelkezésünkre álló vízkészletet. Vizsgálatok kimutatták, hogy területünkön (a homoktalajok rossz vízgazdálkodása, a gyakori száraz szelek, a nyár végi derült idő miatt) az elpárolgás nagyobb, mint a lehulló csapadék mennyisége. Ennek következtében *az év túlnyomó részében mintegy 25-50 mm vízhiány lép fel*. Tekintve, hogy *a vízhiány zömmel a nyári hónapokban jelentkezik*, ez arra figyelmeztet, hogy a hiányzó vízmennyiséget *öntözéssel* kell pótolni, ha a növényzet vízigénye és a klimatológiai lehetséges elpárolgotatás, beszívargás közötti összhangot biztosítani kívánjuk.

Hangsúlyozni szeretnénk, hogy *a Rétköz területén a vízhiány átlagos klimatikus állapot mellett érvényes*. Olyan években, évjáratokban, amikor bő a csapadék és hűvösebbek a nyarak, akkor átmenetileg vízfölösleg keletkezik. Ez a felszín gyenge lejtése miatt belvizek megjelenését, a lecsapolt területek újbóli elvizenyősödését vonja maga után. Például így volt ez 1965, 1966, 1967, 1988, 1989 és 1997, 1998, 1999-ben. 1997-től 1999-ig lényegesen több csapadék hullott májusban, júniusban, mint a korábbi években (pl. 1999. évben Kisvárdán márciusban 109, májusban 43,1 mm, 71,8 mm, Tiszabercelen márciusban 80, májusban 45,5, júniusban 99,2 mm), s ennek következtében a Rétköz területének kb. 20-30 %-át június második feléig belvíz borította (12. ábra). Máskor viszont súlyosabb vízhiány mutatkozik, amikor az öntözés által pótlendő vízmennyiség többszöröse lehet annak, amire az átlagok alapján számíthatunk (pl. 1946, 1962, 1963, 1964, 1971, 1995, 1996 és 1999. év).

Az éghajlati elemek értékelése során megállapítható, hogy a Rétköz éghajlati viszonyai - a szélsőséges klimatikus állapotoktól eltekintve - széles skálájú mezőgazdasági termeléshez -gabonafélék, kapás-, ipari- és takarmánynövények, zöldségfélék, gyógynövények, gyümölcs és szőlő stb. - kedvező feltételeket nyújtanak.

12. ábra: Belvízelborítások a Rétközben (1999-ben)



Felső-Tiszavidéki Vízügyi Ig. adatai alapján szerk. Kormány Gy.

1.4. Vízrajza

1.4.1. Felszíni vizek

A Rétköz területe az Alföldnek felszíni és felszín alatti vizekben gazdag része. Felszíni vízhálózatát a Tisza és a belvízelvezető csatornák alkotják.

A Tisza mintegy 70 km-t tesz meg a Rétköz É-i határán. A szabályozás során a folyónak ezt a szakaszát rövidítették le a legjobban. Közel 30 kanyarulat átvágásával a mederszakasz felére csökkent – 135 km-ről 70 km-re -. Ennek következményeként az eredeti esés (5,2 cm/km) duplájára nőtt (10,5 cm/km). Az esésnövekedés folytán lényegesen megnőtt a folyó munkaereje, melynek hatására e folyószakaszon mintegy 1,5-2 méter medermélyülés következett be. A mederviszonyok jellemző főbb adatait a 13. táblázatban foglaljuk össze.

A Tisza rétközi szakaszának jellegzetes vonása – a nagy számú kanyarlevágás ellenére – a kanyargósság. Különösen éles kanyarulatsor figyelhető meg Tuzsér és Tiszabezdéd, valamint Komoró és Szabolcsveresmart között (15 – 15/a ábra). Szabolcsveresmarttól a Lónyay-csatorna betorkolásáig Dombrád és Tiszatelek közötti szakaszon találunk még jól fejlett kanyarokat.



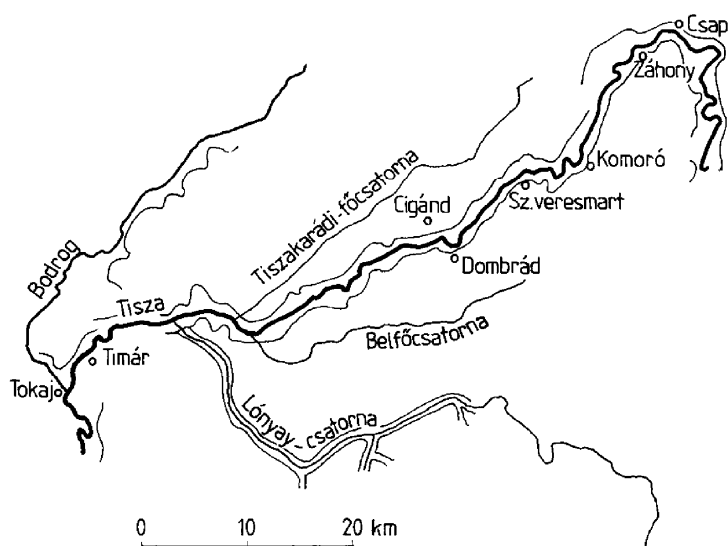
A Tisza Szabolcsveresmartnál

13. táblázat: A Tisza mederszerveinek főbb adatai Dobbrád-Tiszabercel között

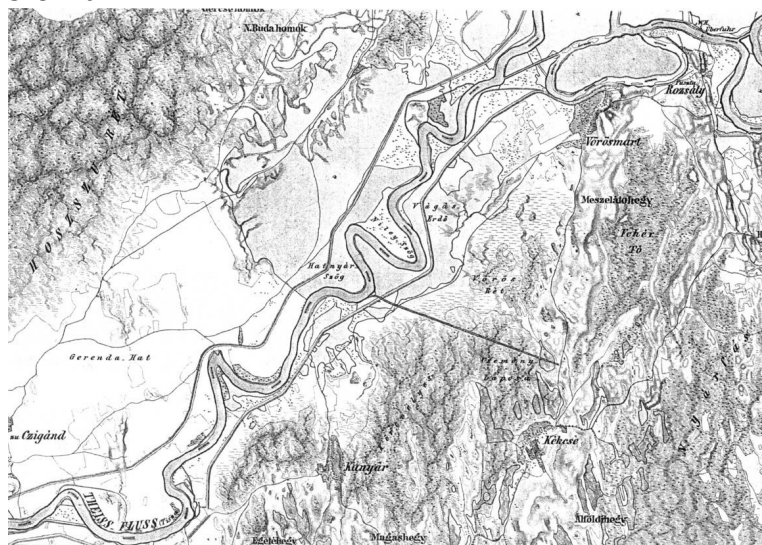
Víz-folyás	Állo-más	Távol-ság a torkolat-tól (km)	Víz-gyűjtő terület km ²	0 pont Magas-sága Adria felett (m)	Víztükör szélessége				Vízmélység sodorvonalban (m)		
					KV-nél	KÖV-nél	NV-nél	LVN-nél	Kis-víz-nél	Telt me-der-nél	Ár-víz-nél
Tisza	Domb-rád	601	32.833	94,70	96	191	27	30	2,6	6,3	7,8
	Tisza-bercel	576,6	32.863	92,03	122	217	18	60	3,4	7,2	8,7

Forrás: VITUKI adatai alapján

15. ábra: A Tisza helyszínrajza Csap-Tokaj között (Lászlóffy W. nyomán)



15/a ábra: A Tisza helyszínrajza Komoró-Dombrád Között a II. katonai felmérés (1806-1869) szerint



A rétközi Tisza-szakasz vízjárásának sajátos vonása, hogy a folyó 2%-os gyakoriságú nagyvizi hozama itt 4000 m³/sec, a magyarországi Tiszán ez kiemelkedőnek tekinthető. Ennek okát abban kereshetjük, hogy a Felső-Tisza forrásvidéke az egész vízgyűjtő legcsapadékosabb része. A Tisza vízjárásáról a dombrádi és a tiszaberceli vízmércék adatai nyújtanak tájékoztatást. (14. táblázat).

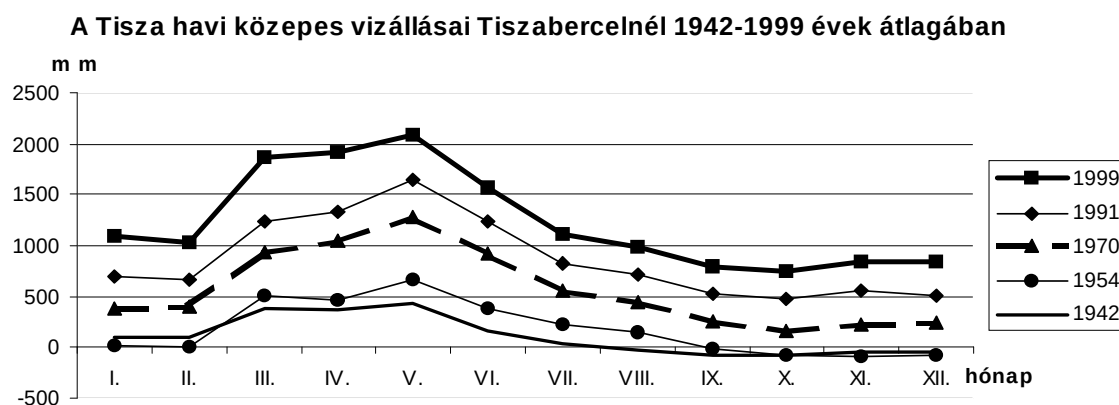
14. táblázat: A Tisza vízállás és vízhozam adatai Dombrád és Tiszabercelnél (1977-1996 között)

Víz-folyás	Állomás	Vízállás (cm)					Vízhozam (m ³ /s)			
		LKV	KV	KÖV	NV	LNv	LKQ	KÖQ	NQ	LNQ
Tisza	Dombrád	-206	76	169	615	890	44,30	346	2500	850
		1946. X. 2.				1888. III. 24.				
	Tisza-bercel	-152	259	351	700	887	53,0	464	2760	4250
		1891. XI. 1.				1888. III. 2.				

Forrás: Felső-Tiszavidéki Vízügyi Igazgatóság adatai alapján

A folyó vízszíntingadozása Dombrád-Tiszabercel közötti szelvényben 1940-1954 közötti években 6-7 m körül változott, ami meggyőző bizonyossága a vízjárás szélsőséges voltának. Növeli a folyó szélsőséges viselkedését a nedves és száraz évjáratok váltakozása, amit legjobban a közepes víznél kisebb, illetve a közepes nagyvíznél magasabb vizek előfordulásának átlagos és leghosszabb tartama közötti nagy különbség bizonyít. Dombrádnál a kisvíz és az árvíz aránya 1:80, tiszabercelnél 1:75. Az éven belüli vízállás-változásokra jellemző, hogy míg a maximumok áprilisra esnek, addig a minimumok szeptembertől novemberig alakulnak ki (16. ábra).

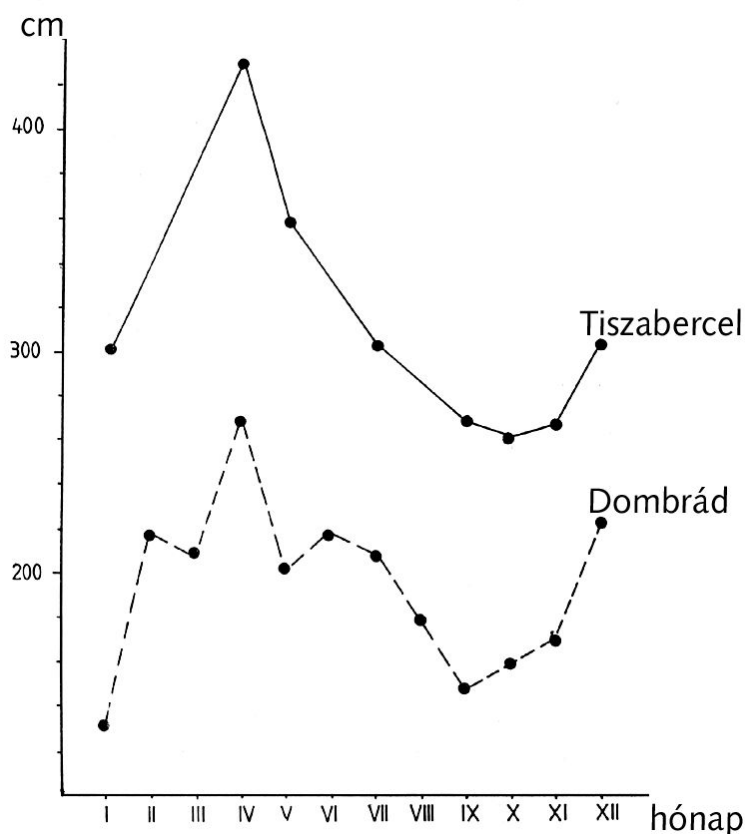
16. ábra. A Tisza havi közepes vízállásai Tiszabercelnél 1942-1999 évek átlagában



Forrás: Felső-Tiszavidéki Vízügyi Igazgatóság adatai alapján

A vízállás adatok vizsgálata folyamán arra figyelhettünk fel, hogy a Tisza vízállásgörbéinek minimuma 1955-től kezdődően magasabban helyezkedik el, mint a korábbi évtizedekben. Ez a helyzet a tiszalöki duzzasztómű és a Keleti-főcsatorna üzembehelyezése után (1954. VIII.) következett be. A vízlépcső duzzasztó hatása Tiszalöktől Dombrádig észlelhető. Így e szelvényen a folyó vízjárásának természetes jellegét elvesztette (17. ábra).

17. ábra. A Tisza átlagos évi vízszintingadozása Dombrád és Tiszabercelnél (1970-1990 között)



Forrás: Felső-Tiszavidék Vízügyi Ig. adatai alapján

A Rétköz csatornáit – bár a nagyobbak nyomvonalait a természeti adottságok (szélbarázdák, hajdani folyómedrek stb.) kihasználásával tűzték ki – nem tekinthetők természetes vízfolyásoknak. A lefolyó csapadék 90%-át a Belfő-, 10%-át a Lónyay-csatorna gyűjti össze és vezeti le a Tiszába.

15. táblázat: A Rétköz nagyobb belvízelvezető csatornáinak mederviszonyai

Csatorna neve	Mederszakasz hossza (km)	Vízgyűjtő terület km ²	Mederszakasz		Befogadója
			felső	alsó	
Belfő-csatorna	53,3	603	140	96	Tisza
Nagyhalász-Pátrohai csat.	29,7	115	100	97	Belfő
Lónyay-csatorna	44,7	1957,8	107	102	Tisza

Forrás: Felső-Tiszavidéki Vízügyi Ig. adatai alapján

A Rétköz területét K-Ny irányban átszelő Belfő-csatorna 1954 óta a Tiszalöki-Vízlépcső duzzasztás miatt szabadeséssel nem szállíthat vizet. A víz szállítását a rétközberencsi, a dombrádi, a tiszateleki (Halásztanya) és a tiszaberceli átemelő szivattyúk szabályozzák. A szivattyútelepek teljesítőképessége a mellékcsatornákból átemelendő vízmennyiségtől Tiszabercelnél 6 m³/s, Tiszateleknél 2,7 m³/s, Dombrádnál 2 m³/s, Rétközberencsnél a legnagyobb 10 m³/s.



A megáradt Lónyay-főcsatorna (Ibrány-Nagytanya 1999. III.)

16. táblázat: A Rétköz nagyobb belvízelvezető csatornáinak főbb hidrológiai adatai (1970-1996)

Vízfolyás	Állomás	A víztükör szélessége	A meder mélysége		Vízállás (cm)			Vízhozam (m ³ /s)		
		KÖV-nél (m)	Köze-pes mélység (m)	legna-gyobb mélys. (m)	KV	KÖV	NV	KQ	KÖQ	NQ
Belfő-csatorna	Kétérköz (szivattyútelep)	4	0,75	0,94	-	-	117	-	0,6	1,37
	Ibrány	8,7	0,75	0,95	-	-	169	-	0,7	0,87
	Tiszabercel (szivattyútelep)	2,6	1,20	1,20	-	-	127	-	0,9	0,19
Nagyhalász-Pátróhai csatorna	Nagyhalász (Neszehíd)	4,7	0,84	1,12	-	-	157	-	0,7	0,69
Lónyay-csatorna	Kemecse	8,0	1,33	1,5	-	97	197	-	0,42	1,11
	Kótaj	10,7	1,1	1,6	-	59	115	-	0,48	1,66

Forrás: A Felső-Tiszavidéki Vízügyi Ig. adatai alapján

A Rétköz D-i és a Ny-i peremén futó Lónyay-főcsatorna főként a Nyírség vízválasztójától É-ra fekvő homokvonulatok közötti mélyedések vizét gyűjti össze. A Rétköz területéről csak néhány kisebb belvízelvezető csatorna táplálja a Lónyay-csatornát.

A legnagyobb csatornák legfontosabb hidrológiai adatait a 15-16. táblázat tartalmazza. E csatornák havi közép-vízhozamát vizsgálva a legmagasabb értéket kora tavasszal a hótakaró elolvadása után, a legalacsonyabbat a nyári száraz időszakot követően szeptemberben figyelhetjük meg. Az augusztusi-szeptemberi rohamos vízmennyiség csökkenés október első felében is folytatódik, míg végül is az őszi csapadék hatására novembertől kezdve lassan emelkedik a csatornák vízhozama (17. táblázat).

17. táblázat

A Belfő-csatorna vízállása cm-ben az 1998. évben

Időpont	Állomás					
	Szöveteni		Kétérköz		Tiszabercel	
	max.	Min.	max.	min.	max.	min.
január	140	60	240	108	270	166
február	130	96	114	52	190	128
március	92	78	162	46	480	272
április	90	70	100	33	148	130
május	90	65	110	70	154	134
június	87	10	116	60	152	106
július	72	10	102	50	290	116
augusztus	20	10	100	90	280	260
szeptember	27	14	106	90	162	238
október	75	14	112	70	180	164
november	80	47	120	70	220	190
december	103	80	152	88	154	118

Forrás: Felső-Tiszavidéki Vízügyi Ig. adatai alapján

A csatornák alacsony vízhozama, a gravitációs úton való lefolyás hiánya azzal a kedvezőtlen hatással jár, hogy vizük szennyezettségének mértéke minden évben nagyobb és nagyobb, amit főként a csatornák közelében lévő üzemek, illetve a Nyíri-főcsatornák - különösen a VIII. számú - által szállított ipari melléktermékek idéznek elő. Ennek következtében a csatornák halállománya kipusztulóban van - ilyen értelemben nincs is jelentősége -, fürdési lehetőség is megszűnt.

1.4.2. Állóvizek

A nagyarányú lecsapoló munkálatok eredményeképpen az állóvizekben annyira gazdag Rétköz területéről eltűntek a tavak, mocsarak, s csak néhány kisebb tavacska maradt vissza. Nagyrészüket elsekélyesedett, felületük a csapadékjárás szerint erősen ingadozik. A természetesnek vett állóvizek között a legismertebb a *Rádi- és a Fertő-tó*.

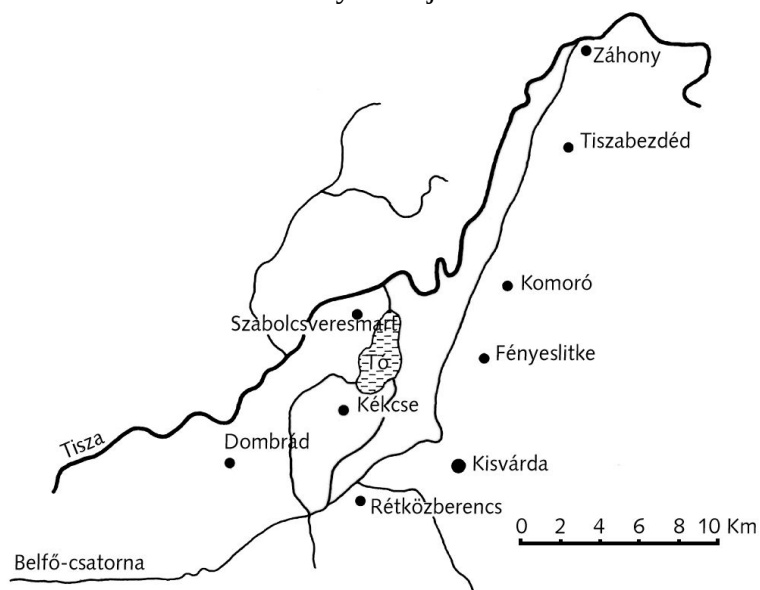
A *Rádi-tó* (Kiss Lajos (1961) Fertő-tó néven említi) 5 ha kiterjedésű szikes-tó Tiszarád határában. A II. világháborút megelőző évtizedekben kedvelt fürdőhely. Gyógyító hatása miatt más vidékekről is felkeresték. Száraz években kiszárad, s fenekén kivirágzik a sziksó.

A *Fertő-tó Nagyhalász község D-i részén található*, ÉD-i irányban elnyúló 27 ha területű szikes tó. Vízmélysége tavasszal, nyár elején 0,5-1,5 m között ingadozik. Száraz időszakban kiszárad, a széleken kivirágzik a sziksó. 1950-től a nagyhalászi Petőfi Tsz 152 ha nagyságú, 3,03 millió m³ térfogatú halastavat létesített a tó területén. Az 1960-as években Kemecse ÉNy-i részén kisebb (5,2 ha kiterjedésű, 0,22 millió m³ térfogatú) halastavat hoztak létre egy elhagyott ősi folyómeder kimélyítésével, szélesítésével. Az egymás közelségében lévő tavak fokozatos vízellátását a Lónyay-csatorna biztosítja.

A Rétköz legnagyobb kiterjedésű mesterséges állóvize a Rétközi-tó, amelyet Szabolcsveresmart-Döge-Kékcse, valamint a Tisza bal parti homokbuckái között húzódó deflációs mélyedésben alakították ki, mintegy 420 ha területen (18. ábra).

A Tiszalöki-vízlépcső megépítése a rétközi belvízrendszer 100 év alatt kialakított vízlevezetési és vízháztartási viszonyait jelentős mértékben megváltoztatta. Megszűnt a gravitációs lehetősége a Tiszába, a visszaduzzasztás hatására a folyómenti talajvízszint megemelkedett, ezáltal a belvízveszély gyakorisága megnőtt.

18. ábra: A Rétközi-tó helyszínrajza



Forrás: Felső-Tiszavidéki Vízügyi Ig. nyomán



Nagyhalász-Pátróhai csatorna Demecser határában

A káros belvízelvezetés meggyorsítása és a Belfő-csatorna alsó szakaszának tehermentesítése céljából épült meg 1987-re a Rétközi-tó. A tómeder első teljes elárasztására 1991. májusában került sor.

A tározóba Rétközberencsnél egy 10 m³/s összteljesítményű szivattyútelep biztosítja a Belfő-csatornán érkező belvizek beemelését. A víz levezetésére Szabolcsveresmartnál egy kiberesztő zsilip szolgál, amely a Tiszába vezeti a vizet, illetve biztosítja a Tiszából való feltöltés lehetőségét.



A Rétközi-tó

A tó vízmennyisége és vízminősége kedvező feltételeket biztosít a mezőgazdasági területek öntözéséhez, a haltenyésztéshez, a közvetlen környezete pedig hétvégi pihenőövezet kialakításához, fejlesztéséhez. A Rétközi-tó legfontosabb adatait a 18. táblázat mutatja.

18. táblázat: A Rétközi-tó hidrológiai jellemzői (1998)

Tápláló vízfolyás	Vízállás (cm)			Térfogata (ezer m ³)			Felülete (ha)			Hasznosítható Térfogat (cm ³)	
	min.	közepes (üzemi)	max	min.	közepes (üzemi)	max.	min.	közepes (üzemi)	max.	halászat	öntözés
Belfő- csatorna	120	320	420	2530	9070	13200	255	390	427	2530	6540

Forrás: Felső-Tiszavidéki Vízügyi Igazgatóság adatai alapján

1.4.3. A felszín alatti vizek

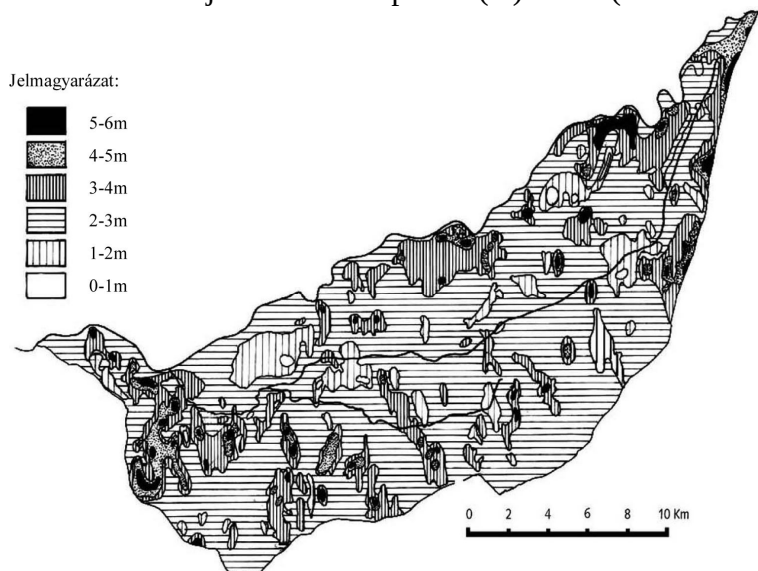
A Rétköz területének nagy részén a *talajvíz* a felszínhez közel helyezkedik el. Sok helyen 1-3 m mélységben elérhető a talajvíz tükre, de a magasabban fekvő dombhátakon 3-6 m mélységben találjuk. Nedves években a mélyebben fekvő területeken alig 0-100 cm-re áll a víz a felszín alatt (19. ábra). A talajvíz szintjének évi ingadozása átlagosan 50-80 cm, a Tiszamenti területeken eléri az 1-1,6 métert. Valószínű, hogy a Tisza vízlehúzó hatása miatt mélyebbre kerülhet a talajvíz.

A talajvíz szintje az őszi esőzések hatására, általában decemberben kezd emelkedni. Az emelkedési folyamat tavasz derekáig tart, amit a hideg évszak alacsony párolgási viszonyai és a hóolvadás segít elő (20. ábra).

A Tisza duzzasztott vízszintje magasabban van a mély ártér terepszintjénél, s így az ártér felé való szivárgás állandó. A duzzasztómű működése folytán előállott tartós duzzasztott víz miatt a Rétköz területén működő vízügyi szervek állandó védelmi készültségben vannak a zsilipek zárvatartásával. A duzzasztó megépítése előtt tízéves átlagban évi 250 napon keresztül szabadon folyhatott be a belvíz a kis vízállású Tiszába. A duzzasztott víz miatt a gravitációs levezetésre nincs lehetőség, ezért csak szivattyúzással tudják a Belfő-csatorna vizét a Tiszába emelni. Emiatt a Rétköz belvíz rendezése, illetve védelme korlátozott, a Keleti-főcsatornához szabott igények kielégítésének függvénye.

A tiszalöki duzzasztás következtében a talajvíz állása eltér a régebbi szinttől, talajvíztöbblet jelentkezik, amire sem a mezőgazdaság, sem a mélyépítés nem rendezkedett be, mert ennek mértékére, megjelenési helyére, idejére nem számíthatott. *Ez a talajvíztöbblet Tiszalöktől-Dombrádig jelentkezik a Tisza mentén átlagosan 1 km, maximálisan 1,3 km, minimálisan 0,5 km szélességben.*

19. ábra. A talajvízállás a terep alatt (m) 50 év (1949-1999) átlagában



Forrás: VITUKI adatai nyomán szerk. Kormány Gy.

Ez az ún. Tisza által megemelt talajvízállások övezete. Ezekben az övezetekben a gazdaságok talajművelési munkálatait megnehezíti a tavasszal és ősszel jelentkező magas talajvíz. Emiatt sok helyen elmarad az őszi és a kora tavaszi mélyszántás, amely a vetésterv megváltoztatását eredményezi. Az érintett területeken csökkent a termés volumene is. Mindez arra készítette a gazdaságokat, hogy a korábban kialakított vetésszerkezetüket átalakítsák.

A Rétköz területén a rétegvíz a pleisztocén rétegekben található. Urbancsek J. (1965) szerint a mélyebb fekvésű rétegek közül az alsó pleisztocén rétegekben sok a durvaszemcsésű üledék, s ezek a rétegösszletek az egyik legjelentősebb víztárolók. Ezekre a rétegekre lehet alapozni az ivóvízellátást. Területünk vízellátásának nagyobb hányadát Kótaj, Paszab, Kisvárd, Kemecse körzetében lévő durvaszemcsésű pleisztocén rétegben felhalmozódott víz biztosítja. A középső pleisztocén rétegek apró és finom szemcsésűek, és így nagyobb mennyiségű víz kitermelésére alkalmatlanok.

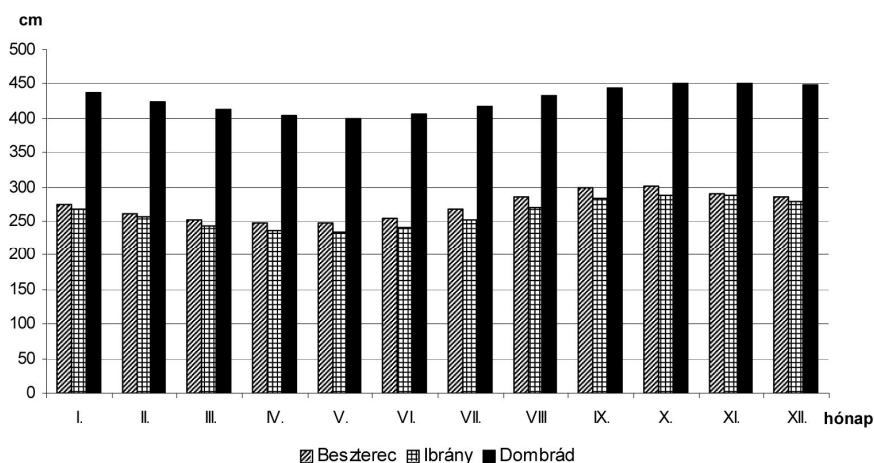
A terület mélyebb víztartóiból az 1960-as években végzett kutatófúrások során gyógyhatású hévizet tártak fel Kisvárd, Kemecse, Nagyhalász határában. A termálkutak adatait a 19. táblázat ismerteti.

19. táblázat: A termálkutak jellemző adatai (1998)

A kút létesítésének helye	létesítés éve	Vízátadó réteg		Vízhozam l/p	Víz hőfoka °C	A víz kémiai jellege	Hasznosítása
		kora	mélys.				
Kisvárdai I.	1964	Felső-pannon	600	400	43	Alkálihidrogén karbonátos	Fedett- és strand-fürdő, ivóvíz
Kisvárdai II.	1967	Felső-pannon	790	725	49	Alkálihidrogén karbonátos	Fedett- és strand-fürdő, ivóvíz
Kemecse	1958	Felső-pannon	513	1260	35	Kloridos	Ivóvíz, tisztasági Fürdő
Nagyhalász	1966	Felső-pannon	622	630	38	Hidrogénkarbonátos és kloridos	Ipari, szabadfürdő

Forrás: Felső-Tiszavidéki Vízügyi Ig. adatai alapján

20. ábra. A talajvízszint évi ingadozása Beszterec, Ibrány és Dombrád térségében 50 év (1949-1999) átlagában

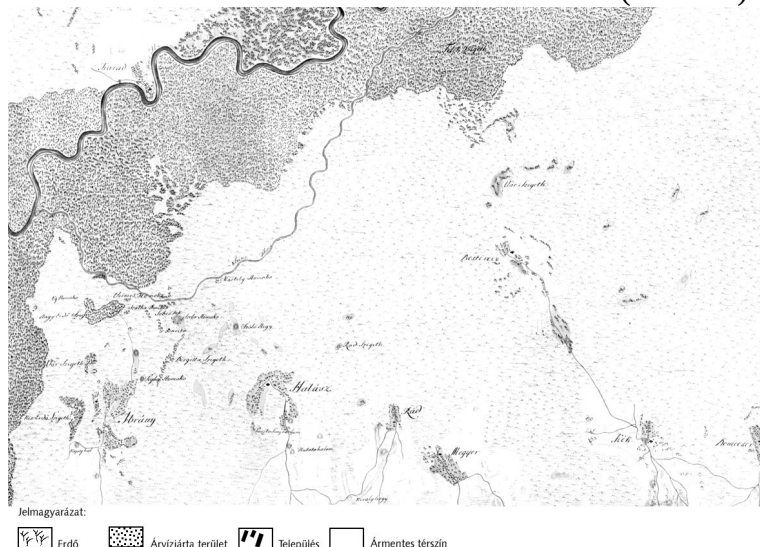


Forrás: Felső-Tiszavidéki Vízügyi Ig. adatai alapján

1.4.4. Lecsapoló munkálatok a Rétközben

Az 1802-ben készült bécsi katonai felvétel úgy ábrázolja ezt a tájat, ahogyan azt a természet kialakította. Az emberi munkának kevés nyomát láthatjuk. Nagy része kiterjedt mocsárvilág, szabadon kalandozó vadvizek területe volt (21. ábra). A védőtöltések megépítése előtt kb. 35 ezer ha árvíz és belvízjárta terület, 23 ezer ha állandó tóvidék és láp volt, amely a Rétköz területének 68,6%-ára terjedt ki. Ez a nagymennyiségű belvíz és árvíz 2400/km² vízgyűjtő területről származott.

21. ábra. A Rétköz az I. katonai felvétel szerint (1782-85)

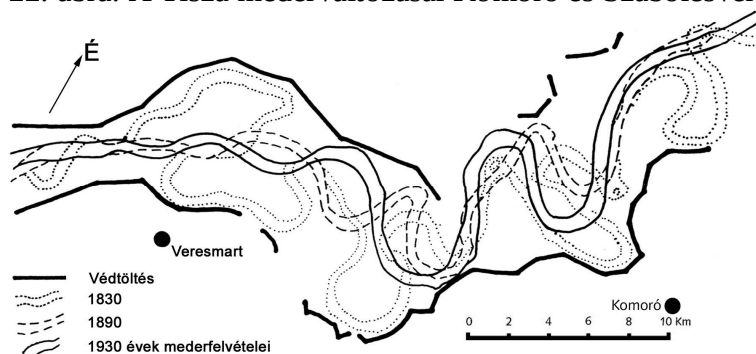


A Rétközben a társadalom nagyarányú természetátalakító munkája több mint másfél évszázaddal ezelőtt az 1840-es évek elején vette kezdetét azzal, hogy a Tisza mentén Tuzsértól Szabolcsveresmartig megépítették az ún. "Vármegyei védőtöltést". Ez a töltésszakasz azonban a helytelen vonalvezetés, csekély töltésméretok miatt nem akadályozhatta meg, hogy a Tisza árvizei továbbra is a Rétközre juthassanak (Imre J. 1930).

A rétközi Tisza-szakasz szervezett ármentesítő és folyószabályozási munkálatai 1846 őszén vette kezdetét a Felsőszabolcsi Tiszai Ármentesítő és Belvívészabályozó Társulat irányításával. A nagy lendülettel megindult munkát hamarosan félbeszakította a szabadságharc. Hatéves kényszerszünet után 1854-ben a munkálatokat tovább folytatják. A szakszerű irányításnak, a pénzügyi fedezetek előteremtésének köszönhetően 1858-ra be is fejezték.

A Tisza gátjának Zsurk-Gávavencsellő közötti szakasza 1858-ban elkészült ugyan, de az árvíznek (1859., 1864., 1867., 1868. években) nehezen tudott ellenállni. Ez a helyzet vezette a társulatot arra, hogy 1879-1880 évek között a szükséges méretekhez igazodva *megemeljék a gát magasságát* (Ihring D. 1973.). A szabályozott Tiszának a mai futását vizsgálva kiderült, hogy a folyó ezen a szakaszán nagymértékben kiegyenesedett, már csak a gátak közötti hullámtérben visszamaradt holtágak emlékeztetnek a régi kanyargós Tiszára (22. ábra).

22. ábra: A Tisza mederváltozásai Komoró és Szabolcsveresmart között



Forrás: A magyar vízszabályozás története (szerk. Ihrig D. Bp. 1973. pp. 307.)

A Tisza védőgátjának építésével egy időben tervbe vették a Rétköz területének a belvizektől való mentesítését is. E munkálatok első időszakában 1857-1863-ig megépült Tiszabездédtől-Tiszabercelig az 53,3 km hosszú Belfő-csatorna, majd 1865-re a főcsatorna 22 számozott mellékcatornája 160,5 km hosszúságban (a Belfő-csatorna neve a belvízgyűjtő főcsatornából képzett rövidítés), amelyet három szakaszra szoktak elkülöníteni: a felső részét: Társulati (Tiszabездédtől-Tuzsér között), a középső részét: Belfőnek (Tuzsér-Nagyhalász szakasz), az alsó szakaszát: Kis-Tiszának (Nagyhalász-Tiszabercel között) nevezik. Az utóbbi szakaszt védőgátakkal látták el, mivel e területen a felszín alacsonyabb a csatorna felső és a középső szakaszán levő felszínnél, s alacsonyabb a Tisza közepes vízszintjénél. A csatorna vizét zsilippel emelik Tiszabercelnél a Tiszába. Ezzel a nagyszabású felszíni vízszabályozó munkával a Rétköz területét mentesítették a Tisza árja ellen, de nem mentesült a belvízelöntésektől annak ellenére, hogy megépült a Belfő- és mellékcatornái. Ez az állapot azért alakulhatott ki, mert a Nyírség vízvázasztó vonalától (Vásárosnamény, Nyírbéltek, Hodász, Hajdúböszörmény) É-ra fekvő területéről, a tavaszi hóolvadásból származó ún. "nyírvizek" szabad lefutással juthattak a Rétközre. (A Nyírség területéről lefutó "nyírvíz" pl. 1876. 16.500 ha, 1877. 17.400 ha, 1878. 23.200 ha, 1879. évben 35.000 ha-t öntött el a Rétközben.)

A vízvázasztótól É-ra lévő területnek átlagosan kilométerenként 1 m az esése, s ennek következtében a víz erről a területről a Rétköz teknőjébe gravitált. A természetes lefolyás által szállított vízmennyiséget növelték azzal, hogy a homokdombok között lévő lépcsőzetesen elhelyezkedő medencék vizét a XIX. sz. elején 1806-tól a mezőgazdaság és a közlekedés érdekeit szem előtt tartva vármegyei kezdeményezésre levezették. Ezeket a levezető csatornákat ún. "vármegyei árkokat" minden műszaki megfontolást nélkülözve ásták. Ez azt váltotta ki, hogy utat nyitottak a medencék vizének az alacsonyabb fekvésű Rétköz felé. Tehát annak ellenére, hogy a Tiszát Zsurk és Gávavencsellő között gátak közé szorították (1858), a terület továbbra is víz alá került. Sőt sok esetben, főképpen belvizes esztendőben több volt a belvízkár, mint az ármentesítés előtt. Ugyanis a nyílt ártér bezárult, s a Belfő-csatorna a tiszaberceli zsilipen nem tudta levezetni a területre jutott nagy mennyiségű vizet. Ez az elszomorító helyzet kényszerítette a "Nyírvíz Szabályozó Társulatot" arra, hogy egy olyan gyűjtő főcsatornát építsenek, amely képes a nyírvizeket felfogni és a Tiszába levezetni. *A gyűjtő-főcsatorna (övcatorna) építését 1879-ben kezdték meg és 1882-ben fejezték be. A nyírvízgyűjtő csatornát 1884-től a társulat elnökéről Lónyay Menyhértről "Lónyay-csatornának" nevezik.* A csatorna 44,7 km hosszú Berkesz határában kezdődik és Gávavencsellő mellett szabad folyással ömlik a Tiszába. A Lónyay-főcsatornába összesen hat számozott (III-IX-ig) főfolyás torkollik. (A "főfolyás" elnevezés az állandó vízszállításra utal.) Ezek közül a III.- (berkeszi), IV.- (kemecsei) és a VIII.- (Érpatak) szabad folyással, az V.-, VI.- és a IX.- főfolyások vize mivel fenékszintjük alacsonyabb, mint a Lónyay-csatornáé, ezért szivattyúk segítségével jutnak a gyűjtő főcsatornába. A Lónyay-főcsatorna magas vízállása esetén azonban mindegyik főfolyás vize csak szivattyúk továbbításával juthat el a Tiszába.

A vízvázasztó É-i részén fekvő területek mélyedéseinek vizét levezető mellék csatornák és azok vizét összegyűjtő főcsatornák - amelyek a Lónyay-csatornába öntik vizüket - építése 750,36 km hosszúságban 1893-ban befejeződött. A Lónyay-csatorna mindössze 19 km hosszú szelvényhez tartozó szakaszon veszi fel a Rétköz vizét két szivattyú segítségével Gávavencsellőnél.

A Lónyay-csatorna építését követően kiderült, hogy rosszul választották meg a csatorna nyomvonalát, ugyanis a társulati-, és birtokhatárok, valamint költségvetési okok miatt a főcsatorna feleslegesen messze került a nyíri dombok É-i lábától. Ennek következtében a főfolyások által szállított homok felhalmozása folyamatossá vált, évek során a mederbe lerakódott törmelék eltávolítása visszatérő feladatot jelent. Tehát a gyűjtő főcsatorna más nyomvonalon való megépítése műszaki szempontból sürgős, de a rendkívül nagy építési költségek miatt ez a feladat nem érett meg a megvalósításra. Mindezek ellenére a Lónyay-főcsatorna és a hozzá kapcsolódó 1094,3 km hosszú csatornarendszer megépítésével megszabadították a Nyírség északi területét a mocsárvilágtól, az elzártságtól, a betegségektől.

A Lónyay-csatorna és mellékcatornáinak megépítése után a Rétköz vízgyűjtő-területe 2400 km²-ről 603 km²-re csökkent. A belvizek által elöntött terület állandóan szűkül, 1879-1882-ig az évek átlagában 25.000 ha, 1883-1889. évek között már átlagosan 2.500 ha-ra zsugorodott a belvizes terület. A "nyírvizek" elvezetése lehetővé tette a tavaszi belvízjárta területről a víz gyorsabb levonulását, s ezzel a mezőgazdaság számára tekintélyes nagyságú művelhető területeket nyertek.

A Rétköz belvízelborításos területeinek jó része eltűnt, a csekély esésű részek mélyedéseiben a tavaszi hóolvadásból származó víz nem mindenütt tudott lefolyni, s így a belvíz évenként még mindig jelentős területet borított el. Ezért szükségessé vált a belső terület csatornahálózatának további bővítése.

Az 1892-ben bekövetkezett súlyos belvízkárok után a "Felső-Szabolcsi Ármentesítő Társulat" tervbe veszi az addig épített csatornák mélyítését és a középső terület mentesítését. E munkálatokat 1895-ben kezdték meg, s 1898-ban fejezték be. 1890-1900 között megépült a 29,7 km hosszú Nagyhalász-Pátrohai csatorna, amely a Rétköz legmélyebben fekvő területének - pátrohai mélyedés - vizét vezeti le.

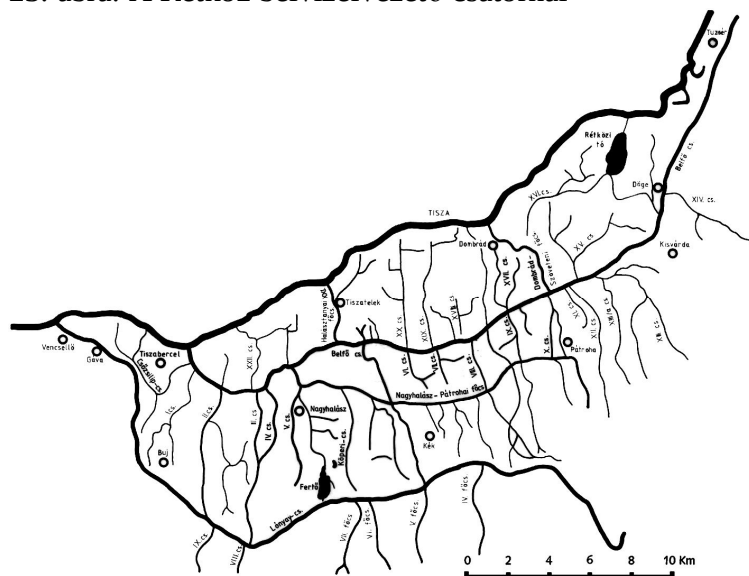
A századforduló után továbbfejlesztik a csatornahálózat építését, s így 1907-1911 között 36 km, 1922-40 között 7,7 km hosszú csatorna épült. Az 1941-42-43-as években a rendkívüli belvizek idején 103,3 km mellékcatorna létesült. Ezzel tulajdonképpen a csatornaépítés befejeződött.

A II. világháború után főképpen a meglévő csatornák felújítására fordítottak nagy gondot. Új csatornaként 1967-ben Kétértköz-Halásztanya között 5 km szakasz épült, amely a Belfő-csatornát mentesíti magas vízállás esetén, illetve a Tiszából a Belfőbe juttat vizet.

A Rétközben a belvizek levezetésére összesen 559,2 km hosszú csatornahálózat létesült, s ezzel 35.000 ha területet ármentesítettek. A Belfő és a Lónyay-csatornába több mint száz kisebb csatorna vezeti a mélyfekvésű területek vizét (23. ábra). Ezeknek a kisebb csatornáknak nagyrésze időszakos, nyáron kiszáradnak, ősztől nyár elejéig telnek meg vízzel.

A Rétközben a XIX. sz. végétől végrehajtott árvíz- és belvízmentesítő munkák eredményeképpen eljutottak odáig, hogy a tavaszi vízelöntések kellő időben lefolyásra kerülnek, és az egykori lápon meghonosodott földművelést csak belvizes években teszik lehetetlenné több száz hektáron. Pl: 1967-1999-es években -rendkívüli belvizes esztendőben- a terület 30%-át borította belvíz és csak május végén, június elején tudták művelés alá venni a belvíz által elhódított területeket (12. ábra).

23. ábra: A Rétköz belvízelvezető csatornái



Forrás: Felső-Tiszavidék Vízügyi Ig. adatai nyomán

A lecsapolás után a terület vízrajzával együtt változott meg a növényzet, az állatvilág, a nád, a sás, a hínár stb. helyébe kultúrnövények kerültek, legelők és kaszálók alakultak ki. Ugyanakkor új viszonyokat teremtett nemcsak a lecsapolt, hanem a szomszédos területek talajvíz megváltozásával a talajfejlődés területén is. A lecsapolás következtében szárazföldi kapcsolat létesülhetett az egyes helységek között, amelyek azelőtt egymással csak vízen, vagy nagy kerülőkkel közlekedhettek



Belvízelöntések Ibrány határában 1999-ben

2.1.3. A Rétköz népességének fontosabb demográfiai jellemzői 1945-1997 között

A II. világháború utáni években a nagyarányú társadalmi-gazdasági változások alapvetően módosították a Rétköz népesedési viszonyait. Közvetlenül a háborút követő években (1945-1947-ig) néhány településben (Pl.: Paszab, Ibrány, Nagyhalász, Kótaj stb.) jelentős számú kor- és nembeli változásokat eredményeztek a szervezett áttelepülések Bácskába, hivatalos kivándorlások Svédországba, az erőszakos elhurcolás a Szovjetunióba "malenkij robot"-ra.

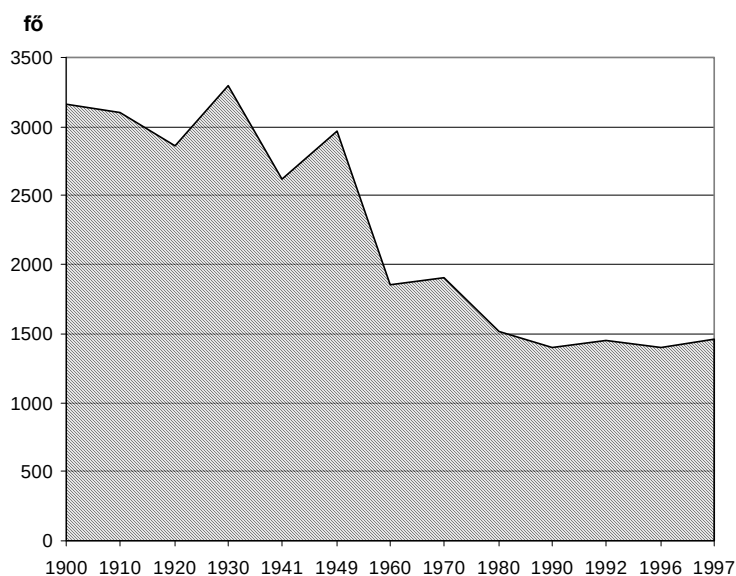
Az 1945-ös földreform a tanyásodásnak egy új és mind ez ideig utolsó hullámát eredményezte. Új kisbirtokos tanyák sora jött létre, melynek hatására a külterületi népesség aránya emelkedett.

Ugyancsak változott a lakosság mobilitása, a kereső népesség mintegy 8,6%-a (1961-ben) vállalt munkát az ország iparosodott részében (Pl. Borsodi iparvidék, Budapest). A legértékesebb, gazdaságilag aktív, fiatalabb korosztályok tagjainak nagyarányú elvándorlása azt eredményezte, hogy a Rétköz népességének korösszetétele romlott, nőtt az időskorúak aránya. A fiatal korosztály folyamatos (az 1970-es évek végéig egyre bővülő, majd csökkenő) elvándorlása, ingázása a születési arány visszaesését eredményezte. Az 1970-es években a különböző szociálpolitikai intézkedések nyomán, lendületesen emelkedik az élveszületések száma, az évtized végén azonban némi visszaesés következik be, ami a nyolcvanas évektől fokozódik, s napjainkban is folytatódik.

2.1.3.1. Az élveszületések alakulása

A II. világháború után a születések aránya a Rétközben a Szabolcs-Szatmár-Bereg megyei és az országos értékekhez hasonlóan változott. A XIX. században még igen népes évjáratok születtek, arányuk 35-40% felett volt. A csökkenő tendencia a századfordulón elkezdődött, és az átmeneti időszakokat nem számítva lényegében napjainkig tart (25. ábra, 23. táblázat). Tendenciáját tekintve az elmúlt 50 évben is folytatódott a születések számának csökkenése, bár voltak olyan rövid időszakok is, amikor mérsékelt növekedésről beszélhetünk.

25. ábra. Az élveszületések változásai 1900-1997 között



Forrás: KSH: Adatai alapján

1941-hez viszonyítva 1942-1945 közötti években a háborús események következtében kevesebb gyermek született, évi átlagban 2284 fő. Ennél kevesebb csak az 1915-1919 közötti (pl. 1916-ban 1434 fő), majd az 1960 utáni években volt. 1946-tól tíz éven át ismét tekintélyes mértékben nőtt az élveszületések száma. A II. világháború után egy évtized sem kellett ahhoz, hogy a háborús évek veszteségei pótlódjanak. 1946-1956 között évenként átlagosan 2900, a hatvanas években 1900, a hetvenesekben 1500 fő volt az élveszületettek száma. 1980-1990 között ez a szám mintegy 1400 főre esett vissza. A XX. században ennél kevesebb szülésre nem volt példa. Az adatok jól tükrözik azokat a társadalmi-gazdasági folyamatokat, az emberek szociális körülményeiben és gondolkodás módjában, magatartásában bekövetkezett változásokat, amelyek az elmúlt öt évtized során történtek. Így például a háború befejeződése után a béke első éveiben az elemi erővel feltörő élni-fennmaradni akarás, a népes, a soktagú család eszménye. Még ez időszakban is – különösen a

szegényebb néprétegek között – szinte hagyományként munkálkodott a népes család ideálja, amelyet gazdasági megfontolások is tápláltak. Sok gyermek rendszerint a mezőgazdaságból élő családoknál volt. Ott, ahol a földosztás után célszerűnek és szükségesnek látszott a munkaerő családi körből való merítése.

23. táblázat: Az élveszületések, halálozások és a természetes szaporodás változásai 1900-1997 között (%)

Évek	Élveszületések		Halálozások		Term. szaporodás	
	Fő	%	fő	%	fő	%
1900	3161	4,9	1657	2,5	1504	2,3
1910	3104	4,2	1741	2,4	1363	1,8
1920	2865	3,7	1740	2,3	1125	1,5
1930	3301	3,7	1718	1,9	1583	1,8
1941	2620	2,7	1353	1,4	1267	1,3
1949	2968	3,0	1070	1,1	1898	1,9
1960	1859	1,9	930	0,9	929	0,9
1970	1909	1,9	1058	1,1	851	0,9
1980	1519	1,6	1207	1,2	314	0,3
1990	1402	1,5	1320	1,4	208	0,2
1992	1454	1,5	1210	1,2	244	0,2
1996	1409	1,4	1134	1,1	275	0,3
1997	1462	1,5	1183	1,2	336	0,3

Forrás: KSH népszámlálási adataiból

1953-1955 között a születések csökkenésének megakadályozása érdekében miniszteri törvény abortusz-tilalmat rendelt el. Az ún. "Ratkó"-korszak intézkedései nyomán évente 300-350-nel többen születtek. A tilalom feloldása (1956) után fokozatosan csökkent a csecsemők száma. Ennek fő okait területünkön csakúgy, mint Szabolcs-Szatmár-Bereg megyében az abortusz-tilalom feloldásán túl abban kell keresnünk, hogy az ötvenes és a hatvanas években a népszaporodás szempontjából produktív korosztályok (16-40 évesek) soraiból több ezren kényszerültek - munkaalkalom, illetve jövedelem hiányában - lakóhelyüktől távoli iparvidékeken (Budapesten, Borsodban, Dunántúlon stb.) munkát vállalni, havonta, hetenként ingázni. Előbb a fiatal férfiak, majd a munkaképes korosztálybeli nők tekintélyes része is kényszerült ezt a sorsot felvállalni.

Száz házas nőre jutó élveszületett gyermek száma 1920-ban 441, 1960-ban már csak 327, tíz év múlva, 1970-ben pedig 275 volt. 1980-ban 240-re, 1990-ben 224-re, 1997-ben 214-re csökkent. Ennek oka a fentiekén túl a gyermektelen házas nők arányának növekedése.

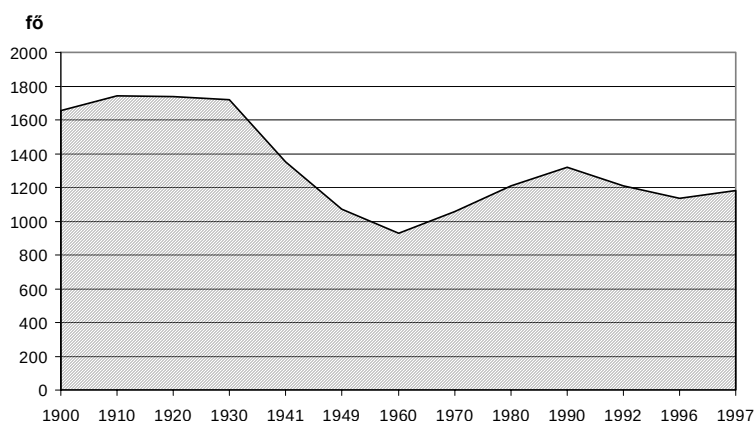
A születések számának visszaesése különösen az 1000 és 1500 főnél kevesebb népességű falvakban tekintélyes. A születések jelentékeny csökkenése ellenére évtizedek óta az országos átlag (2,7‰, 1990) felett van az élveszületések aránya (15,5‰, 1990).

Az élveszületések száma a folyamatos csökkenése közben évenként erőteljesen ingadozott, amely esetenként több százat is elért. Ez az ingadozás régóta tart, és még a további években is számos feszültség forrása marad. Pl. a gyermekek (kiskorában) a gyermekellátó- és tanintézetekben hol férőhely-hiányt, zsúfoltságot, hol kihasználatlanságot idéz elő. A népesebb évfolyamoknak az iskola elvégzése után az elhelyezkedés, a munkábaállás jelent nehézséget.

2.1.3.2. A halálozás alakulása

A halálozás arányát a lakosság életkörülményei, életvitele, az orvosi ellátottság színvonala, korszerinti összetétele, az egyes emberek alkata befolyásolja. A felsorolt körülmények időszakonként változnak és területileg is lényeges eltéréseket mutatnak. A XIX. században a területünkön, de hazánkban is az elmaradott országokhoz hasonlóan a kedvezőtlen körülmények hatásaként a halálozási arányszám igen magas volt. A századfordulót követő évtizedekben számottevő ingadozás figyelhető meg a halálozás arányaiban (26. ábra, . táblázat). A két világháború között, különösen a harmincas években a halálozási arány az országos átlagnál kedvezőbb volt. A II. világháború alatt és néhány évig utána a halálozási mutató a hazai átlagot meghaladta. A halálozások trendje az 1940-es évek végétől irányt változtatott és csökkenni kezdett 1969-ig, majd 1970-1979, illetve 1980-1989 között megfordult az irányzat. A meghaltak száma évenként 20-120 fővel több. A halálozás nagysága 1990-ben volt a II. világháború után a legmagasabb 1320 fő. Okát mindenekelőtt a népesség öregedésében kell keresnünk. Az 1990-es években újabb csökkenés figyelhető meg. 1992-ben 1210, 1997-ben 1183 fő távozott az élők sorából.

26. ábra: A halálozások változása 1900-1997 között



Forrás: KSH adatai alapján

Már régóta ismert, hogy a legnagyobb a halálozási arány csecsemő- (0-1 év) és idős (60 éven felüli) korban. A *csecsemőhalandóság és a halvaszületések* számának csökkenése tapasztalható az 1950-es évek végétől. A halvaszületések száma 1957-ig évenként 25-30 között ingadozott, az egészségügyi intézkedések hatására folyamatosan mérséklődött, 1960-tól 6-10 között változik. A csecsemőhalandóság csökkenése terén még nagyobb az előrehaladás. A harmincas évek végén ezer újszülött közül 150 halt meg mielőtt elérte volna az egyéves kort. 1959-ben ezek száma 100, tíz év múlva már 55 volt, a hetvenes években 25-35 között változott. Az 1980-as években az arány 15,0-18,5 ‰. 1989-től sajnos a csecsemőhalandóság növekszik, aminek legfőbb oka a házasságon kívül született gyermekek erőszakos halála, valamint az anyák egy részének nem megfelelő életvitele; dohányzás, italozás stb., amely kedvezőtlenül hat a gyermek méhen belüli és szülés utáni fejlődésére.

A halálozás korszerinti vizsgálatánál kiderült, hogy az elmúlt évtizedek során főleg a 45 és a 60 év közötti korosztálynál volt a legnagyobb az emelkedés, ahol az arány közel kétszeresére növekedett, a számszerűséget tekintve pedig a változás ennél is nagyobb volt. Az említett korosztályoknál a férfiak halálozási arányszáma jóval felülmúlja a nőké (több mint kétszerese). Az okok közismertek; túlhajszoltság, a munkaalkalom hiánya, alkoholizmus, dohányzás stb. Mindezek következtében az ideg- és érrendszeri megbetegedések gyakoribbak, ami a legtöbb esetben korai halállal végződik. A nők és a férfiak halálozásában jelentkező

A két nem közül a férfiak halandósága magasabb minden korcsoportban. Az elmúlt 25-30 év során különösen a középkorosztály férfi tagjai között nem volt ritka az olyan év, amikor a 20-29 éves és a 40-44 éves korban 3-4-szer, az 50-59 éveseknél több mint kétszer olyan nagy a férfiak halandósága mint a nőké.

A betegségek elterjedésében az országban számottevő különbség nem alakult ki. Területünkön az öregkorban jelentkező betegségek magasabb aránya egyenes következménye a lakosság korszerinti összetételének.

A Rétközben, mint azt az előbbieken leírtakból tudjuk, alacsony az élveszületések száma, ennek ellenére a természetes szaporulatot a halálozások magas értékei határozzák meg. Ebből következik, hogy nem a születések számának a növelése a legsürgősebb feladat, hiszen ez a demográfiai hullám hatására néhány év után bekövetkezik. Ennél fontosabb és sürgősebb teendő a halálozási arányszámok mérséklése, amely az egészségesebb életvitel feltételeinek megteremtésével, az orvosi ellátottság színvonalának javításával érhető el.

The map shows the distribution of the European spruce sawfly in Hungary in 1992. The distribution is widespread across the country, with varying degrees of infestation. The legend indicates that the black portion of the pie charts represents the percentage of infested area, with 10% for 'Halálozás' (mortality) and 5% for 'Élvesztetés' (loss).

102

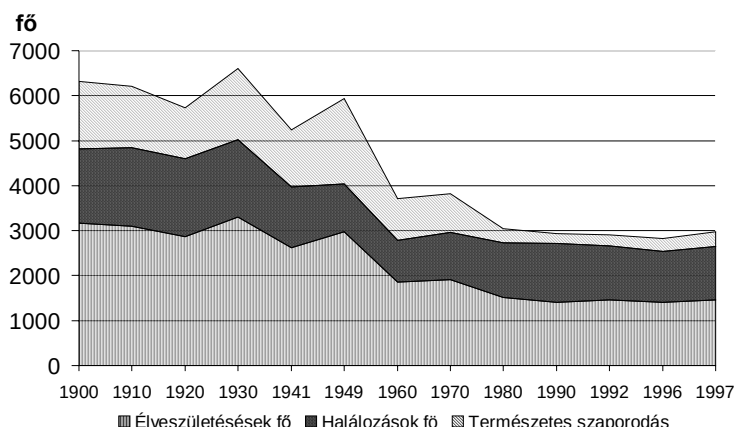
[illegible]

2.1.3.3. A természetes szaporodás

Területünkön a II. világháború utáni években az élveszületések száma nő, a halálozásoké pedig csökken. Ebből a kedvező demográfiai folyamatból adódik a természetes szaporodás növekedése. Az emelkedő természetes szaporodás az 1950-es évek közepéig tart, majd az ezt követő években, évtizedekben zuhanásszerű és mérsékelt ütemű csökkenés mutatkozik (29. ábra). A hetvenes évek derekától ismételten, szinte elkésztő visszaesés következett be, amely 1990-ig tart. 1992-től 1996-ig a halálozások száma csökken, melynek hatására ismét egy mérsékelt népesség növekedés (2,2 %) mutatkozik. 1997-ben pedig az tapasztalható, hogy mind az élveszületések, mind a halálozások száma emelkedik, várható, hogy a következő években ez a tendencia folytatódik.

103

29. ábra: A természetes szaporodás változása 1900-1997 között (%)

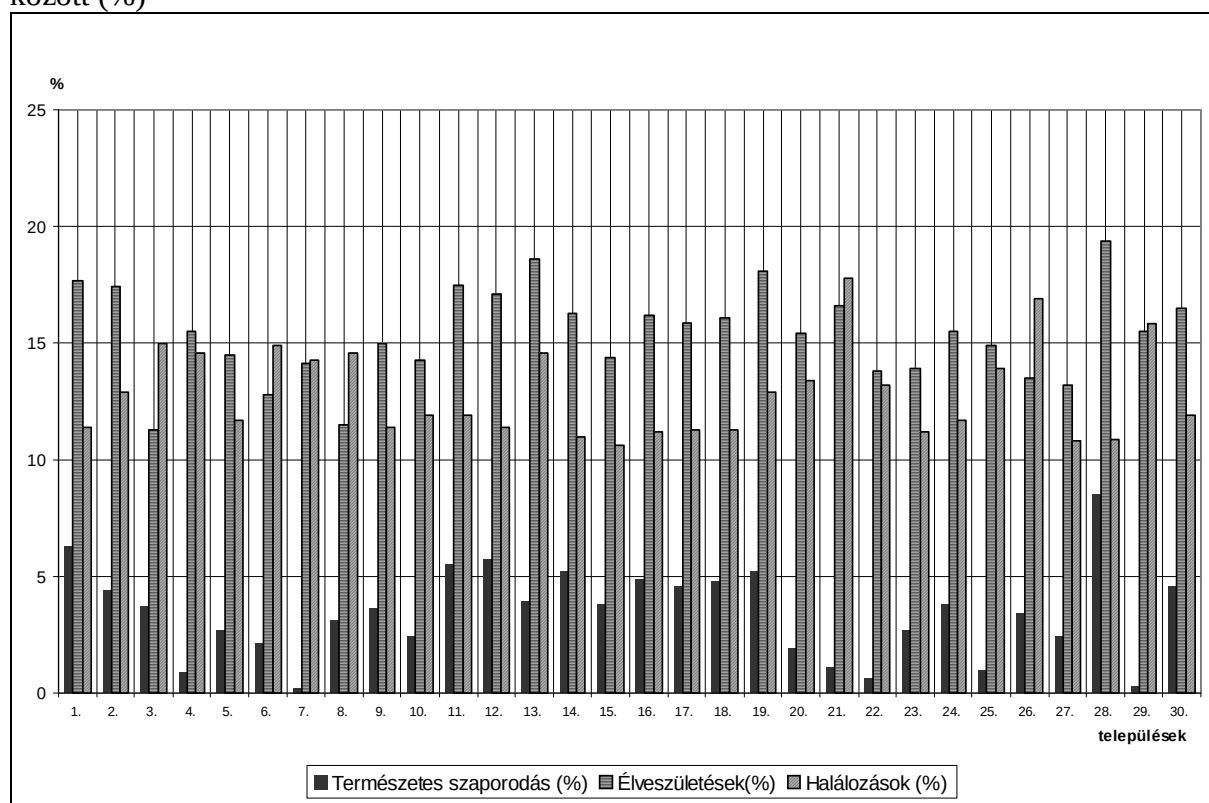


Forrás: KSH adatai alapján

A természetes szaporodás, illetve fogyás területi különbségei az előző részekben vázolt élveszületések és halálozások területi eltéréseit tükrözik. Területünk kisebb községeiben a természetes szaporodás csökkenésének mértéke az 1980-1990 közötti években messze meghaladta Kisvárdra város és néhány nagyközségét, ahol a mezőgazdaság mellett más foglalkoztatási lehetőségek is kínálkoztak (pl. Ibrány, Nagyhalász, Kemecse, Demecser, Nyírbogdány, Dombrád). Viszonylag kedvező a népesség számbeli alakulása az olyan településekben, ahol az alacsony halálozási arány mellett az átlagosnál jobb a születések nagysága, pl. Ajak, Fényeslitke, Tiszabездéd, Tuzsér, Tiszabercel, Ibrány stb. és fordítva, ahol mindkét mutató hátrányos, ott a természetes fogyás kirívóan magas, pl.: Beszterec, Buj, Döge, Fényeslitke, Vasme gyer stb. (30. ábra).

A népesség demográfiai folyamatai a Rétközben - hasonlóan az országos és a megyei folyamatokhoz - nem adnak okot a derűlátásra, többnyire kedvezőtlenek, amelyek hatásai elkeserítőek, részben mert a terület lakossága számottevően csökkent, másrészt pedig azért, mert a népesség reprodukálási folyamata egyre jobban deformálódik. Kevés a remény arra, hogy a kedvezőtlen irányzat megváltozzék. Látható ugyan, hogy 1997-től a születések száma emelkedő tendenciát mutat, várható az évtized végén egy újabb demográfiai hullám, amely a születések számát megemeli, de a magas halálozási arány miatt jelentős népességnövekedésre nem számíthatunk.

30. ábra. Élveszületések, halálozások és a természetes szaporodás megoszlása 1980-1989 között (%)



1	Ajak	7	Fényeslitke	13	Kékcse	19	Paszab	25	Tiszaakanyár
2	Beszterec	8	Gáva-vencsellő	14	Kisvárd	20	Pátroha	26	Tiszarád
3	Buj	9	Gégény	15	Komoró	21	Rétköz-berencs	27	Tiszatelek
4	Dombrád	10	Ibrány	16	Kótaj	22	Szabolcs-veresmart	28	Tuzsér
5	Demecser	11	Kemecse	17	Nagyhalász	23	Tiszabercel	29	Újdombrád
6	Döge	12	Kék	18	Nyírbogdány	24	Tiszabездéd	30	Vasmeqyer

2.1.3.4. Vándorlás

A Rétköz népességének számbeli alakulásában a természetes szaporodáson kívül mindig jelentékeny szerepe volt a vándorlásoknak; a századfordulót követő első három évtizedben a kivándorlásnak, majd a II. világháború után egyre inkább a belső vándorlásnak. Hazánkban Szabolcs-Szatmár-Bereg megye népességkibocsátó szerepe kiemelkedő, ebben a században közel négyszázezer (375 ezer) volt a megye népességvesztesége. Ebből a veszteségből a Rétköz településeire 8-10% (29-30 ezer fő) esett. Az a tény, hogy a megye, illetve a Rétköz népessége nem csökken tetemes mértékben, a viszonylag magas élveszületéseknek volt köszönhető, amely tudta fedezni a veszteséget.

A vándorlások indítéka, mértéke, iránya főleg gazdasági, társadalmi tényezőktől, folyamatoktól függ. Korunkra jellemző társadalmi folyamat a foglalkozási struktúra átalakulása, ezen belül elsősorban a mezőgazdasági keresők csökkenése, az iparban és a tercier ágazatban dolgozók arányának gyarapodása. Ez a folyamat közvetlenül kapcsolódik az ipar, kereskedelem, közlekedés, vendéglátás stb. fejlődéséhez és területi elhelyezkedéséhez, amely a történelem folyamán a legtöbb esetben a népesség területi átcsoportosításával jár együtt. A Rétközben az elvándorlás indítékai között nagy nyomatókkal szerepelt a természetes szaporulat révén jelentkező munkaerő felesleg, amit a terület mezőgazdasága, szegényes ipara nem tudott lekötöni.

A vándorlás lakosságszám-alakító szerepe a XX. század folyamán eltérő mértékű és indítékú volt. A század első két évtizedében a kivándorlás következtében a természetes szaporodás rátája mintegy 25%-kal csökkent. Különösen a századforduló második évtizedében erősödött fel ez a folyamat. A kivándorlók zöme a fiatalabb korúakból (20-40 évesek) került ki, akik munkavállalás céljából indultak útnak a tengerentúlra.

Az első világháború után a kivándorlók száma visszaesett, iránya - az Egyesült Államok a bevándorlást korlátozó intézkedései miatt - Kanadára, illetve Dél-Amerikára tevődött át. Az 1920-as és az 1930-as években mérséklődik a kivándorlás nagysága, ekkor már népességszám-alakító hatása alig mutatkozott.

A negyvenes évek népmozgalmát minden tekintetben a II. világháború – katonai, társadalmi, gazdasági, politikai – eseményei határozták meg. A háború éveiben a népesség számának csökkentéséhez jelentős mértékben hozzájárult a zsidó lakosság deportálása, valamint a harci események elől Nyugat-Európába menekülők, kivándorlók (pl. földbirtokosok, katonai és csendőrtisztek stb.). A háborút követő években (1946-1948) figyelmet érdemlő módon növelte az elvándorlók rátáját a Bácskába költöző családok (akik a kitelepített svábok helyére költöztek, ahol földhöz, lakáshoz jutottak), illetve munkavállalás céljából Svédországba kivándorló fiatalok (18-22 évesek), akik államközi egyezmény alapján kaptak engedélyt határozott időre szóló kivándorlásra. Többen 5-10 év eltelté után visszajöttek, számottevő volt azoknak a száma, akik új hazájuknak Svédországot választották.

A II. világháború után meginduló társadalmi-gazdasági átalakulás jelentős népesség átrendeződést indított meg. Az 1950-es években kibontakozó iparosítás elsősorban a nyersanyagban gazdag területeket és a fővárost hozták kedvező helyzetbe. Vidéken, főleg a mezőgazdaságból származó felesleges munkaerő a gyengén iparosodott térségben nem talált megfelelő munkaalkalmat és emiatt elvándorolt. Ebben az időszakban az országban valóságos népvándorlás bontakozott ki. A Rétköz népességének vesztesége az 1950-es években több mint kilencezer (9085) fő volt.

Az 1960-as években a népesség mobilitása az országban az előző évtized hullámain is felülmúlta. A vándorlás mértéke természetesen rendkívül nagy területi különbségeket mutat. A Rétköz településeiből, melyek főleg agrár jellegűek voltak, a mezőgazdasági termelészövetkezetek megszervezését (1961) követő években a mezőgazdaság nagyarányú gépesítésének következtében munkaerőfelesleg képződött. A kereső lakosság jelentős része arra kényszerült, hogy otthagyja a falut és a gazdaság más ágazatában keressen munkalehetőséget. A területünkön az iparon kívül más ágazatok is fejletlenek voltak, városhálózattal nem rendelkeztek (Kisvárdra, illetve a megyeszékhely, Nyíregyháza város kivételével), így nem volt munkaalkalom, de a megyében sem létezett olyan gazdasági ágazat, amely foglalkoztatási lehetőséget kínált a mezőgazdaságból felszabadult munkaerő részére.

1961-ben a kereső lakosság 8,6%-a vállalt munkát az ország különböző részein, elsősorban budapesti üzemekben, építkezéseken, illetve a borsodi iparvidék bányáiban, ipari létesítményeiben. Az érintett réteg nagy részénél nemcsak életforma-változást, új foglalkozást, hanem átmenetileg, vagy véglegesen lakhelyváltást és a családtól való elszakadást is jelentette. A népességcsökkenés 1961-1966 között volt a legnagyobb 10,2%,

1967-1970-ig mérséklődött 1,1%-ra. Ez a jelenség annak tudható be, hogy az 1960-as évek második felétől Szabolcs-Szatmár-Bereg megye kiemelt központi támogatásban részesült gazdaságának – első helyen az ipar – fejlesztésére. Az iparfejlesztési és ipartelepítési alap felhasználásával számos új beruházás valósult meg területünkön is pl. Kisvárdá, Dombrád, Nagyhálsz, Demecser, Nyírbogdány, Kemecse, Ibrány, Paszab, Gávavencsellő településeken. A fejlesztések hatására bővült az egyéb ágazatok (közlekedés, kereskedelem, szolgáltatás stb.) területén is a foglalkoztatottak száma. A fokozódó iparosítás, a mezőgazdasági termelészövetkezetek anyagi helyzetének javulása az elvándorlás mérséklődését, sőt némi visszavándorlást eredményezett. Az 1970-es évekre csökkent a megyén kívülre történő vándorlás, intenzívebbé vált a megyén belüli népességmozgás. Az iparosuló települések vonzották a munkaerőt, a környező falvakból sokan naponta ingáztak a lakó- és a munkahely között. Többen költöztek a megye központjába Nyíregyházára, illetve Kisvárdá városba és a városiasodó nagyobb településekre. Ezt a folyamatot a központi intézkedések (pl. városi lakásépítés kiemelt támogatása) is erősítették.

A népesség mobilitása az 1980-as években alapvetően megváltozott. A korábbi évtizedekben a vándorlások fő mozgató rugója a foglalkoztatási átrétegződés, főleg a mezőgazdasági foglalkoztatottak csökkenése volt. Az 1980-as években ez a folyamat lényegében befejeződött, illetve jelentős mértékben lefékeződött. A vándorlásokat előidéző tényezők között a munkahely-változtatás és a továbbtanulás mellett családi okok kerültek előtérbe (házasságkötés, családok elköltöztése – idősebbek a fiatalokhoz és fordítva – válás stb.).

A nyolcvanas évek végén az iparban foglalkoztatottak számának növekedése megállt, a munkaerőfelvétel képesség beszűkült, s ez kisebb mértékű elvándorlást váltott ki, amely igen rövid ideig tartott. A nyolcvanas évek végén kezdődött erőteljes gazdasági hanyatlás az 1990-es évek elején tovább folytatódik, ami a munkaerőpiac általános, az egész országra kiterjedő pangása következtében a megyén kívül is szinte lehetetlenné tette az elhelyezkedést. Különösen a szakképzetlen, illetve a korszerűtlen szakmákra kiképzett rétegek elhelyezkedési esélyei romlottak.

A naponta ingázók száma az idők folyamán változott. Az 1960-as, 1970-es, 1980-as években az aktív keresők közel 65%-a eljáró volt, a kilencvenes években a megyében a munkavállalási lehetőségek zuhanásszerű csökkenése folytán az ingázók száma jókora mértékben visszaesett. Napjainkban a naponta ingázók száma 3-4 ezer, az aktív keresők 5-6%-a. A vándorlási folyamatok lelassulása tartósan ígérkezik. Ennek okai között szerepel a foglalkozási lehetőségek általános szűkülése, a városok felvevőképességének csökkenése, a tömeges lakásépítések visszaesése. Ugyanakkor a falvak infrastrukturális fejlesztése (a vezetékes ivóvíz, gázellátás, telefon, szennyvízhálózat kiépítése, úthálózat bővítése, korszerűsítése stb.) mérsékelte az elvándorlást. Szabolcs-Szatmár-Bereg megye és benne területünk gazdaságának visszaesése, az ország többi részeitől való leszakadás fokozódása - amennyiben másutt a megélhetési lehetőségek jobbak - ismét felerősítheti a vándorlási folyamatokat.

A vándorlások mértéke természetesen jelentős területi különbségeket takar. A Rétköz településeiből az elmúlt négy évtized során – bár csökkenő intenzitással – megszakítás nélkül az elköltözés volt a jellemző. Ennek következtében néhány település 1950-1990 között elvesztette a lakosságának 8-40%-át (24. táblázat). Pl. Vas megye 27,4%-át, Tiszarád 41,1%-át, Gávavencsellő 39,5%-át, Dombrád 32,4%-át.

A településenkénti adatokat vizsgálva megállapítható, hogy a népességszám alakulásában a vándorlási folyamatok néhány községtől eltekintve ma már nem játszanak szerepet. Pl. 1979-ben az elvándorlók száma területünkről 10226 fő, 1997-ben mindössze 284 fő volt. Az 1997-es kedvező vándorlási helyzetkép ellenkezője tapasztalható az elmúlt negyven évben. Az ötvenes években meginduló, a hatvanas években felerősödő elköltözések miatt, néhány kivételtől eltekintve minden településnél vándorlási veszteséget okoztak (31-32. ábra), de ennek hatását a települések 97%-ban a természetes szaporodás ellensúlyozni tudta. Így a népesség 28 településben némi gyarapodást mutatott. Az 1970-es években a mérséklődő természetes szaporodás mellett csaknem mindenütt vándorlási veszteség jelentkezett, a népesség száma csökkent. A nyolcvanas években a csökkenő vándorlási veszteséget - az élveszületések jelentékeny visszaesése, a növekvő halálozások miatt - a természetes szaporodás már nem tudta kiegyenlíteni, folytatódik a lakosság számának apadása.

Az *elmúlt négy évtizedben vándorlási nyereség csak Kisvárdán* (1970-79 közötti években) mutatkozott (2558 fő), 1997-ben már 21 településben jelentkezett, igaz szerény mértékben 2-33 fő, 1-5% (33. ábra). A vándorlási veszteség különösen a kis településeken volt magas. Pl. 1960-1970 között a népesség Tiszarádon 18%, Tiszatelken 14%, Vasmegyeren 12%-kal csökkent.

A Rétköz településeit népességnagyság szerint vizsgálva megállapítható, hogy a vándorlási veszteség a települések nagyságával fordítottan arányos. A kisebb kategóriában legnagyobb a veszteség évek óta, és a népességszám növekedésével csökkenő a vándorlás mértéke.

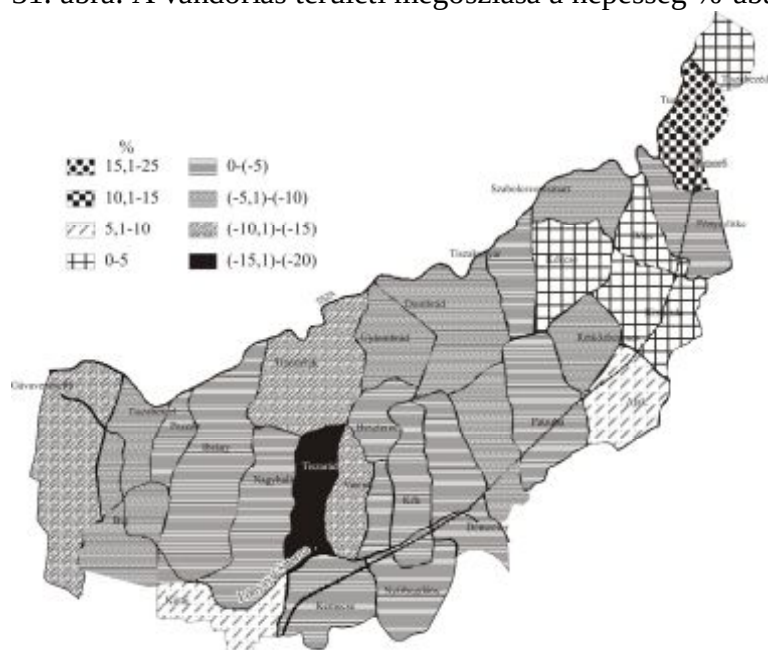
Az elvándorlás kérdéséhez végül egy *kiegészítő megjegyzés* kívánczik, csökkentve ezzel a probléma talán túlzottan is negatívnak tetsző megítélését. Általában véve tagadhatatlan tény, hogy az elvándorlási folyamat mögött valós társadalmi-gazdasági gondok húzódtak meg. Ezért nem szabad csak negatívumként értékelni a kérdést, hiszen az elvándorlások nyomán a kevésbé fejlett területeken is olyan kapuk nyíltak meg, és olyan lehetőségek teremtek, amelyek révén igen sok fiatal, középkorú férfi, nő juthatott kedvező munkához, és kerültek előnyösebb jövedelmi, szociális, környezeti, kulturális stb. helyzetbe. Sokak számára az elvándorlás biztosította az átrétegződést, a foglalkozáscserét, nívósabb társadalmi helyzetet (24. táblázat).

24. táblázat: A vándorlások alakulása településenként 1960-1997 között

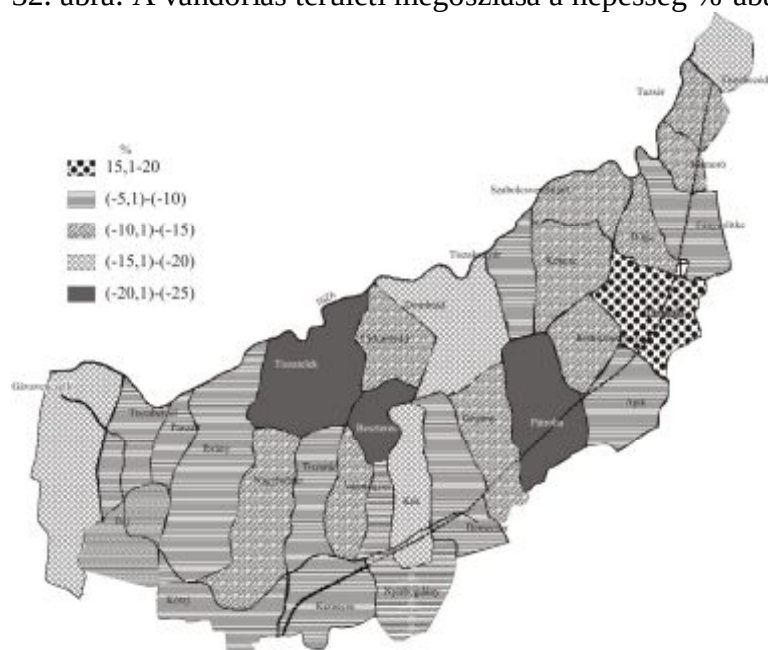
Települések	1960	1969	1970	1979	1980	1989	1990	1997
	közötti vándorlási nyereség (+), illetve veszteség (-)							
	Száma	Az 1960. évi népesség %-ában	Száma	Az 1970. évi népesség %-ában	Száma	Az 1980. évi népesség %-ában	Száma	Az 1990. évi népesség %-ában
Kisvárd	443	3,3	+2558	18,7	-484	-2,7	-33	-0,2
Ajak	262	6,6	-353	-8,64	-377	-8,8	-44	-1,0
Beszterec	-51	-3,3	-356	-24,7	-179	-15,1	3	0,2
Buj	-310	-8,5	-421	-13,3	-215	-7,5	-14	-0,5
Demecser	-155	-3,2	-420	-9,1	-368	-8,6	-46	-1,0
Dombrád	-530	-7,7	-901	-17,7	-515	-11,3	-44	-1,0
Döge	41	1,8	-291	-12,9	-98	-4,7	-48	-2,2
Fényeslitke	-3	-0,1	-204	-7,9	-85	-3,4	-23	-0,9
Gávavencsellő	-363	-11,6	-874	-15,2	-663	-13,1	-48	-1,1
Gégény	-159	-6,6	-274	-12,4	-197	-9,4	-2	-0,1
Ibrány	-156	-2,2	-635	-9,4	-461	-6,8	5	0,1
Kék	-90	-3,6	-426	-18,3	-241	-11,5	20	0,9
Kékcse	28	1,7	-165	-10,2	-60	-3,7	3	0,2
Kemecse	-98	-2,1	-326	-7,3	-243	-5,4	6	-0,1
Komoró	167	11,7	-169	-10,6	-194	-12,4	4	-0,3
Kótaj	294	7,8	-219	-5,5	-364	-8,6	-24	-0,5
Nagyhalász	-213	-3,2	-762	-12,3	-437	-7,2	-18	-0,3
Nyírbogdány	-86	-2,8	-345	-11,5	-209	-7,2	-6	-0,2
Paszab	-6	-0,4	-108	-8,5	-131	-10,2	-8	-0,6
Pátroha	-28	-0,8	-716	-20,1	-294	-9,4	-21	-0,7
Rétközberencs	-95	-6,3	-178	-13,5	-106	-9,0	-3	-0,2
Szabolcsveres- mart	-188	-8,8	-227	-12,3	-194	-10,9	6	0,3
Tiszabercel	-230	-8,8	-160	-6,6	-290	-11,9	4	0,2
Tiszabездéd	94	4,4	-416	-18,8	-317	-15,3	10	-0,5
Tiszakanyár	-27	-1,5	-150	-9,2	-125	-7,5	-10	0,5
Tiszarád	-146	-17,5	-38	-5,8	-61	-9,9	-18	-4,4
Tiszatelek	-297	-12,5	-421	-21,6	-248	-14,5	14	0,8
Tuzsér	599	24,7	-411	-13,6	-183	-6,0	7	0,2
Újdombrád	-	-	-85	-10,6	-80	-10,4	-15	-2,0
Vasmegyer	-210	-11,4	-175	-10,9	-99	-6,4	-31	-1,9
Összesen	-3139	-	10226	-	7548	-	-289	-

Forrás: KSH adatai alapján

31. ábra: A vándorlás területi megoszlása a népesség %-ában 1960-1969 között

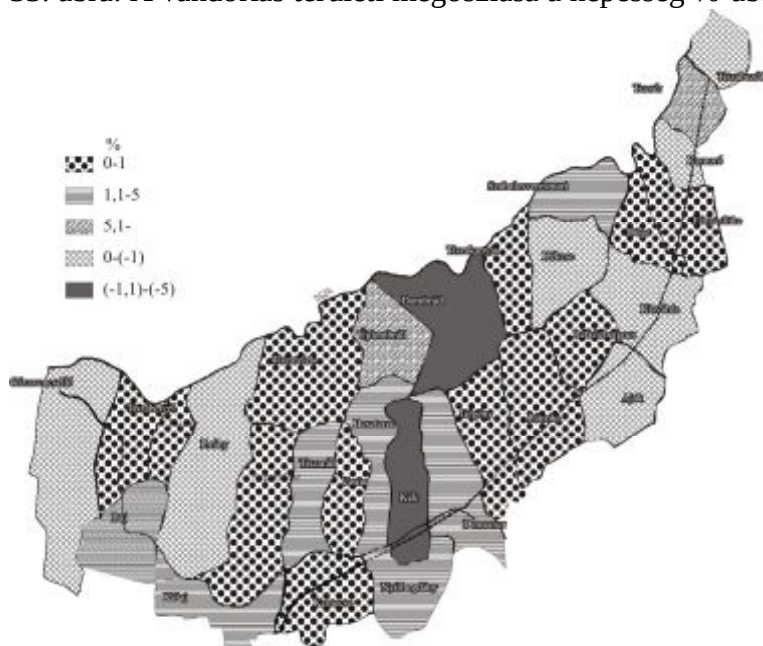


32. ábra: A vándorlás területi megoszlása a népesség %-ában 1970-1979 között



Forrás: KSH népszámlálási adatai alapján

33. ábra: A vándorlás területi megoszlása a népesség %-ában 1990-1997 között



Forrás: KSH népszámlálási adatai alapján

2.1.3.5. A népesség kor szerinti összetétele

A népesség kor szerinti összetétele fontos demográfiai mutató, amelyet a születések és halálozások aránya, valamint a vándorlások egyenlege együttesen határoz meg. Ugyanakkor a visszahatás is egyértelmű az említett jelenségekre. A népesség kor szerinti összetétele tükrözi a társadalmi-gazdasági folyamatokat, változásokat. Ugyancsak jelzés értékű a népesség számbeli, valamint a munkaerő jövőbeni alakulásának megítéléséhez.

Az elmúlt 96 év során a lakosság kor szerinti összetételében a változás nem volt egyirányú, 1941-ig a fiatal korosztály (0-39 év közöttiek) nagyobb arányban szerepelt. A népesség 36-37%-a volt 15 évnél fiatalabb, 40-45%-a 15-39 évesekből tevődött össze, a 40-59 évesek aránya 14-17%, a 60 és idősebbeké 10 % alatti (8-6%). Az utóbbi ötven évben viszont azt figyelhetjük meg, hogy a gyermekkorúak aránya egyes időszakoktól eltekintve folyamatosan csökkent, míg 1941-ben a Rétköz népességének 35,8%-át, 1996-ban már csak 22,3%-át adták. Ezzel szemben a 60 éven felüliek részaránya az említett időszakban 6,5%-ról közel háromszorosára, 16,3%-ra emelkedett (25. táblázat).

25. táblázat: A népesség kor szerinti megoszlása 1900-1996 között (%)

Korcsoportok	1900	1910	1920	1930	1941	1949	1960	1970	1980	1990	1996
0-14 éves	42,1	40,5	36,1	36,3	35,8	31,8	33,9	28,9	26,6	24,6	22,3
15-39 éves	36,0	36,1	40,5	40,4	40,8	39,9	35,4	35,5	35,5	37,1	35,5
40-59 éves	15,9	17,3	15,6	14,8	16,9	20,2	19,9	19,9	25,0	26,2	25,9
60 év feletti	6,0	6,1	7,8	8,5	6,5	8,1	10,8	10,8	12,9	12,1	16,3

Forrás: KSH adatai alapján

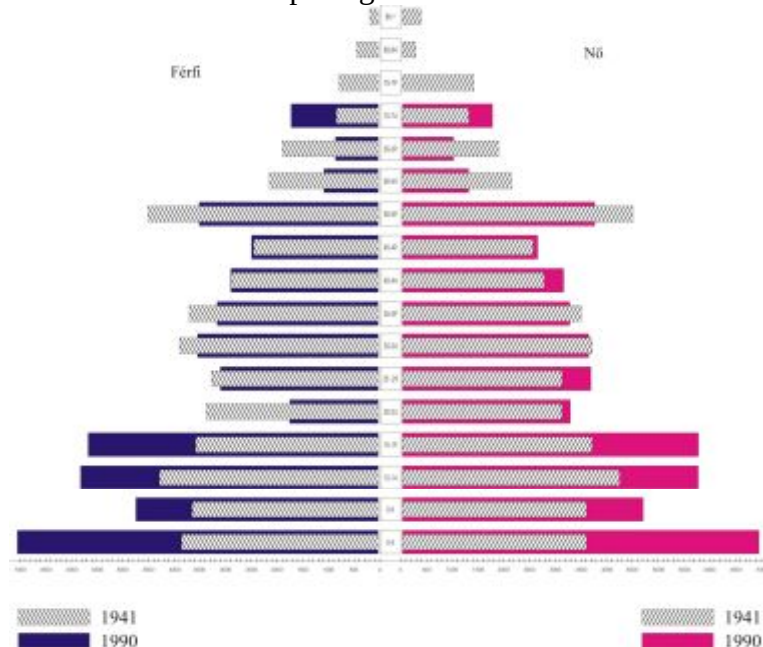
A 15-34 év közötti korosztály arányában a vizsgált időszak első három évtizedére jellemző a mérsékelt (0,4-1,5%-os) csökkenés, az 1980-as években a korosztálybeliek apadása megállt és az évtized végére 0,5%-os, 1990-ben 2,1%-os gyarapodás figyelhető meg. A 90-es

években újabb csökkenési hullám kezdődött el. A 40-59 évesek aránya a 60-as évek kivételével 1941-től 1990-ig mérsékelt emelkedést mutat. Az előbbieken alapján látható, hogy az aktív korú népesség aránya 57-63,3% között váltakozik.

A népesség kor és nemek szerinti megoszlását legjobban az ún. korfa szemlélteti (34. ábra). Ennek szalagjai lehetőséget adnak a népesedési folyamatok időbeli sajátosságainak tanulmányozására. Ha összehasonlítjuk a Rétköz népességének 1941 és 1990-es korfáját, abból egyértelműen megállapítható két ellentétes demográfiai folyamat. Az 1941-es "piramis" alakú korfa arányos korcsoport – fiatal-, felnőtt-, öregkorú – megoszlást mutat. Az 1990. évi szűkülő talpazata viszont a demográfiai folyamatok zavarát jelzi, tükrözi a társadalom elöregedését, csökkenő munkaerőbázisát is előre vetíti, rámutat a jövő nemzedékek egyre kisebb létszámú születésének lehetőségeire.

Élesen kirajzolódnak az egyes demográfiai hullámok és az őket váltó hullámvölgyek. Legszenvedélyesebb a 60-69 év közöttiek magas, a másik pólusként a 0-9 és a 20-29 év közötti korcsoportok alacsony létszáma. Az utóbbi két korcsoport arányát – hasonlóan a megyei, illetve az országos arányokhoz – az 1960-as évektől folyamatosan csökkenő élveszületések váltották ki.

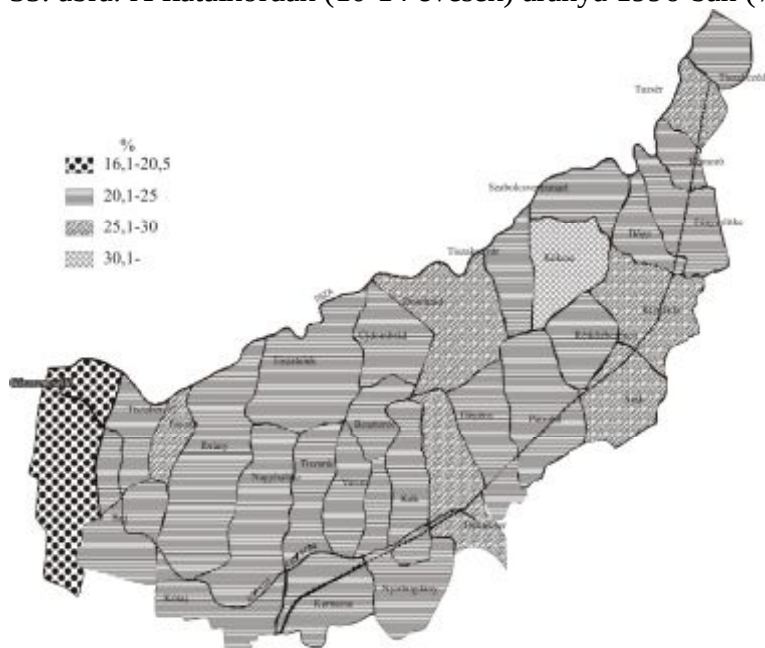
34. ábra: A Rétköz népességének korösszetétele 1941- és 1990-ben



Forrás: KSH adatai alapján

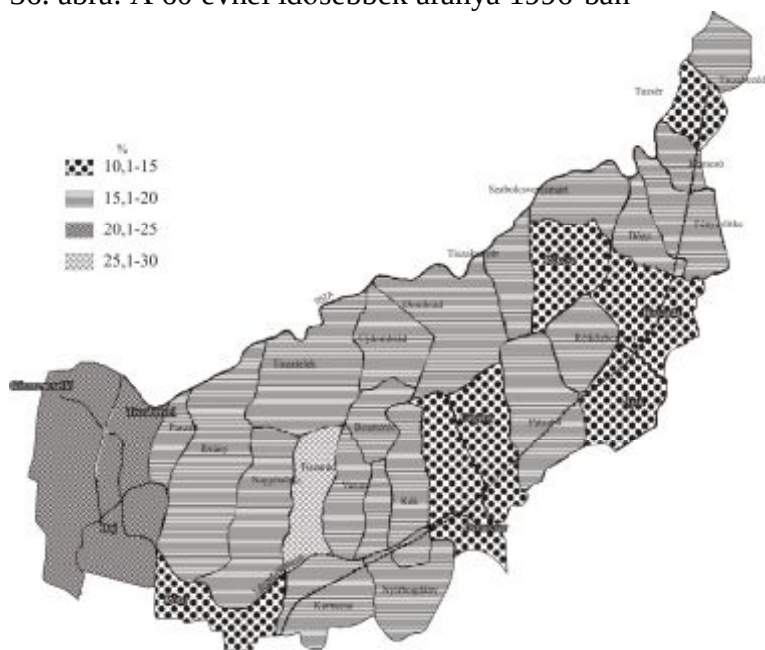
A népesség korösszetételében szembetűnő területi különbségek vannak. A kis létszámú falvakban (pl. Vasmegyer, Tiszarád, Paszab, Tiszabercel, Tiszakanyár) az időskorúak meghaladják a kistáj átlagát (16,3%). Az elöregedési folyamat részben az alacsony születési arány, részben a többnyire fiatal, illetve munkaképes korúakból adódó vándorlási veszteség következménye. Azok a települések, amelyeknek a földrajzi fekvése kedvez és jók az ingázási lehetőségek, ott megközelítően optimális korösszetétel alakulhatott ki. Pl. Ajak, Fényeslitke, Komoró, Tiszabездé, Tuzsér, Buj, Ibrány, Kemece, Kótaj, Nagyhalász. Legkisebb az időskorúak aránya Kisvárdán, Demecserben, ahol a demográfiai egyensúly kialakulásához jelentős mértékben hozzájárult a korábbi évek aktív vándorlási mérlege. A 0-14 éves és a 60 év feletti korosztály területi megoszlását a 35-36. ábra szemlélteti. Az ábrákból kitűnik, hogy Kisvárda, Nyíregyháza, Záhony vonzáskörzetében elhelyezkedő községekben legnagyobb a gyermekkorúak aránya. Az apró falvakban az időskorúak rátája magasabb a terület átlagánál.

35. ábra: A fiatakorúak (10-14 évesek) aránya 1996-ban (%)



Forrás: KSH népszámlálási adatai alapján

36. ábra: A 60 évnél idősebbek aránya 1996-ban



Forrás: KSH népszámlálási adatai alapján

2.1.3.6. A nemek aránya

A Rétközben a két nem arányában a századfordulótól napjainkig mindig nőttöbbség alakult ki (26. táblázat). Ez a nőttöbbség azonban az 1930-as évektől nem érte el sem az országos, sem a megyei átlagot. 1990-ben területünkön 1000 férfira 1025 nő jutott, ez 7 fővel több, mint 1970-ben, az országban pedig 1000 férfira 1068, a megyében ennél több, 1072 nő esik. A vizsgált időszakban (1900-1996) a két nem arányában kortól függően számottevő különbség tapasztalható. Míg a fiatakorúaknál a férfiak aránya magasabb (2,7 százalékponttal), addig az idős korcsoportnál fordítva, a nők aránya növekvő tendenciában, jelentős mértékben (3,2 százalékponttal) felülmúlja a férfiakét. A fenti átlagtól jelentékeny

eltérések figyelhetők meg. Pl. 1949-ben a különbség 0,8%, 1990-ben 5,4%. A fiatal korosztályok férfi többlete egyértelműen a nagyobb fiú születési arány következménye. 45-50 évtől viszont egyre inkább, főleg az idős korcsoportokban a nők részaránya feltűnően nagyobb (27. táblázat). Ez a jelenség észrevehetően jelentkezik a háborúban aktívan részt vevő korcsoportok esetében.

26. táblázat: A népesség nemek szerinti megoszlása 1900-1996 között (fő, %)

	1900	1910	1920	1930	1941	1949	1960	1970	1980	1990	1996
Férfiak száma:	32107	35876	37217	43792	46950	48272	51992	49431	47464	45219	47715
%-a:	49,0	48,7	48,5	48,9	48,3	49,7	8,5	49,4	48,5	48,4	8,6
Nők száma:	33417	37811	39585	45796	50371	48803	55208	50711	50482	48245	50479
%-a:	51,3	51,0	51,5	51,1	51,7	50,3	51,5	50,6	51,5	51,6	51,4

Forrás: KSH adatai alapján

27. táblázat: A népesség megoszlása korcsoportok és nemek szerint 1941-1990 között (fő, %)

Korcsoportok	1941		1949		1980		1990	
	száma	%	száma	%	száma	%	száma	%
Férfiak								
0-14 éves	17503	37,3	15968	33,2	13293	28,0	11691	25,8
15-39 éves	17064	36,4	18977	39,3	17420	36,8	17656	39,0
40-59 éves	8804	18,7	9597	19,8	10740	22,6	9744	21,5
60 év feletti	3579	7,6	3729	7,7	6006	12,6	6128	13,5
Nők								
0-14 éves	17342	34,4	15554	30,6	12756	25,3	11360	23,5
15-39 éves	22653	44,9	20567	40,5	17323	34,3	17025	35,2
40-59 éves	7643	15,3	10400	20,4	12387	24,5	10752	22,4
60 év feletti	2733	5,4	4307	8,5	8016	15,9	9158	18,9

Forrás: KSH adatai alapján

2.3. A Rétköz mezőgazdaságának földrajzi képe

A Rétköz életében – döntően a természetföldrajzi adottságokból (domborzat, talaj, éghajlat, vízrajz) adódóan – történelmi időktől meghatározó gazdasági ágazat a mezőgazdaság. Itt található jelenleg is (1999-ben) Szabolcs-Szatmár-Bereg megye szántóterületének 16,2%-a, a szőlő-gyümölcssterület 11,3%-a, a gyepterület 14,0%-a, a szarvasmarha-állomány 14,5%-a, a sertésállomány 17,3%-a. Ezekből az adatokból is arra lehet következtetnünk, hogy területünkön kedvezőek a természeti-társadalmi feltételek a mezőgazdasági funkciók ellátására.

2.3.1. A Rétköz mezőgazdaságának történeti fejlődése a XIX. század közepétől napjainkig

Az agrárfejlődés hatása minden korban döntő jelentőségű volt a társadalmi-gazdasági élet egészére. Az elmúlt 150-200 év folyamán az ágazat jelentős szerkezeti változáson ment át. A Tiszavölgy ár- és belvízmentesítési munkálatai előtt a Rétköz területének több mint

50%-át víz borította. Ebből 30%-át állandó vízelborítások, 25%-át időszakos vízelöntések, mocsarak, pangó vizek foglalták el, amelyekben halak és madarak milliárdjai tanyáztak. Az itt lakó népesség (pedig a természet szabta lehetőségekhez alkalmazkodva) *a XIX. század derekáig halászattal, vadászattal, valamint pásztorkodással foglalkozott. A legtöbb település határában csak a vízből kiemelkedő homokbuckák kínáltak lehetőséget a növénytermesztéshez.* Kiss Lajos a következőket írja a rétközi emberek foglalkozásáról: „Mivel kevés a szántóföld nem tudta gabonával ellátni a lakosokat, inkább jószág tartással foglalkoztak... A gabonatermő föld hiányában rétből élt a lakosság. A Rétköz lakosságának természetesen nem a földművelés volt a foglalkozása. Bizonyosága ennek, hogy a Rétköz 30 községéből csak 8-nak van a régi pecsétjén ekevas, mint legjelentősebb foglalkozási szerszám, de ebből 4 olyan község, melynek határa felerészben átnyúlik a Nyírségre. A többi község pecsétjén hal, híd, nádvágó ember, vízimadár van feltüntetve, mint ami a község területére legbeszédesebb jel” (Kiss L. 1929). Az idézett részekből világosan kitűnik, hogy az itt élő népesség foglalkozását főképpen a természeti viszonyok irányították, illetve szabták meg egészen a XIX. század végéig, az első nagy természetátalakító munkák – ármentesítés, folyószabályozás, belvízelvezetés – befejezéséig.

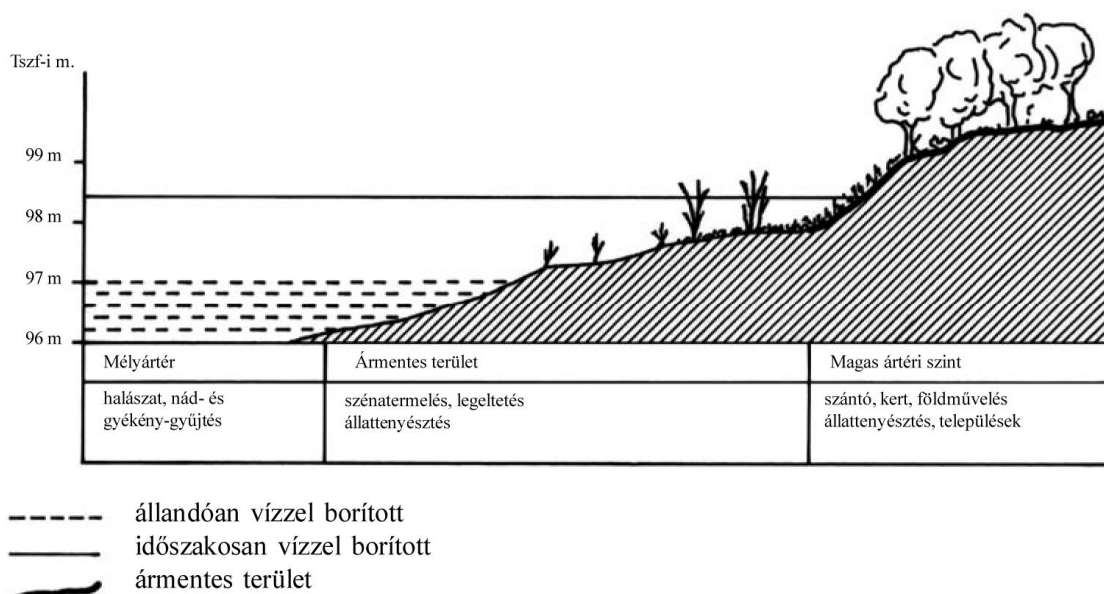
A természetátalakító munkák előtt a szántóföldi növénytermesztésre nagyobb lehetőség csak a Rétköz peremterületein, az ÉK-i és a Középső- Nyírséggel határos településeknél volt ott, ahol a homokbuckák nagyobb területet foglaltak el, mint a vizek.

A korábbi kutatások alapján valószínűsíthető, hogy a Rétköz területén a mezőgazdasági *termelés tengerszint-feletti magasság szerint differenciálódott* (Réfi O. M. 1986), de a termelési övezetek élesen, átmenet nélkül soha nem váltak el egymástól. Kiterjedésük évről-évre a csapadék mennyiségétől és a Tisza vízjárásától függően változott (53. ábra).

Meg kell jegyeznünk, hogy sem a Rétköz egészére, sem az egyes községekre nem mondható azonos magassági szintbeli tagozódás. A magassági övezetek eltérő, mozaikszerű kiterjedésben jelentkeztek. Pl. Beszterec, Paszab, Ibrány, Demecser stb. határát mély- és magas ártér, míg Kemecse, Kótaj, Gáva, Buj, Nyírbogdány határát 70-95%-ban ármentes szint uralta.

A 96 méter tengerszint-feletti magasság alatti területek az ún. *mélyártér* a vizek birodalma volt, itt a fő gazdasági tevékenység a halászat. A folyó- és az állóvizek partszegélyein, ahol a vízmélység nem haladta meg a 200 cm-t, ott nádasok alakultak ki. A vízmélység csökkenésével a nádasat gyékény, sás övezet követte. E három övezet alkotta az állandó vízzel elöntött területeket. Ebben a zónában az állandó vízelborítások megszüntetésével gyeppel- illetve erdővel alakult ki. A 97-99 tszf-i magasságban, az ún. *magas ártéri* szinten a természetes növényzetet erdő- és gyeppelvegétáció alkotta, ahol a legeltető állattenyésztés honosodott meg.

53. ábra: A mezőgazdasági terület hasznosítása tszf-i magasság szerint



Forrás: Réfi Oszkó M. nyomán

A 100 m tszf-i ármentes területeket foglalták el a települések, és ezeken a sáv-, illetve foltszerű magaslatokon, maradékgerinceken, homokbuckákön honosodhatott meg nagyobb biztonsággal a szántóföldi növénytermesztés (Réfi O. M. 1986).

A XIX. század második felében az ár- és belvízmentesítési munkák folyamán, illetve befejezését követően a vizek elöntésétől megszabadult területeken rétek, legelők, szántók alakultak ki. Tekintélyes nagyságú területeket vontak művelés alá, olyanokat, amelyek korábban egyáltalán nem, vagy csak korlátozottan és bizonytalanul voltak használhatók. A jobb minőségű réteket, legelőket feltörték, s nőtt a szántók aránya, ami véget vetett a hagyományos (extenzív) állattenyésztésnek. A növénytermesztés került túlsúlyba az állattenyésztés mellett, a halászat pedig mint foglalkozási ág teljesen elvesztette szerepét. A szántókon kiemelkedik a kenyér-gabona vetésterülete, ezt követi a kukorica és a burgonya.

Ugyanerre az időszakra esett a Nyíregyháza-Ungvár vasútvonal megépítése, amely közelebb hozta a piacokat, s a mezőgazdasági termékek piaci lehetőségei kiszélesedtek. Ezt a kedvező fejlődési folyamatot szakította meg a tengeren túli gabona Európába özönlése nyomán fellépő nagy agrárválság, amely az 1870-es évek közepétől az 1890-es évekig húzódott el (Asztalos I. – Sárfalvi B. 1960).

A XX. század fordulóján, az I. világháború előtti évtizedekben is folytatódott a gabona-termelés csökkenése, a világháború után pedig még tovább szűkül a mezőgazdaság belső és külső piaca. Ez az országos negatív gazdasági jelenség hátrányosan érintette a Rétköz birtokosait is, mivel termékei közül kenyérgabonából jutott számottevő mennyiség piaci értékesítésre. Területünkön a két világháború közötti években a termelés térbeli szerkezete sajátos jellegű volt, magán viselte a terület egész gazdaságának kezdetlegességét, elmaradottságát. A nagybirtokok kivételével extenzív gazdálkodást folytattak. A szántóföldek jelentős részét kenyérgabona (búza, rozs), takarmánynövények (kukorica, árpa, zab), valamint burgonya, cukorrépa, dohány, kender, zöldségféle (káposzta, sárgarépa, hagyma) foglalta el (40. táblázat). Az ipari növényeket (cukorrépa, dohány, kender) főleg a nagybirtokokon termesztették.

Az 1935-1940-es évekre vonatkozó adatok szerint a Rétközben a kenyérgabona és a szemestakarmányok együttesen a vetésterület 63,4%-ára terjedt ki. Ez az arány a szabolcs megyeit (60,0%) 3,4%-kal meghaladja a jobb termőhelyi adottságok miatt.

Néhány községben a két növénycsoport mellett a táji sajátosságoknak jobban megfelelő burgonya, dohány, zöldségféle emelkedik ki magas részesedéssel az országos (2,5%-os) és Szabolcs megye (13,2%-os) átlagából. Burgonyatermesztésben kitűnik Fényeslitke 29,2%-os, Ajak 27,9%-os, Kisvárdá 26,9%-os, Pátroha 23,5%-os, Gáva 21,7%-os, Buj 17,1%-os, Demecser 15,3%-os, Ibrány 13,8%-os, Vencsellő 13,7%-os részesedésével. A dohánytermesztésben Kótaj 3,9%, Ibrány 3,7%, Nagyhalász 3,0%, Demecser 2,8%-os arányával az országos átlag többszörösét adják (41. táblázat).

40. táblázat: A vetésterület szerkezete főbb növénycsoportok szerint 1935-1940 évek átlagában (kh, %)

Megnevezés	Rétközben		Szabolcs-Szatmár megyében
	kh	%	%
Kenyérgabona	42639	41,3	36,2
Szemestakarmány	22770	22,1	23,8
Ipari növények	5984	5,8	4,2
Szálas- és lédús takarmányok	8843	8,6	11,2
Burgonya	18204	17,6	13,5
Zöldségfélék	1750	1,7	3,5
Egyéb	2969	2,9	7,6
Szántó összesen	103159	100	100

Forrás: KSH adatai alapján

A belterjesség térhódítását gyorsító korszerűbb termelési kultúrák (zöldség-, gyümölcs-, borsó-, hagyma-, gyógynövénytermesztés) a harmincas évek végén jelentkeztek erőteljesebben. E termékek iránt megnövekedett kereslet a háborúra való készülődéssel hozható összefüggésbe. A harmincas évek második felében területünk több településében (Nagyhalász, Kemece, Demecser, Ibrány, Dombrád, Kisvárdá) számos zöldségszárító, tartósító kis- és középüzem létesült, melyek a hadsereg részére szállították a szárított hagymát, sárgarépat, petrezselymet, almát, savanyított káposztát.

A növénytermesztés szerkezete meghatározta az állattenyésztés jellegét és színvonalát is. Az állattartásnak a Rétközben erős hagyománya volt, s döntően a szarvasmarha-, sertés-, ló-, baromfitenyésztésre terjedt ki. A felsorolt haszonállatok kisebb-nagyobb számban, arányban minden településen megtalálhatók, de szép számmal vannak az átlagot meghaladó falvak is. Pl.: szarvasmarhatenyésztésben; Gáva, Tiszabercel, Tiszakanyár, Szabolcsveresmart, Ibrány, lótenyésztésben; Nagyhalász, Dombrád, Nyírbogdány, Kemece, Fényeslitke, sertésenyésztésben; Ibrány, Nagyhalász, Kótaj, Vasmegyer, Dombrád, Szabolcsveresmart, Döge, Pátroha.

A szántóföldi növénytermesztés szerkezete településenként 1934/35. évben (%)

Megnevezés	Össz- szán- tó ha	Búza	Rozs	Árpa	Zab	Ló- he- re	Lu- cer- na	Csa- la- má- dé	Ku- ko- rica	Bur- go- nya	Cu- kor- répa	Tak. répa	Do- hány	Ken- der	Mák	Nap- ra- for- gó	Zöld- ség- félék	Egyéb	Össz. %
Ajak	2135	18,8	18,7	1,3	0,9	2,1	0,8	1,7	11,4	27,9	0,4	3,8	0,5	0,3	-	0,2	0,9	10,3	100
Beszterec	973	18,5	21,5	3,8	3,4	0,9	2,8	1,3	12,6	13,4	6,4	2,6	-	0,2	-	0,1	0,8	11,7	100
Buj	2587	25,0	21,6	3,0	0,8	0,1	2,0	2,6	18,6	17,1	0,2	2,2	1,5	0,1	0,04	0,7	0,8	3,66	100
Dombrád	4709	28,2	17,4	3,2	4,1	2,2	3,4	1,9	28,3	13,5	1,5	2,9	1,3	0,2	0,2	0,2	1,5	10,0	100
Demešer	3055	15,7	24,2	5,3	2,3	0,7	2,6	3,1	10,3	15,3	6,1	0,6	2,8	0,5	0,1	0,3	6,9	3,2	100
Döge	1215	24,1	14,1	2,3	2,7	-	1,2	0,6	15,1	33,3	0,1	2,5	0,7	0,2	-	3,4	0,2	0,5	100
Fényes- litke	1729	20,6	17,7	0,6	0,5	10,1	1,6	5,8	14,3	29,2	0,3	2,7	1,0	0,02	-	-	0,02	4,4	100
Gáva	2539	23,5	17,0	4,5	0,4	0,02	1,3	0,9	19,2	21,7	0,1	1,5	0,7	0,02	0,1	0,7	0,5	7,9	100
Vencsellő	2425	30,5	10,6	7,8	0,3	0,6	2,1	1,6	19,5	13,7	1,7	1,7	1,3	1,1	0,2	0,8	1,5	5,0	100
Gégény	1951	15,2	20,3	3,6	2,6	0,2	1,1	1,2	12,1	15,8	7,9	1,04	0,4	0,2	0,3	0,6	7,4	10,06	100
Ibrány	4732	21,1	16,7	2,6	3,8	1,9	3,2	3,6	16,3	13,7	2,4	3,6	3,7	3,5	0,4	1,1	0,2	2,2	100
Kemeše	2752	13,5	24,5	2,8	2,3	0,1	2,2	4,5	15,7	15,3	1,8	3,9	0,9	0,7	0,1	2,3	0,1	9,3	100
Kék	1928	11,6	26,6	2,6	2,3	0,2	1,2	2,7	11,4	16,5	8,0	1,7	-	0,3	0,1	1,1	8,2	5,5	100
Kékeše	1296	12,3	31,2	1,2	2,1	0,1	0,8	4,3	20,4	22,2	0,6	2,9	1,5	0,3	-	0,9	0,2	1,0	100

Megnevezés	Össz- szá- n- tő- ha	Búza	Rozs	Árpa	Zab	Ló- he- re	Lu- cer- na	Csa- la- má- dé	Ku- ko- rica	Bur- go- nya	Cu- kor- répa	Tak- répa	Do- hány	Ken- der	Mák	Nap- ra- for- gó	Zöld- ség- félék	Egyéb	Össz .%
Kisvárd	2305	23,7	24,2	1,9	1,7	0,1	1,1	1,2	14,8	26,9	0,02	1,4	1,7	0,02	-	0,05	0,4	0,81	100
Komoró	855	28,9	14,3	2,4	2,4	2,6	2,8	2,3	12,4	21,8	1,1	3,3	3,9	1,2	0,9	0,7	0,1	1,1	100
Kótaj	2186	18,4	21,7	3,6	2,2	1,4	1,9	4,06	14,1	14,2	2,6	2,2	3,8	1,9	0,6	0,9	0,5	5,94	100
Nagyhalász	6095	21,9	18,2	3,2	4,8	2,1	4,01	3,5	13,2	11,6	2,4	2,7	3,01	1,2	0,02	1,03	0,9	6,23	100
Nyír- bogdány	2002	15,7	16,0	2,8	2,5	0,2	1,7	1,0	17,5	21,3	5,0	0,8	3,2	0,3	0,04	1,0	0,9	0,05	100
Paszab	1054	32,6	14,9	3,6	1,5	0,6	5,3	1,97	19,3	12,5	0,3	3,6	1,3	0,5	0,1	0,4	1,3	0,23	100
Pátroha	3150	17,2	18,1	3,6	2,03	0,1	1,2	1,01	16,2	23,5	1,4	2,8	0,97	0,2	0,2	-	2,9	8,59	100
Rétköz- berencs	1133	18,6	17,0 2	4,8	3,3	0,1	1,06	2,7	23,7	17,5	4,9	2,8	2,02	0,9	-	0,3	1,1	0,8	100
Szabolcs- veresmart	1301	29,9	19,7	0,6	0,2	0,3	0,2	0,4	14,5	24,7	-	1,03	0,6	0,1	0,04	0,04	0,1	7,59	100
Tisza- bercel	2191	30,0 1	13,5	5,7	2,8	1,3	3,4	2,2	18,8	14,2	0,13	3,4	1,02	0,2	0,08	0,9	-	2,36	100
Tisza- bezdéd	1586	22,6	14,7	1,4	2,0	10,1	1,2	0,9	15,1	24,3	0,2	2,4	0,1	0,02	-	3,1	0,7	1,18	100
Tisza- kanyár	1075	15,6	21,1	3,8	5,2	2,05	1,8	2,8	18,5	16,1	-	2,5	1,1	0,4	-	1,5	1,9	5,65	100
Tiszarád	771	16,6	26,8	2,2	1,8	0,6	3,8	4,2	10,2	14,9	8,2	1,7	1,04	1,3	0,07	1,1	3,4	2,09	100
Tuzsér	1058	18,2	22,6	1,8	2,3	2,6	2,01	5,3	10,0	25,7	1,2	1,8	0,9	1,7	-	-	2,3	1,55	100

Forrás: KSH adatai alapján

A Rétköz egyoldalú agrár jellege egyben már azt is jelzi, hogy a kistáj ipara és egyéb nem mezőgazdasági szektor fejletlen, elmaradott volt. 1930-ban az összes kereső népesség 72,4%-a mezőgazdaságban talált megélhetést. Ezzel szemben az ipari keresők aránya mindössze 12,5%. A tercier ágazat mutatói (15,1%) hasonlóan az iparban dolgozók arányához, jóval alatta maradtak az országos átlagnak.

A II. világháború után megváltozott a termelés társadalmi jellege, s ennek megfelelően alakult ki a nagyüzemi szövetkezeti mezőgazdaság, amely kezdetben (1950-1965 között) a termelés visszaesését, illetve stagnálását eredményezte. A Rétköz agrárfejlődési üteme a korábbi évtizedekhez viszonyítva a hatvanas évek közepétől felgyorsult, növekedtek a termés-eredmények, előnyösen alakult a gépesítettség, agrotechnikai ellátottság, előrelépés történt a specializáció terén.

A termelőerők és a termelés fejlődésével, a technikai színvonal emelkedésével a hatvanas évek derekától egyre több mezőgazdasági aktív dolgozó válik feleslegessé, kényszerül elhagyni eredeti foglalkozását, s keres megélhetési lehetőséget elsősorban az iparban, kisebb mértékben a tercier ágazatban. Mivel Szabolcs-Szatmár megye ipari fejlődésének üteme az országos átlagot sem éri el, így a megye ipari üzei nem képesek befogadni a nagytömegű munkaerőt. Ezért a megye területéről fokozott erővel folytatódik a munkaerő elvándorlása

Az 1970-es évektől Szabolcs-Szatmár megyében az iparfejlesztés extenzív jellegét már egyre inkább az intenzív iparosítási törekvések fekváltani. A kedvező változások folyamán az elvándorlások mérséklődtek, a munkavállalók a helyi iparban, vagy közel a lakóhelyéhez talált munkát. Ilyen körülmények között a rétközi parasztság ártétegződése is felgyorsult, s a falu társadalmi képének új összetevői kerültek előtérbe.

A hetvenes évekre a mezőgazdasági munka jellege jelentősen átalakult, a falusi társadalom hagyományos és korábbi homogenitása pedig jórészt felbomlott. A nagyüzemi termelés, a gépesítés, a kemizálás, az iparszerű termelési rendszerek és a szakmunka térhódítása következtében lassan csak halványuló emlék maradt az az időszak, amikor a paraszti munka egyszerű, de nagy igénybevétellel járó (kaplálás, kaszálás, aratás, cséplés stb.) feladat volt. E tevékenységek differenciálatlansága miatt a növénytermesztéstől az állattenyésztésig, az ipari jellegű szerszámjavítástól a szállítási, értékesítési feladatokig mindent magába foglalt.

Az 1980-as években a termelőszövetkezetek termelési mutatói fokozatosan romlottak. A csökkenő állami támogatások, magas önköltségek, értékesítési nehézségek (főleg az állati termékek területén) stb. súlyos gazdálkodási gondokat eredményeztek. A gazdaságok többsége eladósodott, az elöregedett gépparkjukat nem tudták korszerű gépekkel pótolni. Világossá vált, hogy az utóbbi tizenöt évben folytatott gazdaságpolitika következtében a termelőszövetkezetek helyzete egyre kedvezőtlenebbé válik, és mind kisebb a remény arra, hogy előrelépés következzen be. Ezek a körülmények tették szükségessé a meginduló reformfolyamatok felgyorsítását, egy új típusú gazdaságpolitikai vonalvezetés kialakítását. A gazdasági folyamatokat tekintve azonban lényeges változás csak a rendszerváltás után (1989) következett be.

A rendszerváltás után létrejött magángazdaságok tökehiányosak, eszközellátottságuk műszaki színvonala igen alacsony, s így újra földtulajdonossá előlépett egykori termelőszövetkezeti tagok kénytelenek kezdetleges munkaeszközöket alkalmazni. A kialakult törpe- és kisbirtokok jövedelmező árutermelése önszervezésen alapuló mezőgazdasági termelő- és értékesítő szövetkezetek létrehozásával érhető el. A helyi munkaerő jobb kihasználása érdekében a termelés szerkezet átalakítása, a közeljövő legfontosabb feladatai közé tartozik. A természeti- és társadalmi erőforrások figyelembe vételével kialakított és továbbfejlesztett termelési specializáció nemcsak sok kézi munkaerőt kötne le, hanem az iparhoz hasonló jövedelem elérését is lehetővé tenné.

Irodalomjegyzék

- Abonyiné Palotás J. 1992: Az Alföld falusi településeinek infrastrukturális állapota. Regionális Kutatások Központja Alföldi Tudományos Intézete, Kecskemét, p. 19.
- Bacsu J. 1976: Szabolcs-Szatmár megye mezőgazdaságának fejlődési perspektívái. Szabolcs-Szatmári Szemle 4. pp. 1-7.
- Balogh B. A. 1976: Nyíregyháza népesség- és település-földrajzi vázlata. Szabolcs-Szatmári Szemle 4. pp. 21-39
- Balogh I. 1975: A szabolcs-szatmári falvak s parasztházak. Szabolcs-Szatmár megyei földrajzi olvasókönyv. Nyíregyháza, pp. 105-117.
- Balogh I. 1979: A Nyírség tanyái. Szabolcs-Szatmár megyei földrajzi olvasókönyv. Nyíregyháza, pp. 139-150.
- Baranyi B. 1985: A Tiszántúl átalakuló társadalma 1945-1978. Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 201.
- Becsei J. 1990: Az alföldi tanyarendszer változása. Alföldi Tanulmányok, Békéscsaba, pp. 342-374.
- Becsei J. 1995: Városok és tanyák az Alföldön. Földrajzi Értesítő 1-2. pp. 35-52.
- Beluszky P. 1973: A településosztályozás néhány elvi- módszertani szempontjai. Földrajzi Értesítő 4. pp. 453-466.
- Benda Gy.: Statisztikai adatok a magyar mezőgazdaság történetéhez 1767-1867. Számok és történelem 1. Budapest, p. 457.
- Berényi D. 1964: Észak- és Közép-Tiszántúl éghajlati viszonyai. Földrajzi Értesítő 3. pp. 447-468.
- Boros L. 1980: Nyíregyháza mezőgazdasága. Acta Academiae Pedagogicae Nyíregyháziensis Tom. 8. Nyíregyháza, pp. 95-123.
- Boros L. 1980: Adatok a Bodrogzug agrárföldrajzához. Szabolcs-Szatmári Szemle 2. pp. 121-132.
- Borsy Z. 1971: Szabolcs-Szatmár megye természeti földrajza. Szabolcs-Szatmári Szemle 3. pp. 1-12.
- Borsy Z. 1980: A Nyírségben végzett geomorfológiai kutatások újabb eredményei. Acta Academiae Pedagogicae Nyíregyháziensis Tom. 8/F. Földrajz, Nyíregyháza, pp. 19-36.
- Borsy Z. – Csongor É.- Félegyházi E. – Lóki J. – Szabó J 1981: A futóhomok mozgásának periódusai a radiokarbon vizsgálatok tükrében Aranyosapáti határában. Szabolcs-Szatmári Szemle 2. pp. 45-49.
- Borsy Z. –Félegyházi E.. 1982: A vízhálózat alakulása az Alföld északi részében a pleisztocén végétől napjainkig. Szabolcs-Szatmári Szemle 3. pp. 23-32.
- Borsy Z. – Lóki J. 1982: Nyíregyháza geomorfológiája. Acta Academiae Pedagogicae Nyíregyháziensis Tom 9/F. Nyíregyháza, pp. 5-19.
- Borsy Z. – Felsőszőlősi J. – Lóki J. 1983: A komádi alapfűrés negyedidőszaki homokrétegeinek elektronmikroszkópos vizsgálata. Alföldi Tanulmányok VII. Békéscsaba, pp. 31-58.
- Borsy Z. 1985: Nyíregyháza természetföldrajzi képe. Szabolcs-Szatmári Szemle 4. pp. 38-56.
- Danyi D. – Dávid Z. (szerk.) 1960: Az első magyarországi népszámlálás (1784-1787). Budapest, p. 389.
- Danyi D. (szerk.) 1976: Növénytermesztés 1-2. köt. KSH (Történeti Statisztikai kötetek), Budapest.
- Dobány Z. 1985: Adalékok a Taktaköz történeti földrajzához. Acta Academiae Pedagogicae Nyíregyháziensis. Tom.10/H. Nyíregyháza, pp 73-89.

- Dövényi Z. 1985: A munkaerőmozgás területi jellemzőinek alakulása az Alföldön. Alföldi Tanulmányok IX. Békéscsaba, pp. 139-160.
- Eke P.-né Zamárdi I. 1998: Szabolcs-Szatmár-Bereg megye települései. Szabolcs-Szatmár-Bereg megye monográfiája 2. Társadalom és gazdaság, Nyíregyháza, 1998. pp. 79-146.
- Enyedi Gy. 1964: A Délkelet-Alföld mezőgazdasági földrajza. Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 314.
- Enyedi Gy. 1965: A mezőgazdaság földrajzi típusai Magyarországon. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, p. 257.
- Erdei F. – Csete L. – Márton J. 1959: A termelési körzetek és a specializáció a mezőgazdaságban. Közgazdasági és Jogi Kiadó, Budapest, p. 318.
- Erdős F. 1998: Szabolcs-Szatmár-Bereg megye közlekedése és távközlése. Szabolcs-Szatmár-Bereg megye monográfiája. 2. Társadalom- és gazdaság. Nyíregyháza, pp. 357-386.
- Esztergomy Z. 1982: Település-földrajzi vizsgálatok a Bodrogházban. Borsodi Földrajzi Évkönyv, Miskolc, pp. 85-101.
- Fényes E. 1847: Magyarország leírása I-II. Pest, p. 200, 520.
- Fényes E. 1851: Magyarország geographiai szótára I-IV. köt., Pest, pp. 145. (I. kötet), 128 (II. kötet).
- Frisnyák S. 1975: Szabolcs-Szatmár megye ipara. In: Szabolcs-Szatmár megyei földrajzi olvasókönyv I. köt. Nyíregyháza, pp. 50-52.
- Frisnyák S. 1993: Szabolcs-Szatmár-Bereg megye földrajzi képe. Szabolcs-Szatmár-Bereg megye monográfiája I. kötet. Történelem és kultúra, Nyíregyháza, 1993. pp. 13-62.
- Gööz L. 1979: A Nyírség és a Felső-Tiszavidék geológiája. Szabolcs-Szatmár megyei földrajzi olvasókönyv. II. kötet, Nyíregyháza, pp. 7-13.
- Gööz L. 1985: Szabolcs-Szatmár megye természeti erőforrásai. Földrajzi Közlemények 3. pp. 216-229.
- Gööz L. 1998: A geotermikus energia hasznosításának lehetőségei, a geotermális készletek becslése, a készletszámítási módszerek korlátai. In: „Táj, ember, gazdaság” Észak- és Kelet-Magyarországi Évkönyv. Nyíregyháza, pp. 57-66.
- Gunst P. 1970: A mezőgazdasági termelés története Magyarországon. 1920-1938. Budapest, p. 312.
- Hajnal B. 1975: Szabolcs-Szatmár megye településhálózatainak funkcionális vizsgálata. Területi Statisztika 25/b, pp. 619-640.
- Hajnal B. 1995: Szabolcs-Szatmár-Bereg megye gazdasága a rendszerváltás éveiben. Statisztikai Szemle 4-5. pp. 340-354.
- Hajósy F. – Kokas J. – Kéri M. 1975: A csapadék havi és évi összegei Magyarországon. A mérések kezdetétől 1970-ig. Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, p. 355.
- Hanusz Á. 1985: Szabolcs-Szatmár megye ipari fejlődésének történeti áttekintése. Földrajzi Közlemények 2, pp. 230-237.
- Hanusz Á. 1998: Szabolcs-Szatmár-Bereg megye idegenforgalma. Szabolcs-Szatmár-Bereg megye monográfiája 2. Társadalom és gazdaság. Nyíregyháza, pp. 409-423.
- Imre J. 1930: a Nyírvíz Szabályozó Társulat története 1879-1929. Nyíregyháza, p. 95.
- Kerekes I. 1982: Szabolcs-Szatmár megyei közutak története. Nyíregyháza, p. 86.
- Kiss L. 1929. Földművelés a Rétközön (szerk.: Milleker R.) Debrecen, p. 38.
- Kiss L. 1961: Régi Rétköz. Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 481.
- Kocsis K. 1993: Az Alföld etnikai struktúrája. Alföldi tanulmányok Békéscsaba, pp. 187-198.
- Kókai S. 1999. Az Alföld vonzásközpontjai és körzetei a XIX. sz. közepén. Észak- és Kelet-Magyarországi Földrajzi Évkönyv 7., Nyíregyháza, p. 181.
- Kormány Gy. 1967: A Rétköz gazdasági földrajza (doktori disszertáció). Szeged, p. 204.
- Kormány Gy. 1976: Szabolcs-Szatmár megye éghajlata. Szabolcs-Szatmári Szemle 1. pp. 32-40.

- Kormány Gy. 1977: Népeség és település-földrajzi sajátosságok a Rétközben. *Acta Academiae Pedagogicae Nyíregyháziensis* Tom. 7., Nyíregyháza, pp. 29-53.
- Kormány Gy. 1980: Nyíregyháza éghajlata. *Acta Academiae Pedagogicae Nyíregyháziensis* Tom. 8/F., Nyíregyháza, pp. 75-94.
- Kormány Gy. 1997: A kistérségek differenciálódása Szabolcs-Szatmár-Bereg megyében. A statisztikai körzetek természeti földrajzi adottságai. (Szerk.: Filepné dr. Nagy É.), Nyíregyháza, pp. 14-39, 53-66, 103-155.
- Kormány Gy. 1998.: A Rétköz természeti földrajzának vázlata. Észak- és Kelet-Magyarországi Földrajzi Évkönyv. 5., Nyíregyháza, pp. 13-56.
- Kormány Gy. 1998: Szabolcs-Szatmár-Bereg megye földrajza. Szabolcs-Szatmár-Bereg megye kézikönyve. CEBA Kiadó, pp. 19-24.
- Krajkó Gy. 1973: A Dél-Alföld mikrokörzeteinek elhatárolása. *Földrajzi Értesítő* 4. pp. 383-409.
- Krajkó Gy. (főszerk.) 1974: Bács-Kiskun megye gazdasági földrajza. Békés megyei Tanács Végrehajtó Bizottsága, Békéscsaba, p. 506.
- Krajkó Gy. – Mészáros R. 1978: Az iparosítás határa a városi népességszám növekedésére és a falusi térségek gazdasági, társadalmi átalakulása a Dél.-Alföldön. *Alföldi Tanulmányok*, Békéscsaba, pp. 151-170.
- Krajkó Gy. – Bank K. 1981: A regionális növekedés néhány tényezőjének együttes hatása az Alföld gazdasági mikrokörzeteiben. *Alföldi Tanulmányok*, Békéscsaba, pp. 85-104.
- Krajkó Gy. 1982: A gazdasági körzetek taxonómiai szerkezete az Alföldön. *Alföldi Tanulmányok*, Békéscsaba, pp. 80-92.
- Laska S. – Oros I. – Schindele M. 1996: Szerkezetváltás az állattenyésztésben. Magyarország agrártörténete. Agrártörténeti tanulmányok. Mezőgazda, Budapest, pp. 645-669.
- Lászlóffy W. 1982: A Tisza. Vízi munkálatok és vízgazdálkodás a tiszai vízrendszerben. Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 610.
- Lóki J. 1985: A téli nyírségi szélerózióról. *Acta Academiae Pedagogicae Nyíregyháziensis* Tom. 10/H., Nyíregyháza, pp. 35-39.
- Major Gy. (szerk.) 1976: Napsugárzás Magyarországon. Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, p. 79.
- Malakucziné Póka M. 1995: A lakáshelyzet főbb jellemzői. KSH Szabolcs-Szatmár-Bereg megyei Igazgatósága, Nyíregyháza, p. 28.
- Marosi S. – Szilárd J. (szerk.) 1969: A tiszai Alföld. Magyarország tájföldrajza 2. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 27-66.
- Márton B. 1964: A Nyírség ipara. *Acta Geographica Debrecina* X/3. Debrecen, pp. 47-65.
- Mészáros R. (szerk.) 1993: Gazdaság – társadalmi folyamatok és a kistérségek szerveződése Csongrád megyében. JATE Press, Szeged, p. 145.
- Mihalkó G. 1999: A városi turizmus elmélete és gyakorlata. MTA FKI, Budapest, p. 165.
- Papp A. 1962: Észak-Tiszántúl szántóföldi növénytermesztésének földrajzi vizsgálata. *Acta Geographica Debrecina* Tom. VII/1., Debrecen, pp. 85-125.
- Papp G. 1939: Szabolcs vármegye mezőgazdasága. Szabolcs vármegye (szerk. Dienes I.), Budapest, pp. 44-45.
- Pécsi M. (szerk.) 1967: Magyarország geomorfológiai térképe. In: Magyarország Nemzeti Atlasza (szerk. Radó S.), Budapest.
- Pécsi M. – Somogyi S. 1967: Magyarország természeti földrajzi tájai és geomorfológiai körzetei. *Földrajzi Közlemények* 4. pp. 285-304.
- Péczy Gy. 1965: Az Alföld éghajlata. *Földrajzi Közlemények* 3. pp. 105-133.
- Pók J. (szerk.) 1996: Szabolcs vármegye (1782-1785). Szabolcs-Szatmár-Bereg megyei Levéltár Kiadványai. *Közlemények* 11., Nyíregyháza, pp. XXVI. Col. 11-Sec., XXV. Col. 12. Sec., XXV. Col. 13. Sec.

- Réfi. O. M. 1986: A Rétköz földhasznosítása a XIX. századi vizimunkálatok előtt. Agrártörténeti Szemle 1-2. pp. 221-262.
- Somogyi S. 1961: Hazánk folyóhálózatának fejlődési vázlata. Földrajzi Közlemények 1. pp. 25-50.
- Süli-Zakar I. 1974: Szabolcs-Szatmár megye településföldrajzi vázlata. Szabolcs-Szatmári Szemle 2. pp. 93-112.
- Süli-Zakar I. 1975: Tanyák, falvak, városok (Szabolcs-Szatmár településföldrajzi vázlata). Szabolcs-Szatmár-Bereg megyei földrajzi olvasókönyv, Nyíregyháza, pp. 93-104.
- Tatai Z. 1983: Az ipar szerkezetének területi átalakítása. Szabolcs-Szatmári Szemle 1. pp. 16-17.
- Tóth J. 1982: Az Alföld II. világháború utáni népesedésének néhány sajátossága. Alföldi Tanulmányok, Békéscsaba, pp. 153-174.
- Tóth J. 1988: Urbanizáció az Alföldön. Terület és települési kutatások 3. Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 200.
- Urbancsek J. 1965: A Nyírség, a Bodroghöz és a Rétköz, valamint a Bereg-Szatmári síkság vízföldtani viszonyai. Földrajzi Értesítő 4. pp. 421-443.

Statisztikai kiadványok

- A magyar szent korona országainak 1910. évi népszámlálása. Második rész. A népesség foglalkozása. M. Kir. KSH, Budapest, 1914.
- Az 1930. évi népszámlálás I. rész. Demográfiai adatok M. Kir. KSH, Budapest, 1932.
- Általános mezőgazdasági összeírás. Baromfiállomány 7. KSH, Budapest, 1972.
- Általános mezőgazdasági összeírás. A kisüzemi gazdaságok földterülete, gazdasági épület és gépállomány. 8. KSH. Budapest, 1972.
- Általános mezőgazdasági összeírás: Sertés és lóállomány. 8. kötet. KSH, Budapest, 1972.
- Agrárstatisztikai források és helytörténeti kutatás községsoros. Statisztikai Kiadványok. KSH, Budapest, 1980.
- Magyar statisztikai évkönyv 1872. Budapest.
- Magyar statisztikai évkönyv 1895., 1896. Budapest, p. 108.
- A Magyar Korona országainak mezőgazdasági statisztikája I. kötet. Budapest, 1897.
- Magyarország állatállománya, gazdasági gépfelszerelése és gyümölcsállománya az 1935. évben. Magyar Statisztikai Közlemények. Új sorozat, Budapest, 1937.
- Magyarország történeti demográfiája (896-1995). Millecentenáriumi előadások. KSH, Budapest, 1997.
- Mezőgazdasági statisztikai adatgyűjtemény 1870-1970. Állattenyésztés III. községsoros adatok: 1. szarvasmarha-állomány 2. sertésállomány 3. lóállomány 4. juhállomány 5. baromfiállomány KSH, Budapest, 1972.
- Mezőgazdasági összeírás: Magyarország állatállomány. KSH, Budapest, 1981.
- Mezőgazdasági összeírás: Magyarország földterülete. KSH, Budapest, 1981.
- Mezőgazdasági adattár 1. (1950-1964) KSH, Budapest, 1965.
- Mezőgazdasági adattár (1970-1977). KSH Szabolcs-Szatmár megyei Igazgatóság, Nyíregyháza, 1978.
- Mezőgazdasági statisztikai adatgyűjtemény. Földterület 3. köt. KSH, Budapest, 1970.
- Mezőgazdasági statisztikai adatgyűjtemény 1870-1970. Állattenyésztés III. községsoros adatok. KSH, Budapest, 1972.
- Szabolcs-Szatmár megye statisztikai évkönyv 1949-1989-ig. KSH Szabolcs-Szatmár megye Igazgatósága, Nyíregyháza, 1984.

Szabolcs-Szatmár-Bereg megyei statisztikai évkönyv 1990-1998-ig. KSH Szabolcs-Szatmár-Bereg megyei Igazgatósága, Nyíregyháza.

Történeti Statisztikai kötetek. Növénytermelés 2. kötet községsoros adatok 1936-1962. KSH, Budapest, 1976.

Térképek

Az I-III. katonai felmérés térképszelvényei a Rétköz területéről. HM Hadtörténeti Intézet és Múzeum térképtára, Budapest.

Az 1943-44. évi 1:50000 méretarányú térképszelvények a Rétközzől. HM Hadtörténeti Intézet és Múzeum térképtára, Budapest.

Pók J. (szerk.) 1996: Szabolcs vármegye (I. kat. felmérés 1782-17855). Szabolcs-Szatmár-Bereg megyei Levéltár kiadványai. Közlemények 11., Nyíregyháza, pp. XXVI. col. 11. sec. XXV. Col. 12. sec., XXV. Col. 13. sec..

Pécsi M. (szerk.) 1967: Magyarország geomorfológiai térképe. In: Magyarország Nemzeti Atlasza (szerk. Radó Sándor), Budapest.

Pécsi M. (szerk. biz. elnöke) 1989: Magyarország Nemzeti Atlasza. Budapest, p. 395.

VERESS MÁRTON

Magyarország karsztjai

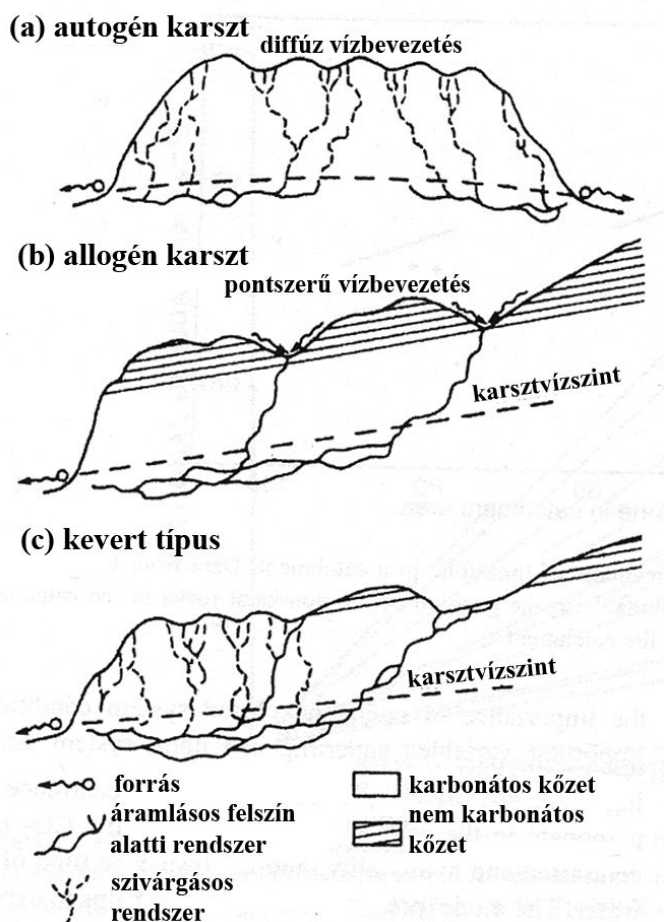
(A Magyarországi karsztok geomorfológiai kutatásának eredményei c. tanulmány „Karsztjaink minősítése” c. fejezetének átdolgozott változata ¹

1. KARSZTTÍPUSOK

Jakucs (1968, 1971) elkülönített autogén és allogén karsztot. Az autogén karsztra csak csapadékvíz kerül, mivel környezete fölé magasodik. Az ilyen karszton elterjedtek a karrok, a töbrök, az uvalák és az oldódásos barlangok. Az allogén karszt a határoló nem karsztos térszínről is kap vizet. Az ilyen karszt peremén víznyelők sorakoznak, amelyek eróziós barlangokban folytatódnak. A fenti osztályozást továbbfejlesztve elkülönítenek kevert típusú karsztot (Ford-Williams 2007). Az ilyen típusú karszton a mészkövet határoló nem karsztos térszín vízfolyásai a mészkő fedőüledékeit már részben, vagy teljesen átvágták (1. ábra).

1. ábra: Karszttípusok a hidrológiai viszonyok szerint (Ford, D. C.-Williams, P. W. 2007)

1 Veress M.: A magyarországi karsztok geomorfológiai kutatásának eredményei - .In: Kiss T., Mezösi G. (szerk): Recens geomorfológiai folyamatok sebessége Magyarországon. Földrajzi tanulmányok 2008-2009. 2. p. 153-169



A karszt termálkarszt, ha formakincsének a létrehozásában meleg és forróvizek is szerepet játszanak. Ekkor a karszt vizei egy részének a hőmérséklete a terület évi középhőmérsékletét meghaladja.

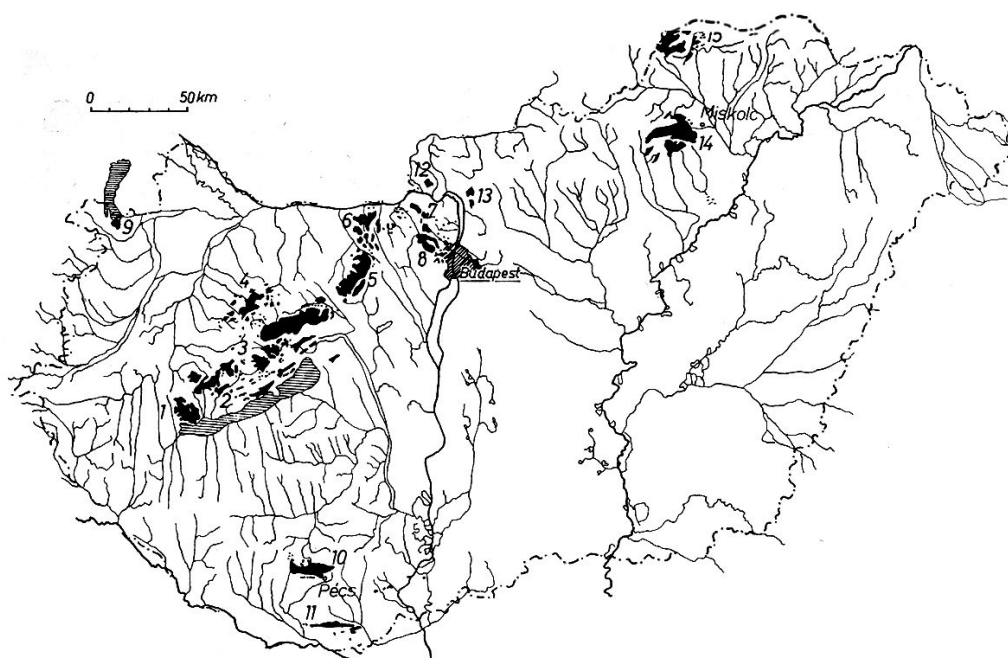
Ha a karbonátos kőzet nem karsztos kőzettel fedett, akkor fedett karsztnak nevezik. A fedő lehet vízzáró (eltemetett karszt), vagy vízáteresztő (rejtett karszt).

A magyarországi karsztokat a 2. ábrán mutatjuk be. Látható, hogy ezek elsősorban a Dunántúli-középhegységben, ill. az Északi-középhegységben fordulnak elő.

2. A MAGYARORSZÁGI KARSZTOK MINŐSÍTÉSE

Jakucs (1977) elkülönített dunántúli és aggteleki morfológiájú karsztot Magyarországon. A dunántúli morfológiájú karsztokat, amelyhez területileg a Dunántúli-középhegység tartozik, szerinte a jelentős mértékű hidrotermális genetikájú üregesedés, a felszíni formák kis száma, ill. a töbrök hiánya jellemzi. Míg az aggteleki jellegű karsztokon a felszíni oldódásos eredetű formák (töbrök, ill. sortöbrök) a jellemzőek. Aggteleki karsztjainkon a felszíni karsztformák (de a felszín alattiak is) mérete, sűrűsége, elterjedési területe nagyságrenddel vagy nagyságrendekkel haladja meg a dunántúli karsztok felszíni formáinak méretét, sűrűségét és elterjedési területét. Ez alól a fedett (rejtett) karsztos formák jelentenek kivételt. Ez utóbbiak esetében éppen fordított a helyzet. A dunántúli jellegű karsztokon az elterjedtebbek. Jakucs (1977) a dunántúli „típusnak” még egy további jellemzőjét is említi. Így a dolomit felszínek murvásodását. Ennek során a kőzet dolomit kristályokra esik, miután a tapasztó kalcit kioldódik. A hegység dolomittérszíneinek dolomittöbrei és száraz völgyei e folyamat során jöttek létre (Veress-Szabó 2000).

2. ábra: Magyarország felszíni karsztjai (Jakucs 1977)



1. A Keszthelyi-hegység dolomitkarsztja, 2. A Balaton-felvidék mezozóos karsztjai, beleértve aTapolcai-medence É-i felének szarmata mészkőtérskéit is. 3. A Déli-Bakony karsztja, 4. Az Északi-Bakony karsztja, 5. A Vértes-hegység főként triász dolomitból álló karsztja, 6. A Gerecse-vidékmezozóos karsztja, beleértve a Zsámbéki-medence szarmata mészkővonulatát is, 7. A Pilis-hegységtriász mészkőkarsztja, a Pomázi-mésztufa-fennsík, 8. A Budai-hegység főként hidrotermális karsztjai, az ide kapcsolódó szarmata mészköves Tétényi-fennsík és a Pesti-síkság kisebb lajtamészkő foltjai, 9. A Fertő-tó melléki lajtamészkő karsztok, 10. A Mecsek-hegység karsztjai, 11. A Villányihegység karsztjai és a Beremendi-karsztrög, 12. A dél-börzsönyi lajtamészkő karszt (Szokolyaimedence, Törökmező), 13. A Cserhátvidék mészkörögei (Naszály, Romhányi-hegy, Csővári-hegy), 14. A Bükk-hegység karsztjai az Upponyi-rög, 15. Az Aggteleki-karsztvidék, kibővítve a Rudabányai-, a Szalonnai- és a Szendrői-rögök mészkőterületeivel.

Más szerzők még további sajátosságokat is hangsúlyoznak. Ezek az aggteleki jellegű karszton a következők.

- Két szint, többnyire egy magasabb (magaslatoakra különülő) és egy alacsonyabb, közel sík, a jellemző. A felső szintet idősebb karsztosodás maradványainak tartják, pl. a Bükk-hegységben. E hegységben trópusi tönkfelszín képződött (Bulla 1962, Pinczés 1980). A Bükk-fennsík felső szintje a trópusi karsztosodás során létrejött szigethegyes karszt átalakult maradványa lehet, ill. ennek a szarmata-pannon idejű vízfolyásai által átformált felszínnek a maradványtérskéi (Hevesi 2002).

- Jellegzetesek a különböző maradványformák. Így a magaslato, tetők, karsztdombok, a küszöbök (Hevesi 2000, Veress 2004).

- A sortörös, átöröklődött völgyek mellett jellemzőek a víznyelős vakvölgyek (Jakucs 1956, Móra 2002a, 2002b, Hevesi 2002).

- Előfordulnak az aggteleki jellegű karszton is, bár jóval kisebb kiterjedésben, mint a dunántúli arcú karsztjainkon fedett (rejtett) karsztos foltok. E fedett (rejtett) karsztos foltok főleg idősebb karsztos formák kitöltésén jöttek létre (Veress-Zentai 2008, Veress 2008).

A dunántúli jellegű karsztra ugyanakkor kizárólag a fedett karsztos formák és fedett karsztosodás jellemző (Veress 1999). Itt a fedett karsztosodás egyes rögtípusok rögeinek kisebb-nagyobb kiterjedésű térszínein fejlődik ki (Veress 1999). E fedett karsztos térszínnek

területén sem nagy azonban a formasűrűség, továbbá a képződmények többnyire kisméretűek (Veress 1999). E karsztosodást a Bakony-hegységből bár már korán leírták (Révész 1947, Gergely 1938, Láng 1948, 1962) a későbbi irodalom e karsztosodásról nem vett tudomást. Ezért fordulhat elő, hogy a Tési-fennsík fedett karsztos formáit a különböző szerzők víznyelőként írják le. Holott e formák nem közethatáron alakultak ki.

A mecseki karszt véleményünk szerint sajátos átmenetet képez az aggteleki és dunántúli jellegűek között. E karsztterület déli pereme homokkővel érintkezik. Az érintkezésnél víznyelősor alakult ki (Barta-Tarnai 1997). Kevert típusú karszt, miután a mészkőbe átöröklődéses völgyek mélyülnek. A karszt kettős arculatot mutat. Előfordulnak a területén idős, nagyméretű töbrök, amelyek Szabó (1968) szerint az óharmadidőszakban, Hevesi (1991a, 1991b, 2001) szerint magasabb szinten a szarmatától, alacsonyabb szinten a pliocén-től képződtek. E töbrök részben vagy teljesen kitöltődtek a geofizikai vizsgálatok szerint elsősorban löszös homokkal, valamint homokkal (Veress 2003). Szabó (1968) a fedő, ill. a kitöltő üledéket vályogként említi. Ezek a töbrök méretük, morfológiájuk tanúsága szerint oldódásos töbrök. (Így méretük nagy, oldallejtőik kevésbé meredek, a lejtőkön gyakran bukkan elő a mészkő.) E töbrök belsejében, de a töbrök közötti térszíneken is, kisméretű, fedőüledékben képződött karsztos formák fordulnak elő, gyakran igen nagy sűrűségben. Ez utóbbiak fedett karsztos töbrök. Tehát a mecseki karsztnak a közethatártól távolabbi részei jellegzetes rejtett karsztnak tekinthetők. A mecseki karszt oldásos töbrei miatt az aggteleki jellegű karsztokkal mutat rokon vonásokat, míg fedett karsztos formái miatt a dunántúli jellegű karsztokkal.

Az aggteleki és dunántúli arculatú karsztok morfológiai különbségeinek okait több szerző is elemezte. Így Leél-Össy (1959) a Dunántúli-középhegység aprólékos feldarabolódásával magyarázza karsztjainak kis mértékű karsztosodását. Hevesi (1991a) a fenti felfogást tovább fejleszti. Szerinte a kis területű rögökön nem fejlődhetett ki vízhálózat. Ez utóbbi hiányában mélységi lefejeződések sem történhettek. Kis kiterjedésű rögök valóban előfordulnak e típus karsztjain. Azonban a nagy területű rögök sem ritkák (pl. Tési-fennsík vagy a dudari Sűrű-hegycsoport). Tehát önmagában a fentiek nem szolgálnak elégséges magyarázattal a dunántúli arculatú térszín kismértékű karsztosodásához. Jakucs (1977), majd Hevesi (2000) szerint a karsztosodás időtartamának különbözősége miatt mutat eltérést a Dunántúli-középhegység karsztja az Északi-középhegység karsztjától. Szerintük a dunántúli jellegű karsztokon újabb és újabb karsztosodási fázisok mentek végbe, az ismételten kifejlődő fiatalabb mészköveken. Ezért a karsztosodás megszakadt az idősebb karsztos formák eltemetődtek. A mai felszínen a karsztosodás rövid időtartamú és a különböző karsztosodási fázisok hatásai nem összegződhetek. Az aggteleki jellegű karsztokon viszont a kréta óta a karsztosodás nem, vagy csak rövid időre szakadt meg. Azonban a karsztosodási időkülönbséget sem tarthatjuk kizárólagos indoknak az aggteleki és a dunántúli karsztok karsztmorfológiai különbségeinek magyarázatára az alábbiak miatt.

- Az Aggteleki-karszton egyes formák korai kialakulását kétségbe vonják (Zámbó 1998, Mezösi 1984).

- Az idősebb karsztosodás(ok) során nem a töbörös völgyek alakultak ki. Valószínűleg az idősebb karsztosodásokat az Északi-középhegység karsztterületeinek a felső szintjeinek magaslatai képviselik.

- Ismert, hogy mind a Bükkben, mind az Aggteleki karszton nem karsztos fedőüledék elborítások szakították meg, ill. szüntették meg a korábbi karsztosodásokat. A töbörös völgyek – amelyek a fő különbséget képviselik a dunántúli és aggteleki karsztok között – éppen ezen fedőüledékeken fejlődtek ki. Ezért a töbörös völgyek töbrei gyakran csak rövid idejű karsztosodás során jöhetnek létre. Így a Borsodi Kavics Formáció anyaga a pliocén-pleisztocén határán szállítódott az Aggteleki karszt felszínére (Sásdi 1990). A hegység töbörös völgyei többnyire e fedőközetről vagy a pannon fedőről öröklődtek át.

- A Dunántúli-középhegység egyes rögei nem borítódtak el (Pécsi 1980), vagy ha igen, nem bizonyított, hogy az elborítás hosszabb ideig tartott volna, mint az aggteleki arculatú karsztokon. Ugyanis számos rög területén, amelyek a krétavégi tönk feldarabolódásával jöttek létre. A Csatkai Kavics formáció anyagánál idősebb elborítás nem fejlődött ki, vagy ha igen, akkor az többnyire középső-kréta, ill. eocén mészkő. Ugyanakkor nincs különbség a középső-eocén mészköves ill. középső-kréta térszínek és az idősebb mészkő térszínek karsztosodásában, illetve ha van, akkor éppen a középső-eocén ill. középső-kréta mészkövekből felépült térszíneken jelentősebb a karsztosodás.

- Bár igaz, hogy a középső-eocén, ill. középső-kréta mészkövek paleokarsztos formákat, ill. térszíneket fednek el (Szabó 1968, Jakucs 1977, Hevesi 1991a), de ezen utóbbi kőzetekből felépült térszíneken is előfordulnak paleokarsztos formák a Bakonyban (Veress-Futó 1980, Veress 1999). Tehát e hegységben épp úgy jelen vannak a mai felszínen a paleokarsztos formák, mint pl. a Bükk-hegységben. Ezeket, akárcsak a Bükk-hegységben a középső-eocén és középső-kréta kőzetekből felépülő térszíneket mindössze nem karsztos kőzetek fedték el, amelyek alól a paleokarsztos formák részben, vagy teljesen kitakaródtak. Tehát nem állja meg a helyét az az állítás, hogy a fiatalabb mészköves térszíneken nem történt volna a mainál idősebb karsztosodás. A fentiekből következik, hogy a fiatalabb mészkő kifejlődések térszínein sem csökkent a potenciális karsztosodási időtartam a Bakonyban

Az aggteleki, ill. dunántúli karsztok karsztosodási sajátosságainak a különbözősége szerintünk az alábbiakra vezethető vissza.

- Az aggteleki arculatú karsztjainkon a vízáteresztő kőzetek kevésbé, vagy egyáltalán nem maradtak meg, míg a dunántúli arculatú karsztjainkon igen. A vízáteresztő kőzetek széleskörű elterjedése lehetővé tette a fedett karsztosodás széleskörű elterjedését, de az oldódásos dolinák létrejöttét nem.

- A fedett karsztos térszín lokális kifejlődése arra vezethető vissza, hogy a vízáteresztő üledékek egyes rögökön hiányoznak, míg más rögökön lokális kifejlődésben maradtak meg a lepusztulás miatt. A fedett karsztos formák kis sűrűségének az oka, hogy a fedő csak kevés helyen vékony. A kis méret a formák gyors pusztulásával magyarázható. A mélyedések gyorsan feltöltődnek, miután a járataik könnyen és gyorsan kitöltődnek, továbbá a fedő gyors lepusztulása miatt gyorsan meg is semmisülhetnek (Veress 1999).

- Ugyanakkor a dunántúli morfológiájú karsztjainkon a vízzáró fedőüledék is jelen van. E térszíneken a vízfolyások átöröklődése jelenleg is végbemegy. Ennek ellenére lefejeződések mégsem történnek. Ez magyarázható a hegység fiatal kiemelkedésével (Láng 1958), ill. az emelkedés ütemével. Ugyanis a fiatal kiemelkedés miatt a víznyelőképződés feltételeinek megléte esetén sem állt ehhez rendelkezésre elegendő idő. Továbbá a gyors kiemelkedés nem kedvezett a vertikális üregesedésnek és így a víznyelőképződésnek sem (Veress 2000). Emiatt a dunántúli jellegű karsztokon hiányoznak mind a víznyelők, mind a töbørsoros völgyek.

3. A MAGYARORSZÁGI FŐBB KARSZTTERÜLETEK

Magyarország két legjelentősebb karsztja a Bükk-hegység és a Gömör-Tornai-karszt. Mindkét hegység különböző karszt típusokból épül fel.

A Bükk-hegység legjellegzetesebb részei a Bükk-fennsík és a Déli-Bükk. A magasabb Bükk-fennsíkot a Garadna-völgy a Nagy-fennsíkra (600-900 m) és Kis-fennsíkra (350-750 m) különíti. Mindkét fennsíkon előfordulnak autogén és allogén karsztterületek. Egykori fedőüledékeit a Nagy-fennsík mára elvesztette. Idős karsztformáinak feltöltött aljzatain rejtett karsztos részletek is előfordulnak. A Déli-Bükk alacsonyabb (300-750 m) völgyekkel felforgatott felszínét karsztos és nem karsztos kőzetsávok építik fel. Kevert típusú karszt. Karsztos kőzetsávjain átöröklődött völgyek, a sávok pereménél víznyelők fordulnak elő. Nem karsztos térszínei eltemetett karsztok (Hevesi 1986a, 1986b).

A Gömör-Tornai-karszt az Aggteleki-karsztra és a Rudabánya-Szalonnai-hegységre különül. Az Aggteleki-karszton előfordulnak egykor elfedődött, mára kitakaródott fennsíkok (Szilicei-fennsík, Derenki-fennsík, Móga 1999), autogén karsztok (Haragistya-fennsíkja, Móga 2001, 2002b). Allogén típusú karsztja a Kecő-fennsík (Móga 2001). Az Aggteleki-fennsík (amely a Baradla-barlangot is hordozza) kevert karszt, peremén víznyelős vakvölgyekkel, a fennsíkon átöröklődött többsoros völgyekkel. Előfordulnak elfedett peremű fennsíkok is, mint pl. a Teresztenyei-fennsík. Az Aggteleki-karszt fennsíkjain idősebb töbrökben, uvalákban gyakoriak a karsztbelseji fedettkarsztok. Ezek között előfordulnak eltemetett karsztok (víznyelőkkel), továbbá rejtett karsztok (fedett karsztos formákkal).

A Dunántúli-középhegység területén legjellegzetesebb fedett karsztos térszínnek a Bakony-hegységben fordulnak elő. Itt a magasabb helyzetű, fedetlen mészkőrögök közé változatos magasságú, többnyire alacsonyabb helyzetű nem karsztos kőzettel fedett rögök, rögcsoportok ékelődnek be. E területek a hegység fedett karsztjai. Jellegzetes rejtett karszt a Hárskúti-medence, a Tési-fennsík, eltemetett karszt a Lókúti-medence és a Dudari-medence. Előző fedett karsztokon a fedő lösz, utóbbiakon kavics. A Déli-Bakony bazaltsapkás hegyeinek némelyike, mint pl. a Kab-hegy, allogén karszt.

A Gerecse, Pilis és Budai hegységekben a meleg víz is hozzájárult a karsztosodáshoz. A Budai-hegység talán a Föld egyik legjellegzetesebb termál karsztja.

Irodalomjegyzék

- Barta K.-Tarnai T. (1997): Karszt kutatás az orfűi Vízfő-forrás vízgyűjtő területén – Karszt és Barlang I-II. p. 12-19.
- Bulla B. (1962): Magyarország természeti földrajza – Tankönyvkiadó, Budapest, 424 p.
- Ford, D. C.-Williams, P. W. (2007): Karst Hydrogeology and Geomorphology – John Wiley & Sons, Ltd, 561 p.
- Gergely F. (1938): Geomorfológiai megfigyelések az Északi-Bakony területén – Doktori disszertáció, Kézirat.
- Hevesi A. (1986a): A Déli-Bükk karsztja I. rész: Délkeleti-Bükk – Karszt és Barlang, p. 3-14.
- Hevesi A. (1986b): A Déli-Bükk karsztja II. rész: Délnyugati-Bükk – Karszt és Barlang, p. 87-94.
- Hevesi A. (1991a): Magyarország karsztvidékeinek kialakulása és formakincse I. – Földr. Közl. CXV p. 23-25.
- Hevesi A. (1991b): Magyarország karsztvidékeinek kialakulása és formakincse II. – Földr. Közl. CXV. p. 99-120.
- Hevesi A. (2000): Karsztos hegységeink arculata – In: Karátson D. (szerk.): Pannon Enciklopédia, Kertek, Budapest, p. 288-293.
- Hevesi A. (2001): A Nyugati-Mecsek felszíni karsztosodásának kérdései – Karsztfejlődés VI. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 103-111.
- Hevesi A. (2002): Fejlődéstörténet II., Felszínfejlődés – in: Baróz Cs. (szerk.): A Bükki Nemzeti Park, Bükki Nemzeti Park Igazgatósága, Eger p. 83-148.
- Jakucs L. (1956): Adatok az Aggteleki-hegység barlangjainak morfofenetikájához – Földr. Közl. 80. 1. p. 25-39.
- Jakucs L. (1968): Szempontok a karsztos tájak denudációs folyamatainak és morfofenetikájának értelmezéséhez – Földr. Ért. XVII. 1. p. 17-46.
- Jakucs L. (1971): A karsztok morfofenetikája – Akadémia Kiadó, Budapest.
- Jakucs L. (1977): A magyarországi karsztok fejlődéstörténeti típusai – Karszt és Barlang I-II. p. 1-16.
- Láng S. (1948): Karszt tanulmányok a Dunántúli-középhegységben – Hidrol. Közl. XXVIII. 1-2. p. 49-52.
- Láng S. (1958): A Bakony geomorfológiai képe – Földr. Közl. 6. p. 325-343.
- Láng S. (1962): A Bakony geomorfológiai vázlata – Karszt és Barlangkut. Táj. 7. p. 86-91.
- Leél-Össy S. (1959): Magyarország karsztvidékei – Karszt és Barlangkutatás I. p. 79-88.
- Mezősi G. (1984): A Sajó-Bódva köz felszínfejlődése – Földr. Ért. XXXIII. 3. p. 181-206.
- Móga J. (1999): The reconstruction of the development history of karstic water network on the southern part of the Gömör-Torna karst on the bases of ruined caves and surface forms – Acta Carstologica, Ljubljana p. 159-174.
- Móga J. (2001): A szerkezet és kőzetfelépítés szerepe a Szilicei-fennsík karsztos formáinak kialakításában – Karsztfejlődés VI. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 143-159.
- Móga J. (2002a): Felszínalaktani vizsgálatok a Galyaság területén – Karsztfejlődés VII, BDF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 173-186.
- Móga J. (2002b): A tornai Alsó-hegy – Karszt és Barlang I-II. p. 95-104.
- Pécsi M. (1980): A Pannóniai-medence morfofenetikája – Földr. Ért. 29. 1. p. 105-127.
- Pinczés Z. (1980): Production of planation surfaces and their types as illustrated on the examples of a Tertiary Volcanic and a Mesozoic Mountain – Acta Geographica Geologica et Meteorologica Debrecina XIV-XV. 1975-1976 p. 5-29.

- Révész T. (1947): Adatok az Északi-Bakony karsztosodásának ismeretéhez – Bölcsészdoktori értekezés, Kézirat
- Sásdi L. (1990): Az Aggtelek-Rudabányai-hegység földtani fejlődéstörténete – Karszt és Barlang I. p. 3-8.
- Szabó P. Z. (1968): A magyarországi karsztosodás fejlődéstörténeti vázlata – Dunántúli Tud. Gyűjtemény 80, Budapest, p. 13-25.
- Veress M. (1999): Az Északi-Bakony fedett karsztja – A Bakony Természettudományi Kutatásának Eredményei 23, Zirc, 167 p.
- Veress M. (2000): Középhegységi karsztok néhány típusa – Földr. Közl. XXIV. (CXLVIII) köt. 1-4. sz. p. 1-28.
- Veress M. (2003): Zárójelentés a TO32381 sz. OTKA kutatási pályázatról – Szombathely, Kézirat, 51 p.
- Veress M. (2004): A karszt – BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, 213 p.
- Veress M. (2008): Adalékok az Aggteleki-fennsík völgyeinek fejlődéséhez – Karszt és Barlang (megj. alatt)
- Veress M.-Futó J. (1980): Fedett paleokarsztos térszíneken végbement lepusztulás és felhalmozódás kimutatása a Bakony-hegységben – Földt. Közl. 120 p. 55-67.
- Veress M.-Szabó L. (2000): Adalékok a dolomit térszínek formáinak morfogenetikájához – Földr. Ért. XLIX. p. 13-26.
- Veress M.-Zentai Z. (2008): Karsztjelenségek minősítése a Bükk-hegység néhány mintaterületén a mészkőfekü morfológiájának és a fedőüledékek szerkezetének értékelésével – Karszt és Barlang, I-II. (megj. éve: 2009) p. 37-54.
- Zámbó L. (1998): Felszínalaktani jellemzés – In: Baross G. (szerk.): Az Aggteleki Nemzeti Park, p. 26-36, Mezőgazda, Budapest

HEVESI ATTILA

Töbör szavunkról, mint szakszóról

About our karst-word „töbör”

The big depressions located on the karst surfaces are called „töbör” on the North-Eastern part of Hungary. This word has been used since the 1780s on both the hand drawn and printed maps, and even a scientific theory of its formation has been explained by Imre Vass in 1831. At the end of the 19th century, another word for the same phenomenon has been introduced to the Hungarian scientific nomenclature, namely the “dolina”. However, the original meaning of this word in the neighboring Slavic languages is valley, not sinkhole! Therefore, let’s keep the “töbör”, as a nice Hungarian origin word in the scientific nomenclature.

„Még egy természeti nevezetességgel találkoztam (...) ezek (...) hegytetőket ellepő mély döbrök, mik néhol tíz-tizenhat ölnyi mélyen folyvást csúcsosan haladnak alá, széleiknek kerülete 100-tól 600 lépés, a nagyobbaké még több is, mik aztán egész völgyeket képeznek már. Némelyik úgy hasonlít valami fűvel benőtt vulkán kráteréhez. E sajátságos döbrök természetéről még előbb bővebb adatokat fogok szerezni, azután majd rendesen megismertetem őket, mert (...) rám van parancsolva, hogy ezentúl mindenféle tudatlan dolgokat nem szabad össze-vissza írom.” (Jókai Mór: Magyarhon szépségei)

A karrok mellett a leggyakoribb felszíni karsztformák. A hazai és külföldi (főleg német) szakirodalomban gyakran *dolina* néven szerepelnek. Ez utóbbi elnevezés jelentését legalaposabban BALÁZS DÉNES (1971) elemezte. A *dolina* szó minden szláv nyelvben többjelentésű, de legáltalánosabb értelme: *völgy*. Amint arra BALÁZS DÉNES (1974) is utalt, a karsztok megismerésének klasszikus földjén, a Dinári-hegységben a kerek tál-, tányér-, tölcészerű felszíni mélyedés neve a szlovén és a macedon nyelvben *vrtača*, a szerbben és a horvátban *ponikva*. Továbbá szlovákul *jama* (pl. JAKAL, J. 1975), spanyolul *torca*, *sumidero*, (MONROE, W. H. 1970, BALÁZS DÉNES 1991), oroszul *voronka* (BALÁZS D. 1991). Elemzését BALÁZS DÉNES (1971) a következő két mondattal zárja: „A magyar népnyelv e karsztos jelenségre kialakított egy megfelelő fogalmat, ez a töbör. Beszédünkben, szakmai írásainkban is használjuk ezt a kifejezést a bizonytalan *dolina* szó helyett.” (82. o.) Sajnálatos, hogy e világosan indokolt és alapos állásfoglalás után tett javaslatát a hazai karsztkutatók jelentős hányada – közöttük egyébként kitűnő szakemberek(!) – nem fogadták el. Talán ez is hozzájárult ahhoz, hogy később a töbrök változatait tárgyaló összefoglaló értekezésében BALÁZS DÉNES (1992) is inkább a „dolina” megnevezést használta, holott az egyre inkább terjedő angol-amerikai szakirodalomban helyette gyakran a *sink*, *sinkhole* vagy a *shake*, *shakehole* szerepel (pl. FINCH, V. C. – TREWARTHA, G. T. 1942, MONROE, W. H. 1970, ill. BALÁZS D. 1992).

A hazai térképeken és földtudományi munkákban a *töbör* megnevezéssel és töbrök ábrázolásával a XVIII. sz. második felétől találkozhatunk. Az első katonai fölmérés (1785-1788) aggtelek–jósavfői térképlapján számos töbör látható (1. kép). A Borsod-Abaúj-Zemplén megyei Levéltár őriz olyan 1788-ból való kéziratos térképet (T37-2), amely Cserépváralja É-i határában, a Kis- és Nagy-Farkas-kő kőközének É-i szomszédságában „Töbör” megnevezéssel víznyelőtöbröt ábrázol (2. kép). RAISZ KERESZTÉLY-nek (1802) a Baradla környékéről készített térképén már a víznyelő-, völgyi- és a tetőközeli-töbrök is jól

elkülöníthetők (3. kép). Raisz Keresztély kortársa, aki vele együtt kutatta a Baradlát, Bartholomaeides László, Gömör vármegyét ábrázoló földabroszának Aggtelek környékét részletező melléktérképének jelmagyarázatában szerepel a „töbör”, a „Ravaszlyuk”-kal együtt (Bartholomaeides L. 1806-1808; 4. kép¹). 1815-ből való kéziratos térképén RAISZ K. a tornai Alsó-hegyen a következő töbröket rajzolja meg és tünteti föl névszerint is: Ibolyás, Ló, Vizes, Kerek, Kopasz, Töbör, Ördög Töbre, Kontyos Töbrök² (5. kép). Ismeretlen szerzőtől évszám nélküli, valószínűleg a XVIII. sz. végéről való kéziratos térkép (T 45/II.) a bükki Nagy-fennsík K-i felén a „Nagy Körös” (mai térképeken: Nagy-köris, 892 m) tövében 4 töbröt jelöl (6. kép).

Töbör szavunk, mint fogalom, helynévként mai tudásunk szerint oklevélben először 1599-ből, Jólész (Jovice; Rozsnyói-medence) határából ismert, és Dénes Gy. (2002) szerint bolgár-szláv eredetű szó lehet. Ennél lényegesen korábban, a tihanyi apátság népeinek 1211. évi összeírásában személynévként „Teber” alakban szerepel³ (SZAMOTA I. 1902-1906); 1265-ből való okiratban pedig mint besenyő személynév Töbör és Teberként egyaránt (PESTY F. 1888. 391. o.). Nem lehetetlen tehát, hogy e személynév magyar vagy besenyő köznévből származik. Mint karsztvidékek sajátos formáját jelölő szót szövegben legkorábban nyomtatásban – egy betűhibával – RAISZ KERESZTÉLY-nél (1807) olvashatjuk a Baradla német nyelvű leírásában:

Häufig find in dem dasigen Kalkgebirge trich-
terförmige Höhlungen, in der Gestalt eines ge-
stürzten abgestumpften Kegels, die in der Landes-
sprache mit dem eigenen Nahmen Töbös benannt
werden; diese streichen oft in beträchtlicher Ent-
fernung in einer ununterbrochenen Reihe meistens
von Abend gegen Morgen. Wer etwa selbst diese
Gegenden zu besuchen Gelegenheit hätte, darf
nur nach den Gegenden Josafai Ut, Magyaros;
oder Baradla- Völgye nachfragen, um sich von
dem Dasen der selben zu überzeugen.

RAISZ KERESZTÉLY (1807) e munkáját a Baradla keletkezésével kapcsolatos véleménye miatt – nála tűzokádás és földrengés a fő ok – már kortársai is vitatták (BREDETZKY S. 1807), ám töbrökre vonatkozó meglátásai közül néhány mindmáig megállja helyét:

„Gyakran vannak az itteni mészkőhegyekben tölcészerű üregesedések, amelyek fordított tompakúp formájúak, melyeket a tájnyelv saját névvel t ö b ö s-nek nevezi; ezek gyakran

1 E jelmagyarázatra Takácsné Bolner Katalin „figyelmeztetett”, s ezt e helyen is megköszönöm.

2 E térképlapra 2001-ben Koleszár Krisztián, egyetemünkön végzett és bódvaszilasi környezetmérnök hívta föl figyelmemet, amit ezúton is megköszönök.

3 E mai tudásunk szerinti legkorábbi említésre szintén KOLESZÁR KRISZTIÁN talált rá, s osztotta meg „fölfedezését” velem. Köszönöm.

tekintélyes távolságra, megszakítatlan sorban húzódnak nyugatról kelet felé. (...) mindegyik alján kisebb vagy nagyobb, többé vagy kevésbé látható nyílások vannak, amelyeken keresztül a csapadék a föld belsejébe vész. Ha ezt a nyílást a véletlen feliszapolja vagy emberi akarat szándékosan eltömi, úgy magában a tölcsérben vagy a nyílás előtt pocsolya keletkezik, amely az összefolyó esővizet vagy hólevet befogadja. Más további nyílások is elnyelnek nagyobb víztömegeket és a tájszólásban – Ravasz-lyuknak – nevezik, ezek mind sziklahasadékok dombokban, ahol az idáig vezető völgyek végződni és záródni látszanak; tartós eső vagy hóolvadás után az összegyűlt vizek ezeken a hasadékokon keresztül a dombok belsejébe ömlenek és gyakran mint időszakos források a hegység túlsó oldalának lábánál jelennek meg. Egy hasonló nyílás van a most leírandó – Baradla-barlang szomszédságában, amely a befogadott vizeket közvetlenül a barlangba adja és amint a továbbiakban látni fogjuk, a barlang teljes hosszát vízzel ellátja. Ha a vízhozzáfolyás oly nagymérvű, hogy a szűk nyílás azt nem tudja befogadni, akkor a víz fölötte állva marad, gyakran az egész környéket elárasztja, amíg lassanként lecsapódik.”⁴ (252-254. o.)

A töbrök igazán szakszerű leírását VASS IMRE magyarul (1831) és németül (é.n.) adta, s keletkezésük magyarázatát – részben ma is helytállóan – szintén nála olvashatjuk:

A' mészkőhegyek' tulajdonához képest az itteniek is az által különböznek más hegynemektől, hogy az eső- és hóvizet nem a' föld' színén bocsátják a' mélyebb völgyekbe, hanem a' föld alatt szivárogtatják alá titkos utakon. Így a' *Rimaszombatból Kaszára* vivő katonai uton *Sztárnyától* kezdve egész *Agtelekig*, a' míg kövecsen jár, 's mészhelgyeket még nem ér, rendes bérczeket és völgyeket tapasztal az utas; de a' mészkőnek tapodásával az *agteleki* laponon más tekintet adja elő magát. Különös ugyan is: hogy

Több olly kisebb és nagyobb horpadások vannak a' föld' színén, mintha azon helyeken a' föld elsüllyedett volna; felül azokból a' viznek semmi kifolyása nincsen, a' feneken sem látszik semmi lyuk, és ámbár némelyek több holdnyi kerülettel birnak, nem marad benne még a' legnagyobb esőzések után is semmi álló viz, mert a' feneken lévő

4 HAZSLINSZKY TAMÁS fordítása.

veres parázs földön keresztül szivárog az le a' föld-alá. Ezen helyek *töbröknek* neveztetnek. Hogyha többen vannak egy rendben egymás mellett akkor völgyeket ábrázolnak, mint a' millyen a' *Baradla' völgye*, *Mogyorós' völgye*, és a' mellyen a' *kassai* ut viszen végig, 's a' *Sortobör*; de vannak magányosan, a' hegy' ormain, avagy a' hegyek' oldalában is, mint a' *Gállyatöbör*, és más sok apróbbak.

A' helyett, hogy a' völgyek torkolatjaiknál kinyílnának, azok elejekbe helyezettett nagy kősziklás hegyekkel záratnak el, 's a' hosszúszerűes völgyekbe öszvegyült hó- és esővizet az elejekbe vetett hegyeknek kősziklás hasadécai fogadják és nyelik el. Nagyobb záporok esetében pedig, a' szűk hézagok nem lévén képesek elnyelni az öszvetődült vizet, egész kiáradásokat okoznak, 's mennél nagyobbak azok, annál nagyobb 's messzebb örvényeket vetnek a' víz színén, mint mikor a' tölcsérben kereng a' nedv; és azon örvények ollykor ollykor a' vizet gázoló állatokat, sőt vigyázatlan embereket is leragadják 's a' kősziklák közé sodorják — onnan *Ravaszlyukaknak* neveztetnek. Illyenek: a' két *Ravaszlyuk*, *Bábalyuk*, *Zombolylyuk*, a' *Nagy-Baradla* előtt, a' *Kis-Baradla* és a' *Csernai-tó* torkolatjai.)

A' hol pedig azon lefolyás avagy leszivárgása a' víznek akar történetből, akar emberi kéz által meggátoltatott, ottan támad a' völgyelésekben az öszvegyült hó- és esővizhez képest nagyobb vagy kisebb tó, a' millyenek *Agtelek* környékén: a' *Veres-tó*, melly már emlékezeten felül van; a' *Tóhely* a' falu mellett, mintegy 70 esztendővel ez előtt még *káposztás* kert volt; a' *Csernai-tó*, ennek lefolyása a' marhahatár végett egy kőlyuknak torka előtt font gátkötése által hátráltatik; a' *Büdös-tó* és *Fekete-tó*. És így

Az előadattakból bizonyos lévén ezen völgyelésekben öszvegyült vizeknek a' föld' gyomrába való folyása; semmi kétség sem maradhat fen, hogy az említett lyukak és töbrök alatt földalatti nyílások, repedezések vannak, mellyek a' leszivárgott és elnyelt vizet elfogadván, tovább lefolyni engedik. Elejénte ezen nyílások csak gyenge hasadások lehetnek, mellyek idővel, minekutána a' víznek fo-

lyása apródonkint a' kősziklából el-elmosott, kitágítottak; úgy azután a' többi hasadásokból az egyikbe öszvetódult víz nagyobb erőre kápván, egész darabokat leszakasztott, a' leszakadtakat szétmorzsolván, apró darabokban tovább vitte; úgy a' kiüresített helyen bārlangot készített, és nagyobb sebességet nyervén, még tágasb üregeket készít. A' szerfelett kitágított bārlangok' boltozatjainak leszakadásával támadnak a' fen említett töbrök; több üregek' egy más mellett történt eltemettetése' során süllyedett a' föld, onnan ezek születtek az e' tájéki völgyeket, mellyekből a' föld alá befolyó vizek' torkolatjainak eredetét könnyen lehet következtetni. Illy völgyekből állván az egész aggteleki határ, mind azon víz, melly ottan leesik, kivévén a' tavak terjedékeit és *kecsői* patakra lebocsátkozó hegyoldalakat, a' Baradlán végig folyik-le, miről bővebben alább.

A' földbeszakadások és süllyedések által támadtak tehát a' meredek kőszirtek és maradtak a' hegy hátán számtalan elágazó és újra egymásba öszvejövő bércek, úgy, hogy bajos elhatározni, mellyik teszi ezek közül a' gerénczet. A' *Pelsütztől Agtelekig*'s onnan *Jósafőig* vívő ut 9 főbércezen megyen keresztül, nem számítván az apróbb töbrök közt lévő kisebb bérceket. Ezek közt az a' hegy geréncze, melly a' Sajó' és Bodva' völgye felé osztja az esőviz lefolytát. Teszi ezt *Hosszuszótól Agteleknek* az első *Verespartnak* nevezett bérce, mellyen tul még 7 bérce van, de azok' mindenike alatt a' közbe esett völgyek- és töbrökből a' vizet a' *jósafői* völgybe utasító vizcsatornák találtnak.

Az idézett bekezdésekből kitűnik, hogy VASS IMRE RAISZ KERESZTÉLY-nél világosabban látta az Aggtelek környéki töbrök víznyelő szerepét, e töbrök és az alattuk húzódó bārlangjáratok kialakulásának kapcsolatát, a felszínről a mélybe hordott kőzetdarabok üregképző hatását, és a mai értelemben vett *szakadéktöbrök* keletkezésének legfőbb okát. Bátran állíthatjuk, hogy tőle való az első töbör-meghatározás, és Ő az első, aki a töbrök elhelyezkedési különbségeire is fölfigyelt. Nagyon valószínű, hogy mindezek tekintetében nemcsak hazai viszonylatban illeti őt az elsőség. (Ennek földerítése külön tanulmányt érdemel!) A Baradla leírásának német nyelvű fordításában (1831 b) VASS IMRE szintén csak a töbör szót használja!

Töbör szavunk már 1836-ban szerepel Kassai József „Szó-könyv”-ében, amely az egyik legkorábbi magyar értelmező szótár (7-8. kép; Kassai J. 1836). ADOLF SCHMIDL (1857) a Baradla és a Szilicei-jégbārlang német nyelvű leírásában a dolina rokonértelmű magyar szakszavaként említi (5. o.).

Töbör és ravaszlyuk szavunk VASS IMRE (1831, ill. é.n.) révén, mint szakkifejezés nemcsak bekerült a magyar nyelvű földtudományi irodalomba, hanem csaknem 50 évig úgy élt, hogy mellette a *dolina* meg sem jelent! Ennek igazolásaként idézek néhány sort HUNFALVY JÁNOS (1860, 1864) és PESTY FRIGYES (1864) munkáiból:

„Szilice körülbelől 4 négyszeg mflnyi magas hegysíkon fekszik, melly részint sziklás, részint erdő, s mellynek felületén különböző lábák, s kisebb nagyobb tölcseralakú horpadások, úgynevezett töbrök fordulnak elő. Mindenütt földalatti üregek is vannak, mellyekbe felülről a víz beszivárog, ennek aztán a lábákból és töbrökből nincsen lefolyása.” (HUNFALVY J. 1860, 203. o.)

„Felső-Kimp falun át a gyalogösvényt követvén nemsokára az erdőbe jutunk, melynek széléről szép kilátás esik a környék hegységeire a Vlegyászáig. Tovább haladván az erdő utolsó magaslatára jutunk, mely alatt a hegység legnagyobb töbrrendszerre terjed el. A Fundul-Bojsori a legnagyobb töbr, melytől balra a Vervul-Bojsori domborodik; felső átmérője majdnem félóra járásnyira nyúlik; éjszaki oldalán a Fontána-Kukuluj bugyog, melynek csermelye alább eltűnik, de a töbr mélyében ismét kifakad. Azon nagy töbr körül sok más kisebb tölcser mutatkozik. Az ösvény a nagy töbrön keresztül vonúl s azután a Szokodol felőli úttal egyesül. Ez út nagyobb magaslatokon viszen keresztül, s közelében egyéb töbrökön kívül három vízzel telt s tócsákat képező töbr van.” (HUNFALVY J. 1864, 300-301. o.)

„a Nagy Mésző, melly nagy – s’ tebres kaszálló hely (..) a Bikk közepben van egy Mészőly sár nevezetű Nagyteber; melly mind addig, míglen a nagy fák körülötte ki nem vágódtak a Marhákat elegendő táp vízzel el láttak” [PESTY FRIGYES 1864 (1988)⁵].

A *dolina*, mint a mészkőfelszínnek tölcser-, tányér- vagy kráterszerű mélyedéseit jelölő karsztudományi szakszó fiatalabb a töbrnél: először 1848-ban A. VON MORLOT bécsi földtantudós használta (GAMS, I. 1973, BALÁZS D. 1974). Mint karsztzsakszó a magyar nyelvű földtudományi irodalomban BALLAGI KÁROLY és KIRÁLYI PÁL Egyetemes földrajzának II. kötetében (1874) jelenik meg legkorábban „a Karst vidék” „sajátos jellege”-ként: „Széles hegy-gerinc, tölcser alakú üreg (*doline*), tünedező földalatti folyók, barlangok” (461. o.). Könyvük I. kötetében (1879) a tűzhányók kráterét nevezik töbrnek (19. o.). RECLUS, E. A Föld c. kitűnő könyvének KIRÁLYI PÁL és RÉVÉSZ SAMU fordította I. kötetében (1879) szintén szerepel a *dolina*, ám csak mint a mészkőfelszínnek kerek mélyedéseit jelölő, különböző nyelvű 25 név egyike, s mint ilyen, a *töbr* és a *ravaszlyuk* társaságában. A Víz körutja c. nagyfejezet mészkőre vonatkozó oldalain RÉVÉSZ SAMU mindvégig a töbrökről ír (263-271. o.). GYÖRGY ALADÁR, HELLWALD F. A Föld és népei c. munkája III. kötetének fordítója és átdolgozója (1881), éppúgy mint BALÓ JÓZSEF és MIKLÓS GERGELY iskolai segédkönyvében (1891) szintén csak a *töbr* szót használja; SZABÓ JÓZSEF (1883) nagyhírű Geológiájában a Bihar-hegységből „töbrszerű nyílások”-at említ.

A *dolina* nálunk igazán csak CVIJIČ, J. 1893-ban kiadott német nyelvű alapmunkájának hatására kezd elterjedni, de legtöbbször és sokáig csak a töbrrel együtt, annak rokonértelmű párjaként [például: BALBI, A. – CZIRBUSZ G.⁶ 1893, PAPP K. 1907, SUPÁN, A. 1910 (ford.: BÁTKY ZS. – KOGUTOWITZ K. – LITKE A.)]. Ám HORUSITZKY HENRIKnél már 1915-ben, szinte BALÁZS DÉNES (1974) főntebb idézett sorainak előzményeként, a következőket olvashatjuk:

5 PESTY FRIGYES 1864-es helynévgyűjteményében a Bükkből (Szilvásvár, Varbó) további három, Tornából (Jablonca, Derenk, Bódvavendégi, Dobódél, Szilice) 14 töbrös helynév és több töbrös határrész található, a derenkiek közül néhány *dolina* megnevezéssel is. Idézi FODOR FERENC (1930, 7. o.)

6 CZIRBUSZ GÉZA (1899) a töbr szó „tebrő” és „debrő” változatát is használta.

„Karsztos vidék területein lépten-nyomon akadunk olyan laposabb majd mélyebb mélyedményekre, amelyek többé-kevésbé köralakúak. Ezeket az irodalomban helytelenül dolinának is nevezik.¹ Ilyen tölcserékből a víz lassan a repedéses sziklába szivárog, s a függélyes repedéseket tágítja, miáltal szélesebb vakon végződő kútalakú lyukak keletkeznek, melyeket töbörnek hívnak.” És lábjegyzetben (¹): „Ha tudjuk, hogy a dolina szláv szó csupán völgyet jelent, ezekre a mélyedményekre a dolina szó épenséggel nem illik. Azért magam részéről a dolina szót használni nem akarom annál kevésbé, mivel a tál illetve tölcser szó teljesen megfelel.” (73. o.)

Az, hogy a *dolina* hosszú időre csaknem kiszorította töbör szavunkat a magyar karszt szakirodalomból, sajátos és sajnálatos módon CHOLNOKY JENŐnek (1930, 1933, 1937) „köszönhető”, aki szerint: „a töbör szó nem fejezi ki a dolina lapos, medence-szerű alakját.” (1930) „A dolina helyett ajánlják a töbör szót, de ez mást jelent” (1937)⁷. Itt kell megjegyezni, hogy „A Magyar nyelv történeti-etimológiai szótára”-ban (BENKŐ L. 1976-1984) töbör szavunk, szintén sajátos (sajnálatos) módon nincs benne! Holott akár CZUCZOR GERGELY és FOGARASI JÁNOS „A magyar nyelv szótára” (1874) VI. kötetéből is átvehették volna: „Gömöri tájszó, s am. vízgödör. Mennyiben a gödör rendesen többé-kevésbé kerek alakú szokott lenni, alapfogalomban egyezik az edényeket jelentő csöbör, csupor, dögör, dögörke, göbre szókkal. A Töbör-Ethe és Töbörzsök⁸ helynevek is alkalmasint ilyen víztartó helyiségre vonatkoznak. Újabban használni kezdetek az idegen, crater’ elnevezés is.”

Úgy vélem az elmaradtak elég meggyőzőek ahhoz, hogy „töbör” szavunkat legalább magyar nyelvű írásainkban a dolina helyett használjuk. Ennyivel mindenképpen tartozunk egyre inkább elszegényített, idegen nyelvek kifejezéseivel, szavaival megrontott anyanyelvünknek.

Összefoglaló

A karsztos kőzetek felszínén elhelyezkedő nagy, kerek mélyedések (északkelet-magyarországi) neve: *töbör*. E karsztforma megjelölésére használták már a XVIII. sz. 80-as éveitől kéziratos és nyomtatott térképeink, sőt 1831-ben Vass Imre keletkezésük egyik módjának szakszerű magyarázatát is megadja. A XIX. sz. végén, XX. sz. elején Magyarországon is megjelenik, mint a karszt tudományok egyik szakszava, a dolina. E szó azonban a velünk szomszédos, hozzánk közeli szláv népek nyelvén *völgy*-et jelent! Örizzük meg, használjuk tehát e találó (szép) magyar karszt tudományi szakkifejezést!

Képjegyzék

1. kép Töbrök az első katonai fölmérés (1785-1788) egyik térképlapján
2. kép Részlet Cserépváralja 1788-ban készült kéziratos térképéről (T32-2)
3. kép Völgytalpi és tetőközei töbrök Raisz Keresztély „Gömör vármegyében fekvő Baradla barlangjának környéke” (1802) c. térképén

⁷ Nehezen érthető, hogy CHOLNOKY JENŐ számára, aki számos népi (táj) nyelvi szót, kifejezést emelt be természetföldrajzi szaknyelvünkbe, a töbör miért nem volt megfelelő, miközben a melence szót így magyarázza: „Nem tudom, hogy a budapestiek tudják-e, mi az a melence? Attól félek, hogy nem, azért megmondom budapesti nyelven is. Úgy hívják, hogy vájling (német Weitling).” (1930, 256. o.)

⁸ PESTY FRIGYES (1888) a Teber és Töbör besenyő személynévet éppen Töbörzsök településsel kapcsolatban említi!

4. kép Töbör és ravaszlyuk szavunk Bartholomaeides László Gömör vármegyét ábrázoló földabroszának melléktérképén (1806)
5. kép Részlet Raisz Keresztély Alsó-hegy térképéről (1815)
6. kép Töbrök a bükki Nagy-fennsík K-i felén a „Nagy Kőrös hegy” Ny-DNY-i szomszédságában (XVIII. század végi kéziratos térkép részlete)
- 7-8. kép Töbör szavunk Kassai József „Szó-könyv”-ében (1836)

Picture captions

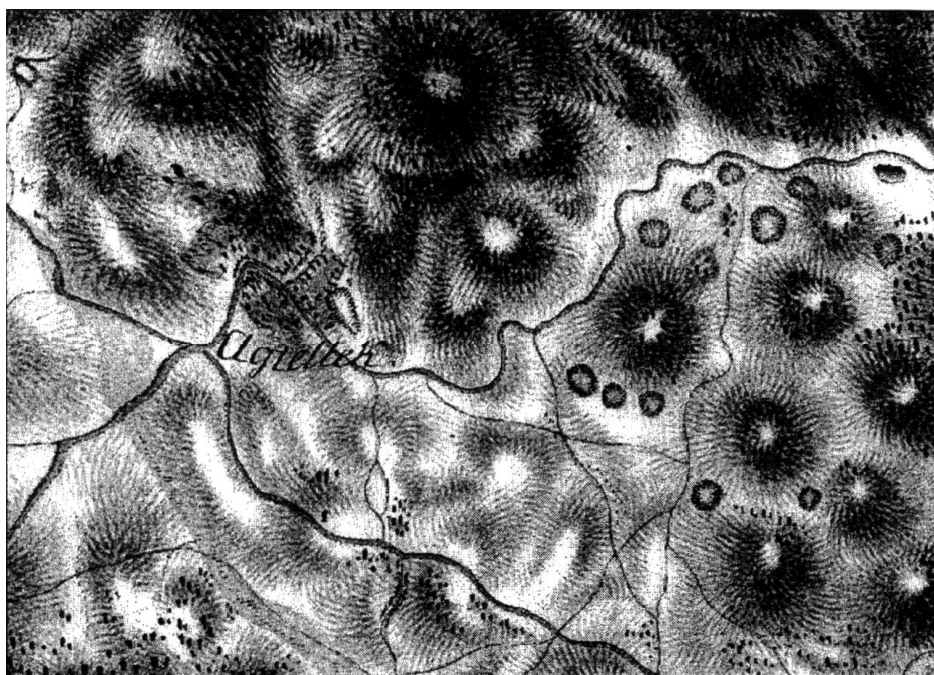
- Picture 1. Sinkholes shown on the map sheet of the first military survey (1785-1788) of Hungary
- Picture 2. A small zoom in of the hand-drawn map sheet of Cserepváralja, compiled in 1788 (T32-2)
- Picture 3. Sinkholes in valley-bottom and plateau locations in the map of Keresztély Raisz (1802): “Gömör vármegyében fekvő Baradla barlangjának környéke” (The vicinity of the Baradla cave in Gömör county)
- Picture 4. The words standing for the sinkhole, “töbör” and “ravaszlyuk”, in the map showing Gömör county, compiled by László Bartholomaeides
- Picture 5. A zoomed in area of the Alsó-hegy region map, compiled by Keresztély Raisz.
- Picture 6. Sinkholes in the Western, Southwestern vicinity of the Nagykőrös (a hand-drawn map from the 18th century)
- Pictures 7-8. The word “töbör” in the “Szó-könyv” (word-book) of József Kassai (1836)

Irodalomjegyzék

- Balázs D. 1974: A „karszt” és a „dolina” szavak eredete. *Karszt és Barlang*, 1971., II., 81-82 o.
- Karszt és Barlang, 1990., II., 127-136 o.
- 1992: A karsztos mélyedések globális rendszerezése. *Dolinák-dolinaegyüttesek Karszt és Barlang*, 1991., I-II., 35-44. o.
- Balbi A. 1899: Egyetemes földrajz. V. kötet, Nagybecskerek, 448 o.
- Baló J. – Miklós G. 1891: Csillagászati és fizikai földrajz Franklin-Társulat, Budapest, 240 o.
- Ballagi K. – Királyi P. 1874: Egyetemes földrajz II. kötet Athenaeum kiadása, Budapest, 533 o.
- Bartholomaeides L. 1806-1808: *Incltyi superioris Ungariae comitatus Gömörensis notitia historic-geographic-statistica*. Leutschovia (Lőcse)
- Benkő L. (főszerk.) 1967-1984: A magyar nyelv történeti-etimológiai szótára Akadémiai Kiadó, Budapest
- Bredetzky S. (szerk.) 1807: *Neue Beiträge zur Topographie und Statistik des Königreichs Ungarn*. Wien (Bécs) 244-311. o.
- Cholnoky J. 1930: A napsugár diadala. – Singer és Wolfner Irodalmi Intézet R. T. kiadása, Budapest, 314 o.
- 1933: A mészkő-hegységek és az ember. – *Barlangvilág*, III. kötet, 2., 1-10. o.
- 1937: A csillagoktól a tengerfenéig III. Hegyek-völgyek. – Franklin-Társulat kiadása, Budapest, 496 o.
- Cvijič, J. 1893: *Das Karstphaenomen. Versuch einer morphologischen Monographie*. – *Geogr. Abhandl.*, Wien, 5 (3) 218-329 o.
- Czuczor G. – Fogarasi J. 1874: A magyar nyelv szótára. VI. kötet, Athenaeum, Budapest, 1282+8 o.

- Dénes Gy. 2002. Magyar karsztföldrajzi szókincsünk középkori elemei. Karsztfejlődés, VII., Szombathely, 43-51 o.
- Finch, Vernor C. – Trewartha, Glenn T. 1942: Elements of geography. – McGraw-Hill Book Company, Inc. New York and London, 823 o.
- Fodor F. 1930: Egy palócfalu életrajza (Nagyvisnyó). Gazdaság-Földrajzi Gyűjtemény. Az Egyetem Közgazdasági Kar Földrajzi Intézetének kiadványa, II. Atheneum, Bp. 73 o.
- Gams, I. 1973: Slovenska Kraška terminologija. – Slovene karst terminology, Ljubljana
- Hellwald, F. 1881: A Föld és népei. III. kötet: Európa. Kiadja Mehner Vilmos, Athenaeum r. társ. Könyvnyomdája, Budapest, 648 o.
- Horusitzky H. 1915: A barlangok rendszeres osztályozása. – Barlangkutatás, III. kötet, 2., Budapest, 71-79.o.
- Hunfalvy J. 1860: Magyarország és Erdély eredeti képekben. II. kötet. Kiadja és nyomtatja Lange Gusztáv György, Darmstadt, 427 o.
- Hunfalvy J. 1864: A Magyar Birodalom természeti viszonyainak leírása. II. kötet, Emich Gusztáv Magyar Akad. nyomdász, Pest, 689 o.
- Jakál, J. 1975: Kras Silickej Planiny. Vydavateľstvo Osveta, Liptovskom Mikuläsi, 145 o.
- Monroe, Watson H. 1970: A glossary of karst terminology. United States Government Printing Office, Washington, 26 o.
- Papp K. 1907: Miskolc környékének geológiai viszonyai. Különlenyomat, A Magyar Kir. Földtani Intézet Évkönyve, XVI., 3., Budapest, 91-134. o.
- Pesty F. 1864: Borsod vármegye leírása 1864-ben. Miskolc, 1988, 425 o.
- Pesty F. 1888: Magyarország helynevei történeti, földrajzi és nyelvészeti tekintetben. I. kötet, MTA, Budapest, 447. o.
- Raisz K. 1807: Topographische Beschreibung der im Gömörer Comitate bey dem Dorfe Aktelek befindlichen Höhle Baradla. In: Bredetzky S. (szerk.) 1807: Neue Beyträge zu Topographie und Statistik des Königreichs Ungarn. – Wien (Bécs), 241-295.o.
- Reclus, E. 1879: A Föld. I. A kontinensek. (Fordította Király P. és Révész S.) Franklin-Társulat nyomdája, Budapest, 640 o.
- Schmidl, A. 1857: Die Baradla Höhle bei Aggtelek und die Lednica Eishöhle bei Szilítze im Gömörer Com. Ungarns. – Bécs, 45 o.
- Supan, A. 1910: A fizikai földrajz alapvonalai. - II. rész. (Fordította Bátty Zs. Kogutowicz K. és Littke A.) Kertész József Könyvnyomdája, Budapest, 870 o.
- Szamota I. (1902-1906): Magyar oklevél-szótár. Pótlék a Magyar nyelvtörténeti szótárhoz. (szerkesztő: Zolnai Gyula), Budapest, 1210 o.
- Vass I. (1831): Az Aggteleki barlang leírása, fekte területével, talprajzolatjával és hosszába való átvágásával, két táblában. Landerer Nyomda, Pest, 82 o.
- Vass I. (é.n.): Neue Beschreibung der Aggteleker Höhle. Landerer, Pesth, 88 o.

1. kép Töbrök az első katonai fölmérés (1785-1788) egyik térképlapján



2. kép Részlet Cserépváralja 1788-ban készült kéziratott térképéről (T32-2)

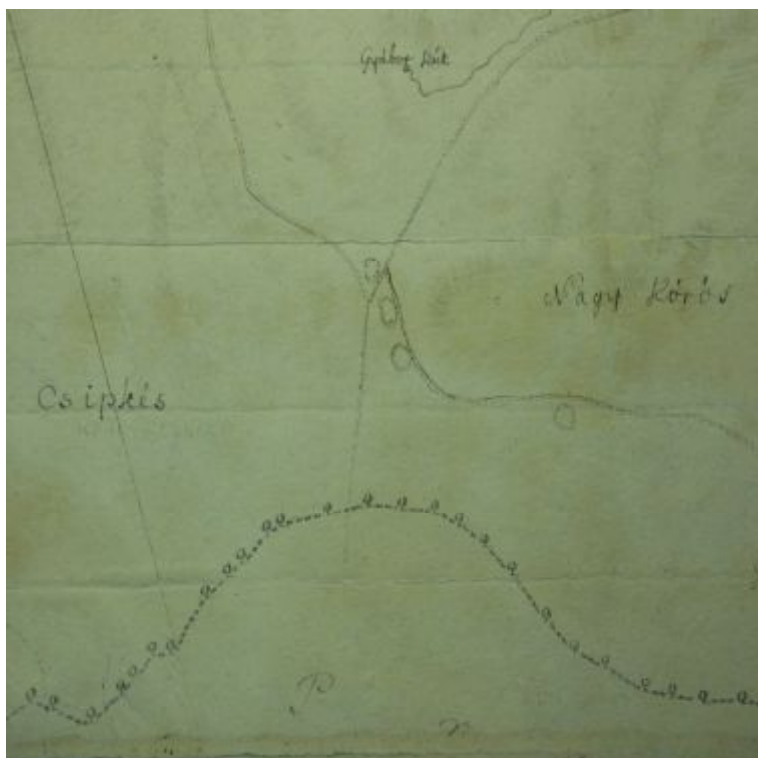




5. kép Részlet Raisz Keresztély Alsó-hegy térképéről (1815)



6. kép Töbrök a Nagykörös NY, DNY-i szomszédságában (XVIII. század végi kézirat térkép részlete)



7-8. kép Töbör szavunk Kassai József „Szó-könyv”-ében (1836)

SZÁRMAZTATÓ' 'S GYÖKERÉSZŐ
MAGYAR-DIAK
SZÓ-KÖNYV,

A' MELJ

A' MAGYAR SZÓKAT GYÖKERÖKNÉL-FOGVA,
NYELV-TANÍTÓLAG, 'S ÍTÉLETESENN ADJA-ELE.

ELSŐ MUNKA A' MAGA NEMÉBENN.

ÍRÁ

SZEREMTS VÁROSSÁNAK NYUGVÓ PAPJA,

BODROG KISS-FALUDI SZÜLETÉSŰ

KASSAI JÓSEF,

A' TUDÓS MAGYAR TÁRSASÁGNAK LEVELEZŐ TAGJA.

V. TSOMÓ.

PESTENN,

NYOMT. PETRÓZAI TRATTNER J. M. ÉS KÁROLYI IST.

1836.

Tő-vető-kapa: (Pest V-benn) Vid. *írtó*, v. *Ortó-kapa*.

Nadály-tő: (Földi krit. p. 37.) *Symphytum officinale* Fekete Nadály: (Füv. pag. 154.)

Több: Plus. Vid. Jegyzet sub voce: *Tenger*.

Származékok.

Többé est Adverbium: Amplius. v. g. Többé azt nem te-lekszem: Amplius, pluries, Alias hec non faciam. Vid. postpositionem *A*, *E*.

Többed: Perse non usurpatur: sed cum *Magam*, *ad*, a. v. g. *Többed magával jött hozzám*.

Többet: 1) Est casus accusativus sing. 2) Usurpatur adverbialiter loco *Többször*: Többet nem bántalak: Non te pluries offendam.

Többenn: Adv. v. g. Ma többenn vagyunk, mint tegnap.

Többes: Pluralis, e. v. g. *Többes szám*: Numerus pluralis.

Többetske. Dimin. Plusculus, a, um.

Többi. Est abbreviatio Suffixata loco: *Többi* Uti Urunk tanítványi, loco: tanítványai. És a' többi: Et caetera.

Többnyire. Caeterum. In reliquo. Formula conclusionis epistolarum. Alias *Többire* PP.

Többít: Multiplicat.

Többül: Multiplicatur per se. (Tsiki Cautionale p. 698)

Többség: Pluralitas, atis.

Ösz-Szók.

Leg-több: Plurimus, a, um.

Több-ször, v. *több-szer* Adv: Pluries.

Több-képenn Adv: Plurifariam.

Több-szörít: Saepius facit.

Több-szöröz: Multiplicat.

Több-szörte: Pluries (S. I.)

Töbör, v. *Teber*: Vid. *Gödör*. v. g. *Töbrök* vagynak a' rengeteg erdőbenn. *Sok töbör van Tornában, Gömörbenn, és a' palótz földönn, melyek a' rókák, farkasok laka télbenn*.

Tód: Posuisti illud. Ex Verbo Suffixato: *Teezi*. Vid. *Te Nro-2*.

Tógy: (Erroneè *Tölgy*) *Uber*: *Mamma*; *Ruma*; *Rumis*. v. g. *Tékénnek tógye*: *Uber Vaccae*. *Tógyellik* az üdő PP, *midönn közelít az elléshezz, bornyazáshozz, azaz, telik*

Klímváltozás, szárazodás, átalakuló talajok, megváltozó tájak

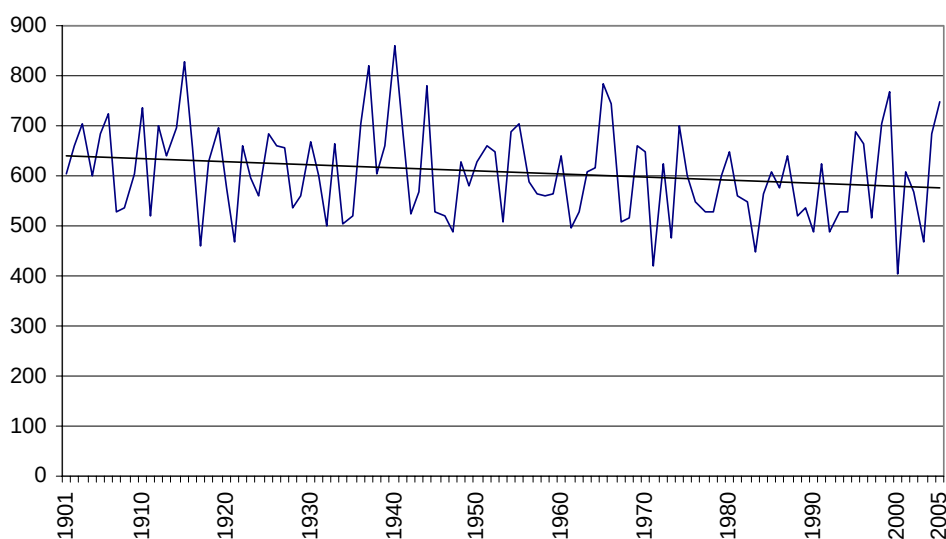
Abstract

A klímaváltozás a természetes vízforgalom megváltozásán keresztül jelentős tájváltozásokat okoz. A változások elindítója a talajvíz tartós csökkenése, ami a talajok átalakulásához vezethet, s ez a vegetáció módosulását okozza. Magyarország síksági területein több évtizede folytatott kutatásaink során meghatároztuk a vízhiány mértékét a szárazodási folyamattól leginkább érintett tájon. Kimutattuk, hogy a változások főként a szikes talajok esetében jelentős átalakulásokat eredményezett (pl. só-tartalom csökkenése, a nátrium sók jelentős visszaszorulása, a humusztartalom növekedése). A folyamat nemcsak a természetes tájak átalakulását eredményezi, hanem komoly gazdasági következményei is vannak.

1. BEVEZETÉS

Az utóbbi években egyre több adat gyűlt össze a világban a globális éghajlati változások következményeinek bizonyításra. Legátfogóbb értékelését ezeknek a 2007-ben közzreadott IPCC jelentések tartalmazzák (Metz, B. 2007). Ezek a bizonyítékok többnyire klíma adatok, amelyekről ugyanakkor tudjuk, hogy természetes körülmények között is nagy változékonyságot mutatnak. Példaként hozhatjuk Magyarországot, amelyben hatalmas ingadozások figyelhetők meg (1. ábra). Szemléletesen mutatja ezt az 1998-2000 közötti három év 515, 780 és 400 mm-es adataival – és akkor még arról nem is szóltunk, hogy kisebb területi egységekre nézve még nagyobb szélsőségek tapasztalhatók. Mindezek miatt nem véletlen, hogy vannak olyanok, akik a globális klímaváltozás szerepét lebecsülik, és az éghajlati ingadozásokat a természetes változékonyság részeként tekintik. Éppen ezért fontos, hogy *olyan változásokat is feltárjunk, lehetőleg számszerűsítsünk*, amelyek változékonysága kicsi, és képesek akár trendszerű változásokat is jelezni. Az utóbbi 30 évre vonatkozó kutatásaink alapján ilyen lehet a talajvíz, a talaj és a rajta kialakult természetes növénytakaró.

1. ábra. Magyarország átlagos évi csapadéka (mm), illetve annak trendje (1901-2005)



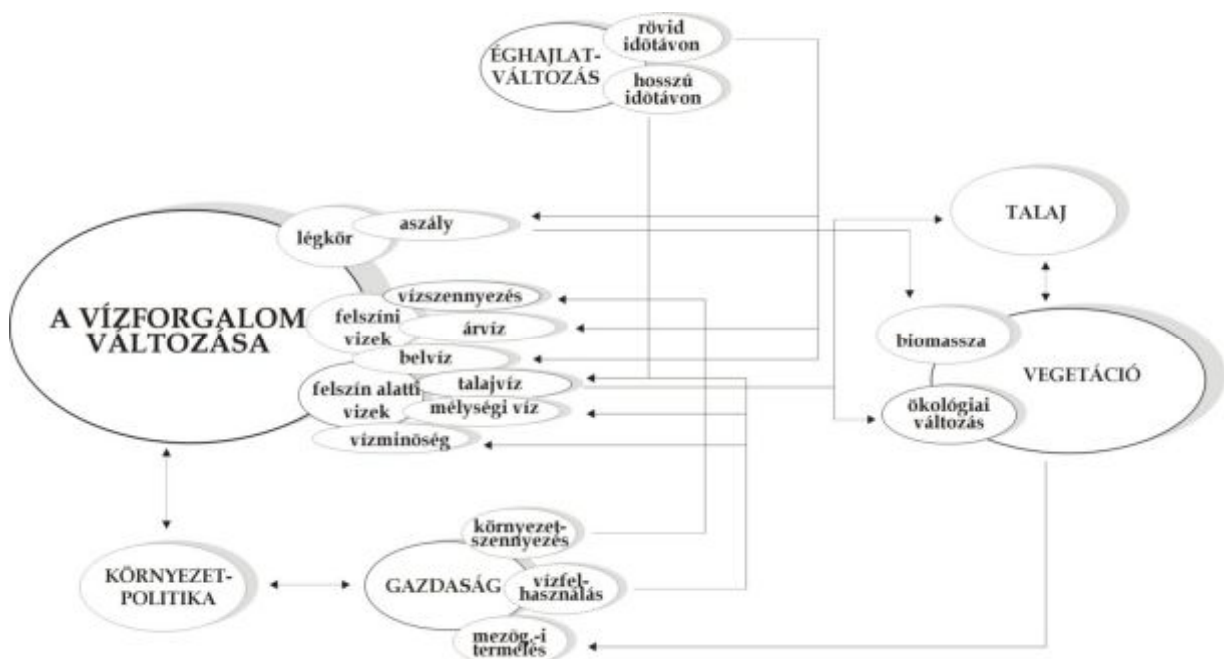
2. A VÍZFORGALOM VÁLTOZÁSÁNAK KÖVETKEZMÉNYEI

A környezeti változásokban a kulcsszerepet a természetes vízforgalom megváltozása tölti be, ami számos közvetlen és közvetett hatáson keresztül – gyakran antropogén hatásokkal kiegészítve – változtatja meg a tájalkotó tényezők tulajdonságait. (A hatásmechanizmusokat vázlatosan a 2. ábrán mutatjuk be.)

Az éghajlatváltozás a vízforgalomban rövid és hosszú időtartamú változásokat indít el. A rövid távú változások következményeit aránylag egyértelműen érzékelhetjük: aszály, illetve az ezzel együtt járó terméscsökkenés, az árvízi események, az egyes tájakon kialakuló belvízi elöntések. A hosszú távon megfigyelhető változások közül legfontosabb a talajvíz-csökkenés – még ha ez az első pillanatban nem is nyilvánvaló.

A talajvíz csökkenése több kapcsolatrendszeren keresztül is érvényesíti hatásait. Egyrészt a mélyebbre kerülő talajvízszint mind nehezebben érhető el és hasznosítható a növényzet számára, ami a biomassa csökkenését eredményezi (Kovács F. 2005), sőt jelentős változás esetén vegetációváltozást is okozhat (pl. mezőgazdaságilag művelt területeken a termesztett növényi kultúrák változtatását is kikényszerítheti). Másrészt azonban a talajvíz változása módosítja a talajok vertikális víz- és sómozgását, ami a talajok genetikai típusának átalakulásával jár együtt. Ennek következtében szikesedési folyamatok indulhatnak el, vagy szikes talajok esetében akár egy sócsökkenési folyamat is elindulhat. Mind a két esetben a talaj minőségének változása a természetes vegetáció átalakulását vonja magával.

2. ábra. A természetes vízforgalom változásának környezeti következményei



3. A TALAJVÍZ-CSÖKKENÉS MÉRTÉKE

Az 1980-as évektől kezdődő csapadékhiányos időszak Magyarországon a Duna és a Tisza közötti területen okozta a legnagyobb talajvízcsökkenést, s mértéke elérte egyes területeken akár a 7 métert is. (Megjegyezzük, hogy az öntözésbe volt néhány tájon részeken kisebb talajvízszint növekedést is tapasztalhatunk.)

Nemzetközi viszonylatban is újszerű, hogy geoinformatikai módszerekkel sikerült a vízhiány mértékét meghatározni, ami 1995-ben és 2003-ban mintegy 4,8 km³ volt (1. táblázat). Ez nem tűnik nagy számnak, de megközelíti Magyarország teljes évi vízfelhasználását (Rakonczai 2002, Rakonczai-Kovács 2006). Bár a talajvízszint csökkenésének a klimatikus hatásokon kívül más okai is vannak, a Duna-Tisza közén több tényező a csapadékhiány domináló szerepére utal. Ezen a területen ugyanis a folyó menti területeket leszámítva (domborzati okokból) a talajvíz csak csapadékból jut utánpótlódáshoz.

1. táblázat. Az 1970-es évek elő feléhez viszonyított vízhiány hozzávetőleges értéke a Duna–Tisza közti hátságon

Év	Vízhiány (km ³)
1980	1,15
1985	2,32
1990	4,08
1995	4,80
2000	2,84
2003	4,81

4. A TALAJOK VÁLTOZÁSAI

A hosszabb időszakra kiterjedő talajvízszint-csökkenés azonban jelentős átalakulást indíthat a talajokban, ahogyan ezt Magyarország síksági területein többfelé megfigyelhetjük, illetve kutatásaink során meg is mértük.

Az 1970-es évek közepén részletes geomorfológiai és talajtani vizsgálatokat végeztünk a Szabadkígyósi pusztán (ami ma a Körös-Maros Nemzeti Park egyik egysége) – a terület védettségét előkészítő munkák részeként. Ennek során nemcsak pontos morfológiai térképet készítettünk a vidékre jellemző egyik szikpadkás tájrészlet mikroformáiról, hanem botanikusokkal közösen mintaterületeket jelöltünk ki közös értékelésre (Rakonczai J. 1986). A vizsgálat része volt a részletes botanikai felvételezés a megjelölt területrészeken, és a különböző vegetáció típusok talajainak kémiai elemzése. Akkor még senki nem gondolt arra, hogy 25-30 év után ez a terület alkalmas lehet a tájváltozások kimutatására.

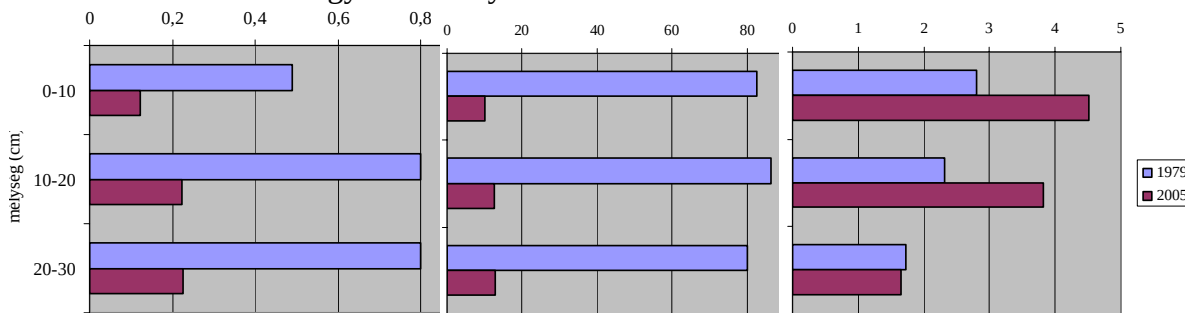
Figyelmünk 2003-tól irányult újra a területre. Ekkor derült ki egy terepbejárás során, hogy negyedszázad alatt a jellegzetes szikes táj arculata jelentősen megváltozott, és az is, hogy a korábbi mintavételi helyek zöme teljes biztonsággal azonosítható. Már ekkor sejthető volt, hogy a változások háttérében, a terület vízforgalmában bekövetkezett változások vannak. Mint azonban később kiderült, az 1980-as évek elejétől az 1990-es évek közepéig tartó száraz időszak csak az egyik, bár gyaníthatóan fontosabb oka a változásoknak. A tartósan száraz időszakban a talajvíz lényegesen lesüllyedt, így az akár 5000 mg/l sótartalmú talajvizek hatása egyre kevésbé érvényesült a felszínen, és megszűntek a vakszikes felszíni sóvirágzások (3. ábra). A csökkenő sótartalom így fokozatosan lehetővé tette a felszín begyepesedését (4. ábra).

3-4. ábra. A „vakszikes” táj 1976 és 2006 között teljesen átalakult, begyepesedett



A 2005-ben begyűjtött minták lehetővé tették, hogy a talajokban bekövetkező változásokat mennyiségileg is vizsgálni tudjuk. Az eredmények számszerűsítve is igazolják a táj átalakulásának fizikai-kémiai hátterét. Közel 30 év alatt – a környezeti tényezők hatására – jelentősen csökkent a talajok sótartalma, ezen belül is visszaszorult a nátrium mennyisége (5. ábra), ami lényegesen kedvezőbb feltételeket teremtett a vegetáció számára. A növényzet fokozatos térnyerését, pedig a humusztartalom növekedése következett be (Barna Gy. 2007).

5. ábra: Az összes só- (S%), a nátrium- (kationok %-a) és a humusz-tartalom (S%) változása 1979 és 2005 között az egyik szelvényben



A másfél évtizedes szárazabb időszak kedvezett a padkás erózió areális típusának is (ilyenkor a mikroformák felülről, egyenletesen pusztulnak). Ezt bizonyítja, hogy a pusztán az 1970-es évek végén végzett padkatérképezés során felmért több kisebb szípadka „eltűnt”, helyüket viszont pontosan kijelölik a környezetüktől eltérő sótartalmat igénylő vegetáció foltjai (6. ábra). Ez, az egykori padkákkal teljesen egyező mintázat a klasszikus, a padkákat a peremük felől erodáló (7. ábra) folyamattal nem alakulhatott volna ki.

6. ábra. A tartós száraz időszak a padkás erózió areális típusának kedvezett



7. ábra. A szikes területekre általában jellemző, oldalról bekövetkező padka-pusztulás



5. ÖSSZEGZÉS

A különböző módszerekkel végzett kutatásaink azt bizonyítják, hogy globális klímaváltozás hatásait nem csak klimatikus adatokkal lehet mérni. A talajvízkészletek változásai, de különösen a talajok bemutatott átalakulásai nem az epizodikus eseményeket tükrözik, hanem inkább a trendszerű folyamatokat jelzik.

A fenti folyamatoknak több fontos következménye is van. Megváltozik a talajok termőképessége (az imént említett esetben például javul), és ezzel egy időben jellegzetes – nemzeti parkokban is védett – táji értékek tűnnek el klimatikus okok miatt (pl. a sajátos magyar puszta is több felé átalakulóban van). A megváltozó természetes vegetációban szikeseinken például olyan értékes gyógynövények is visszaszorulóban vannak, mint a kamilla. Ennek hatására csökken annak begyűjtése és jelentősen visszaesett a magyar gyógynövény export is. A klímaváltozás további folytatódása jelentősen érinti majd a Natúra 2000-es területeket is, ezek zöme ugyanis Magyarországon erősen függ a csapadéktól. A szikes, vizes, lápos területek így természetes hatásokra akár néhány évtized alatt oly mértékben átalakulhatnak, hogy nem lesz indokolt természeti védettségük.

Gyakorlati tapasztalataink azt mutatják, hogy bár készült részletes tudományos értékelés a klímaváltozás magyarországi következményeiről (Láng, et al. 2007), a környezetpolitika még kevésbé veszi figyelembe ezeket – főként az általunk bemutatott lassabb változásokat. A figyelem inkább a klimatikus szélsőségekre és azok látványos következményeire (viharkárok, árvizek) irányul, holott azok részei a nagyobb természetes változékonyságnak.

A talajvízkészletek csökkenése, a talajok átalakulása, a vegetáció lassú módosulása a tájváltozáson túl jelentős gazdasági következményekkel jár, éppen ezért fokozott figyelmet érdemelne.

Irodalomjegyzék

- Barna Gy. 2007: Talaj- és vegetációváltozások a Szabadkígyósi pusztán. In: Galbács. Z. (szerk.): The 14th Symposium on analytical and environmental problems. SZAB. Szeged. 278-281.
- Kovács, F. 2005: The investigation of regional variations in biomass production for the area of the Danube-Tisza interfluvium using satellite analysis. Acta Geographica. SZTE. Szeged. 118-126.
- Láng, I. et al. (eds.) 2007. A globális klímaváltozás: hazai hatások és válaszok, a VAHAVA jelentés. Budapest: Szaktudás Kiadó Ház. 220
- Ladányi, Zs. – Rakonczai, J. – Kovács, F. – Geiger, J. – Deák, J. Á. 2009: The effect of recent climatic change on the Great Hungarian Plain. Cereal Research Communications 37:(suppl.) pp. 477-480.
- Metz, B. et al. (eds.) 2007. Climate change 2007: Mitigation. Contribution of Working group III to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge: Cambridge University Press.
- Rakonczai J. 1986: A Szabadkígyósi Tájvédelmi Körzet talajviszonyai. In: Környezet- és Természetvédelmi Évkönyv 6. Békéscsaba. 19-42.
- Rakonczai, J. 2002: Some Consequences of Environmental Change in Hungary: Subsurface Waters of the Great Hungarian Plain. - Matter and Particle Transport in Surface and Subsurface Flow. ICWRER 2002. Drezden. Vol. II.101-105
- Rakonczai J. 2006: Klímaváltozás – aridifikáció – változó tájak. In: Kiss-Mezősi-Sümegehy (szerk.): Táj, környezet, társadalom. SZTE Szeged. 593-601.
- Rakonczai, J. – Kovács, F. 2006: Evaluating the process of aridification on the example of the Danube-Tisza interstice.- In: G. D. Halasi-Kun ed.: Sustainable development in Central Europe. Pollution and Water resources (Columbia University Seminar Proceedings) Vol. XXXVI. 2004-2006. 107-115.
- Rakonczai János: Climate change – aridification – changing soil – transforming landscape. In: Kertész Á (szerk.) Proceedings of 15th International Congress of the ISCO. Budapest, Magyarország, 2008.05.18-2008.05.23. Budapest: MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, pp. 1-4.
- CD-ROM. Geographical Research Institute, Budapest és Interneten: <http://tucson.ars.ag.gov/isco/isco15/MS.htm>

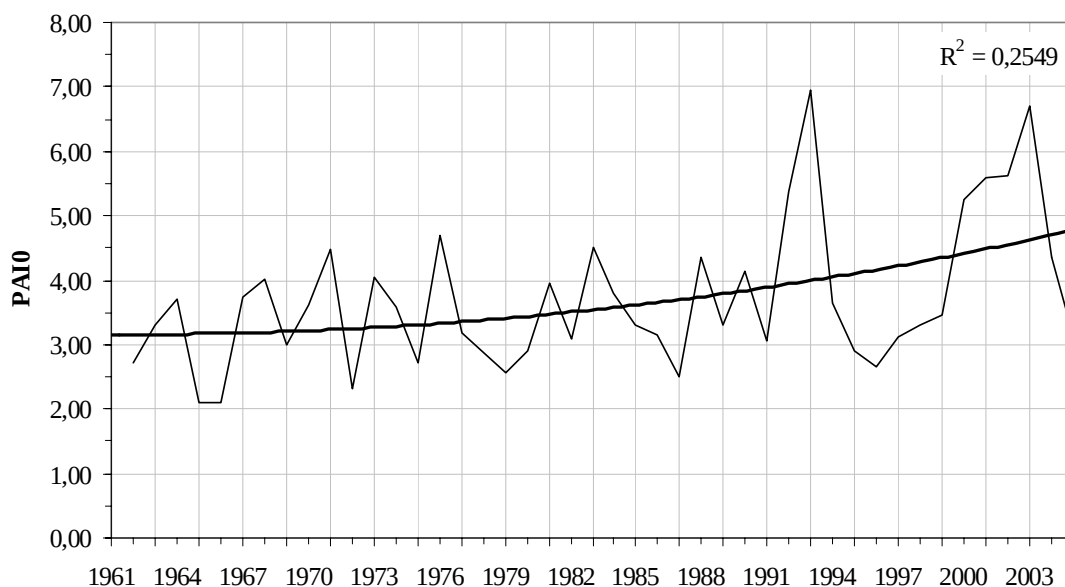
A klímaváltozás hatása Magyarország erdeire

1. KLÍMAVÁLTOZÁS ÉS ERDŐPUSZTULÁS

Napjainkban különösen fellángoltak a viták a klímaváltozásról, főleg annak várható mértékéről, így a hatások nagyságáról is. Klímánk melegedését és szárazodását főleg annak alapján is érzékeljük, hogy az 1970-as évek végétől – addig nem tapasztalt – tömeges fafaj károsodások, pusztulások kezdődtek Közép-Európa délkeleti részén, valamint Délkelet-Európában, és e jelenségek legfőbb oka bizonyíthatóan a klíma megváltozása, konkrétan a növekvő vegetációs ideji hőmérséklet és ezzel párhuzamosan a csökkenő csapadékmennyiség. Tapasztalhattuk a hazai kocsánytalan- és kocsányos tölgyeink katasztrofális száradását a 80-as években, a vízhiány miatt legyengült lucosainkat pusztító szű-gradációkat a 90-es években és a 2000-2003 közötti rendkívül aszályos esztendőket követő számottevő bükkpusztulást a Dunántúlon, aminek nyomait még ma is látjuk.

Tanúi voltuk tehát erdeinkben az éghajlatváltozás szomorú következményeinek és semmi biztosítékunk nincs az ügyben, hogy az ilyen események ne folytatódna a jövőben. Az 1. ábrán az aszályossági index időbeli változását látjuk és ennek ilyen mértékű növekedése Magyarország számos tájára jellemző.

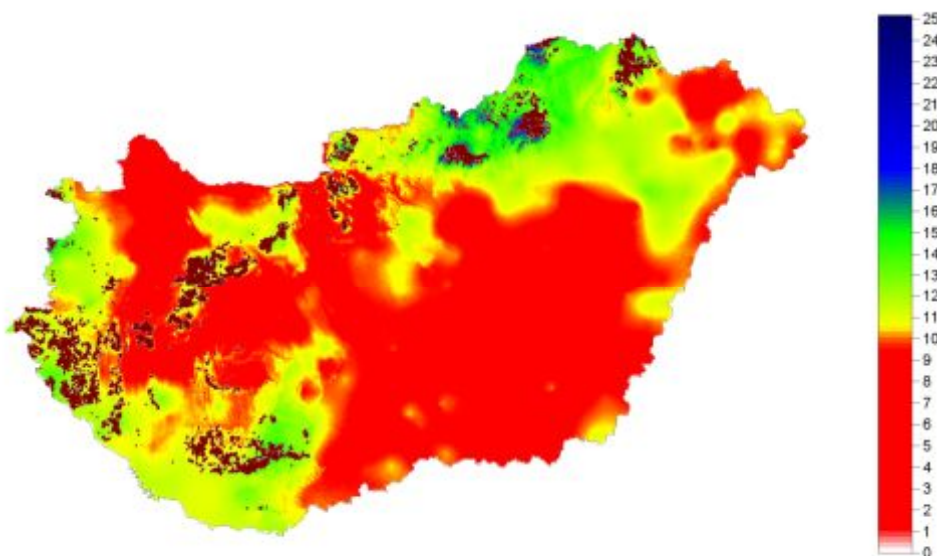
1. ábra: Pálfi féle aszályossági index és trendje a bükk pusztulásával érintett észak-zalai területen (Molnár M. – Lakatos F. 2007)



Berki I. és munkatársai (2007) elkészítették a vegetációs ideji csapadékmennyiség és a nyári középhőmérséklet arányából a bükk klímaigényét mutató klímaindexet. Digitális klímafelület adatainak segítségével meghatározták a nagyon meleg és száraz 2000-2003-as időszakban azoknak a felszíneknek a bükk klímaindexét, ahol a bükkösök teljesen elpusztultak. Így tudták meghatározni e fontos klímajelző fafaj szárazság tűrésének klimatikus határértékét.

A 11-es érték alatt (pirossal és sárgával színezett területek) a fenti négy évben a tűréshatár alatti volt a bükkösök vízellátottsága, legalábbis a zonális és annál szárazabb délies kitettségű termőhelyeken. (2. ábra).

2. ábra: A bükkindex értékeinek területi alakulása a 2000-2003-as száraz időszakban. (A barna szín a bükk jelenlegi elterjedését jelenti.)

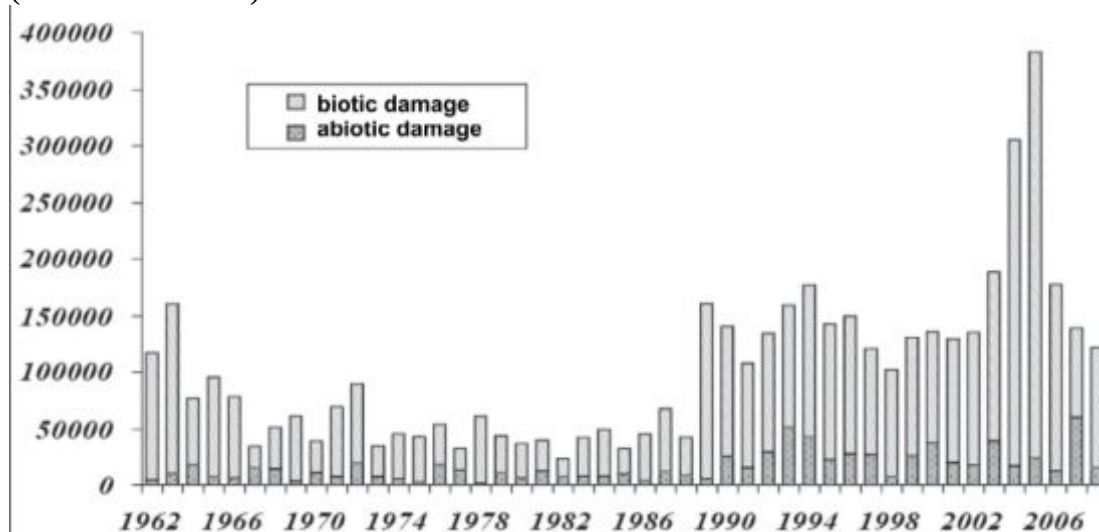


Klimatikusan határhelyzetű bükkösökben tehát a súlyos károsodottság kialakulásához a tolerancia határát elérő, egymást követő, néhány extrémén száraz nyarú év szükséges. A szárazsági tolerancia határnak megadott bükkindex-érték közelíti a fafaj tényleges klímaigényét, mert a 2000-es évek eleji bükkpusztulás területi eloszlása jól egyezik e száraz klímaperiodus toleranciahatár alatti bükkindex tartományának területi eloszlásával.

A növényeken belül a fafajok szárazság limitálta elterjedési határát nem egy hosszabb időszak (pl. 30 év) átlagklímája határozza meg, hanem rövidebb (extrém) száraz időszakok, amiknek hatására a populáció minden egyede jelentősen károsodik, vagy el is pusztul.

Csóka Gy. és munkatársai (2007) szerint, ha az aszályos időszakok gyakorisága és időtartama növekszik, akkor erdei fafajainkon az eddigieknél is gyakoribb, és nagyobb területen fellépő rovarkárra kell számítani. Új, kevésbé ismert, vagy „elfeledett” rovarfajok válhatnak jelentőssé. Egyes fajok kártételei vertikálisan is kiterjedhetnek, és válhatnak rendszeressé eddig kevésbé károsított erdőtípusokban is. Ez jelentős kihatású kárláncolatok kialakulásához is vezethet.

3. ábra: Erdeinket ért abiotikus és biotikus károk nagysága az utóbbi évtizedekben (ha/év) (Csóka et. al. 2007)

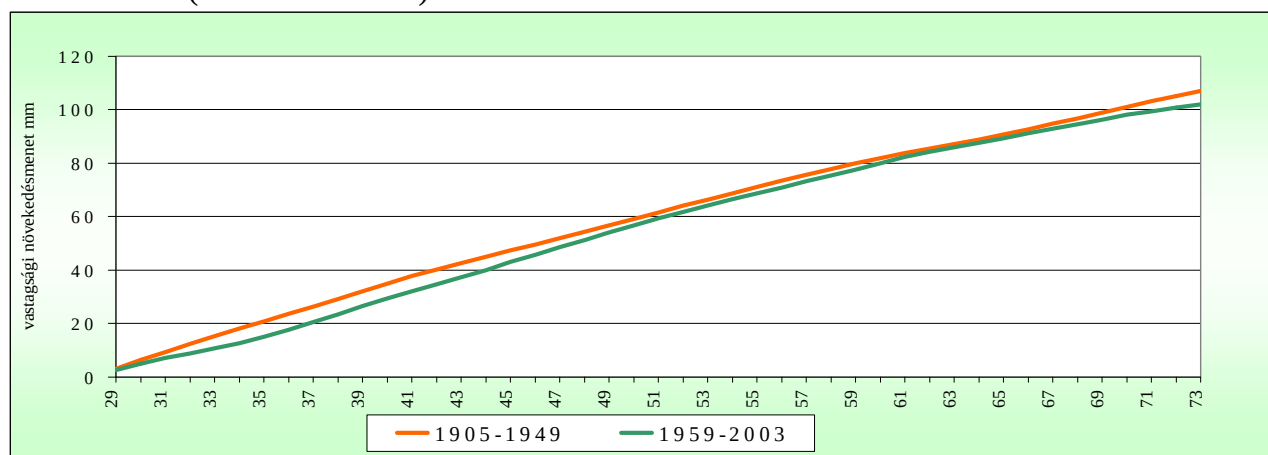


2. A KLÍMAVÁLTOZÁS HATÁSA A FAJAJOK NÖVEKEDÉSÉRE

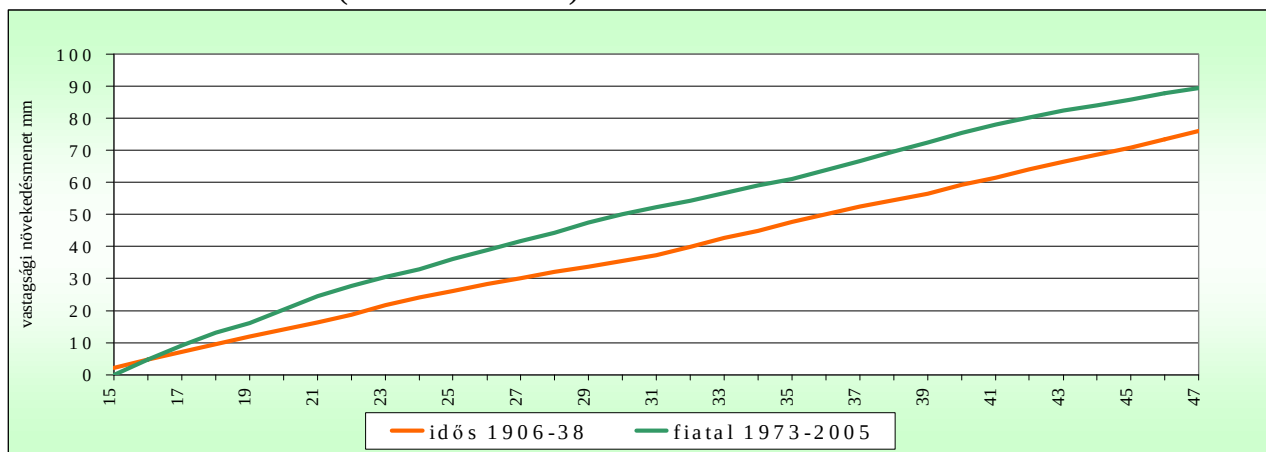
A fenti kutatások a klímaváltozás hazai erdőket ért kedvezőtlen hatásairól számoltak be. Az alábbi két szerző azt igyekezett kideríteni, hogy gyakorol-e kedvező hatást – konkrétan növedékgyorsulást – a légkör egyre növekvő szén-dioxid koncentrációja és a klímaváltozás másik jellemzője a hőmérséklet emelkedése?

Szabados I. (2007) tanulmánya a klímaváltozásnak a fák növekedésére gyakorolt hatását mutatja be különböző korú egyedek évgűrűelemzésen alapuló vastagsági növekedésmenetének összehasonlításával. A vizsgálatba Dunántúlról származó jó növekedésű bükk, kocsányos- és kocsánytalantölgy, valamint cser mintaterületi párok kerültek be, amelyek korkülönbsége nagyjából 40 év volt. A hat vizsgált helyszínből két esetben nem volt kimutatható különbség a növekedésben, három esetben az utóbbi negyven év növekedése intenzívebb volt, mint a megelőző időszakban, és csak a Balaton-felvidéki cseres esetében mértek csökkenést.

4. ábra: Azonos korú bükkök növekedésmenete a Bakonyban 1905-49 és 1959-03 időszakokban (Szabados I. 2007)



5. ábra: Azonos korú kocsányos tölgyek növekedésmenete Bejcggyertyánoson 1906–38 és 1973–2005 időszakokban (Szabados I. 2007)

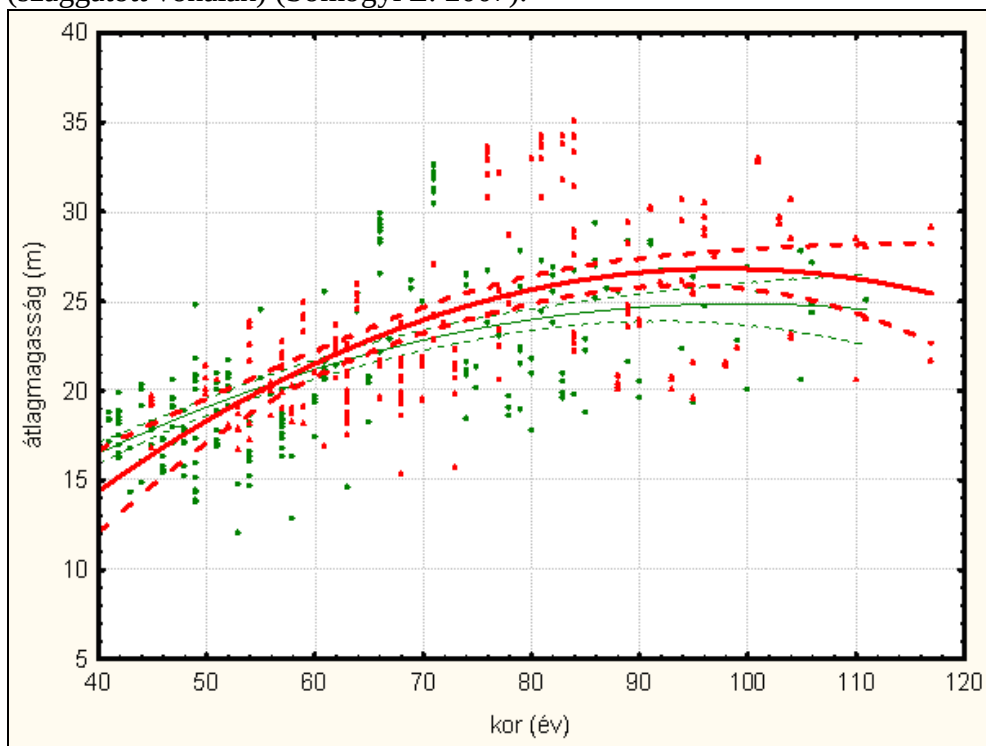


Somogyi Z. (2007) vizsgálata két, egymással összefüggő kérdést elemez. Az egyik az, hogy vajon felgyorsult-e a fák magassági növekedése az elmúlt évtizedekben, a másik pedig az, hogy e gyorsulást okozhatta-e a hőmérséklet növekedése? A fanövekedés-gyorsulást egyrészt az Országos Erdőállomány Adattár 1981-es, illetve 2001-es erdőrészlet-adataiból bükkre, kocsánytalan tölgyre és cserre levezetett kor-magasság görbék összehasonlításával vizsgálta, másrészt pedig hosszúlejáratú fatermési kísérleti területek adatainak trendelemzésével kocsánytalan tölgyre.

Mindegyik esetben a növekedés szignifikáns gyorsulása volt kimutatható; leginkább a cser növekedése gyorsult fel. E gyorsulás okainak vizsgálatához összefüggést keresett az Országos Erdőállomány Adattárban található sok ezer erdőrészlet tengerszint feletti magassága és átlagmagassága között. Kimutatta, hogy az átlagmagasság – minden egyéb tényezőt állandónak tekintve – nőtt a tengerszint feletti magasság csökkenésével, ami megfelel az átlaghőmérséklet növekedésének. Mivel a csapadék éves mennyisége csökken a tengerszint feletti magasság csökkenésével, ezért azt a következtetést vont le, hogy az elmúlt évtizedek magasabb hőmérséklete valóban intenzívebb növekedéssel párosult. A jövőben a hőmérséklet-növekedés hatását azonban várhatóan korlátozni fogja a rendelkezésre álló víz abszolút vagy relatív csökkenése.

A kocsánytalan tölgy kísérleti területekről származó adatoknál külön csoportokat képzett az 1990 előtt, ill. azután végzett mérésekből. A közvetlenül 1990. előtt, ill. azután végzett mérések közti időszak átlagos növekedését egy-egy regressziós görbével jelölte (6. ábra), melyek mellett a görbék (95%-os valószínűségi szinten vett) konfidencia intervallumát is feltüntették. Az 1990 utáni mérésekből adódó görbe jellemzően magasabban halad az 1990. előtti adatokból levezethető görbénél. Szignifikáns növekedés-gyorsulás a 75-95 éves kortartományban kimutatható, de az adatok a többi kortartományban is inkább gyorsulásra, mint lassulásra utalnak.

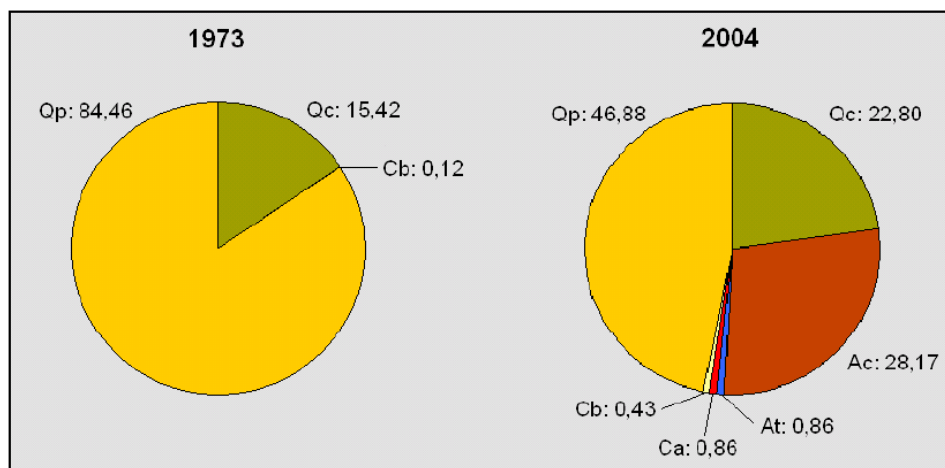
6. ábra: A kocsánytalan tölgy kísérleti területek famagasság-adatainak alakulása a kor függvényében 1990 előtt (zöld, vékony folyamatos vonal) és utána (piros, vastag folyamatos vonal), a 95%-os valószínűségi szinthez tartozó adódó konfidencia-sávokkal együtt (szaggatott vonalak) (Somogyi Z. 2007).



3. A KLÍMAVÁLTOZÁS HATÁSA A TÁRSULÁS FAFAJ ÖSSZETÉTELÉRE

A klímaváltozás hatására számos erdőtársulásban tömegesen pusztultak a szárazodást gyengébben toleráló fajok, míg a vízhiányt jobban tűrő fajok egyedei sikeresebben túléltek a száraz periódusokat. A 7. ábrán látható, hogy a kiszáradt kocsánytalan tölgyek (*Quercus petraea*) helyén a mezei juhar (*Acer campestre*) és a csertölgy (*Quercus cerris*) jut uralomra.

7. ábra: A fafajösszetétel változása az utóbbi három évtizedben a síkfőkúti tölgyes társulásban (Kotroczó et al 2007)



Irodalomjegyzék

Berki Imre – Móricz Norbert – Rasztoivits Ervin – Víg Péter (2007): A bükk szárazság tolerancia határának meghatározása. Erdő és klíma V. (szerk. Mátyás Cs. – Víg P.) Nyugat-Magyarországi Egyetem, Sopron, 213-228.

Csóka György – Koltay András – Hirka Anikó – Janik Gergely (2007): Az aszályosság hatása kocsánytalan tölgyeseink és bükköseink egészségi állapotára. Erdő és Klíma V. szerk. Mátyás Cs. – Víg P. Nyugat-Magyarországi Egyetem, Sopron, 229-239.

Kotroczó Zsolt – Krakomperger Zsolt – Papp Mária – Bowden R. D. – Tóth János Attila (2007): A Síkfőkúti cseres-kocsánytalan tölgyes szerkezetének és fajösszetételének hosszútávú változása. Természetvédelmi Közlemények 13: 93-100.

Molnár Miklós – Lakatos Ferenc (2007): A bükkpusztulás Zala-megyében – klímaváltozás? Erdő és Klíma V. szerk. Mátyás Cs. – Víg P. Nyugat-Magyarországi Egyetem, Sopron, 257-267.

Somogyi Zoltán (2007): A klíma, a klímaváltozás és a fanövedék néhány összefüggéséről. Erdő és Klíma V. szerk. Mátyás Cs. – Víg P. Nyugat-Magyarországi Egyetem, Sopron 295-306.

Szabados Ildikó (2007): Időjárási fluktuáció hatása a produkcióra dendrokronológiai kutatások alapján. Erdő és Klíma V. szerk. Mátyás Cs. – Víg P. Nyugat-Magyarországi Egyetem, Sopron 295-306.

Becslési módszerek a magyarországi szélergia-potenciál meghatározására

1. BEVEZETÉS

A szélergia hasznosításának története azt mutatja, hogy elődeink sokáig nem is ismertek más olyan energiát, amit szolgálatukba állíthattak volna. Sok megvalósult és meg nem valósult találmány épült erre a kiszámíthatatlan, de mindig jelenlévő energiára. Később a szén, a kőolaj, a földgáz elégetéséből, majd a nukleáris energiából nyert elektromos áram kétség kívül sokkal kényelmesebbé tette életünket. Olyannyira, hogy egyre több és több energiát óhajtottunk, míg nem megjelentek ennek gátjai. Rájöttünk, hogy a fosszilis energiahordozók elfogyhatnak, hogy az atomreaktor atombombává (is) válhat, hogy mindegyik valamilyen módon szennyezi a környezetünket, elsősorban a légkört. Az energiatermelés fokozódása következtében a levegőben feldúsultak az üvegház gázok, ami végső soron a globális felmelegedéshez, ennek következményeképpen pedig az éghajlat megváltozásához, de legalábbis ingadozásához vezetett. Nehezen és sokára ezt a politika is elhitte, sorra hívták össze a különböző nemzetközi fórumokat, egyezmények születtek, aztán jött Bush elnök...

Pedig a megoldás egyik iránya a környezetet nem szennyező, ráadásul mindig meglévő, megújuló energiák egyre nagyobb mértékű kihasználása. Ezek potenciálja sok tényezőtől, a légköri erőforrások (nap-, szél- és vízenergia) esetében elsősorban az éghajlati adottságoktól függ. Hazánk nem tartozik a szélben gazdag országok közé, de a kutatások szerint (Keveiné Bárány I., 1991, 2000) szélergia kihasználásának szinte az egész országban vannak ma is látható, vagy a történeti forrásokból részletesen feltárható jelei: a szélmalomok. Ma persze már más az igényünk: liszt helyett áram folyjon. A néhányszor 100 kW-os szélturbinák telepítése Magyarországon a 2000-es évek elején elkezdődött.

A potenciális szélergia mérőszáma az áramló levegő kinetikus energiája, ill. az ebből származtatott fajlagos szélteljesítmény. A v sebességgel áramló m tömegű levegő kinetikus

energiája $E_k = \frac{1}{2}mv^2$. Tegyük fel, hogy ez a levegő egy A függőleges keresztmetszeten halad át, ekkor - mivel t idő alatt vt utat tesz meg - a térfogata Avt , tömege tehát $m=\rho Avt$, ahol ρ a sűrűsége. Ezt behelyettesítve az előző egyenletbe, majd A -val és t -vel mindkét oldalt elosztva (egységnyi felületre és időre vonatkoztatva) a P_f fajlagos szélteljesítményt kapjuk:

$$P_f = \frac{\rho}{2}v^3 \quad (1)$$

A lapátok által súrolt területen átáramló levegő fajlagos szélteljesítményéből a szél-konverter a műszaki paramétereitől, elsősorban a gyorsjáratú tényezőtől függő mennyiséget hasznosít. Ez a paraméter határozza meg ugyanis a szélesebségnek az optimális hatásfokhoz tartozó csökkenését. Ha ennél kisebb mértékű a csökkenés, akkor túl sok a kihasználatlan energia, ha pedig nagyobb, akkor a szükségesnél kevesebb levegő áramlik át az adott keresztmetszeten. Betz (1946) szerint a legkedvezőbb sebességcsökkenés a lapátok előtti szélesebség $2/3$ -a, azaz a szélkonverter akkor adja le a legnagyobb teljesítményt, ha a szél harmadannyi sebességgel távozik, mint amennyivel érkezik.

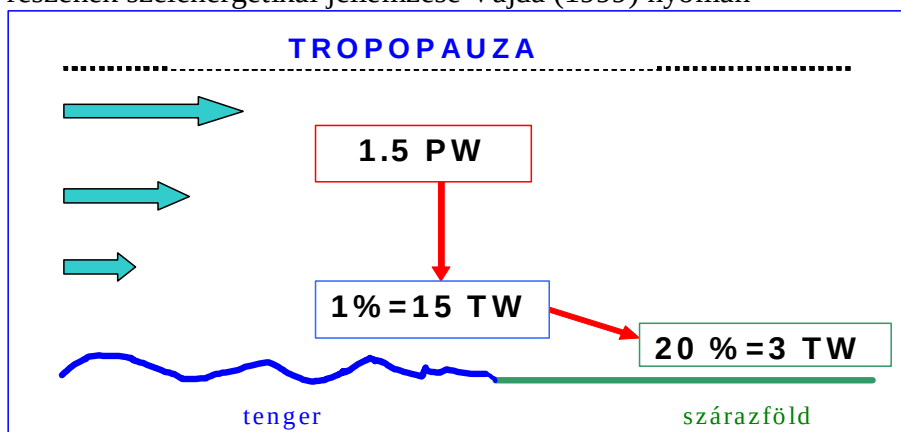
Bebizonyítható, hogy ez a legnagyobb teljesítmény 16/26, azaz kb. 60%, amit azonban gyakorlatban a sűrűlódás és a közegellenállás miatt nem lehet elérni (Ledács-Kiss, 1963). Hazánk potenciális szélenergiájának tér- és időbeli eloszlásának pontos meghatározása igen komoly feladat, hiszen ehhez hosszú idejű mérésre van szükség minél több helyen és magasságban. Addig, amíg ez az ún. szélenergetikai állomás-hálózat ki nem épül, a kihasználható szélenergia mennyiségét csak becsülni tudjuk. A különböző becslési módszerek közös tulajdonsága, hogy az áramló levegő hosszabb-rövidebb időszakokra vonatkozó átlagsebességéből indulnak ki.

2. SPEKULATÍV BECSLÉSEK

Ide soroljuk azokat a becslési módszereket, amelyek a mérések, megfigyelések igen hosszú idejű átlagértékeit használják, viszonylag nagy területre.

Vajda (1999) tanulmánya alapján az egész földi légkört tekintve megállapítható, hogy bár a légmozgásokban megtestesülő mozgási energia a légkör (~troposzféra) teljes energiájának csupán kis része, hatalmas teljesítményt, 1.5 PW-ot képvisel. Gyakorlati kiaknázásra azonban természetesen csak az alsó 100-200 m-es réteg jöhet számításba, vagyis mindössze 1 %, azaz 15 TW. Ennek 20 %-a, 3 TW jut a szárazföldekre (1. ábra). A gondolatot tovább folytatva ebből az következik, hogy hazánk területére – ami az összes szárazföld (149 millió km²) területének kb. 0.6 ezreléke - 1.8 GW szélteljesítmény esik.

1. ábra: A troposzféra és ennek alsó kb. 200 méteres rétegének összes, ill. a szárazföldekre eső részének szélenergetikai jellemzése Vajda (1999) nyomán



Koppány (1989) a budapesti magaslégköri megfigyelések alapján (1929-1953) meghatározott átlagos szélesebbesség és a normál légkör sűrűségének magasság szerinti változásaiból arra következtetett, hogy egy 500 m magas dombtetőn több, mint 11-szer nagyobb fajlagos szélteljesítmény nyerhető, mint a síkságon, még akkor is, ha a domborzatnak a szélesebbesre gyakorolt hatásától (a levegőtrajektóriák összetartása) eltekintünk. Feltevése és számítása szerint Magyarország 500 m-t elérő vagy meghaladó területeire (hegygerincek, fennsíkok a Bakonyban, a Mecsekben, a Dunazug-hegységben, a Budai hegyekben, valamint az Északi-középhegységben) kb. 4000 szélérőművet állíthatnánk fel, amelyek együttes energiatermelése 3220 MWh/nap (100 m² rotor-felülettel és 30 %-os hatásfokkal számolva). Ez összesen 1.18*10⁶ MWh/év, ami az ország villamos energia fogyasztásának kb. 3 %-a az 1986-os adatok alapján. Valószínű, hogy ez az arány most is kb. ennyi, mert az energiafogyasztással együtt nőtt a szélérőművek teljesítménye is.

Ugyancsak Koppány (2009) szerint a Magyarország területe fölött a 60 m és 120 m közötti rétegben átlag 5 m/s sebességgel áramló levegő teljesítménye 465 TW. Ebből a szélenergia hasznosítható egy ezrelék 465 GW. Ez több mint 4 millió GWh, azaz 14.5 EJ évi potenciális szélenergiát jelent.

3. STATISZTIKAI BECSLÉSEK A METEOROLÓGIAI ÁLLOMÁSOK SZÉLADATAIBÓL

Ide soroljuk azokat a statisztikai feldolgozásokat, amelyek tehát a *meteorológiai megfigyelő állomások* szélmérési adatain alapszanak.

3.1. Éghajlati célú feldolgozások alapján

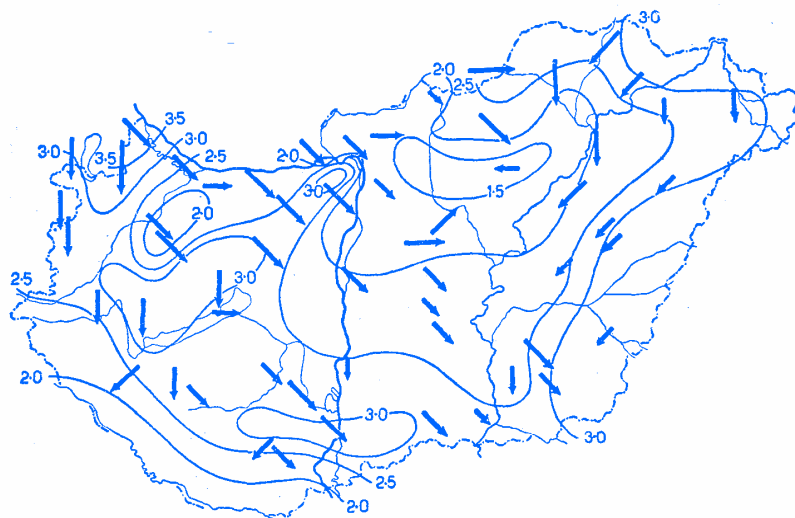
Ezen adatok *éghajlati célú feldolgozásai* is tartalmaznak már információt a szélenergia tér- és időbeli változására. Dobosi és Felméry (1971) nyomán a 2. és a 3. ábrán (az uralkodó szélirányokat és) az átlagos szélesség izovonalait mutatjuk be a nyári és a téli félévben, az 4. ábrán pedig a szél erő évi középértékének területi eloszlását. Látható, hogy a két évszak sok szempontból egyező vonásokat mutat. Nyáron azonban a nyugati, télen pedig a keleti szelek erősödnek meg. Az 5. ábra pedig valamilyen éves egyensúlyra utal, mivel eszerint a nagyobb szél erő az ország nyugati és keleti területein, a mérsékelt, ill. gyenge pedig az ország közepe táján jellemző. E sajátos, a szélenergia mennyiségét is meghatározó képet a két szélkapu (a Dévényi kapu és az Erdős Kárpátok 1000 m alatti vonulatai), valamint az Északi-Kárpátok védő és eltérítő hatása okozza.

A 5. ábra a jelenlegi (1997-2002), 29 meteorológiai állomás adatai alapján számított éves átlagos szélességek eloszlását mutatja (Bartholy, Radics és Bohoczky, 2003). Az előzőeknél lényegesen nagyobb területi, főleg pedig időbeli felbontás miatt ez a térkép sokkal pontosabban jelöli ki az azonos átlagos szélességű területeket, jó egyezést mutatva a szórványos energetikai szélérések eredményeivel.

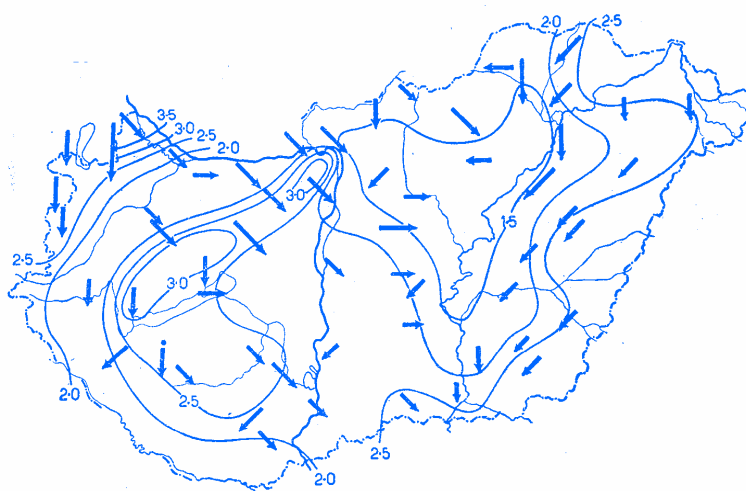
3.2. Energetikai célú feldolgozások alapján

A meteorológiai állomásokon a szélirány és szélesség mérése szabályosan 10 m magasságban történik. A szélességet ennél nagyobb magasságokban az empirikus szélprofil törvényekkel vagy a közeli energetikai szélérésekkel való összehasonlítással lehet kiszámolni. E két módszer alkalmazása - annak ellenére, hogy rendszerint meghatározatlan értékű hibával terheltek - szükségeszerű a magasabb rétegek áramlási viszonyainak a szélenergia hasznosítása szempontjából történő megismerésére. A magyarországi automata meteorológiai állomásokat a 6. ábra mutatja. Sűrűségük megfelelő az előbbieken említett energetikai mérések, számítások kontrolálásához.

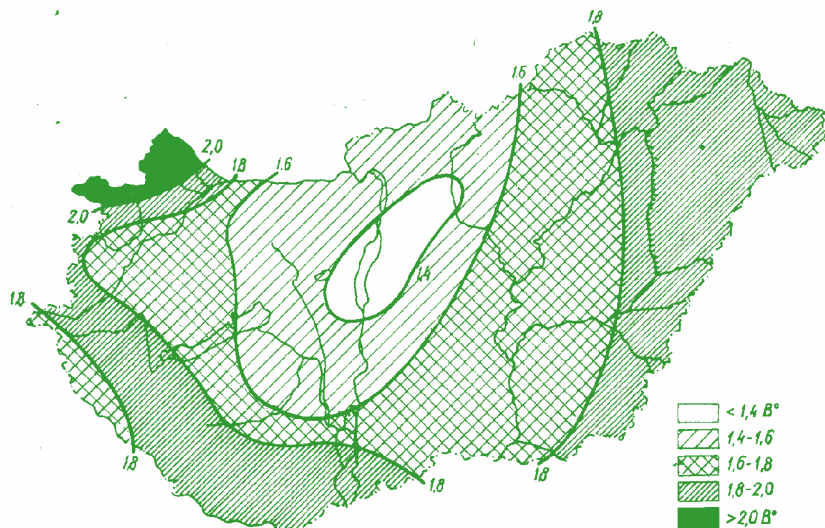
2. ábra: Az uralkodó szélirányok és az átlagos szélesség (m/s) területi eloszlása Magyarországon a téli félévben (Dobosi és Felméry, 1971).



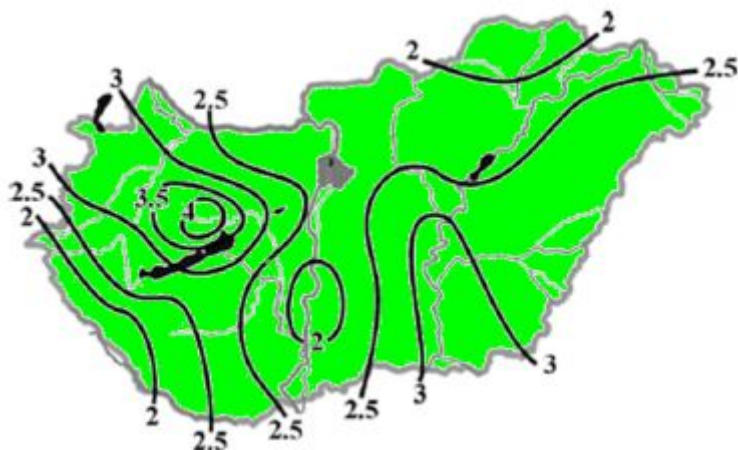
3. ábra: Az uralkodó szélirányok és az átlagos szélesség (m/s) területi eloszlása Magyarországon a nyári félévben (Dobosi és Felméry, 1971).



4. ábra: A Beaufort-fokban (B°) kifejezett szélerősség évi középértékeinek területi eloszlása Magyarországon (Dobosi és Felméry, 1971).



5. ábra: Az évi átlagos szélsébség (m/s) területi eloszlása Magyarországon (Bartholy, Radics és Bohoczky, 2003).



6. ábra: A magyarországi automata meteorológiai állomások 2003-ban (www.met.hu).



3.2.1. Relatív mennyiségek

A 10 m-es széladatokat azonban közvetlenül, transzformáció nélkül felhasználhatók természetesen ezen szint energetikai jellemzésére, valamint az olyan relatív mennyiségek meghatározására, amelyek a magasságtól függetlenek. Erre most két példát mutatunk be: a többenél széleenergiában gazdagabb szélirányok és hónapok kiválasztását.

Egy adott D szélirány adott időszakra (pl. évszak, év) vonatkozó átlagos energiatartalmát a D napi átlagos fajlagos szélteljesítményével, azaz a

$$P_{f1}(D) = \frac{\rho}{2} \sum_{j=1}^k \frac{f_{Dj}}{N} v_j^3 \quad (2)$$

összefüggéssel lehet megadni, ahol f_{Dj} annak gyakorisága, hogy a D irányú szél sebessége a $(v_j - 0.5\Delta v, v_j + 0.5\Delta v)$ intervallumba esik, k a sebességintervallumok, N pedig az adott időszakban figyelembe vett napok száma. Ha P_{f1} az időszak (irányoktól független) napi átlagos fajlagos szélteljesítménye, akkor a

$$P_D = \frac{P_{f1}(D)}{P_{f1}} \quad (3)$$

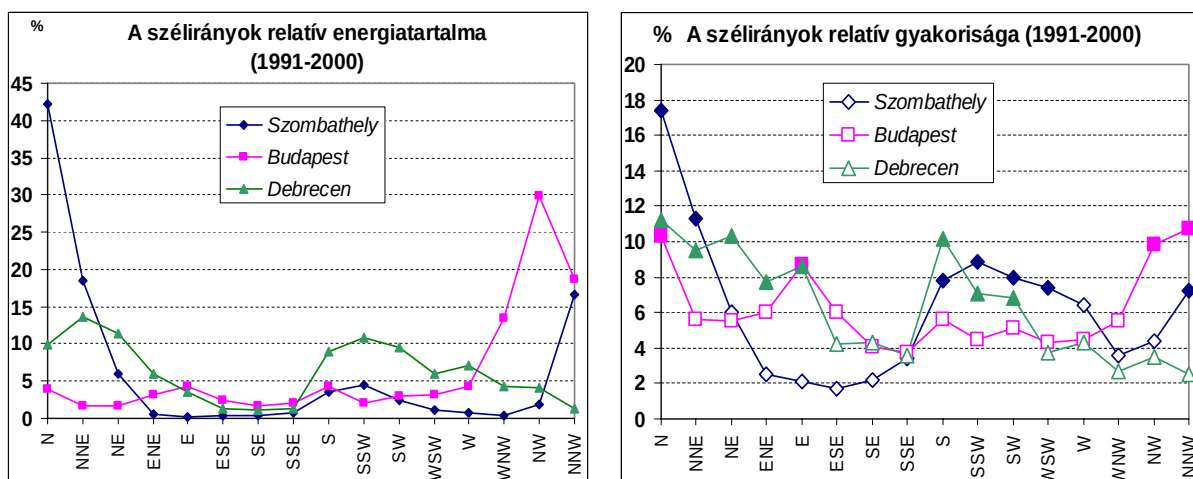
arány az adott szélirány relatív energiatartalmát adja meg.

A 7. ábra első részén a klimatológiában szokásosan megkülönböztetett 16 szélirány egész éves, a (3) összefüggéssel definiált relatív energiatartalmát mutatjuk be három hazai, közelítőleg ugyanazon a földrajzi szélességen fekvő meteorológiai megfigyelő állomásra (Szombathely, Budapest, Debrecen) az 1991-2000. időszak óránkénti szélirány és szélsébség adatainak felhasználásával. Láthatjuk, hogy vannak olyan szélirányok, amelyek relatív energiatartalma lényegesen nagyobb a többinél.

Annak megállapítására, hogy szélirányok közül melyek azok, amelyek gyakorisága szignifikánsan meghatározott, tehát nem véletlenszerűen vannak jelen az adott helyen az adott időszakban, azaz minden más paraméterük – így pl. energiájuk – is meghatározott, a valószínűségek egyenlőségének eldöntésére vonatkozó statisztikai próbát (Vincze, 1975) alakítottuk át.

Problémánkra a próba a következőkben leírt módon alkalmazható. Adott valószínűségi szinthez meghatározható egy kritikus tartomány h_1 és $h_2 > h_1$ határokkal úgy, hogy ha van olyan D szélirány, amelynek g_D gyakoriságára teljesül a $g_D > h_2$ egyenlőtlenség, akkor az irányok eloszlása nem tekinthető egyenletesnek. Ilyen irány azonban általában több is van, ezeket az adott helyre az adott időszakban *jellemző irányoknak* nevezzük. Ha $g_D < h_2$, akkor pedig *nem jellemző irányoknak* (Tar, 1991a, 1991b). A 7. ábra második része a fenti három állomás egész éves szélirány gyakoriságait mutatja, megkülönböztetve a jellemző (kitöltött jelölő a grafikonokon) és a nem jellemző irányokat.

7. ábra: A szélirányok relatív energiatartalma és relatív gyakorisága (a kitöltött jelölők a jellemző szélirányokat mutatják).



Megállapítható, hogy a jellemző szélirányok által szállított energia közel 90 % és 50 % közé esik, egy jellemző szélirány relatív energiája pedig kb. 19% és 8% között van. Ebből és a jellemző irányok gyakoriságára vonatkozó feltételből egy új, energetikai definíciót adtunk az uralkodó szélirányra: *uralkodó széliránynak* nevezzük a legnagyobb energiatartalommal bíró *jellemző szélirányt* (Tar, 2003a, 2003b). E definíciónak eleget tévő szélirányokat (PD) és relatív energiájukat (PD_e) a 1. táblázatban mutatjuk be. Eszerint Szombathelyen és Budapesten az (energetikai) uralkodó szélirány változatlan az év folyamán, míg Debrecenben – feltehetően a tiszántúli csatorna-hatás következtében – két egymással éppen szemben lévő szélirány váltakozik a meleg és hideg évszakokban. A relatív energiájuk összefügg a relatív gyakoriságukkal és az átlagsebességükkel: Szombathelyen az uralkodó szélirányok a legnagyobb gyakoriságúak és átlagsebességűek is, így relatív energiájuk is nagy, átlagosan 42% körüli. Budapesten egyik esetben sem a legnagyobb gyakoriságúak, de mindig a legnagyobb átlagsebességűek, így átlagos energiatartalmuk az előzőnél kisebb, 30% körüli.

Debrecenben soha nem a legnagyobb gyakoriságúak és nem mindig a legnagyobb átlagsebességűek, ezért átlagos energiatartalmuk itt a legkisebb, 14% körüli. Az energetikai uralkodó szélirány kialakulásában tehát az orográfiai környezetnek legalább olyan szerepe van, mint amikor hagyományosan a legnagyobb gyakoriságú szélirányt tekintjük ilyennek. Ez persze nem véletlen, hiszen Bacsó (1959) szerint az ilyen szélirányok általában a legnagyobb átlagsebességűek is.

1. táblázat: Az energetikai uralkodó szélirányok és energiatartalmuk.

Időszak	Szombathely		Budapest		Debrecen	
	PD	PD _e	PD	PD _e	PD	PD _e
Tél	N	42.9	NW	29.2	SSW	15.5
Tavaszi	N	42.3	NW	29.6	NNE	13.0
Nyár	N	42.0	NW	31.1	NNE	14.2
Ősz	N	40.8	NW	29.5	SSW	13.3
Év	N	42.2	NW	29.8	NNE	13.6

A 2. táblázatban látható egy jellemző és egy nem jellemző szélirány energiatartalmának aránya (CD_e/ND_e). A tél kivételével ez mindig Szombathelyen a legnagyobb, tavasszal, nyáron és az egész évben Debrecenben a legkisebb. Télen a sorrend fordított. A táblázat talán legfőbb tanulsága az, hogy csupán az egyes szélirányok gyakorisági eloszlásában megfigyelhető szignifikáns különbség (jellemző vagy nem jellemző) energetikailag is meghatározó: a vizsgált három állomás átlagában (zonálisan) az egész évre vonatkoztatva egy jellemző szélirány 5.5-ször több energiát szállít, mint egy nem jellemző. Mint láttuk, ennek az aránynak az évi menete is összefügg az orográfiai különbségekkel.

2. táblázat: Egy jellemző és egy nem jellemző szélirány energiatartalmának aránya.

Megf. állomás	CD _e /ND _e				
	Tél	Tavaszi	Nyár	Ősz	Év
Szombathely	3.2	12.3	12.2	10.7	9.8
Budapest	3.3	3.9	6.0	2.7	3.9
Debrecen	5.3	1.7	1.9	2.8	2.8
átlag	3.9	5.9	6.7	5.4	5.5

Az óránkénti szélsőbességek köbének tetszőleges rész-időszakra történő összegzésével ezen időszakra eső fajlagos széltejesítménnyel arányos mennyiséget kapunk. Ha ezt elosztjuk a szélsőbesség köböknek a teljes időszakra számított összegével (ami a teljes időszak fajlagos széltejesítményével arányos), akkor rész-időszak relatív szélenergia tartalmát kapjuk. Nyilvánvaló, hogy ez is független a szélsőbesség mérések magasságától.

A 8. ábrán a havi relatív energiák éves menetét ábrázoltuk az előbbi három állomáson két egymástól kb. húszévnnyire lévő 5 éves időszakban. Egy előző tanulmányunkban hét hazai meteorológiai állomásra közzétett ezeket az értékeket és megadtuk a trigonometrikus polinomokkal történt közelítésük legfontosabb paramétereit is (Tar et al., 2000). Most az ábra alapján a következőkre hívjuk fel a figyelmet:

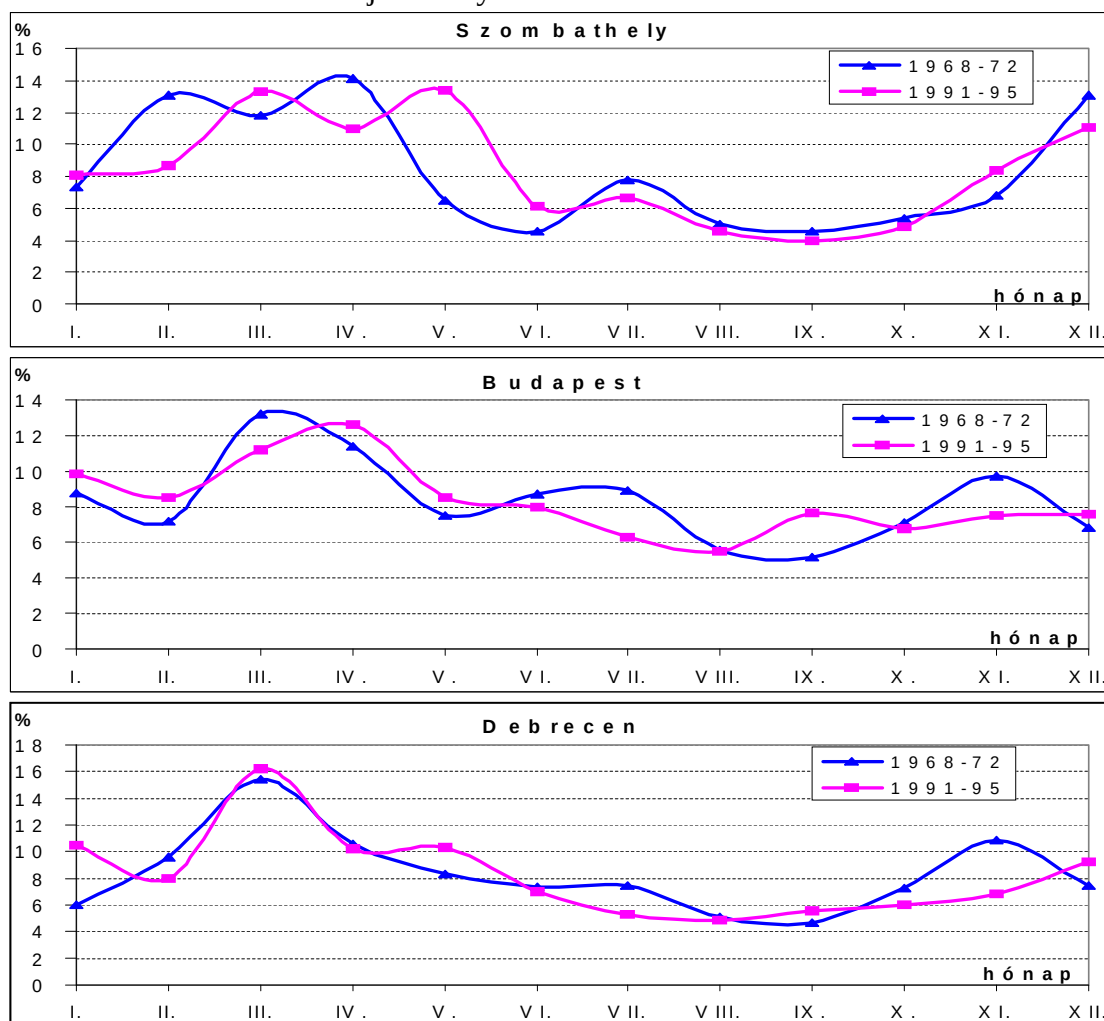
Az első 5 éves időszakban (1968-72) Budapesten és Debrecenben (síkvídek állomásai) a relatív energiák éves menete követi a szélsőbesség szabályos menetét: márciusi elsődleges, novemberi másodlagos és júliusi harmadlagos maximum, szeptemberi minimum. Szombathelyen a tavaszi elsődleges maximum egy hónappal később alakul ki úgy, hogy márciusban visszaesés következik be a februári értékhez képest, az őszi maximum pedig

decemberre tevődik át. A júliusi harmadlagos maximum itt a legkifejlettebb, amiből a kialakulás orográfia okozta termikus tényezőinek intenzív hatására következtethetünk.

A második öt éves időszakban mindhárom állomáson alaposan átrendeződik a havi relatív energiák éves menete. A legfontosabb talán az, hogy Szombathely kivételével eltűnik (korábbra vagy későbbre tevődik) a júniusi helyi maximum, ami a szélenergiával hajtott öntözőberendezések szempontjából hátrányos. A másik két állomáson a minimum egy hónappal előbb, augusztusban következik be. Szombathelyen és Budapesten az elsődleges, Debrecenben pedig a másodlagos maximumok tolódnak későbbre.

Mindezek és az előző tanulmányainkban kimutatott időbeli változások valószínűleg összefüggésbe hozhatók az európai légnyomási mezőben bekövetkezett, statisztikailag szignifikánsnak tekinthető változásokkal, ugyanis a globális hőmérséklet növekedés a felszínközeli nyomásmező átrendeződését is okozhatja. Schönwiese et al. (1994) és Meyhöfer et al. (1996) vizsgálatai szerint ez a folyamat Európában már elkezdődött: a téli félévben a tengerszinti átlagos légnyomás kontinensünk déli részén növekedett, északi részén pedig csökkent (9. ábra), viszont a nyári félévben nincs szignifikáns változás. Ugyanakkor Metaxas et al. (1991) és Bartzokas és Metaxas (1996) úgy találták, hogy nyáron a kontinens északi, északnyugati részéből a délkeleti részek felé tartó hideg légtömegek beáramlásának átlagos intenzitása növekedett. Vizsgálatainknak megfelelően tehát a nyári cirkulációs rendszer is megváltozott, ami a felszínközeli légnyomási mező átrendeződésének következménye ebben az évszakban is.

8. ábra: A havi relatív szélteljesítmény éves menete

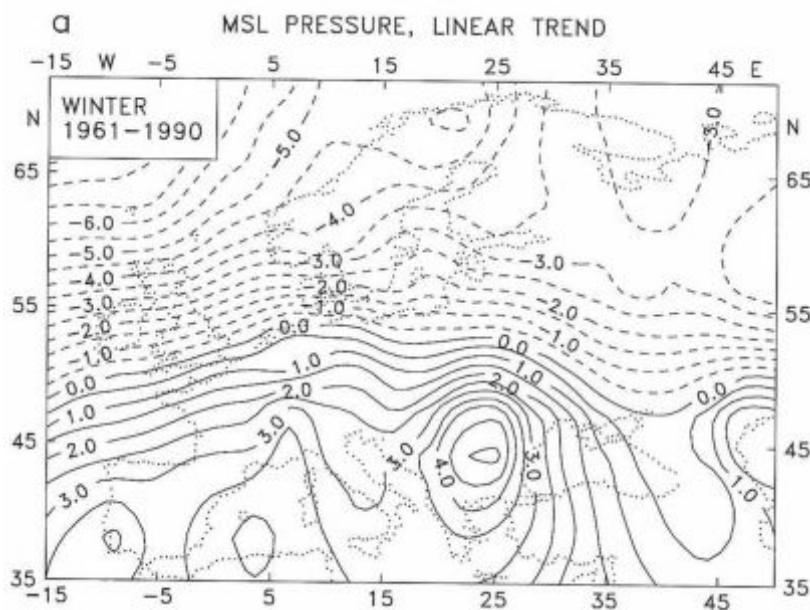


Történtek vizsgálatok a tengerszinti légnyomási mezőnek kifejezetten a fenti két öt éves időszak közötti, elsősorban a Kárpát-medence időjárását, éghajlatát befolyásoló megváltozásával kapcsolatban is (Molnár és Tar, 2003). A 10. ábra a teljes időszakokra számolt különbségekből rajzolt térképen látható, hogy a változások előjele megegyezik a Schönwiese et al. (1994) és Meyhöfer et al. (1996) erre vonatkozó megállapításaival, valamint az, hogy a változások nem az egész kontinensen tekinthetők szignifikánsnak.

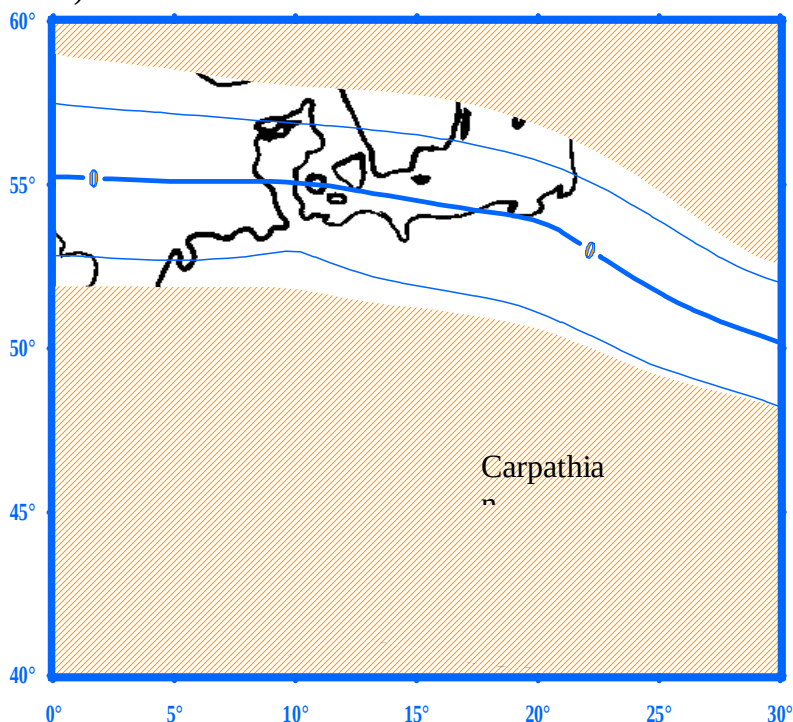
3.2.2. A szélsősebesség magasságtól való függésének becslése

A meteorológiai állomások széladatait *energetikai céllal* is fel lehet dolgozni, hiszen mint tudjuk, a fajlagos szélteljesítmény a szélsősebesség köbével arányos. A szélsősebesség magassággal való növekedése tehát igen fontos tényező a szélerenergia hasznosításában. A meteorológiai állomásokon azonban a mérések (általában) szabályosan 10 m-en történnek, azaz először olyan formulákat kell keresnünk, amelyekkel a szélsősebesség magassággal való változása leírható. A különböző szélprofil törvényekben (Dési és Rákóczi, 1970) szereplő paraméterek azonban hely-, idő-, sőt sebességfüggők. Egzakt formájukban tehát nem alkalmasak a magasabb szintek szélsősebességeinek tényleges meghatározására, ezért több empirikus változatot dolgoztak ki.

9. ábra: A felszínközeli légnyomási mező megváltozása Európában télen (a lineáris trend meredekségei, Schönwiese et al., 1994).



10. ábra: A tengerszinti légnyomás (hPa) megváltozása 1968-72 és 1991-95 között. A satírozott területeken a változás 95% valószínűségi szinten szignifikáns (Molnár és Tar, 2003).



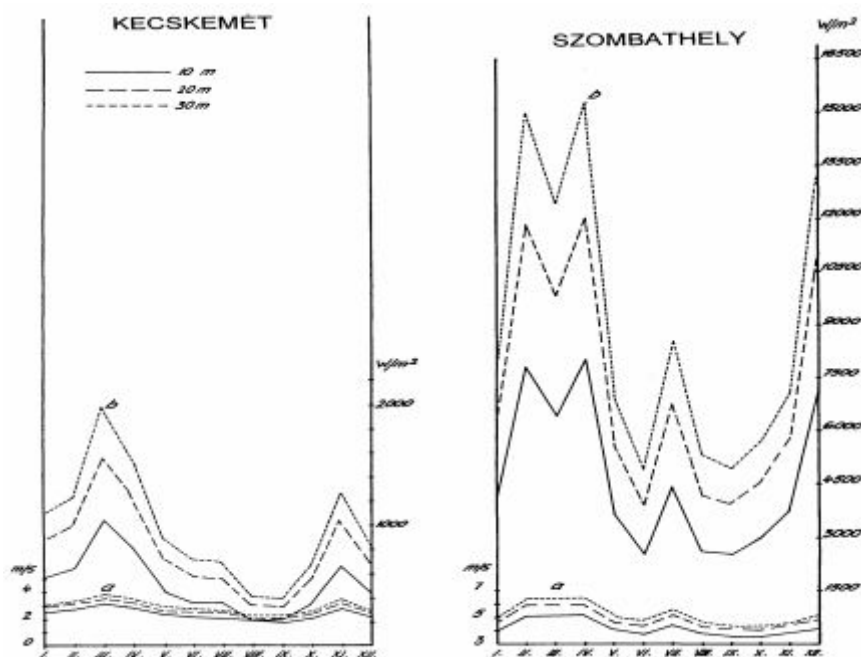
A meteorológiai gyakorlatban abban az esetben, ha a szélességmérőt kényszerűségből az előírt 10 m-nél magasabbra vagy alacsonyabbra kell szerelni a

$$v_h = v_{10} [0.233 + 0.656 \lg(h + 4.75)] \quad (4)$$

összefüggés alapján végzik a magassági korrekciót. (Mezősi és Simon, 1989), ahol v_h a $h \neq 10$ m, a v_{10} pedig a 10 m magasságban mért/számolt szélesség. A szarvasi toronymérések adatainak felhasználásával tesztelve a fenti összefüggést (Tar, 1991a) azt tapasztaljuk, hogy az adott magasságban számolt szélességek eloszlása a kisebb értékek felé tolódik, tehát a képlet alábecsül. Vagyis (4) alapján számolva a 10 m-nél magasabb szinteken a szélességet a valószínűsített értéknél mindig kevesebbet kapunk.

A 11. ábrán a szélesség havi átlagos értékeit és az adott hónap egy napjára átlagosan eső fajlagos széltejesítményt láthatjuk 10 m-en és a (4) összefüggés felhasználásával 20 és 30 m-en is a feldolgozásba (Tar, 1991a) bevont 13 állomás közül a legkisebb (Kecskemét) és legnagyobb (Szombathely) szélességével rendelkezőkön az 1968-72 évek óránkénti szélességeiből meghatározva. A szélességek évi menete Kecskeméten szabályosnak mondható: tavaszi maximum, novemberi másodlagos és júliusi harmadlagos maximum, szeptemberi minimum. Ugyanakkor Szombathelyen februárban, márciusban és áprilisban az átlagos szélességek közel egyenlők, a másodlagos maximum júliusban, a harmadlagos pedig decemberben-januárban következik be. Ezeknek megfelelő évi menet jellemzi a fajlagos széltejesítmény értékeit is, ennél azonban az extrém értékek sokkal markánsabban tűnnek ki. Az év egy napjára átlagosan eső fajlagos széltejesítmény két városban 510, ill. 4700 W/m² körül van (Tar, 1991a, vö. 3. táblázat).

11. ábra: A havi átlagos szélesebbesség (a) és a hónap egy napjára átlagosan eső fajlagos szélteljesítmény (b) évi menete a vizsgált állomások közül a legkisebb és a legnagyobb széleenergiával rendelkezők esetében (Tar, 1991a).



Széleenergetikai számításoknál azonban az ún. Hellmann-féle gyökkitevős összefüggésből (Aujeszky, 1949) származtatott

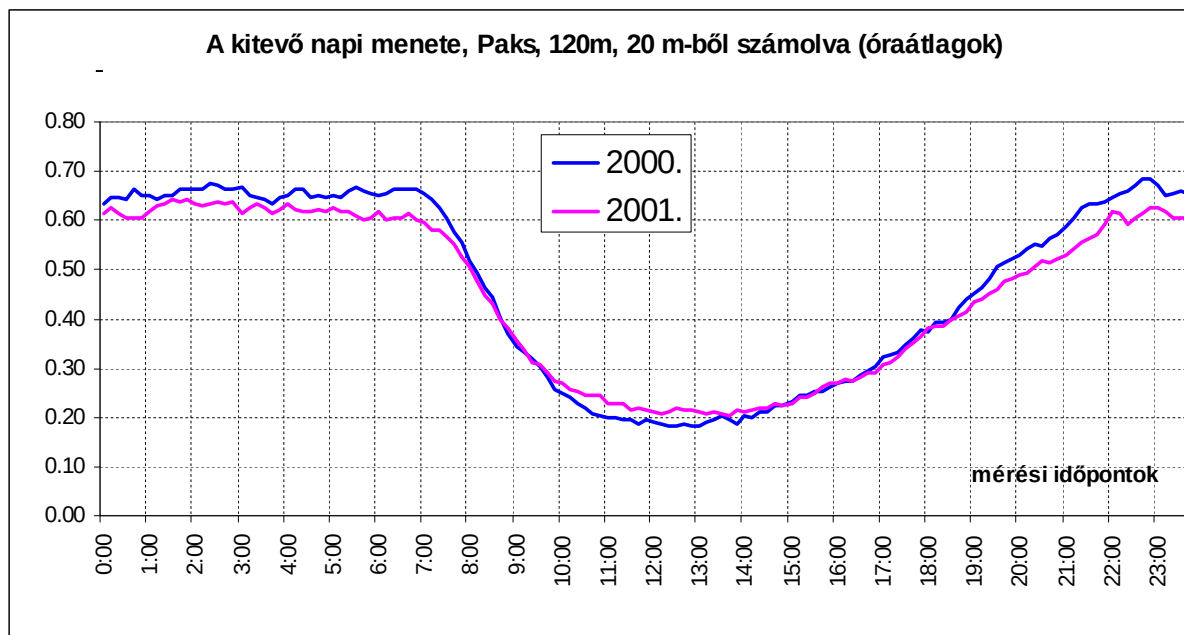
$$\frac{v_2}{v_1} = \left(\frac{h_2}{h_1} \right)^\alpha \quad (5)$$

képletet használjuk, ahol v_i a h_i magasságban mért/számolt szélesebbesség ($i=1,2$). Ennek egyik oka, hogy egyszerűbb, mint a (4) és eredeti formájában ($\alpha=0.2$) ugyanazt az eredményt adja (Tar, 1991a). Ennél lényegesebb azonban, hogy a benne szereplő α kitevő a felszín érdekességének, tagoltságának, tehát a domborzatnak, végső soron a sűrűlódásnak a függvénye. Pontos meghatározása csak különböző magasságokban végzett szélesebbesség mérések alapján történhet, extrapolálni azonban csak olyan területre lehetséges, amely igen hasonló a mérés környezetéhez.

Aujeszky (1949) szerint az $\alpha=0.2$ értékkel igen jó közelítést érhetünk el 250 m-ig. Ezzel az alakjával dolgozott Ledács-Kiss (1977, 1983), Tóth et al. (2001), Patay (2001a, 2001b, 2003). A meteorológiai tornyok és az energetikai szélmérések adatai alapján azonban α értékét a felszíni sűrűlódásnak megfelelően pontosítani lehetett. Kajor (2002a, 2002b) szerint értéke 0.14 (sima tenger felett) és 0.34 (érdes szárazföldi terület) között változik. Radics (2004) szerint a kitevő értékei 0.14 sík vidéken és vízfelszín felett, 0.2 érdes, dombos felszín esetén, 0.28 települések felett. Péczely (1979) szerint az α kitevő füves felszín fölött átlagos szélesebbeségnél 0.3-nak vehető, ugyanakkor a felszíni érdekesség mellett függ a szélesebbeségtől (növekvő szélesebbességgel értéke csökken) és a levegő hőmérsékleti rétegződésétől is.

Ez utóbbit Bartholy és Radics (2000a, 2001), Radics és Bartholy (2001), Varga et al. (2006), Wantuchné et al. (2004) eredményei mellett saját kutatásaink is igazolják, amelyeket a paksi toronymérések 2000. és 2001. évi 20, 50 és 120 m-es szélesség és szélirány adatai alapján végeztünk. A 12. ábrán az átlagos kitevők napi menete látható. Az átlagok tulajdonképpen a levegő stabilitásától, egyensúlyi helyzetétől (egyben a szélességtől) való függést mutatják: a kitevő minimuma a legmelegebb (legnagyobb szélességű) időpont környékére esik, stabilis rétegződés esetén (éjjel) viszont alig változik. Jó egyezést mutat tehát a stabilis és labilis rétegződések relatív gyakoriságának napi menetével (Radics, 2004).

12. ábra: Példa a Hellmann-kitevő napi menetére. (Kircsi és Tar, 2008)



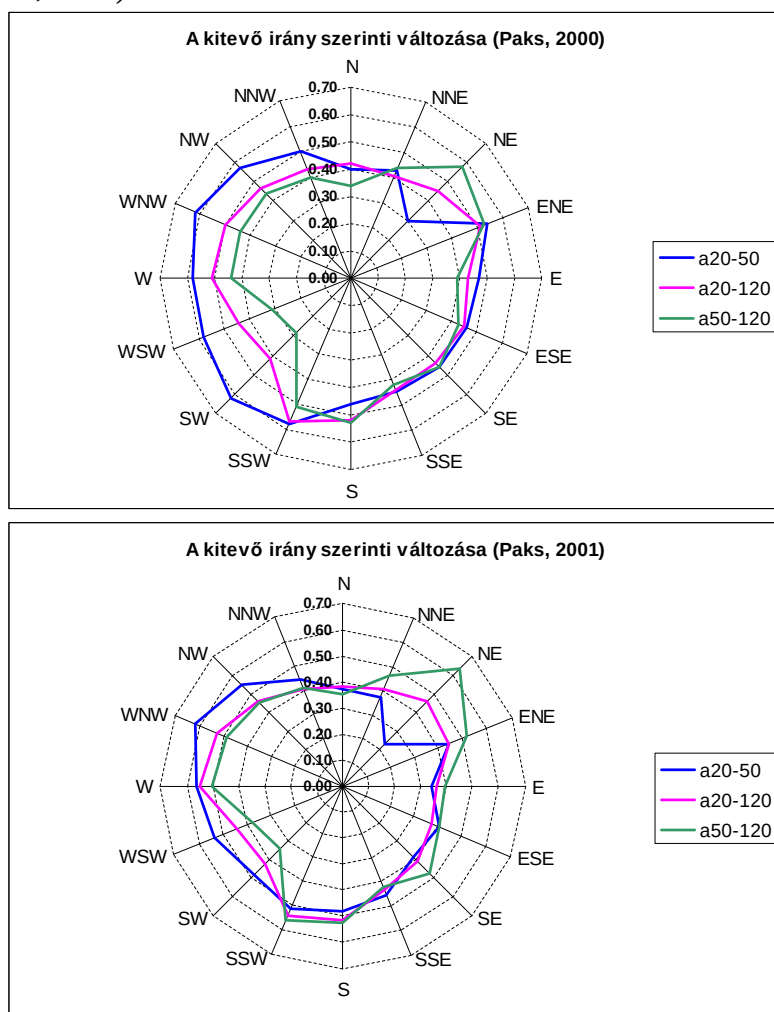
A különböző szinteken kiszámolt napi átlagos szélességek alapján meghatározott értékekből évi átlagot számoltunk. Az 3. táblázat szerint ezek az értékek meghaladják az irodalomban fellelhető maximális (0.34) értéket. 2001-ben pedig elég jól szórnak a különböző szintek között.

Meghatároztuk a kitevő egyes szélirányokhoz tartozó átlagos értékeit is (13. ábra). Azt tapasztaltuk, hogy az ENE és SSW irányok közötti tartományban nincs nagy eltérés a különböző szintek esetében, a többi iránynál azonban 0.1-nél nagyobb eltérések is előfordulnak. Ezt, főként pedig az NE iránynál megfigyelhető törést a mérőtorony környezetében lévő objektumok, sőt maga a torony okozhatja.

3. táblázat: A kitevő becslése különböző módszerekkel (Kircsi és Tar, 2008).

Az α kitevő évi átlagai és szórásai a különböző szintek között különböző módszerekkel meghatározva:			1. A napi átlagsebességekből:	2. Az óránkénti kitevők napi átlagából:	3. Irányok szerint:
2000.	átlag	20→50	0.43	0.50	0.50
		20→120	0.44	0.47	0.46
		50→120	0.44	0.43	0.43
	szórás	20→50	0.10	0.15	
		20→120	0.09	0.11	
		50→120	0.12	0.14	
2001.	átlag	20→50	0.41	0.45	0.45
		20→120	0.43	0.45	0.44
		50→120	0.46	0.45	0.45
	szórás	20→50	0.10	0.12	
		20→120	0.09	0.10	
		50→120	0.12	0.13	

13. ábra: A különböző szintek között számolt kitevők szélirány szerinti változása (Kircsi és Tar, 2008)



3.2.3. A napi átlagos fajlagos szélteljesítmény becslése közelítő függvénnyel

A szélsősebesség magasságtól való függésének ismeretében a meteorológiai állomásokon általában 10 m-en mért adatok alapján megpróbálkozhatunk a fajlagos szélteljesítménynek hosszabb adott időszakra vonatkozó becslésével is. Egy adott időszak, pl. egy nap összes potenciális szélenergiáját az időszak egyes időpontjaiban mért szélsősebességekből lehet meghatározni. Két lehetőség adódik:

- az (1) összefüggésben az időszak átlagsebességét írjuk a v helyébe,
- az időszak egyes (diszkrét) időpontjaiban meghatározott értékeket összegezzük.

Logikus, hogy a második lehetőség áll közelebb a valósághoz. Ekkor viszont az összeg értékének az időszak időpontjainak számától való függése jelent problémát, hiszen más lesz az összeg értéke, ha pl. egy napon minden órában vagy minden félórán vagy esetleg csak az ún. terminus időpontokban megmért szélsősebességekből végezzük el a számítást. Az összegnek a mérési időpontok számától való függése az átlagolással csökkenthető, de nem küszöbölhető ki teljesen. A „napi átlagos fajlagos szélteljesítmény” – ami tulajdonképpen a nap *egy órájára* átlagosan jutót jelent – értéke sem független a figyelembe vett időpontok (órák) számától, sőt attól is függ, milyen időpontokat használunk.

E függőség kiküszöbölésére létezik elvi megoldás: a szélsősebesség-köbök napi menetét megadó függvény görbe alatti területét kell meghatározni, $\rho/2$ -vel beszorozni, és megkapjuk a napi összes fajlagos szélteljesítmény pontos értékét. Ezt természetesen numerikus integrálással tudjuk csak elvégezni, hiszen a függvény egy napon általában nem adható meg analitikusan. Egy napokból álló adott időszak (pl. hónap, évszak, év) egy napjára átlagosan jutó fajlagos szélteljesítmény (P_{fmd}) meghatározását azonban már megkísérelhetjük egy alkalmasan választott közelítő függvény segítségével, hiszen belátható, hogy a P_{fmd} megegyezik az óránkénti szélsősebesség-köb átlagok összegének $\rho/2$ -szeresével.

Adottak tehát egy időszak minden egyes napján az óránkénti (1, 2, ..., 24) szélsősebességek. Az időszak egy napjára átlagosan jutó fajlagos szélteljesítményt a következőképpen definiáljuk: a szélsősebesség köbök óránkénti átlagának napi menetét közelítő függvény görbe alatti területe szorozva a levegő sűrűségének felével. A közelítő függvény a következő:

$$f_2(x) = a_0 + \sum_{m=1}^2 (a_m \cos \alpha_m x + b_m \sin \alpha_m x) \quad (6)$$

vagyis egy trigonometrikus polinomokból álló Fourier-sor első két eleme, ahol $\alpha_m = \frac{2\pi m}{N}$,

$N=24$, $x=1, 2, \dots, N$. A 14. ábrán egy példát láthatunk a közelítésre.

A (6) függvény primitív függvénye a következő:

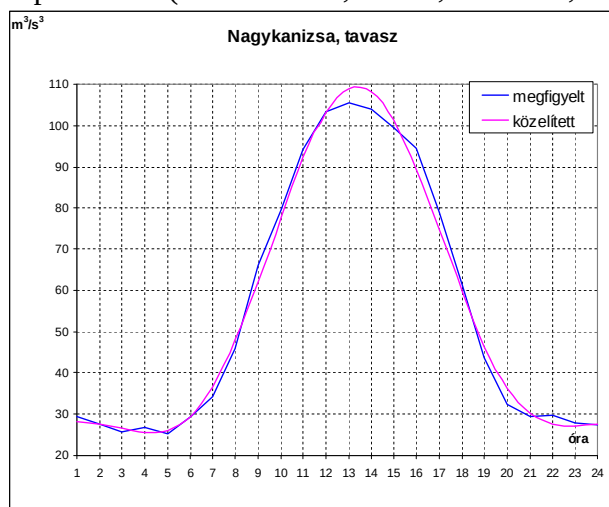
$$F_2(x) = a_0 x + \sum_{m=1}^2 \left(\frac{a_m}{\alpha_m} \sin \alpha_m x - \frac{b_m}{\alpha_m} \cos \alpha_m x \right) \quad (7)$$

Ha tehát az a_m és b_m együtthatók meghatározásához a szélsősebesség köbök óránkénti átlagának idősorát használjuk, akkor az időszak egy napjára átlagosan jutó fajlagos szélteljesítmény:

$$P_{\text{fmd}} = \frac{\rho}{2} [F_2(24) - F_2(1)] \quad (8)$$

Magyarország 10 meteorológiai állomásának óránkénti szélsősebesség adatait felhasználva határoztuk meg a fenti módszerrel a P_{fmd} értékeit az 1968-72-es, ill. az 1991-1995-ös időszakban (Tar és Kircsi, 2001, Tar et al., 2002). Ott, ahol a szélíró forgó kanálának magassága eltért a szabályos 10 métertől a szélsősebesség adatokat a (5) összefüggéssel $\alpha=0.2$ értékkel erre a magasságra transzformáltuk.

14. ábra: A szélsébség köb átlagok számolt és a közelítő függvénnyel előállított értékeinek napi menete (Tar és Kircsi, 2001a, Tar et al., 2002).



Számításainkat a fenti két ötéves adathalmaz egészére (éves), valamint évszakosan végeztük el. A 4. táblázatban a (4) összefüggéssel számolt napi átlagos fajlagos szélteljesítményeket közöljük a teljes időszakra (éves) és az évszakokra. Átlagos tengerszinti légnyomást (1013.25 mbar) és 0°C-ot feltételezve $\rho \approx 1,29 \text{ kg/m}^3$. A táblázatban Miskolcot leválasztottuk, mivel a két vizsgált időszak között a meteorológiai állomás az Avasra került, azaz kb. 115 méterrel magasabbra. Emiatt ide vonatkozó eredmények nem összehasonlíthatók.

A 4. táblázatból látható, hogy a legnagyobb szélenergiával rendelkező hely az egész évre vonatkozóan és évszakosan mindig Szombathely, a második időszak őszének kivételével, amikor Kékestető válik ilyenné. Az, hogy Szombathelyen a fajlagos szélteljesítmény a legtöbb esetben nagyobb, mint az egyébként egy teljesen más áramlási rendszerrel bíró Kékestető esetében, orográfiai tényezőkkel magyarázható. Egyrészt az Alpokon (nem feltétlenül főnszerűen) átbukó, ennek következtében nagy sebességű légtömegekkel, másrészt az ún. Zurn-dorf-i szélcsatorna (Járvovich, 2001) viszonylagos közelségével.

A 4. táblázat szerint a napi átlagos fajlagos szélteljesítmény évi menete a síkvidéki állomásokon (Debrecen, Békéscsaba, Szeged, Budapest, Győr) szabályos: tavaszi maximum, nyári minimum. A többi, orográfiailag „zavart” állomáson az egyik vagy másik extrém érték ideje változhat.

4. táblázat: A napi átlagos fajlagos szélteljesítménynek a közelítő függvény görbe alatti területével becsült értékei (Wm^{-2} , **vastag:** a legnagyobb, *dőlt:* a legkisebb évszakos érték, Tar és Kircsi, 2001, Tar et al., 2002)

Meteorológiai állomás	1968-72					1991-95				
	év	tél	tavas	nyár	ősz	év	tél	tavas	nyár	ősz
Debrecen	1076	992	1475	857	978	793	883	1163	546	580
Békéscsaba	789	748	1131	591	682	931	993	1364	587	776
Szeged	1475	1829	2090	947	1035	1183	1203	1722	722	1085
Budapest	1023	933	1309	947	900	517	538	670	407	454
Győr	977	1057	1264	784	800	520	664	677	290	449
Kékestető	2276	2539	2437	1392	2755	1494	2184	1410	791	1607
Szombathely	4739	6328	6101	3338	3180	2254	2408	3243	1802	1481
Keszthely	852	1143	984	678	605	285	323	423	209	178
Pécs	1206	1428	1653	944	798	870	1169	1234	518	592
Miskolc	228	178	359	157	216	765	778	1087	657	537

A táblázatban Miskolcot leválasztottuk, mivel a két vizsgált időszak között a meteorológiai állomás az Avasra került, azaz kb. 115 méterrel magasabbra. Az anemométer talaj feletti magassága mindkét esetben 15 m, így ezen állomás adatainak elemzéséből az orográfiai környezet (domborzat) megváltozásának hatására következtethetünk (nem a szélteljesítménynek a magassággal való változására, amit ugyanazon felszín fölött szoktunk vizsgálni a különböző szélprofil törvényekkel). Az évi menetet tekintve megállapíthatjuk, hogy mindkét időszakban tavaszi maximum és nyári minimum figyelhető meg, hasonlóan az előzőekben síkvidékinek nevezett állomásokhoz. A közel 115 m magasságkülönbség a napi átlagos fajlagos szélteljesítmény 4.4-szeres (tél) és 2.5-szörös (ősz) közötti megnövekedését eredményezte, évi átlagban a szorzótényező 3.4. Általánosítható eredmény talán az, hogy a domborzat kb. 100 méteres szintemelkedése kb. 3.5-szeresére növeli a fajlagos szélteljesítmény értékét (vö. Koppány, 1989). Ilyen helyre telepítve tehát a szélerőművet vagy a szélerőgépet sokkal kedvezőbb kezdeti feltételekkel indíthatjuk a szélerőenergia kitermelést.

A szélkonverter helyének kiválasztása manapság hazánkban igen komoly feladattá vált, ugyanis a 4. táblázat szerint a szélteljesítmény sejtésünkkel összhangban az esetek többségében csökkent a második időszakra. Éves, évszakos felbontásban a csökkenés minimuma vagy a növekedés az alföldi állomásokon (Debrecen, Békéscsaba, Szeged) figyelhető meg az ősz kivételével. Ha (a Miskolc nélküli) átlagokat tekintjük, akkor az egész évre vonatkoztatva a második időszakban a napi átlagos fajlagos szélteljesítmény 66 %-a az első időszakbelinek, legtöbb télen (71 %), legkevesebb pedig nyáron (57 %). A legnagyobb csökkenés viszont mindkét csoportosításban bármely időszakban (évszakok, helyzetcsoportok, helyzetek) Keszthelyen figyelhető meg 27-28 %-os minimummal. Ez, hasonlóan a békéscsabai, szinte minden időszakban megfigyelhető növekedéshez, megkívánja, hogy kísérletet tegyünk az okok feltárására.

Ezek az időbeli változások valószínűleg összefüggésbe hozhatók az európai légnyomási mezőben bekövetkezett, statisztikailag szignifikánsnak tekinthető változásokkal, amelyek a szélmező ártrendeződését is okozhatják. Erről a 3.2.1. fejezetben szoltunk. Az viszont, hogy a legkisebb csökkenés az esetek többségében alföldi állomásokon, tehát abszolút homogén geográfiai környezetben figyelhető meg, az orográfia szerepét látszik alátámasztani. Ha ehhez hozzávesszük, hogy az éves és évszakos esetekben Keszthely után Szombathely vagy Győr következik a csökkenés mértékét illetően, akkor a kontinentalitás (kismértékű) növekedésének hatásával is számolhatunk az állomások esetében.

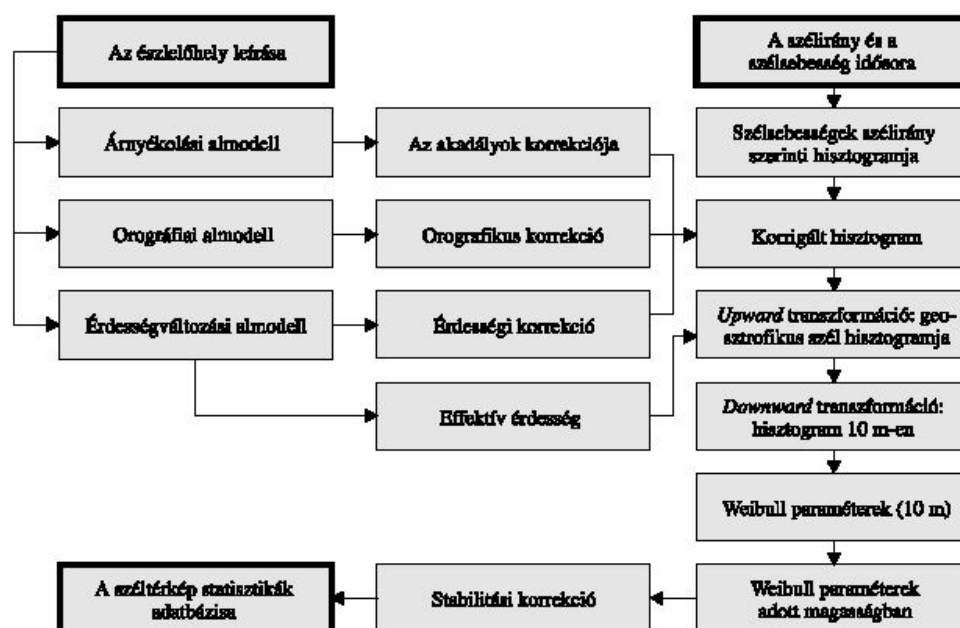
Mindezekből (is) levonható legfontosabb tanulság az, hogy hazánkban az ún. alapáramlás sebességét és irányát az orográfia igen nagymértékben módosít(hat)ja, azaz a klimatológiailag optimálisnak mutakozó helyeken is elengedhetetlen a kifejezetten energetikai szél mérés a szél erőmű telepítése előtt.

4. MODELL-BECSLÉSEK

Hazánkban a szélmező dinamikus modellezésére a WAsP (Wind Atlas Analysis and Application Program) modellt használják a kutatók (Radics, 2001; Bartholy és Radics, 2000a, 2000b; 2001; Radics és Bartholy, 2001). Ez a szél adatok horizontális és vertikális extrapolációjára szolgáló lineáris, spektrális modell, amelyet Dániában fejlesztettek ki. A WAsP alkalmas a domborzati és érdességi adatok alapján egy terület szélklímájának becslésére, az átlagos szél teljes energiájának számítására és a szélturbina közepes teljesítmény outputjának meghatározására. A modell hazai adaptálása során bemenő adatként felszíni szél mérések idősorát, illetve rádiószondás mérésekből és a talaj menti légnyomás analíziséből származtatott geosztrófikus szél adatokat használtak.

A 15. ábra szerint három – az érdesség, a domborzat és az árnyékoló objektum hatását elemző – almodell segítségével elvégzett transzformáció az adott terület szélklímájának leírását adja. Ezek az ún. széltérkép statisztikák, amelyek segítségével vizsgált terület bármely pontjára jellemző szélmező meghatározható. A széltérkép statisztikák létrehozásának nem egyszerű folyamatát a modellben Bartholy és Radics, (2000b) munkájában követhetjük nyomon.

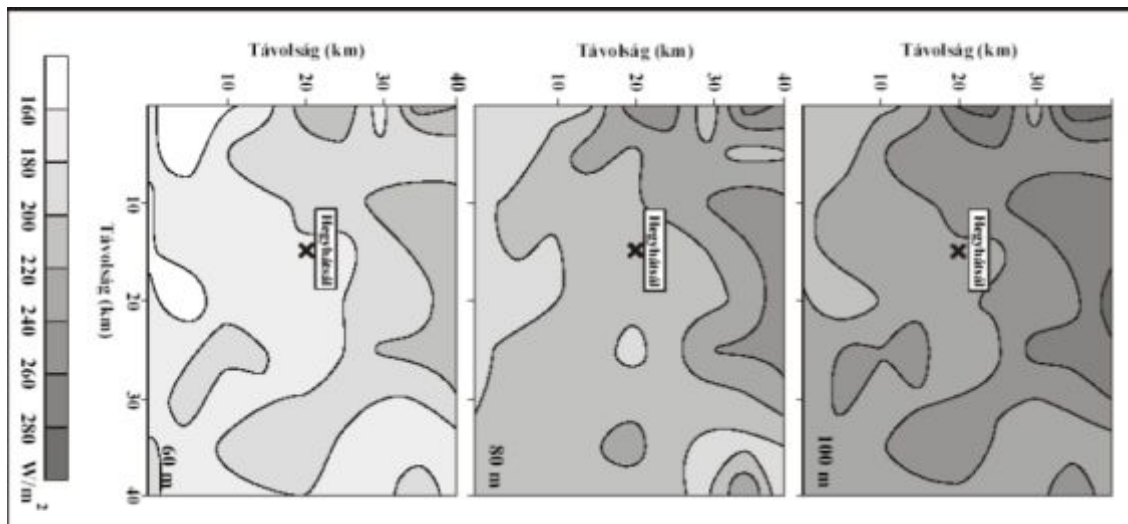
15. ábra: A WAsP-modell sematikus diagramja (Radics, 2004)



Bartholy és Radics (2000a, 2000b; 2001) a WAsP modell magyarországi adaptálhatóságának igazolásaként a hegyhátsági állomáson 10 m-en mért, óránként átlagolt adatokat használták fel az uralkodó átlagos szélklíma leírására. Az eredményekből levonható következtetések alapján lehetőségük nyílt a hegyhátsági adatok extrapolálásával a környező terület áramlási viszonyainak meghatározására. Hegyhátsál 40x40 km-es körzetére – 1 km-es ráctávolságot használva – kisteljesítményű turbinák átlagos elhelyezésének megfelelően 18 m-es

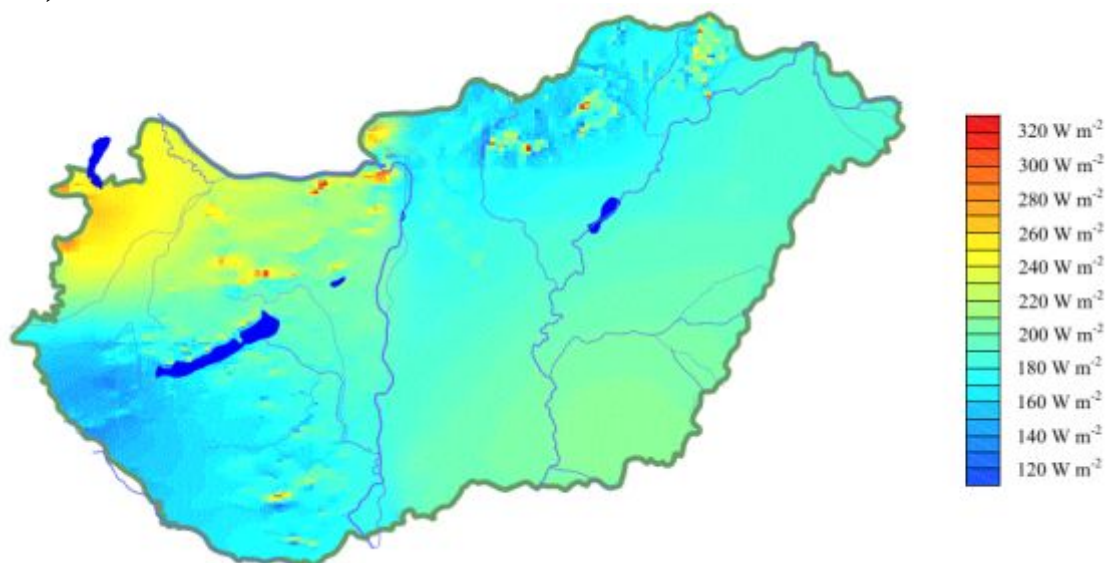
magasságra számított átlagos szélesség és potenciális szélenergia értékét tünteti fel a 16. ábra. Látható, hogy az átlagos szélesség és szélpotenciál területek jól megfelelnek egymásnak.

16. ábra: A rendelkezésre álló szélteljesítmény-mező horizontális szerkezete Hegyhátsál 40x40 km-es körzetében különböző magasságokban (Radics, 2004).



A WAsP modell (és a digitális terepmodellek) segítségével lehetőség nyílik tehát hazánk szélenergia készletének felmérésére, az ország szélenergia hasznosíthatóság szempontjából történő regionalizálására. Az egyszerűbb domborzati viszonyokkal rendelkező területek – mint hazánk – vizsgálata esetén ugyanis a modell kielégítően pontos eredményt nyújt, ezért a széladatok extrapolálásával az állomást övező területek áramlási viszonyai meghatározhatók. A mért adatok extrapolálásakor azonban csak a mérőhely nem túl távoli, 80-100 km-es körzetében kapunk elfogadható eredményt, ezért a teljes országot lefedő, évszakos bontású és megfelelő pontosságú szélenergia térkép csak interpolációs és kompozíciós technikák alkalmazásával rajzolható meg (Radics, 2004). Egy ilyen, ún. széltérkép látható a 17. ábrán.

17. ábra: A domborzat áramlásmódosító hatásának figyelembe vételével 120 m felszín feletti magasságra modellezett rendelkezésre álló szélteljesítmény-mező (kompozit térkép, Radics, 2004).

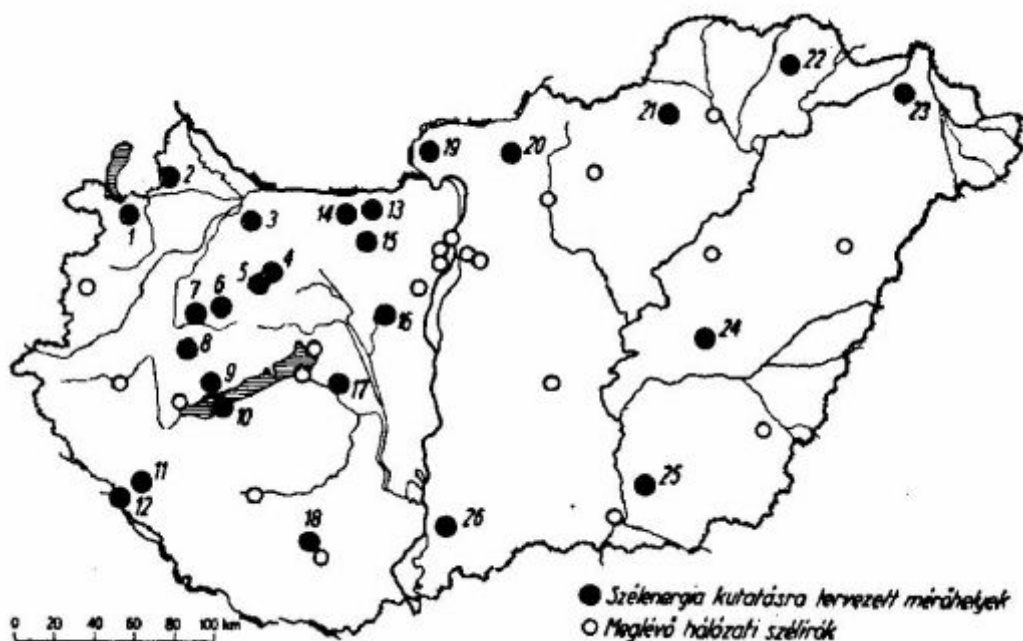


E térképek minél pontosabb megszerkesztéséhez is nagyszámú mérőhely hosszú idejű és elegendő gyakorisággal észlelt széladat-sorára van szükség, lehetőleg több magasságban, azaz energetikai szélmérésekre.

5. ENERGETIKAI SZÉLMÉRÉSEK

A szélergia kihasználásának kérdése, tehát az energetikai célú szélérés is meteorológiai és műszaki probléma. A hazai meteorológiai irodalmat áttanulmányozva nagy valószínűséggel állíthatjuk, hogy Steiner (1923) volt az első, aki a széleseesség megfigyeléseket a szélergia szempontjából vette vizsgálat alá Túrkeve és Ógyalla több éves adatsorából. A meteorológusok feladatát a szélergia kutatásban először Czelnai (1953) fogalmazta meg: a legelőnyösebb helyek kiválasztása és a műszaki szakemberek tájékoztatása a várható szélergia mennyiségéről. Kakas és Mezősi (1956) vállalkoztak először arra, hogy kiemeljék a magyarországi szélergia kutatás legfontosabb mozzanatait. Ezután - felhasználva a Meteorológiai Intézet szélirójának kényszerű magasságváltoztatását – megvizsgálták az átlagos széleseesség és a szélút vertikális változását. Eredményeik arra hívták fel a figyelmet, hogy a kiemelkedő tereppontokon – még a Kárpát-medence áramlási viszonyai mellett is – komoly eredményekre lehet számítani a szélergia kitermelése szempontjából. Szerintük 26 új szélérés állomás 2-3 éven át történő működtetésére lenne szükség ahhoz, hogy a szélergiát meteorológiai oldalról kielégítő pontossággal fel lehessen mérni. Az általuk erre alkalmasnak tartott helyeket mutatja a 18. ábra az akkor meglévő meteorológiai állomásokkal együtt.

18. ábra: Az energetikai szélérés megindításához szükséges további 25 meteorológiai állomás Kakas és Mezősi (1956) szerint.

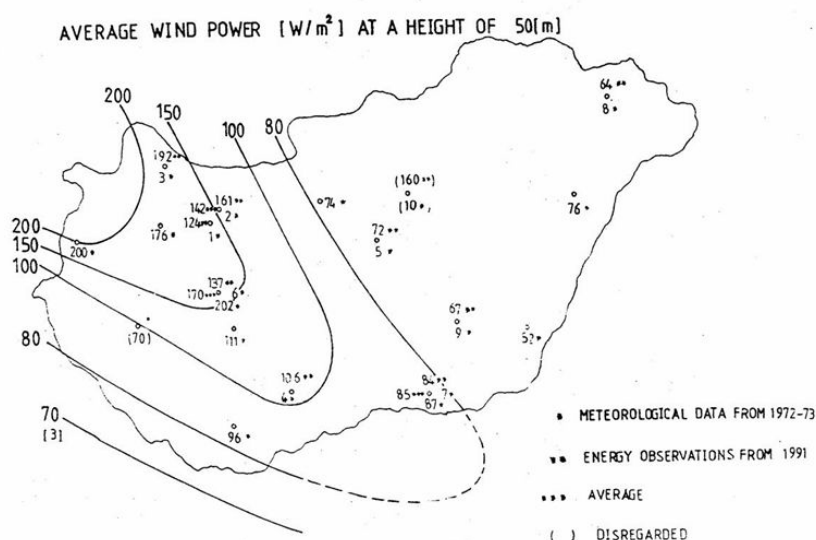


Az energetikai szélérés gondolata tehát megszületett, azonban a – részleges – megvalósulására hosszú ideig kellett várni. 1991-ben az MVM és az OVIT támogatásával beindult az a program, amelynek legfontosabb eleme az, hogy az országban 10 távvezeték oszlopra (26 és 50 m magasság között) széleseesség mérőket szereltek fel, amelyek 1991. augusztusától 1 éven át működtek. A megfigyelési pontok közül kettő a Tiszántúlon, egy az

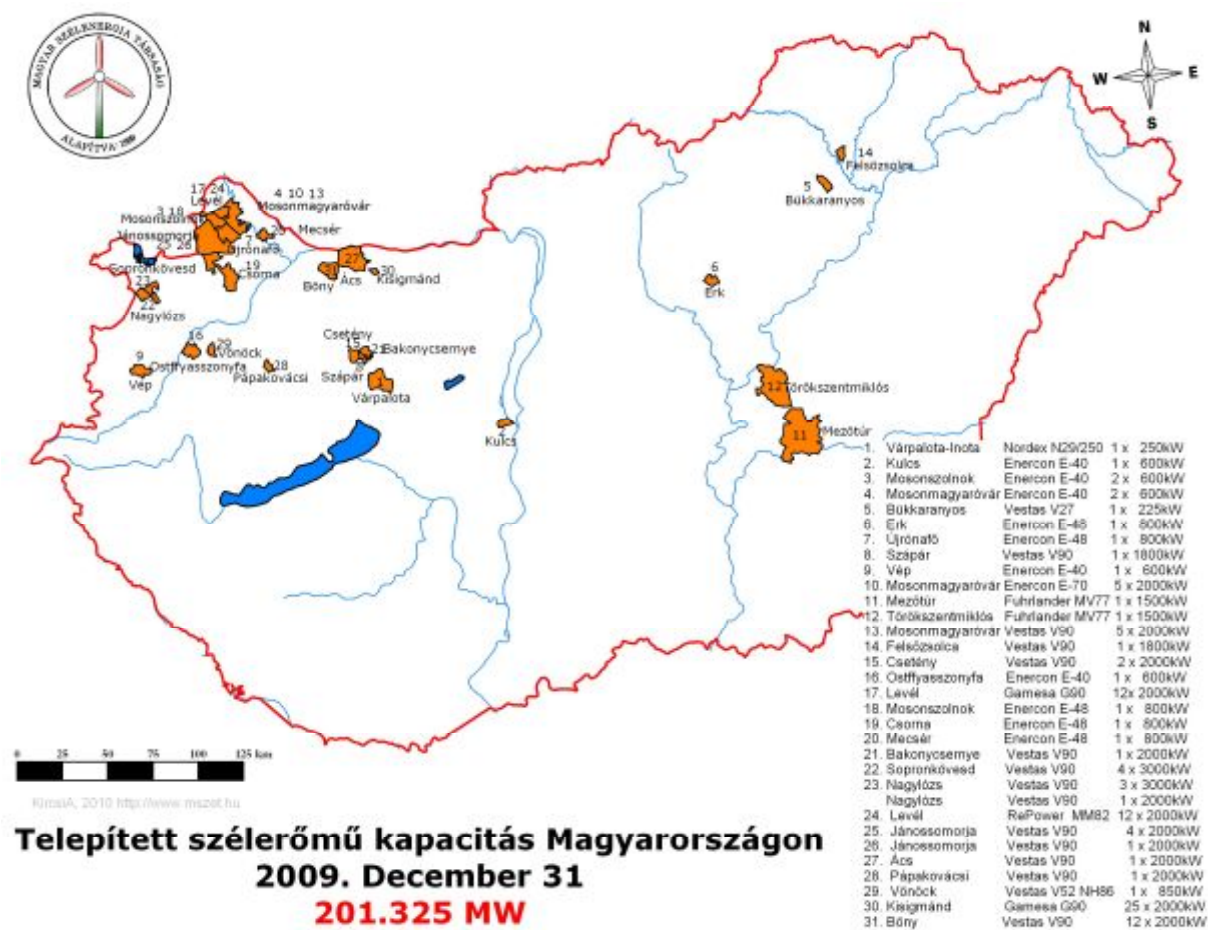
Északi-közép-hegységben, kettő a Duna-Tisza közén, három a Dunántúl északi, egy a déli részén, egy pedig a Balaton mellett helyezkedett el. A mérés eredményeit, az ezek alapján meghatározott havi fajlagos szélerőenergia értékeket és ezek gazdasági értékelését egy tanulmányban foglalták össze (Tanulmány a magyarországi szélerőenergia viszonyokról, 1992). E mérések és néhány más meteorológiai állomás szélesebb adatainak felhasználásával készült Magyarország első energetikai szélterképe, amely a 19. ábrán látható (Blahó és Marshall, 1993). A térkép azt sugallja, hogy igazából csak a Dunántúl nyugati, észak-nyugati részén van kihasználható szélerőenergia.

Az Országos Meteorológiai Szolgálat által koordinált NKFP projekt egyik fő célja volt a magyarországi szélerőenergetikai térképeinek megszerkesztése különböző magasságokban. Az ehhez szükséges adatbázis létrehozására a következő lehetőségek voltak: Magyarország automata meteorológiai állomáshálózata, meteorológiai mérőtornyok, expedíciós mérések a kiválasztott területen, a rádiószondás mérések, wind-profiler, Doppler-radar és a SODAR. Ezek közül a legnagyobb várakozással az utóbbi, a hanghullámoknak a levegőben áramló szilárd és cseppfolyós részecskékről való visszaverődésén alapuló korszerű műszer mérési adatai elé tekintünk. A kezdeti eredmények igen biztatóak voltak (NKFP jelentés, 2003). Ezek nagymértékben hozzájárultak Magyarországon a szélerőenergia hasznosítás jelenlegi állapotának kialakításához, amelyet a 20. ábra szemléltet. Az ábra szerint Magyarországon 2009 végéig a beépített szélerőmű kapacitás 201,325 MW. Jelenleg az országban összesen 108 darab szélerőmű üzemel.

19. ábra: Átlagos szélterjesztmény 50 m magasságban (Blahó és Marshall, 1993).



20. ábra: Telepített szélérőmű kapacitás Magyarországon 2009 decemberéig (Bíróné Kircsi Andrea, www.mszt.hu).



Irodalomjegyzék

- Aujeszky, L., 1949: Meteorológiai előmunkálatok a magasépítésben végzendő szélterhelés számításokhoz. Időjárás, 53., pp. 15-25.
- Bacsó N., 1959: Magyarország éghajlata. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Bartholy, J., Radics, K., 2001: Selected characteristics of wind climate and potential use of wind energy in Hungary. Part I. Időjárás, 105, pp. 109-126.
- Bartholy, J., Radics, K., 2000a: Természetes felszínek áramlásmódosító hatása. III. Erdő és klíma konferencia (szerk.: Kircsi Andrea), pp. 121-131.
- Bartholy, J., Radics, K. (szerk.), 2000b: A szélenergia hasznosítás lehetőségei a Kárpát-medencében. Egyetemi Meteorológiai Füzetek, No.14, p. 80.
- Bartholy, J., Radics, K., Bohoczky, F., 2003: Present state of wind energy utilisation in Hungary: policy, wind climate and modelling studies. Renewable and Sustainable Energy Reviews 7., pp. 175-186.
- Bartzokas, A., Metaxas, D. A., 1996: Northern Hemisphere gross circulation types. Climatic change and temperature distribution. Meteorol. Zeitschrift, N.F. 5, 99-109.
- Blahó, M., Marshall, J., 1993: Wind energy in Hungary. Proceedings of ISES Solar World Congress, Volume 8, Biomass, Agriculture, Wind, pp. 213-218.
- Betz, A., 1946: Windenergie und ihre Ausnützung durch Windmühlen. Göttingen.
- Czelnai, L., 1953: A szélenergia felhasználásának néhány elméleti kérdése és lehetőségei hazánkban. Időjárás, 57., pp. 221-227.
- Dési, F., Rákóczi, F., 1970: A légkör dinamikája. Tankönyvkiadó, Budapest.
- Dobosi, Z., Felméry, L., 1971: Klimatológia. Egyetemi jegyzet, Tankönyvkiadó, Budapest.
- Járvovich, M., 2001: Egy 750 kW teljesítményű szélérőgép létesítésével kapcsolatos környezeti hatásvizsgálat. Diplomamunka, Széchenyi István Főiskola, Győr.
- Kajor B., 2002a: Létesíthető-e szélenergia park Magyarországon? Magyar Energetika, 5., pp. 41-44.
- Kajor B., 2002b: Hasznosítható-e a szélenergia Magyarországon? Fűtéstechnika, megújuló energiaforrások, pp. 53-56
- Kakas J., és Mezősi, M., 1956: Szélviszonyaink vizsgálata és az országos energiagazdálkodás. Időjárás, 60., pp. 350-364.
- Keveiné Bárány, I., 1991: A szélérő hasznosítás éghajlati adottságai az Alföldön. Földrajzi Értesítő, XL., 3-4., pp.355-369.
- Keveiné Bárány, I., 2000: Adatok a szélérő-hasznosítás alföldi lehetőségeihez. Megújuló energiaforrások-bioüzemanyagok. Energiahatékonysági konferencia, Kecskemét, pp. 44-50.
- Kircsi, A., Tar, K., 2008: Profile-tests for utilizing wind energy. Acta Silvatica & Lignaria Hungarica, Vol. 4., pp. 107-123.
- Koppány, Gy., 1989: Légköri erőforrások. Egyetemi jegyzet, JATE TTK, Szeged.
- Koppány, Gy., 2009: Potenciális szélenergia Európában és Magyarországon. Légkör, 54.2., pp. 30-31
- Ledács-Kiss A., 1963: A szélenergia hasznosítása. Műszaki Könyvkiadó, Budapest.
- Ledács-Kiss A., 1977: Magyarország szélenergiakincsének nagyságrendje. Energia és Atomtechnika, 30., pp. 461-464
- Ledács-Kiss A., 1983: A szélenergia hasznosításának lehetőségei Magyarországon. Energia és Atomtechnika, 36., pp. 173-186.
- Metaxas, D. A., Bartzokas, A., Vitsas, A., 1991: Temperature fluctuations in the Mediterranean area during the last 120 years. Int. J. Climatol., 11/8, 897-909.

- Meyhöfer, S., Rapp, J., Schönwiese, C. D., 1996: Observed three-dimensional climate trends in Europe 1961-1990. Meteorol. Zeitschrift, N.F. 5, 90-94.
- Mezősi, M., Simon, A., 1981: A meteorológiai szélmérés elmélete és gyakorlata. Meteorológiai Tanulmányok, No. 36.
- Molnár J., Tar K. (2003): Modification of air pressure and wind patterns in the Carpathian Basin. Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina, Tomus XXXVI., pp. 67-80.
- NKFP jelentés, 2003, OMSz.
- Patay I., 2001a: Szélerőművek üzemviszonyainak elemzése. Szélerőenergia konferencia előadásai. Magyar Szélerőenergia Tudományos Egyesület, pp. 54-60.
- Patay I., 2001b: Szélerőművek üzemviszonyainak modellezése. TSF Tudományos Közlemények, Tom. 1. No. 1.
- Patay I., 2003: A szélerőenergia hasznosítása. Szaktudás Kiadó Ház, Budapest
- Péczely Gy., 1979: Éghajlat. Tankönyvkiadó, Budapest.
- Péczely Gy., 1963: A Magyar Alföld és a környező hegyvidék légcseréje. Időjárás, 67., pp. 233-238.
- Radics, K., Bartholy, J., 2001: Modelladaptációs kísérletek hazánk potenciális szélerőenergiájának felmérésére. A szélerőenergia hasznosítása a vízgazdálkodásban. A Magyar Szélerőenergia Társaság kiadványai, No.1., pp. 37-43.
- Radics, K., 2001: Eredmények a szélerőenergia hasznosítás területéről: mérések, széllégklima és modellezés. Szélerőenergia konferencia előadásai. Magyar Szélerőenergia Tudományos Egyesület, pp. 35-40.
- Radics K., 2004: A szélerőenergia hasznosításának lehetőségei Magyarországon: hazánk széllégklimája, a rendelkezésre álló szélerőenergia becslése és modellezése. Doktori (PhD) értekezés, ELTE, Budapest.
- Schönwiese, C.D., Rapp, J., Fuchs, T., Denhard, M., 1994: Observed climate trends in Europe 1891-1990. Meteorol. Zeitschrift, N.F. 3, 22-28.
- Steiner, L., 1923: Egy kis szélstatistika. Időjárás, 27., pp. 1-5.
- Tanulmány a magyarországi szélerőenergia viszonyokról. Az MVM Rt. (jogelődje: MVMT) megbízása alapján az Energo-Control kivitelezésében, 1992.
- Tar, K., 1991a: Magyarország széllégklimájának komplex statisztikai elemzése. Az Országos Meteorológiai Szolgálat kisebb kiadványai, 67. p.124.
- Tar, K., 1991b: The Concept and the Velocity- and Energy Distribution of Characteristic and Non-Characteristic Wind Directions. The International Journal of Ambient Energy. Vol. 12. no. 2. pp. 95-100.
- Tar, K. - Makra, L. – Horváth, Sz., 2000: Some statistical characteristics of the wind energy in Hungary in connection with climatic change. 3rd European Conference on Applied Climatology (CD-ROM, ISBN 88-900502-0-9), Pisa, Italy
- Tar K., Kircsi A., 2001: Módszer a napi átlagos fajlagos széltejesítmény meghatározására. A légköri erőforrások hasznosításának meteorológiai alapjai. Meteorológiai Tudományos Napok, 2001, pp. 129-137.
- Tar, K., Kircsi, A., Vágvolgyi, S., 2002: Temporal changes of wind energy in connection with the climatic change. Proceedings of the Global Windpower Conference and Exhibition, Paris, France, 2-5 April, CD-ROM.
- Tar K., 2003a: A szélerőenergia néhány statisztikai paraméterének időbeli változása Magyarországon. Klímaváltozás-energiatudatosság-energiahatékonyság, III. Nemzetközi Konferencia és Kiállítás, Győr, június 4-6, pp. 143-149.
- Tar, K., 2003b: Temporal and territorial alteration of energetic parameters of the wind directions. Proceedings of the 6th International Conference on Heat Engines and Environmental Protection, May 26-28, 2003, Hotel Uni, Balatonfüred, Hungary, pp. 127-132.

Tóth, G., Horváth, G., Tóth, L., 2001: Energetikai célú szél mérés és széltérkép készítése. Szélergia konferencia előadásai. Magyar Szélergia Tudományos Egyesület, pp. 6-10.

Vajda, Gy., 1999: Energiaforrások. Magyar Tudomány, 6., pp. 645-675.

Varga B., Németh P., Dobi I., 2006: Szélprofil vizsgálatok eredményeinek összefoglalása. Magyarországi szél- és napenergia kutatás eredményei. Országos Meteorológiai Szolgálat, pp. 7-20.

Vincze I., 1975: Matematikai statisztika ipari alkalmazásokkal. Műszaki Könyvkiadó, Budapest.

Wantuchné Dobi I., Németh P., Varga B., 2004: Hazai szélprofil vizsgálatok eredményei. II. Energexpo Nemzetközi Energetikai Szakkiállítás és Konferencia, pp. 173-177.

www.mszt.hu: a Magyar Szélergia társaság honlapja

www.met.hu: az Országos Meteorológiai Szolgálat honlapja.

A szerzők névsora

Barta Györgyi	DsC, az MTA doktora tudományos tanácsadó intézetigazgató	MTA RKK BO	barta@rkkmta.hu
Berki Imre	PhD egyetemi docens	NYME EMK KFI Ökológia és Genetika Intézeti Tanszék	iberki@emk.nyme.hu
Bozsó Gábor	PhD hallgató	SZTE Ásványtani, Geokémiai és Közet-tani Tanszék	bozso.gabor@geo.u-szeged.hu
Czimre Klára	PhD egyetemi adjunktus	DE TTK Társadalomföldrajzi és Területfejlesztési Tanszék	klaricz03@yahoo.co.uk
Csordás László	CSc, a földrajz-tudományok kandidátusa	SZTE TTIK Gazdaság- és Társadalomföldrajz Tanszék	csordasl@gmail.com
Dezső József	PhD egyetemi adjunktus	PTE TTK Környezettudományi Intézet	dejozsi@gamma.ttk.pte.hu
Egedy Tamás	PhD tudományos főmunkatárs	MTA FKI Társadalomföldrajzi Osztály	egedy@gmx.net
Ekéné dr. Zamárdi Ilona	PhD nyugalmazott egyetemi docens	DE TTK Társadalomföldrajzi és Területfejlesztési Tanszék	ekeilona@tigris.klte.hu
Fábián Szabolcs Ákos	PhD tudományos munkatárs	PTE Science Please! Projektiroda	smafu@gamma.ttk.pte.hu
Hamar Anna	PhD tudományos munkatárs	MTA RKK TKO	hamara@rkk.hu
Hanusz Árpád	PhD intézetigazgató, egyetemi tanár	NYF TTIK Turizmus és Földrajztudományi Intézet	hanusz@nyf.hu
Hardi Tamás	PhD tudományos munkatárs	MTA RKK NYUTI	hardit@rkk.hu
Hevesi Attila	DsC, az MTA doktora egyetemi tanár	ME Természetföldrajz-Környezettan Tanszék	ecoheves@uni-miskolc.hu
Horváth Zsolt	MSc. hallgató	SZTE Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék	

Illés Sándor	PhD tudományos főmunkatárs	KSH Népeségtudományi Kutatóintézet	illes@demografia.hu
Jakobi Ákos	PhD egyetemi adjunktus	ELTE Regionális Tudományi Tanszék	soka@ludens.elte.hu
Jankó Ferenc	PhD egyetemi adjunktus	NYME KK, Nemzetközi és Regionális Gazdaságtani Intézet	frk@ktk.nyme.hu
Kiss Tímea	PhD egyetemi docens	SZTE Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék	kisstimi@geo.u-szeged.hu
Koós Bálint	PhD tudományos munkatárs	MTA RKK TKO	koosb@rkk.hu
Kormány Gyula	dr. habil. professor emeritus	NYF TTIK Turizmus és Földrajztudományi Intézet	kormany@nyf.hu
Koroknai Levente	MSc. hallgató	SZTE Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék	
Kovács János	PhD adjunktus	PTE TTK Földrajzi Intézet	jones@gamma.ttk.pte.hu
Kozma Gábor	dr. habil, PhD egyetemi docens	DE TTK Társadalomföldrajzi és Területfejlesztési Tanszék	gkozma@delfin.klte.hu
Lóki József	DsC, az MTA doktora tanszékvezető egyetemi tanár	DE TTK Természetföldrajzi és Geoinformatikai Tanszék	jloki@delfin.unideb.hu
Lőcsei Hajnalka	tanársegéd	ELTE Regionális Tudományi Tanszék	nanga@ludens.elte.hu
Mezei István	PhD tudományos munkatárs	MTA RKK TKO	mezeii@rkk.hu
Móricz Norbert	doktorandusz	NYME EMK KFI Ökológia és Genetika Intézeti Tanszék	mornor@freemail.hu
Novák Tibor József	PhD egyetemi adjunktus	DE TTK Tájvédelmi és Környezetföldrajzi Tanszék	novakti@delfin.unideb.hu
Nyári Diána	PhD hallgató	SZTE Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék	nyaridia@geo.u-szeged.hu

Rakonczai János	CSc egyetemi docens	SZTE Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék	J.Rakonczai@geo.u-szeged.hu
Rasztovits Ervin	tanszéki mérnök	NYME EMK KFI Ökológia és Genetika Intézeti Tanszék	raszto@titanic.nyme.hu
Schubert Gábor	MSc. hallgató	SZTE Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék	
Sipos György	PhD tudományos munkatárs	SZTE Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék	gysipos@geo.u-szeged.hu
Süli-Zakar István	DSc, az MTA doktora tanszékvezető egyetemi tanár	DE TTK Társadalomföldrajzi és Területfejlesztési Tanszék	sulizi@tigris.klte.hu
Szörényiné Kukorelli Irén	DSc, az MTA doktora tudományos tanácsadó	MTA RKK NYUTI	sziren@rkk.hu
Tar Károly	Dr. habil, PhD, tanszékvezető egyetemi docens	DE TTK Meteorológiai Tanszék	tark@puma.unideb.hu
Teperics Károly	PhD egyetemi adjunktus	DE TTK Társadalomföldrajzi és Területfejlesztési Tanszék	teperics@puma.unideb.hu
Tóth Krisztina	tudományos segédmunkatárs	MTA RKK ATI Kecskeméti Osztály	tothk@rkk.hu
Uzzoli Annamária	PhD főiskolai docens	TPFK	annamaria.uzzoli@gmail.com
Varga Gábor	PhD egyetemi adjunktus	PTE TTK Földrajzi Intézet	gazi@gamma.ttk.pte.hu
Veress Márton	DsC, az MTA doktora, dékán, intézetigazgató, egyetemi tanár, tanszékvezető	NYME Természetföldrajz Intézeti Tanszék	vmarton@ttmk.nyme.hu
Virág Tünde	PhD tudományos munkatárs	MTA RKK TKO	viragt@rkk.hu

Megjegyzés

DE TTK: Debreceni Egyetem	http://geo.science.unideb.hu/
ELTE TTK FTK: Eötvös Loránd Tudományegyetem Földrajztudományi Központ	http://geogr.elte.hu/
MTA FKI: Magyar Tudományos Akadémia Földrajztudományi Kutatóintézet	http://www.mtafki.hu/
MTA RKK: Magyar Tudományos Akadémia Regionális Kutatások Központja	http://www.rkk.hu/
	ATI: Alföldi Tudományos Intézet, Kecskeméti Osztály http://w3.rkk.hu/ati/
	BO: Budapesti Osztály http://w3.rkk.hu/keti/
	TKO: Térségfejlesztési Kutatások Osztálya http://w3.rkk.hu/keti/
	NYUTI: Nyugat-magyarországi Tudományos Intézet http://www.nyuti.rkk.hu/
ME: Miskolci Egyetem	http://www.uni-miskolc.hu/public/
NYF TTIK: Nyíregyházi Főiskola Természettudományi és Informatikai Kar	http://www.nyf.hu
NYME EMK KFI: Nyugat-Magyarországi Egyetem Erdőmérnöki Kar, Környezet és Földtudományi Intézet	http://www.emk.nyme.hu
NYME Közgazdaságtudományi Kar	http://www.ktk.nyme.hu/
PTE TTK: Pécsi Tudományegyetem Természettudományi Kar	http://www.ttk.pte.hu/
SZTE: Szegedi Tudományegyetem Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék	http://www.geo.u-szeged.hu/web/
TPFK: Tomori Pál Főiskola, Kalocsa	http://www.tpfk.hu/n1/